

**ИНСТИТУТ ИССЛЕДОВАНИЯ ТОВАРОДВИЖЕНИЯ
И КОНЬЮНКТУРЫ ОПТОВОГО РЫНКА
(ОАО «ИТКОР»)**

Т.В. Полева, А.М. Сазонов

**Геология золоторудного
месторождения Благодатное
в Енисейском кряже**

Москва 2012

УДК 553.411
ББК 26.34
ISBN 978-5-905735-20-2
2012. 290с.

Рецензенты:

МАЗУРОВ Алексей Карпович, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный геолог РФ, профессор

ШИБИСТОВ Борис Всеволодович, доктор геолого-минералогических наук

Полева Т.В., Сазонов А.М.

Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже: Монография. – М.: Издательский дом «Экономическая газета», 2012, 290 с.

Монография посвящена геологии одного из крупнейших в Енисейском кряже золото-сульфидного месторождения «Благодатное». Основное внимание уделяется литолого-стратиграфическому и петрографическому составу вмещающей сланцевой толщи, характеристике рудовмещающей структуры, минералого-петрографических типов руд. В эталонных разведочных сечениях месторождения детально охарактеризованы минералы рудных тел, их состав, ассоциации и уровень золотоносности типов руд.

На современном уровне оценены термодинамические условия метаморфизма вмещающей толщи и стадийного гидротермально-метасоматического процесса. В заключении приведены материалы изотопных исследований главных геологических событий в золотоносном регионе, показана длительность развития рудного процесса в Енисейском кряже и прерывисто-непрерывного образования руд многочисленных месторождений в интервале 847-364 Ма.

Монография рекомендуется для геологов-производственников, научных работников, преподавателей, аспирантов и студентов.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ	7
1.1. Общие сведения о геологическом строении района	7
1.1.1. Краткие сведения об истории геологических исследований	9
1.1.2. Стратиграфия	12
1.1.3. Магматизм	17
1.1.4. Тектоника	18
1.1.5. Полезные ископаемые	21
1.2. Геологическая характеристика месторождения	25
1.2.1. Состав осадочно-метаморфической толщи	27
1.2.2. Магматические породы	30
1.2.3. Структура месторождения	30
ГЛАВА II. ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	51
2.1. Петрография	51
2.1.1. Породы внешней зоны рудного поля месторождения	51
2.1.2. Породы рудоносной минерализованной зоны месторождения	70
2.1.2.1 Породы внешних тектонических блоков зоны сбросо-сдвига	72
2.1.2.2. Породы центральной пластины сбросо-сдвига	82
2.1.3. Метасоматиты	87
2.2. Петрохимическая характеристика основных типов пород и руд месторождения	98
2.2.1. Характеристика химического состава пород и руд месторождения	98
2.2.2. Петрохимическая типизация кристаллических сланцев	106
ГЛАВА III. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД	117
3.1. Природные типы руд и их текстурно-структурные особенности	117
3.1.1. Типизация рудоносных образований	119
3.1.2. Зона окисления руд	123
3.1.3. Распространенность и золотоносность сульфидных гидротермально-метасоматических ассоциаций	126
3.1.4. Структурно-текстурные особенности руд	133
3.2. Характеристика гидротермально-метасоматических минералов	136
3.2.1. Сульфиды и арсениды	137
3.2.2. Оксиды	172
3.2.3. Силикаты	189
3.2.4. Соли	192
3.2.5. Самородные	193

ГЛАВА IV. ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	212
4.1. Термодинамические условия метаморфизма	212
4.2. Стадийность и температурный режим гидротермально- метасоматического процесса	217
4.2.1. Эндогенный этап	220
4.2.2. Экзогенный этап	226
4.2.3. Температурный режим гидротермально-метасоматического процесса	227
4.3. Возраст исходного протолита, метаморфизма, магматизма и рудообразования	230
4.3.1. Возраст метаморфизма и рудообразования	231
4.3.2. Природа и возраст исходного протолита	238
4.3.3. Изотопное датирование метаморфизма, магматизма и рудообразования в пределах Енисейского кряжа	241
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	248
ЛИТЕРАТУРА	256
ПРИЛОЖЕНИЕ	279

ВВЕДЕНИЕ

Добыча золота одна из ведущих отраслей экономики России. Лидером российской золотодобычи в последнее десятилетие является Красноярский край (на 2007 г. – 43,2 т www.mineral.ru), несмотря на существенное сокращение добычи драгоценного металла (в крае и России в целом) из-за постепенного истощения ресурсной базы, а также дисбаланса между ростом объемов добычи и темпами возмещения запасов.

Одним из регионов с широко распространенными месторождениями коренного золота (эксплуатация которых ведется с 1884 года) является Енисейский край, но по масштабам большинство месторождений мелкие (за исключением единичных крупных и средних) и уже отработаны, законсервированы или будут отработаны в скором времени, что вынуждает постоянно искать новые месторождения в экономически освоенных районах с большими запасами и технологичными рудами.

Рудопроявление Благодатное, открытое в 1967 г. М.В. Крысиным в процессе геологической съемки масштаба 1:50 000, только после постановки систематических поисковых работ и опробования силами геологической службы ЗАО «Полюс» оценено как крупное месторождение. Переоценен ранее выявленный северный участок и обнаружен новый – южный, включающий 4/5 запасов всего месторождения. В 2005 г защищены запасы по категории В+С₁+С₂, составившие 222,4 т Au со средним содержанием его в руде 2,4 г/т [www.polyusgold.com, www.mineral.ru]. В настоящее время ведется эксплуатация месторождения [«Третий полюс планеты», www.geonews.com, www.mineral.ru, www.polyusgold.com]. По данным компании «Полюс Золото» месторождение Благодатное занимает 7-е место в списке крупнейших месторождений золота в России. При этом рудное золото извлекается простым цианированием, а само месторождение расположено в зоне традиционной золотодобычи с развитой инфраструктурой.

В основу монографии положен фактический материал, полученный при выполнении НИР в ГОУ ВПО «ГУЦМиЗ» по контракту ГГМ-022-1 с

ЗАО «Полнос» в 2001-2003 гг. по теме «Геолого-петрографическая характеристика и вещественный состав руд рудопоявления Благодатное» в рамках проекта «Поиски и оценка рудного золота на Олимпиадинской площади на 1998-2002 гг» и исследований по грантам НШ-2213.2003.8, 15 G 290 и диссертационной работы Т.В. Полевой.

В монографии рассмотрены геологическое строение района и рудного поля месторождения и закономерности размещения золотого оруденения на основе материалов геолого-съёмочных работ последних лет, данных предшественников и собственных наблюдений; приведена геолого-петрографическая и петрохимическая характеристика, вещественный состав главных типов горных пород с учетом структурного положения в пределах рудного поля и рудоносной минерализованной зоны (РМЗ); выполнено описание природных типов руд в пределах РМЗ и рудных тел, их текстурно-структурных особенностей; детально рассмотрен вещественный состав руд, золотоносность и распространенность сульфидных гидротермально-метасоматических ассоциаций, а также дана подробная характеристика минералов гидротермально-метасоматических образований; обобщен материал по условиям образования месторождения и приведены результаты сопоставления изотопного датирования метаморфизма, магматизма и рудообразования в пределах Енисейского кряжа.

Авторы выражают благодарность за помощь в работе сотрудникам кафедры ГМиП ИГДГиГ СФУ – профессорам Р.А. Цыкину, С.И. Леонтьеву, Е.А. Звягиной, С.А. Ананьеву, доцентам Л.П. Костененко, О.Ю. Перфиловой, Л.И. Свиридову. Авторы признательны за содействие в аналитических исследованиях и обработке материалов научным сотрудникам ИГиМ СО РАН и Национального исследовательского ТПУ В.А. Акимцеву, Ю.И. Маликову, А.Я. Пшеничкину, Ю.В. Колмакову. Весьма плодотворными были обсуждения вопросов геологии рудного района с сотрудниками Национального исследовательского ТГУ И.Ф. Гертнером, В.В. Врублевским, П.А. Тишиным.

ГЛАВА I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сибирь считается одним из традиционных золотодобывающих регионов России. Усилиями многих поколений геологов устанавливались основные черты геологического и металлогенического строения классических золотоносных провинций, которых С.С. Сердюком [79] выделено в пределах Красноярского края десять. Выделение этих провинций осуществлено по их геолого-структурным и металлогеническим особенностям. Рудное поле месторождения Благодатное расположено в Верхне-Енашиминском рудном узле Ерудинского рудного района Центральной металлогенической зоны Енисейской благороднометальной провинции, которая (по геолого-структурным особенностям отнесена к 1-й группе, 1-й подгруппе) расположена в складчатых областях байкальской и каледонской консолидации с элементами активизации в герцинском цикле и является (по металлогеническим особенностям) существенно золотоносной [79].

Енисейский кряж является докембрийским складчатым поясом, расположенным между Сибирским кротоном и Западно-Сибирской плитой (рис. 1.1) [170, 119, 122]. Основным полезным ископаемым для территории района (как отмечалось выше) является золото, поэтому поисковые, оценочные и разведочные работы на этот металл занимали и занимают ведущее место в геологическом изучении площади. Кроме золотопоисковых, в районе проводились разнообразные геологические исследования на железо, редкие металлы и полиметаллы, бокситы, алмазы, тальк, магнезит, вермикулит и другие полезные ископаемые [134, 119, 122].

1.1. Общие сведения о геологическом строении района

Геологическое строение района рассмотрено кратко на основе материалов геолого-съёмочных работ последних лет.

Территория района рудного поля (лист Р-46-138-Г) расположена в центральной части Енисейского кряжа, в бассейне левых притоков верхнего

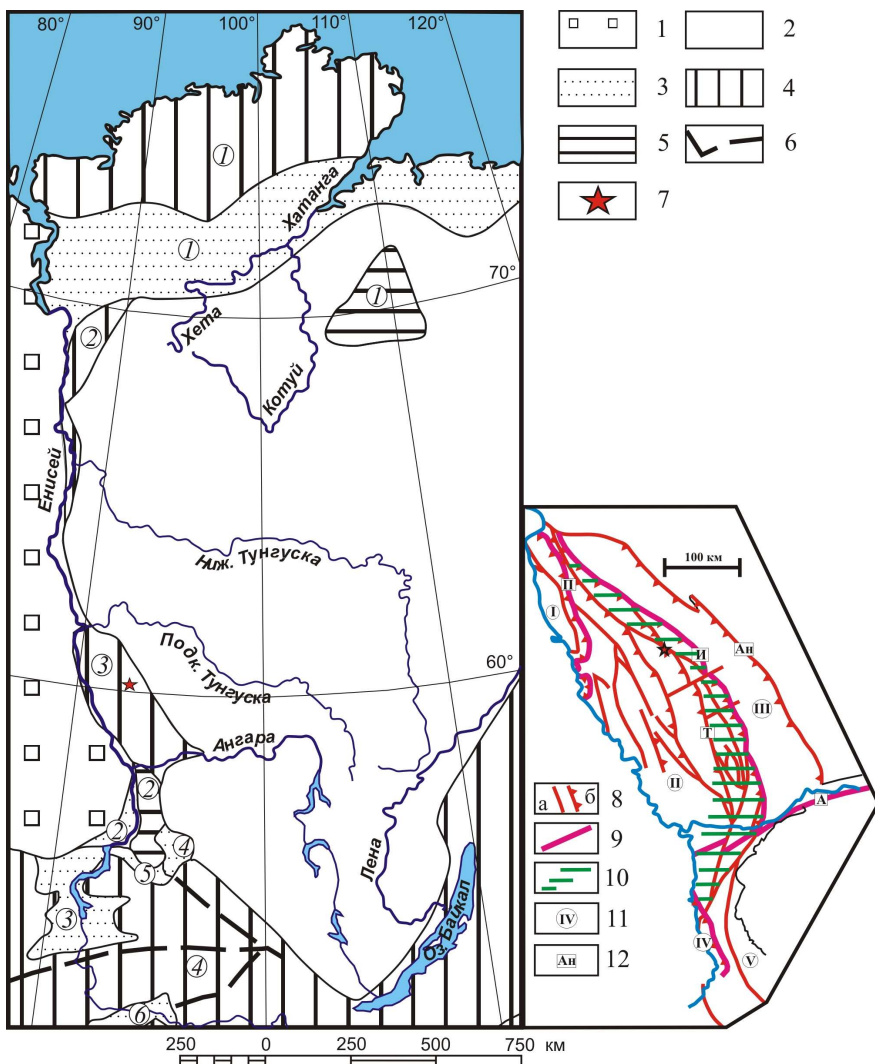


Рисунок 1.1 – Положение месторождения «Благодатное» в региональных геологических структурах. 1 - Западно-Сибирская плита; 2 - Сибирская платформа; 3 - впадины и прогибы: 1 - Енисейско-Хатангский прогиб, 2 - Приенисейская впадина, 3 - Минусинские впадины, 4 - Канская впадина, 5 - Рыбинская впадина, 6 - Тувинская впадина; 4 - складчатые области: 1 - Таймыро-Североземельская, 2 - Турухано-Игарская, 3 - Енисейский кряж, 4 - Саяно-Алтайская; 5 - архейские выступы: 1 - Анабарский щит, 2 - Ангаро-Канский выступ; 6 - крупнейшие разломы; 7 - месторождение Благодатное (60° 04' с.ш., 92° 56' в.д.). На врезке Енисейского кряжа: 8 - разломы (а), надвиги (б); 9 - границы террейнов; 10 - Татарско-Ишимбинская тектоническая зона; 11 - наименования террейнов: I - Исаковский, II - Центрально-Ангарский, III - Восточно-Ангарский, IV - Предивинский, V - Ангаро-Канский; 12 - названия разломов: А - Ангарский, И - Ишимбинский, Т - Татарский, П - Приенисейский, Ан - Анкиновский

течения р. Енашимо, в пределах юго-западного крыла Панимбинского антиклинория. Он ограничен с запада зоной Татарского, с востока Ишимбинского глубинных разломов, осложнен серией куполовидных поднятий и грабенов (Каламинский купол, Коноваловский грабен) [119, 122]. По данным глубинного сейсмозондирования (ГСЗ) Панимбинский антиклинорий является частью Татарской покровно-складчатой зоны [187]. По мнению геологов «Красноярскгеолсъемка» (1998) [182], фрагмент купольной структуры Панимбинского антиклинория на территории района осложнен серией крупных надвиговых пластин-сегментов.

1.1.1. Краткие сведения об истории геологических исследований

Первые сведения по геологическому строению описываемого района были даны Л.Я. Ячевским, который в 1892-1900 гг. занимался исследованием геологии и золотоносности Енисейского кряжа.

В начале XX века и после революции проводились маршрутные, площадные картировочные и тематические исследования, составлялись обзорные мелкомасштабные карты, изучался рудный потенциал. В 20-х годах XX-го столетия Б.Л. Степановым детально описаны структуры, изучен состав изверженных пород и контактово-метаморфические изменения вблизи золоторудных месторождений.

В 50-90-х годах прошлого столетия интенсивно ведется геологическое изучение территории и издаются геологические карты. Первое издание Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (ГК-1000) было полистным: Р-46 (Северо-Енисейский) – О.П. Горяинова и др. (1949-1956). Новая серия ГК-1000 издана Е.К. Ковригиной, Н.С. Подгорной и др. [56] в 1979 г. на Р-46-47 (Байкит) в комплекте карт дочетвертичных и четвертичных образований, полезных ископаемых и гравиметрии. На всей площади листа проведена геологическая съемка масштаба 1:200 000 (Шульц, Милосердова, 1950; М.И. Лейбович, Г.Г. Тузлуков, 1955; Е.А. Долгинов, М.Н. Белянкина, 1959-1961; В.Н. Кристин, А.Б. Хисамутдинов, 1969) и изданы Государственные геологические

карты (ГК-200). В 1990 г. геологами ПГО «Красноярскгеология» по результатам исследований построена геологическая карта, которая может служить основой для госгеолкарты-200 нового поколения (В.П. Богадица, О.А. Безруков). Также площадь охвачена геологической съемкой масштаба 1:50 000 (М.В. Крысин, В.В. Захаров, 1968 [175]; В.И. Лисицын, Н.И. Лисина и др., 1975-1979), в результате которой, при проведении литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния мышьяка, М.В. Крысиным был выявлен контрастный ореол золота в районе г. Благодатной. В дальнейшем территория района рудного поля подвергнута геологическому доизучению того же масштаба (А.Ф. Цельковский, П.С. Козлов и др., 1976-1980). Проводилось космофотогеологическое картирование масштаба 1:500 000 (В.М. Соболенко, Г.И. Качевская и др.; 1987-1991), в результате которого выделены плутонические структуры центрального типа, гранито-гнейсовые купола, кольцевые структуры, тектонические покровы.

С 60-х годов в больших объемах проводятся различные тематические работы по золоту [179, 184, 185], поискам полиметаллов, магнетитовых руд, нерудного сырья, строительных материалов и др. (А.П. Тимошенко и др., 1979-1981; Ю.М. Мальцев, Ж.М. Грабовская и др., 1984-1986; В.А. Грязин, Н.П. Дорофеев, 1983-1986; И.Т. Поплавский, 1989). Изучением и подготовкой к эксплуатации россыпных и рудных объектов занимаются геологи Ангарской, Северной и Средне-Енисейской экспедиций КГУ (затем ПГО, ГПП, АО «Красноярскгеология»), организации «Енисейзолото» и др. С 1964 г. поисково-разведочные работы на рудное и россыпное золото проводит Северная экспедиция ПГО «Красноярскгеология», до образования которой эксплуатировалось только одно промышленное рудное месторождение – Советское. Экспедицией разведано месторождение Эльдorado, выявлены и оценены месторождение Доброе, проявления Тырадинское, Титимухтинское и др. Выполнены разведочные работы на новых дражных объектах р. Енашимо, разведано несколько десятков россыпных месторождений, выявлены карстовые и ложковые россыпи для гидромеханической отработки и т.д. Заслужив

коллектива экспедиции является участие в открытии в 1975 г. крупного Олимпиадинского месторождения (Г.П. Круглов, Л.В. Ли, А.Я. Курилин и др.) и его последующая оценка (В.И. Арефьева, В.И. Батрак, В.А. Лопатин и др.), с передачей в эксплуатацию. В настоящее время оно эксплуатируется ЗАО ЗДК «Полус».

Обобщением материалов, составлением крупномасштабных карт золотоносности и прогноза занимались Л.В. Ли (1967-2000) [72], А.М. Сазонов и др. (1969-2010) [114-131], И.М. Табацкий, А.Н. Хохлов, И.Н. Целюк (1984-1985, 1985-1988, 1991-1992), И.Р. Пахлян (1983-1987, 1997), В.Ф. Кошкин (1984-1986), В.А. Попереков, А.М. Уйманов (1985-1988), Г.А. Середенко (1986-1988), В.А. Лохмаков (1990-1992), В.Т. Кириченко (1990-1992), В.А. Богданович (1999-2001), Е.П. Чижова, В.Е. Скрипников (2001-2003), коллектив авторов КНИИГиМСА С.С. Сердюк, И.Д. Забияка, В.С. Власов, Ю.Е. Коморовский и др. [79, 181, 186].

В последнее время внимание исследователей сосредоточено на вкрапленном типе золотого оруденения, которое имеет важное значение для экономического развития региона. Вклад в решение данного вопроса (поиски, оценка с подсчетом запасов) на Олимпиадинской площади внесли геологи ЗАО ЗДК «Полус» Ю.М. Страгис, В.И. Клюкас, Л.П. Кровякова и др. (1998-2008) [183, 177, 176]. Ими были выявлены промышленно-ценные участки – месторождения Оленье и Благодатное. В результате проведенных работ месторождение Благодатное разведано траншеями через 50-100 м, картировочными скважинами по сети 100×5 м, наклонными колонковыми скважинами по сети 200-40×45-30 м и подготовлено к промышленному освоению. Балансовые запасы подсчитаны по категориям В, С₁, С₂, оценены забалансовые запасы категории С₂ и прогнозны ресурсы категории Р₁. Запасы руды и золота поставлены на Госбаланс (протокол ГКЗ № 1081 от 25.09.2005 г.), пересчитаны по результатам разведки методом вертикальных сечений в новых горно-геологических условиях их отработки, без корректировки разведочных кондиций, проверены методом геостатистического моделирования. Месторождение отнесено к крупному, золото-кварцевой

малосульфидной формации (с мышьяком), 2-й группы сложности, представленному крутопадающей минерализованной зоной протяженностью 3 800 м с двумя рудными зонами (Северная и Южная), с основными рудными телами в сопровождении многочисленных апофиз и линз, локализованному в рифейских отложениях кординской свиты. В 2006-2008 гг. [176] подтвержден вещественный состав, технологический тип руд, уточнена схема их переработки и сделана оценка технологической возможности переработки бедных забалансовых руд методом кучного выщелачивания.

Месторождение Благодатное отнесено к новому, ранее не известному на Енисейском кряже промышленному морфологическому типу.

1.1.2. Стратиграфия

Согласно легенде Енисейской серии Государственной геологической карты-200 второго издания [54] и легенде Ангаро-Енисейской серии ГГК РФ-1000 третьего издания [75] с учетом стратиграфического кодекса России третьего издания [137], в пределах площади картируются две акротемы (архейская (?) и протерозойская) и три эонотемы: позднеархейская (?), раннепротерозойская и позднепротерозойская (рис. 1.2).

Позднеархейская (?) эонотема. На территории района данное подразделение представлено малогарьевской метасерией ($AR_{2(?)mg}$) гаревского метаморфического комплекса и характеризуется наличием в своем составе ортоамфиболитов (часто с гранатом), кристаллосланцев (редко кварц-биотит-гранатовых), дистен-силлиманит-гранатовых мраморов, кальцифиров, кварцитов, плагиокварцитов, плагиогнейсов биотитовых и биотит-амфиболовых.

В разрезе толщ преобладают ортоамфиболиты и оливин-тремолит-антигоритовые сланцы по ультрабазитам (90 %), в незначительных количествах присутствуют гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы (10 %). Мощность метасерии в пределах данной площади составляет более 900 м.

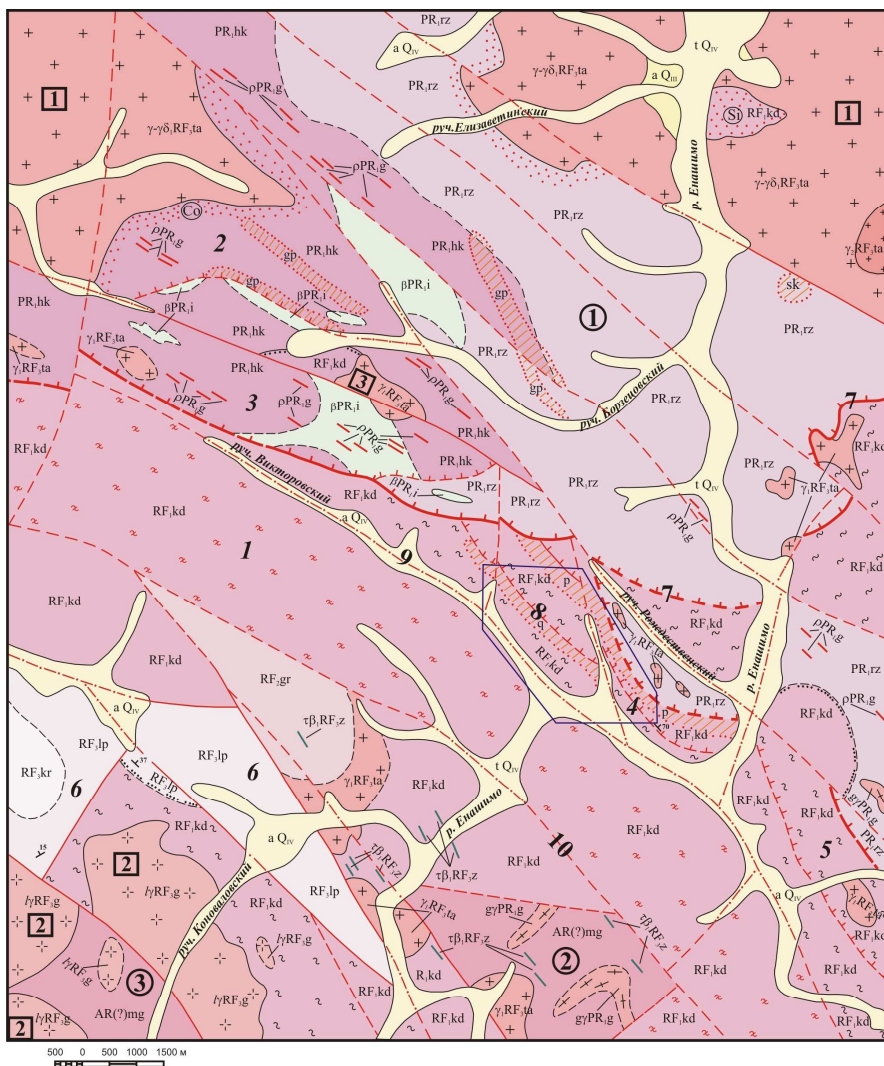


Рисунок 1.2 – Геологическая карта района месторождения «Благодатное» (лист Р-46-138-Г). Составил А.Э. Динер, 2003 с использованием материалов М.В. Крысина, 1968 [175]; А.Ф. Цельковского, 1980 [178]; Ю.М. Петрова, 1986 [184]; А.А. Стороженко, 2000. Лист 1. Условные обозначения к карте приведены на следующем листе

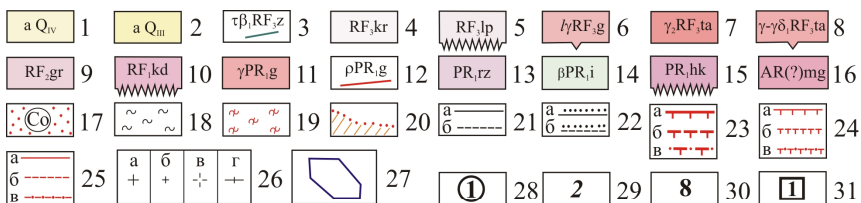


Рисунок 1.2 - Лист 2. Условные обозначения: 1 - Современные аллювиальные (а), техногенные (t) образования: галечники, пески, валунники, супеси, суглинки, илы (менее 25 м); 2 - Неоплейстоценовые отложения. Аллювий первой надпойменной террасы - галечники, пески, гравийники, супеси, суглинки (до 8 м); 3 - Захребетинский комплекс. Первая фаза: дайки трахидолеритов; 4 - Карьерная свита; 5 - Лопатинская свита; 6 - Глушихинский комплекс лейкогранитовый; 7 - 8: Татарско-аяхтинский комплекс гранитовый. 7 - Вторая фаза, 8 - Первая фаза; 9 - Горбилоская свита; 10 - Кординская свита; 11 - 12: Гаревский ультраметаморфический комплекс гранит-гранитогнейсовый; 11 - Гнейсограниты, 12 - Жилы пегматитов; 13 - Рязановская свита; 14 - Индыглинский комплекс метагабродолеритовый; 15 - Свита хребта Карпинского; 16 - Малогаревский метаморфический комплекс; 17 - Контактные роговики: силлиманитовые (sl), кордиеритовые (co); 18 - Зоны смятия и расланцевания (динамосланцы гранат-мусковитовые, гранат-биотит-мусковитовые); 19 - Зоны локального динамотермального метаморфизма, символы индекс-минералов: st - ставролит, gr - гранат; 20 - Метасоматически измененные породы: скарны и скарнированные (sk), графитизированные (gp), прожилковое окварцевание (q), хлорит-эпидот-актинолитовые диафориты (p); 21 - 22: Геологические границы: 21 - между разновозрастными подразделениями и телами разного состава: а - достоверные; б - предполагаемые; 22 - Несогласного залегания: а - достоверные; б - предполагаемые; 23 - 25: Разрывные нарушения. Вертикальным штрихом показано направление падения сместителя: 23 - Главные а - достоверные; б - предполагаемые; в - скрытые под вышележащими образованиями достоверные; 24 - 25: Второстепенные: а - достоверные; б - предполагаемые; в - скрытые под вышележащими образованиями достоверные; 24 - Надвиги, 25 - Сбросы, взбросы; 26 - Граниты: а - крупнозернистые; б - мелкозернистые; в - лейкограниты; г - гнейсо-граниты; 27 - Территория участка месторождения "Благодатное"; 28 - Татарская покровно-складчатая зона. Панимбинский антиклинорий: 1 - Борзецовский блок, 2 - Широкинский блок, 3 - Коноваловский блок; 29 - Автохтон: 1 - Успенский, 2-5 - Аллохтон: пластины: 2 - Верхнеборзецовская, 3 - Верхневикторовская. пакеты пластин: 4 - Рождественский, 5 - Малогурахтинский. Неоавтохтон: 6 - Коноваловский грабен; 30 - Тектонические нарушения: Главные: 7 - Каламинский надвиг Ишимбинской зоны разломов. Прочие: 8 - Благодатный надвиг, 9 - Викторовский взброс, 10 - Успенский взброс; 31 - Интрузивные массивы: 1 - Каламинский, 2 - Коноваловская группа массивов, 3 - Борзецовский

Отложения метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и содержат тела ультраметаморфических гранитоидов гаревского (γPR_{1g}) комплекса.

Наличие архейских образований в пределах площади данного района дискуссионно, имеется альтернативная точка зрения Т.Я. Корнева, что относимые к ним метаморфические породы являются метаморфизованными аналогами более молодых отложений (тейской серии нижнего протерозоя и части сухопитской серии среднего рифея) [75].

Раннепротерозойская зонотема. На территории района толщи, сложенные формациями *тейской серии* (PR_{1ts}), с несогласием залегают на позднеархейских образованиях и представляют собой высоkozрелые терригенные отложения в основании и карбонатные пачки в верхних частях разреза.

Хребта Карпинского свита (PR_{1hk}) представлена кристаллосланцами высокоглиноземистыми двуслюдяными (с разным соотношением граната, ставролита, силлиманита, дистена, кордиерита), редко с прослоями и линзами темно-серых кварцитов, мраморов. Мощность свиты составляет 800-1 000 м. $T=1\ 920$ Ma (Rb-Sr изохрона).

Рязановская свита (PR_{1rz}) сложена кристаллосланцами биотитовыми, биотит-амфиболовыми и биотит-гранатовыми в переслаивании с мраморами, кальцифирами и слюдисто-карбонатными кристаллосланцами, а также с пластами, прослоями, линзами пара- и ортоамфиболитов, слюдистых кварцитов и ставролитовых кристаллосланцев. Породы ритмичнослоистые. Мощность свиты составляет 800-900 м.

Раннепротерозойские отложения метаморфизованы на рубеже 1 908-1 920 млн. лет в амфиболитовой и эпидот- амфиболитовой фациях [54, 182] и содержат тела метагаббродолеритов индыглинского (βPR_{1i}) комплекса и гранит-гранитоидов гаревского (γPR_{1g}) комплекса.

Позднепротерозойская зонотема представлена отложениями нижнего-среднего рифея сухопитской и верхнего рифея чингасанской серий.

Сухопитская серия ($RF_{1,2}$) сложена породами с отчетливой трансгрессивной направленностью процесса осадконакопления [54, 75, 33], залегающими с угловым

несогласием на раннепротерозойских образованиях. Нижняя часть серии представлена псефито-псаммито-алевритовыми отложениями кординской свиты, а верхняя часть – монотонными серицит-хлоритовыми сланцами горбилкокской свиты.

Кординская свита (RF_{1kd}). В основании свиты залегают аркозовые и кварцевые метапесчаники (100-300 м) с горизонтами гравелитов, которые сменяются вверх по разрезу метаалевролитовыми, биотит-кварцевыми, биотит-серицит-кварцевыми сланцами. В кровле распространены мелкозернистые алевритистые биотит-серицит-кварцевые сланцы с горизонтами (от 0,2 до 10-30 м) тонкоритмично-слоистых сланцев, иногда со слоями метагравелитов и метаалевропесчаников. Мощность свиты 900-1 100 м. Породы метаморфизованы в биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

Горбилкокская свита (RF_{2gr}) представлена сланцами серицит-хлоритовыми, альбит-эпидот-хлоритовыми (метатуфы базальтов) магнетитсодержащими серо-зеленоцветными, часто тонкослоистыми, с редкими тонкими прослоями метапесчаников. Мощность свиты 600-900 м. Породы метаморфизованы в условиях хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

Отложения сухопитской серии прорваны гранитоидами татарско-аяхтинского (γ RF_{3ta}) комплекса, лейкогранитами глушихинского ($l\gamma$ RF_{3g}) комплекса и дайками трахидолеритов захребетнинского ($\tau\beta$ ₁RF_{3z}) комплекса.

Чингасанская серия (RF_{3čng}). Основание серии представлено грубообломочными красноцветными породами лопатинской свиты, сменяющимися вверх по разрезу флишоидными отложениями карьерной свиты [54, 75, 148].

Лопатинская свита (RF_{3lp}). В состав свиты входят песчаники полевошпат-кварцевые, олигомиктовые красноцветные и пестроцветные, алевролиты сероцветные и красноцветные, сланцы углеродисто-глинистые, прослои и пачки доломитов, конгломераты полимиктовые и аркозовые гравелиты. Мощность свиты 350 м.

Карьерная свита (RF_{3kr}) содержит в своем составе песчаники кварцевые светло-серые ритмичнослоистые с прослоями известняков пестроцветных, мергелей, доломитов строматолитовых и онколитовых; алевролиты и алевропесчаники пестроцветные, алевроаргиллиты и гравелиты полевошпат-кварцевые. Мощность свиты составляет 200-450 м. Породы содержат микрофоссилии *Leiosphaeridia crassa* и др.

1.1.3. Магматизм

Магматические породы занимают около 25 % рассматриваемой площади (см. рис. 1.2) и объединены в пять комплексов раннепротерозойского, позднерифейского возраста [54, 75, 122].

Индиглинский комплекс метагаббродолеритовый (βPR_i). К нему отнесены субогласные пластовые, линзовидно-пластовые крутопадающие (70 °) тела ортоамфиболитов мощностью 150-400 м, залегающие среди раннепротерозойских отложений тейской серии в верхнем течении руч. Борзцовского и Викторовского и комагматичные metabазитам рязановской свиты. Породы участвуют в раннепротерозойской складчатости, метаморфизованы изофациально с вмещающими породами и прорваны гаревскими гранитоидами. На этом основании принимается раннепротерозойский возраст комплекса [180, 182, 54].

Гаревский комплекс ультраметаморфический гранит-гранитогнейсовый (γPR_g). К гаревскому комплексу отнесены пластовые тела мощностью до 200 м параавтохтонных микроклиновых гнейсо-гранитов, многочисленные жилы керамических и мусковит-турмалиновых пегматитов, группирующихся в пояс, протягивающийся за пределы района, до устья р. Вангаш на юго-востоке и истоков р. Нойбы на северо-западе. Породы залегают среди дорифейских отложений и относятся к образованиям гранит-гранитогнейсовой формации. В альбитизированных пегматитовых жилах к востоку от месторождения Благодатное, на правом берегу р. Енашимо проявлена редкометальная минерализация (проявление Енашиминское). Радиологический возраст тел

ультраметаморфических гранитоидов гаревского комплекса 1 750-1 950 млн. лет (U-Pb изохрона) [180, 182, 54].

Татарско-аяхтинский комплекс лейкогранит-гранитовый (γRF_{3ta}). Широко распространенные в районе гранитоиды татарско-аяхтинского комплекса представлены Каламинским массивом и многочисленными сателлитами в его южном обрамлении. Комплекс двухфазный. Интрузии сложены преимущественно светло-серыми порфиroidными средне-крупнозернистыми биотитовыми гранитами I фазы ($\gamma\text{-}\gamma\delta RF_{3ta}$), штоками и жилами розовых мелко-среднезернистых биотитовых гранитов II фазы ($\gamma_2 RF_{3ta}$) среди пород первой фазы. Радиологический возраст пород составляет 920-960 млн. лет (Rb-Sr изохрона) [180, 54].

Глушихинский комплекс умеренно-щелочных лейкогранитов ($ly RF_{3g}$). Ряд штоков мелкозернистых, порфиroidных лейкогранитов глушихинского комплекса с радиологическим возрастом 730-750 млн. лет (Rb-Sr изохрона) [8, 54], прорывают отложения кординской свиты и малогаревского метаморфического комплекса на юго-западе района в нижнем течении руч. Коноваловского. С интрузиями комплекса связана гидротермальная урановая минерализация.

Захребетнинский комплекс щелочных трахитов-трахибазальтов. Первая фаза ($\tau\beta_1 RF_{3z}$). Многочисленные маломощные дайки (до первых десятков метров) трахидолеритов захребетнинского комплекса (690-700 млн. лет) [180, 54] прорывают отложения сухопитской серии в верхнем течении р. Енашимо.

1.1.4. Тектоника

Территория расположена в центральной части Енисейского кряжа, в пределах юго-западного крыла Панимбинского антиклинория, ограниченного с запада зоной Татарского, а с востока Ишимбинского глубинных разломов и осложненного серией наложенных структур второго порядка (Коноваловский грабен) [119, 122, 130]. На основе данных глубинного сейсмозондирования (ГСЗ) Панимбинский антиклинорий выделяется как часть Татарской покровно-складчатой зоны [184]. Фрагмент Панимбинского антиклинория, на изученной

территории, представляет собой купольную структуру, осложненную серией крупных надвиговых пластин-сегментов.

Согласно легенде Енисейской серии Государственной геологической карты-200 второго издания [54], в пределах площади выделяется три структурных этажа, отвечающих крупным тектоно-магматическим циклам: архейский (?), раннепротерозойский (карельский) и позднепротерозойский (байкальский).

Рассматриваемая территория отличается сложной тектоникой (см. рис. 1.2) связанной с этапами складкообразования докембрийских отложений [119, 122, 130], широко развитыми протяженными зонами разломов, с которыми связан вытянутый на сотни километров антиклинорий (тейская серия), синклинорий (сухопитская серия) и комплекс орогенных впадин (чингасанская серия) осложненные разломами и широкими складками, группирующимися в антиклинальные и синклинальные зоны, а также проявлениями магматизма.

Протоплатформенные структуры

Архейский структурный этаж. Фундамент докембрийских платформенных структур представляет собой область распространения позднеархейского малогаревского метаморфического складчатого комплекса [56], распространенного в пределах Коноваловского и Широкинского блоков, ограниченных серией сбросов, сопровождаемых широкими зонами динамосланцев [36]. Отложения комплекса смяты в мелкие сложные изоклинальные складки и содержат тела гранитоидов гаревского комплекса.

Складчатые структуры

Докембрийские складчатые структуры принадлежат к двум складчатым системам: Енисейской раннепротерозойской (*карельский структурный этаж*) и Енисейско-Саянской позднепротерозойской (*байкальский структурный этаж*) [56].

Породы карельского структурного этажа несогласно залегают на позднеархейских образованиях и представляют собой чехол протоплатформы с

высокозрелыми терригенными отложениями в основании, проторифтовыми вулканитами и карбонатными пачками в верхних частях разреза. Образования слагают Борзеевский блок, ограниченный тектоническими зонами, предположительно сбросового типа, субширотным Каламинским надвигом и сопровождаемых его серией мелких чешуй [36]. Отложения смяты в петлевидные, линейные, часто изоклинальные, иногда опрокинутые складки [54, 182]. Породы содержат гранитоиды гаревского комплекса и метагабродолериты индыглинского комплекса.

Породы байкальского структурного этажа залегают с угловым несогласием на образованиях карельского этажа, слагая в этих участках осложненные брахиформные и простые линейные складки с углами падения крыльев 20-35°. В составе рассматриваемой складчатой системы обособлены геосинклинальный и орогенный структурные комплексы: 1) *сухопитский тектонический ярус* (сложен породами сухопитской серии), отложения которого обычно собраны в напряженные, иногда опрокинутые линейные складки, осложненные складчатостью высших порядков и прорванные породами татарско-аяхтинского, глушихинского и захребетнинского комплексов; 2) *чингасанский тектонический ярус* (сложен осадочными толщами чингасанской серии), образования которого с угловым несогласием и глубоким размывом залегают на подстилающих отложениях и слагают синклиналь с углами падения от 15 до 45-60°, выполняя Коноваловский грабен. Крутые углы падения пород приурочены к бортам грабена.

Разрывные нарушения

В пределах района чрезвычайно широко развиты разрывные нарушения, являющиеся определяющими элементами тектоники. Среди них выделяются зоны взбросов, сбросов и зоны надвигов [119, 122].

Наиболее крупным в районе является Каламинский надвиг, по которому произошло надвигание отложений тейской серии раннего протерозоя на породы сухопитской серии рифея. На его фронте в полосе шириной около 1,5 км в разной степени проявлены меланжирование, вторичное расланцевание

метаморфических толщ, повторная складчатость, диафторез регионально метаморфизованных пород, сульфидизация, прожилковое окварцевание и карбонатизация. В бассейнах руч. Викторовского и р. Мал. Гурахты, перед фронтальной областью надвига картируется серия тектонических пластин, с моноклиналильным и линейно-складчатым внутренним строением, осложненных поздними разрывами. Углы падения слоев на крыльях складок варьируют от 20 до 80°. Непосредственно у плоскостей надвигов развиты зоны вторичного рассланцевания и смятия пород.

Преобладающая ориентировка тектонических нарушений взбросо-сбросового типа – северо-западная, в меньшей степени проявлены, сопряженные с ними, дизъюнктивы северо-восточного и субмеридианального направлений. Взбросы, ограничивающие Коноваловский грабен и сопряженные с ними тектонические нарушения, трассируются дайками трахидолеритов. Падение сместителей восточное под углами 70-80°. Амплитуда перемещения по главным нарушениям составляет 0,5-0,7 км.

1.1.5. Полезные ископаемые

На площади района известны месторождения, проявления и пункты минерализации [134] рудного и россыпного золота, бериллия, лития, урана, огнеупорного и керамического сырья (рис. 1.3). Территория рудного поля месторождения Благодатного, являясь частью Верхне-Енашиминского рудного района, с юга граничит с месторождениями и проявлениями золота, серебра, сурьмы, вольфрама, серы, строительных камней и карбонатных пород площади Олимпиадинского золоторудного месторождения. С северо-востока-востока обрамляется месторождениями и проявлениями, в основном коренного и россыпного золота, Советского рудного узла. А с юго-запада граничит с проявлениями (Индыглинское и ряд соседних – Ногатинское, Лево-Ногатинское, Вексельное) Уволжско-Немчанской ураноносной зоны (см. рис. 1.3).

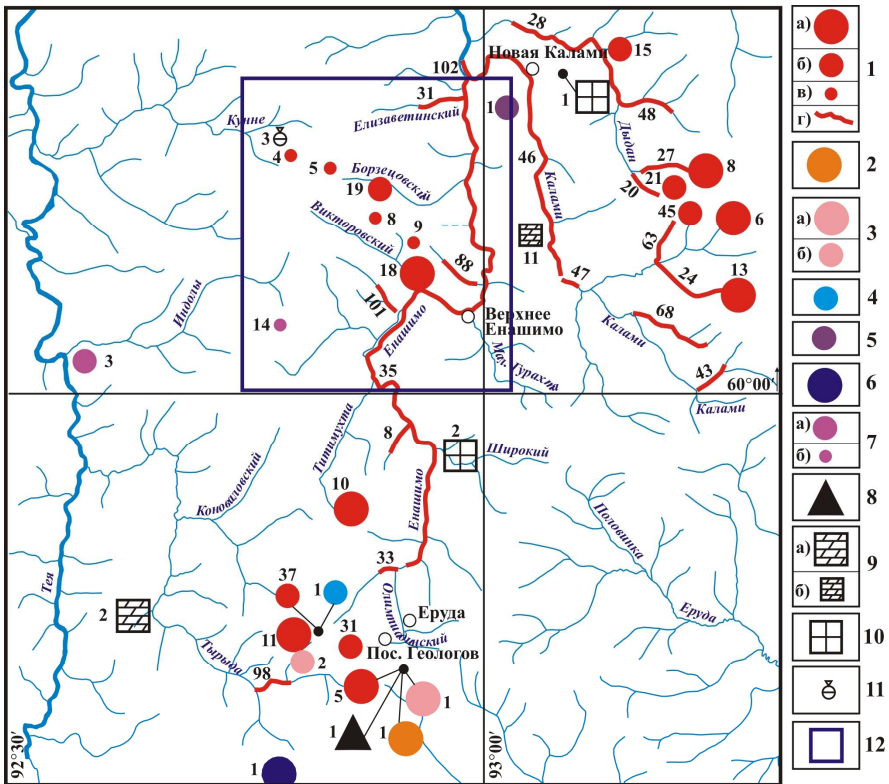


Рисунок 1.3 – Выкопировка с карты полезных ископаемых Северо-Енисейского района Красноярского края, масштаба 1:300000 (по В.Е.Скрипникову, ООО “ГеоЭкономика” 2002 год [134], с дополнениями)

Металлические ископаемые: 1 - Золото: а-б- коренное: а) месторождение, б) проявление, в) минерализация, г) россыпи; 2 - Серебро (месторождение); 3 - Сурьма: а) месторождение, б) проявление; 4 - Вольфрам (проявление); 5 - Бериллий (проявление); 6 - Железо (месторождение); 7 - Уран: а) проявление, б) минерализация; **Неметаллические ископаемые:** 8 - Сера (месторождение); 9 - Карбонатные породы для строительной извести: а) месторождение, б) проявление; 10 - Камни строительные (месторождение); 11 - Огнеупорное сырье (минерализация); 12 - территория района месторождения “Благодатное” (лист Р-46-138-г). Список месторождений и проявлений полезных ископаемых. **Месторождения: Золото коренное:** 5 - Олимпиадинское, 6 - Первенец, 8 - Пролетарское, 10 - Титимухта, 11 - Тырадинское, 13 - Эльдorado, 18 - Благодатное; **Золото россыпное:** 8 - руч.Безымянный, 20 - руч.Вершинка, 24 - руч.Даниловский, 27, 28 - р.Дыдан, 31 - руч.Елизаветинский, 33, 35 - р.Енашино, 43 - руч.Инокентьевский, 46, 47 - р.Калами, 48 - руч.Камаргахта, 63 - руч.Магдалининский, 68 - руч.Николаевский, 88 - руч.Рождественский, 98 - руч.Тырында (р.Тея), 101 - руч.Успенский, 102 - Усть-Каламинский увал; **Серебро, Сурьма, Сера:** 1 - Олимпиадинское; **Железо:** 1 - Енашинское; **Карбонатные породы для строительной извести:** 2 - Тырыданское; **Камни строительные:** 1 - Ивановское, 2 - Широкинское; **Проявления: Золото коренное:** 15 - Албанские жилы, 19 - Борзцовское, 21 - Вершинка, 31 - Иннокентьевское, 37 - Олень, 45 - Ударное; **Сурьма:** 2 - Тырадинское; **Вольфрам:** 1 - Олень; **Бериллий:** 1 - Енашиминское; **Уран:** 3 - Индольское; **Карбонатные породы для строительной извести:** 11 - Федоровское

Золото. На площади известны россыпные месторождения золота, коренное месторождение Благодатное, проявление Борзцовское и пункты гидротермальной минерализации золото-кварцевой и золото-прожилково-сульфидно-кварцевой формаций.

Проявление Борзцовское (19) расположено в истоках руч. Борзцовский, левого притока р. Енашимо (географические координаты: (60 ° 06 ' с.ш., 92 ° 56 ' в.д.). Проявление локализовано в аркозовых и кварцевых метапесчаниках кординской свиты. Рудоносная зона представлена крутопадающим линзовидным в плане телом метасоматических кварцитов (1000 x 200-300 м), пронизанных многочисленными маломощными кварцевыми прожилками и редкими кварцевыми жилами. Оруденение тонко прожилково-вкрапленное, с размером частиц золота 0,1-0,3 мм. В рудах развиты арсенопирит, пирит и редко встречается самородное золото. Содержание золота в метасоматитах составляет 0,3-14,6 г/т, в кварцевых жилах – 2,5 г/т.

Ресурсы проявления в разные годы и разными геологами оцениваются по-разному: от 10-12 т [175] до бесперспективного – отчет Гонтаря [185] и Клюкаса (2003 г) [183] (поэтому прогнозная оценка не проводилась).

Пункт минерализации (9) расположен в 1 км к северо-востоку от месторождения Благодатное. Представляет собой линейную зону кварцевого прожилкования среди расланцованных метаалевролитов кординской свиты, протяженностью около 100 м. Прожилки мощностью до 3-5 см, залегают согласно сланцеватости пород. В них в незначительных количествах присутствуют пирит и арсенопирит. Содержание золота достигает 13,4 г/т, элементы-спутники представлены, (%): As > 1, Bi – 0,01, Cu – 0,01, Pb – 0,005.

Пункт минерализации (4) в биотитовых сланцах свиты хребта Карпинского представлен многочисленными линзочками кварца и охрами гидроксидов железа. Содержание золота в них составляет 8,3 г/т.

Пункт минерализации (5) представляет собой кварцевую жилу и обломки жильного кварца среди кристаллических сланцев свиты хребта Карпинского

импрегнированных рассеянной вкрапленностью пирита и арсенопирита, с содержаниями золота 1-2,5 г/т.

В долинах р. Енашимо, руч. Борзцовского, Рождественского, Благодатного, Успенского, Елизаветинского известны аллювиальные долинные и террасовые россыпи золота. Большая их часть к настоящему времени отработана. Добыча золота ведётся из россыпей руч. Успенского и Рождественского, по россыпям руч. Борзцовского, Елизаветинского госбалансом учитываются забалансовые запасы.

Литий, бериллий, ниобий, тантал. Енашиминское комплексное проявление (1) расположено на правом склоне долины р. Енашимо (60 ° 09 ' с.ш., 93 ° 01 ' в.д.). Представлено одиннадцатью сближенными жилами альбитизированных пегматитов длиной от 15 до 220 м и мощностью 0,5-1,5 м (в раздувах до 9,5 м), локализованных среди амфиболитов и мраморов рязановской свиты. Рудные минералы: берилл, колумбит-танталит, лепидолит. Содержание Li_2O в рудах составляет 0,2-1,05 %, BeO (в среднем) – 0,01 %, SnO достигает 0,05 %, Nb_2O_5 – 0,046 %. Ресурсы проявления оцениваются [179]: Li_2O – 900 т (с 0,6 % Li_2O), SnO – 124 т, BeO – 15 т. По сведениям приведенным в отчете А.Ф. Цельковского [178], прогнозные ресурсы категории P_1 составляют: окись бериллия – 25 т, окись лития – 68 т, пятиокись тантала – 3 т, пятиокись ниобия – 11 т.

Уран. Пункт минерализации (14) расположен на восточном окончании Индольской ураноносной зоны и локализован в эндоконтактовой части Коноваловского массива лейкогранитов. На поверхности минерализация фиксируется радиоактивной аномалией размером 120-140 x 10-20 м по изолинии 60 мкР/ч, в эпицентре до 150 мкР/ч. Содержание радона в водах составляет 750 эман. В брекчированных, серицитизированных и хлоритизированных лейкогранитах содержание урана составляет 0,0104 %, тория – 0,004 %. Элементы-спутники представлены Pb (0,0118 %), Cu (0,06 %), Zn (0,01 %), As (0,02 %), Y (0,3 %), La (0,01 %) [184].

Огнеупорное и керамическое сырьё. Пункт минерализации (3) приурочен к пачке высокоглинозёмистых силлиманитовых кристаллических сланцев свиты хребта Карпинского. Содержание Al_2O_3 в них достигает 29,8 %.

1.2. Геологическая характеристика месторождения

Схема геологического строения месторождения масштаба 1:5 000 (рис. 1.4) и пояснения к ней [58, 123, 170] составлены по материалам 10 маршрутных пересечений вкост геологической структуры и изучению керна скважин 8 поисковых линий (28 скв. – 4 684 м). Полученные данные являются результатом работ, проведенных по контракту ГГМ-022-1 с ЗАО ЗДК «Полус» в 2001-2003 гг. [183] по теме «Геолого-петрографическая характеристика и вещественный состав руд рудопроявления Благодатное» в рамках проекта «Поиски и оценка рудного золота на Олимпиадинской площади на 1998-2003 гг.» в составе научно-исследовательского коллектива под руководством А.М. Сазонова.

Геологические наблюдения в маршрутах сопровождались комплексными геофизическими исследованиями, включающими магниторазведку, электроразведку методом естественных электрических потенциалов (ЕП), гамма-спектрометрию и измерение магнитной восприимчивости пород керна скважин (работы проводились сотрудниками и аспирантами кафедры геофизики ТПУ под руководством Колмакова Ю.В. в 2001 г.) [58, 59].

Также, при характеристике месторождения, учитывались более новые данные отчетных работ ГРП ЗАО «Полус» 2006-2008 гг. [176].

Месторождение Благодатное расположено в 25 км к северу от месторождения Олимпиадинское на водоразделе руч. Викторовского и Благодатного (географические координаты: $60^{\circ} 04' \text{ с.ш.}$, $92^{\circ} 56' \text{ в.д.}$). Оно приурочено к фронтальной части Борзцовского надвига, ограничивающего с юго-запада Борзцовский блок, представленного пакетом тектонических пластин, осложнённых системой клавишных субмеридианальных пострудных взбросов, проходящих по долинам руч. Благодатного и Оловянного [119, 122, 123].

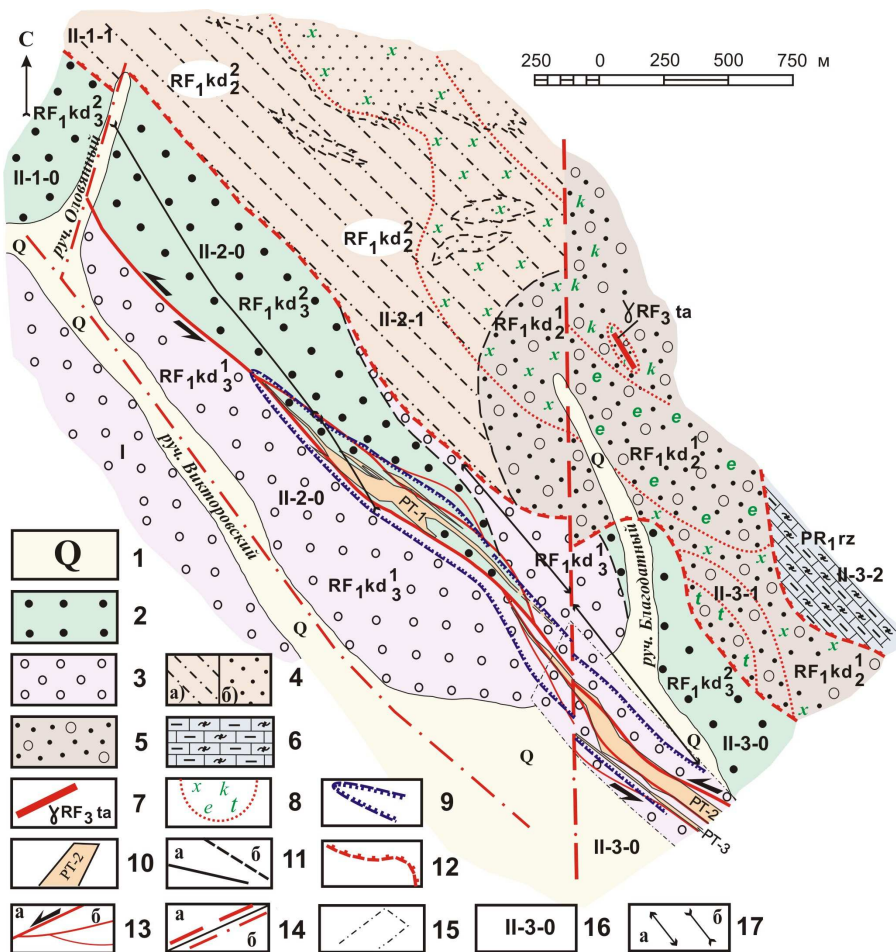


Рисунок 1.4 – Геологическое строение месторождения «Благодатное» (составил А.М. Сазонов). 1 - четвертичные отложения; 2 - верхнекординская подсвита. Верхняя пачка (RF₁kd₂²). Ритмично-слоистые кварц-полевошпатовые сланцы; 3 -верхнекординская подсвита. Нижняя пачка (RF₁kd₃¹). Пятнистые ставролитовые сланцы; 4 -среднекординская подсвита. Верхняя пачка (RF₁kd₂²): а) кварцитовидные сланцы; б) лейкократовые кварцитовидные сланцы; 5 - среднекординская подсвита. Нижняя пачка (RF₁kd₃¹). Среднезернистые аркозовые метаалевролиты с порфиробластами мусковита; 6 - рязановская свита (PR₁rz). Кальцифиры; 7 - дайки гранит-порфира. Татарско-аяхтинский комплекс; 8 - зоны метасоматически измененных пород и диафоритов: x - (хлорит±пирротин± пирит); e - (хлорит±актинолит±эпидот±сульфиды); k - (хлорит±эпидот±кальцит±пирротин); t - турмалина; 9 - контур рудоносной минерализованной зоны; 10 - рудные тела; 11 - геологические границы: а) достоверные; б) предполагаемые; 12 - надвиги предполагаемые; 13 - сбросо-сдвиги: а) главные; б) второстепенные; 14 - взбросы: а) предполагаемые; б) скрытые под вышележащими отложениями; 15 - контур полосы развития четвертичных отложений, снятых с карты; 16 - номер тектонической пластины, входящей в тектонический блок; 17 - осевые линии складок: а) антиклинали; б) синклинали

Амплитуды вертикальных перемещений по этим разломам составляет 20-50 метров. Степень эродированности тектонических блоков, ограниченных этими взбросами, в пределах рудного поля увеличивается в южном направлении. Взбросы трассируются зонами катаклаза, милонитизации и фиксируются по смещениям осей магнитных аномалий.

Викторовским сбросом участок разделён на два крупных тектонических блока (см. рис. 1.4): Правобережный (I) и Левобережный (II). В пределах последнего выделена серия более мелких тектонических блоков, ограниченных субмеридиональными взбросами, проходящими по долинам руч. Оловянного и Благодатного: северный (II-1), центральный (II-2) и южный (II-3). В строении выделенных блоков, в пределах рудного поля участвуют по 2-3 тектонических пластины северо-западного простирания.

1.2.1. Состав осадочно-метаморфической толщи

На площади рудного поля месторождения распространены метаморфизованные, главным образом, терригенно-глинистые породы и только в крайней восточной части в делювиальных свалах отмечаются метаморфизованные известково-силикатные породы. По литологическому исходному составу метаморфические породы уверенно классифицируются как мелкозернистые песчаники, алевролиты, алевропелиты и гравелито-дресвяники с алевропелитовым цементом. По набору литологических разностей, их переслаиванию терригенно-глинистые отложения участка отнесены к средней и верхней подсвитам кординской свиты сухопитской серии раннего-среднего рифея, а известково-силикатные – к рязановской свите тейской серии раннего протерозоя [122, 123, 126, 170]. Обе подсвиты кординской свиты разделены на две пачки, отличающиеся литологическим составом.

Рязановская свита (PR_{rz})

Отложения свиты примыкают к метаморфитам кординской свиты в крайней юго-восточной части рудного поля месторождения (тектонический блок II-3-2) (см. рис. 1.4). Контакт свиты с вышележащей кординской толщей

тектонический. В пределах наблюдаемых пересечений породы рязановской свиты представлены кальцифирами микроклин-флогопит-диопсидового состава. Видимая мощность не более 30 м.

Среднекординская подсвита (RF_1kd_2)

Отложения подсвиты, представленные метаморфизованными алевролитами, песчаниками и алевропелитами, занимают северо-восточный фланг рудного поля месторождения (блоки II-1-1, II-2-1 и II-3-1) (см. рис. 1.4). С юго-западной стороны они ограничены отложений верхнекординской подсвиты поверхностью надвига. В юго-восточной части рудного поля развиты среднезернистые кварц-полевошпатовые аркозовые метаалевролиты. На северо-востоке от субмеридионального нарушения, в блоке II-1, распространены кварцитовидные гранат-двуслюдяные сланцы. Мощность отложений подсвиты не превышает 220 м.

Нижняя пачка ($RF_1kd_2^1$). Породы пачки представлены среднезернистыми аркозовыми метаалевролитами, контактирующими по тектоническому нарушению с нижележащими кальцифирами рязановской свиты. Они развиты в тектоническом блоке II-3-1 и предположительно являются наиболее древними породами из кординской толщи, слагающей площадь рудного поля месторождения. Неполная мощность пачки около 70 м.

Верхняя пачка ($RF_1kd_2^2$). Отложения пачки сложены кварцитовидными двуслюдяными сланцами, распространенными в тектонических блоках II-1-1 и II-2-1. По исходному составу они представляют собой крупнозернистые алевролиты с горизонтами мелкозернистых алевролитов и песчаников. По содержанию темноцветных минералов выделяются мезо- (более 20 %) и лейкократовые (5-10 %) кристаллические сланцы, отличающиеся крупностью обломочного материала. Лейкократовые кварцитовидные сланцы с высоким содержанием кварца и полевого шпата (80-90 %) распространены в крайней северо-восточной части в виде линзовидной полосы северо-западного простирания. По составу выделяются аркозовые (15-25 % полевых шпатов) и кварцевые (до 5 % полевых шпатов) разности.

Верхнекординская подсвета (RF_1kd_3)

Отложения подсветы распространены на юго-западном фланге рудного поля месторождения (блоки П-1-0, П-2-0 и П-3-0) (см. рис. 1.4) при видимой мощности более 220 м.

Нижняя пачка ($RF_1kd_3^1$) представлена монотонными пятнистыми ставролитовыми метапсефитами, иногда с тонкой и ритмичной реликтовой слоистостью метаалевритового цемента. Эти породы слагают западную и восточную тектонические пластины на юге месторождения и западную – на севере. В виде реликтов они отмечаются в центральной тектонической пластине, где мощность их прослоев в среднем составляет около 10 м.

Примечательной особенностью этих пород является ярко выраженная пятнистость, которая обусловлена наличием светлых (ставролит-кварц-мусковитовый агрегат, иногда с примесью граната) и, реже, темных (обогащены гранатом и биотитом) обособлений (до 15 %) обломочной природы.

Верхняя пачка ($RF_1kd_3^2$) сложена мелкозернистыми двуслюдяными и мусковитовыми метаалевролитами с многочисленными прослоями тонкоритмичнослоистых слюдяных метаалевропсаммитов. В отложениях пачки отмечаются горизонты углеродсодержащих сланцев. В пределах рудного поля месторождения отложения пачки распространены в центральной части, полосой, изменяющейся ширины – от полного выклинивания до 500 м. В северной части месторождения к этой пачке приурочено рудное тело № 1, в южной – она распространена к северо-востоку от минерализованной рудоносной зоны.

В основании пачки kd_3^2 развиты двуслюдяные сланцы (метаалевропелиты), которые постепенно замещают пятнистые ставролитовые сланцы нижней пачки верхнекординской подсветы kd_3^1 . Контактная область пачек kd_3^1 и kd_3^2 осложнена тектоникой и гидротермально-метасоматическими изменениями.

Вверх по разрезу двуслюдяные сланцы постепенно сменяются кварцитовидными двуслюдяными сланцами (метапелитоалевролиты и

метапелитоалевропсаммиты) с тонкой и нитевидной слоистостью, обязанной количественным соотношениям слюд, кварца и плагиоклаза. Слюдяные слои, иногда пропитаны графитом. Кварциты и кварц-полевошпатовые метапороды завершают разрез верхней пачки, при видимой мощности более 50 м. Они представляют собой ритмично-слоистые породы с преобладанием кварц-полевошпатового материала.

Видимая мощность пачки около 150 м. Граница с вышележащими отложениями в пределах рудного поля не зафиксирована.

1.2.2. Магматические породы

Магматические породы на территории рудного поля месторождения ранее не отмечались. Редкие и мелкие обломки (5 × 10 × 15 см) грейзенизированного гранит-порфира обнаружены в 250 м к северо-востоку от тальвега долины верховьев руч. Благодатного. Обломки гранит-порфира развиты в пределах аркозовых метаалевролитов нижней пачки среднекординской подсвиты. Судя по величине и распространенности обломочного материала гранит-порфир слагает маломощную (менее 0,5 м) дайку северо-западного простирания.

Ближайшими интрузивными телами (в 200–250 м к северо-востоку) от места обнаружения делювия гранит-порфира являются небольшие штоки гранитов татарско-аяхтинского (*γRF_{3ta}*) комплекса [122, 119]. Цепочка эллипсовидных штоков северо-западного простирания закартирована на правом склоне долины руч. Рождественского среди отложений рязановской свиты. Вероятно, дайка гранит-порфира принадлежит к этой группе интрузивных тел.

1.2.3. Структура месторождения

В пределах рудного поля месторождения (см. рис. 1.4) можно выделить тектонические пластины автохтона (II-1-0; II-2-0; II-3-0), сложенной породами верхнекординской подсвиты, на которые последовательно с северо-востока надвинуты отложения аллохтона, представленные среднекординской подсвитой (тектонические пластины II-1-1; II-2-1; II-3-1) и рязановской свитой

(тектоническая пластина П-3-2). Дополнительно, следует рассмотреть структуры рудоносной минерализованной зоны (РМЗ) месторождения Благодатного, локализованной в автохтоне (тектонические пластины П-2-0; П-3-0) и стратиграфически приуроченной к контактовой области отложений нижней и верхней пачек верхнекординской подсвиты [123, 130].

Диагностика и типизация пликативных и дизъюнктивных нарушений проводилась в соответствие с принципами методики структурно-петрологического картирования и экстраполяции наблюдений [167, 171] по отдельным профилям на прилегающие площади, не доступные прямому изучению.

Дизъюнктивные нарушения

По особенностям пространственной ориентировки и кинематической природы выделены три основные группы тектонических нарушений [130, 123]: *надвиги* и *сбро-сдвиги* северо-западного простирания, а также субмеридиональные и северо-западный *взбросы*.

Викторовским взбросом северо-западного простирания, геоморфологически, видимо, выраженным непосредственно руслом руч. Викторовского, участок разделён на два крупных тектонических блока (см. рис. 1.4): Правобережный (I) и Левобережный (II). Левобережный тектонический блок, в свою очередь, разделен взбросами субмеридианального простирания на серию более мелких тектонических блоков: Северный (II-1), Центральный (II-2) и Южный (II-3). Одно из субмеридиональных нарушений *взбросового типа* зафиксировано в центральной части месторождения, на правом склоне долины руч. Благодатного, где оно разделяет северное (Центральный блок II-2) и южные (Южный блок II-3) рудные тела. В пределах площади нарушение трассируется участками интенсивного дробления (катаклиз и милонитизация пород). Для взброса характерно меридиональное простирание (аз. прост. 0-5°) с предположительно крутым падением (под углом 80-85°) в северо-восточном направлении и умеренной амплитудой смещения –

приблизительно 40-50 м. Взаимоотношение с минерализованной зоной, т.е. ее пересечение и сквозное распространение, позволяет говорить о пострудной природе данного нарушения. В то же время, его субмеридиональная ориентировка соответствует общему динамическому плану сдвиговых деформаций, что предполагает развитие подобных взбросов на завершающем цикле второй стадии динамометаморфизма и собственно процессов рудоотложения. Подобный разлом предполагается также вдоль долины руч. Оловянного, левого притока руч. Викторовский.

Надвиговые разломы для прямого изучения не доступны из-за слабой обнаженности площади и отсутствия горных выработок. Они реконструируются по геоморфологическим и геофизическим признакам как границы между стратиграфически разнородными складчатыми ансамблями [35]. Одно из таких нарушений – Благодатнинский надвиг – определяет структуру рудного поля и представляет собой границу между породами среднекординской (RF_1kd_2) и верхнекординской (RF_1kd_3) подсвит. Плоскость Благодатнинского надвига (см. рис. 1.4) по геофизическим данным падает на северо-восток под углами 65-70°. Второе нарушение (Каламинский надвиг) предполагается на левом склоне долины руч. Благодатный, где наблюдается резкий переход от раннепротерозойских отложений тейской серии (PR_1rz) к рифеидам сухопитской серии ($RF_1kd_2^1$).

Данные нарушения усложняют тектонические блоки более мелкими тектоническими пластинами северо-западного простирания. В аллахтоне: в Северном (II-1-1) и Центральном блоках (II-2-1) на водоразделе руч. Благодатного и Оловянного в пределах участка развиты слабо рассланцованные крупнозернистые биотитовые метаалевролиты с горизонтами мелкозернистых метаалевролитов верхней пачки среднекординской подсвиты, образующими широкое поле, обрамляющее выходы среднезернистых аркозовых метаалевролитов нижней пачки среднекординской подсвиты. Породы повсеместно претерпели динамометаморфические преобразования – рассланцованы, разлинзованы, в них отмечаются многочисленные трещины

кливажа течения. В Южном блоке (II-3) на левобережье руч. Благодатного выделены фрагменты двух тектонических пластин (II-3-1, II-3-2). Юго-западная пластина (II-3-1) протягивается вдоль левого борта р. Енашимо на 2,2 км и сложена среднезернистыми аркозовыми метаалевролитами нижней пачки среднекординской подсвиты. Породы пластины интенсивно диафорированы. Восточная пластина в пределах южного блока (II-3-2) сложена крупнозернистыми массивными, реже полосчатыми флогопит-диопсидовыми, клиноцоизит-диопсид-флогопитовыми породами рязановской свиты тейской серии раннего протерозоя. В автохтоне, в пределах Северного (II-1-0), Центрального (II-2-0) и Южного (II-3-0) блоков развиты ритмично-слоистые кварц-полевошпатовые и пятнистые ставролитовые сланцы верхнекординской подсвиты.

Сбросо-сдвиговые нарушения развиты в основном, в пределах рудной минерализованной зоны. По масштабам проявления выделены три основных порядка (рис. 1.4, 1.5 и 1.6). Наиболее крупным тектоническим нарушением является генеральный левосторонний сбросо-сдвиг (см. рис. 1.4) северо-западного простирания (аз. прост. 315-320 °), трассируемый зоной милонитизированных ставролитовых сланцев (см. рис. 1.5 и 1.6). Данная дизъюнктивная структура имеет уплощенную S-образную форму и располагается субпараллельно фронтальной линии надвиговой пластины в 300-500 м к юго-западу. При этом на северо-западном фланге данное нарушение развивается вдоль юго-западного крыла синклинальной складки I порядка, в центральной части переходит на опрокинутое крыло между синклиналью и антиклиналью, а на крайнем юго-востоке уже трассируется вдоль северо-восточного крыла антиклинали I порядка (см. рис. 1.4). В области пересечения ядерных зон этих пликативных дислокаций дизъюнктив расщепляется на несколько ветвей с образованием ромбовидных полостей

Рисунок 1.5 – Схема геологического строения северного участка минерализованной зоны (составили: А.М. Сазонов и П.А. Тишин). 1-3 - Кристаллические сланцы: 1 - ставролитовые; 2 - двуслюдяные; 3 - кварцитовидные; 4 - зона милонитизации и интенсивного расщелачивания; 5 - контуры рудного тела; 6 - сбросо-сдвиги первого (а), второго (б) и третьего (в) порядков; 7 - проекции осевых поверхностей синклинальных складок первого (а), второго (б) и третьего (в) порядков; 8 - проекция осевых поверхностей антиклинальных складок второго (а) и третьего (б) порядков; 9 - буровые скважины и их номера; 10 - бульдозерные траншеи и их номера; 11- поисковые линии и их номера

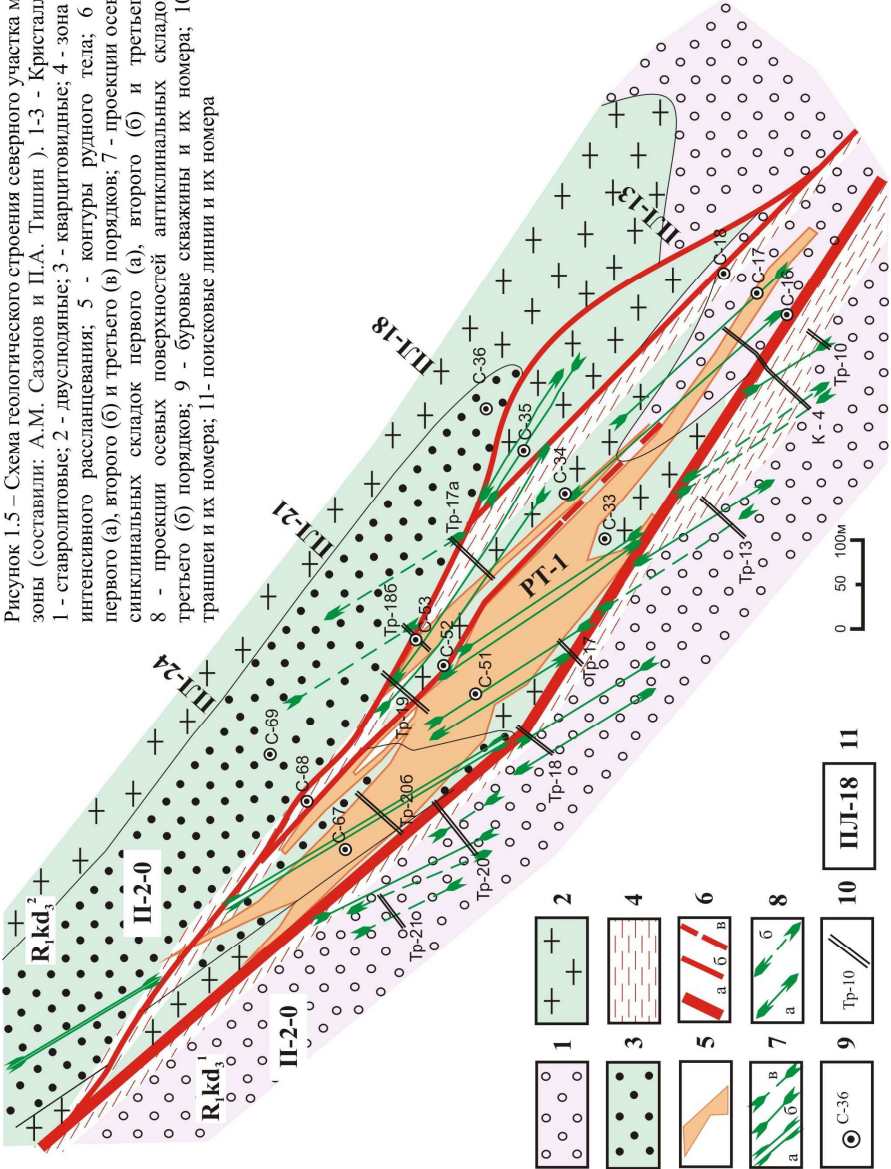
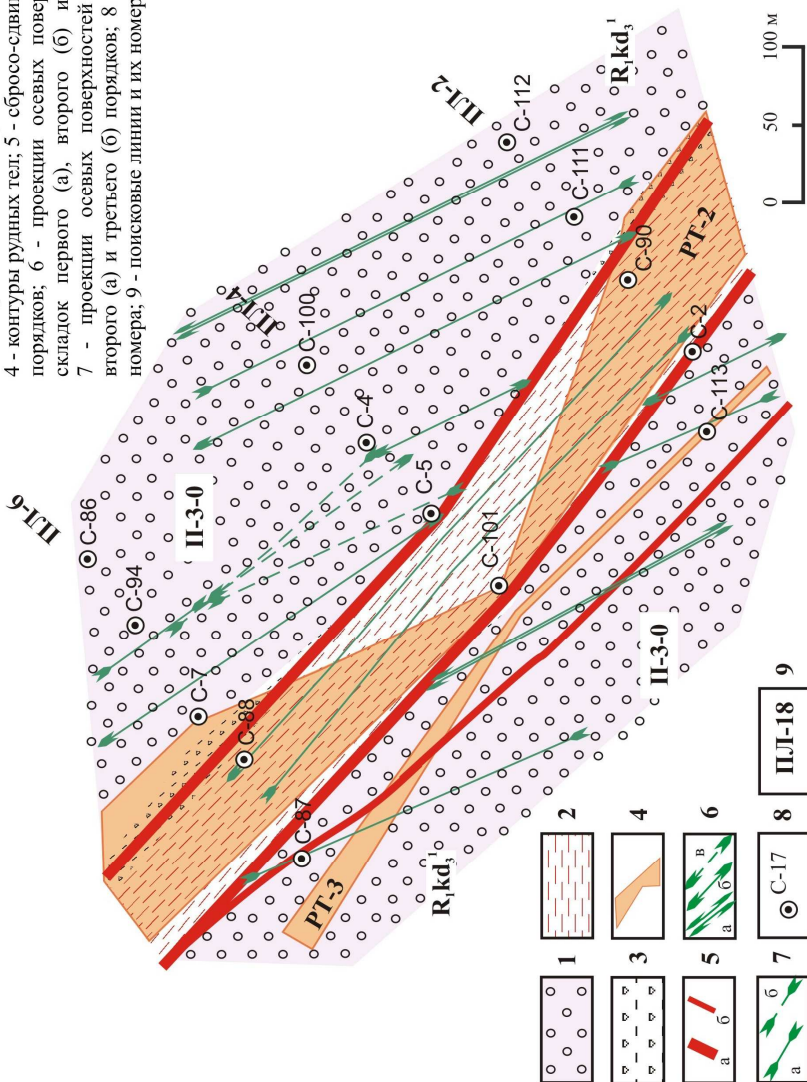


Рисунок 1.6 — Схема геологического строения южного участка минерализованной зоны (составили: А.М. Сазонов и П.А. Тишин).
 1 - ставролитовые сланцы; 2 - милонитизация; 3 - расщепление;
 4 - контуры рудных тел; 5 - сбросо-сдвиги первого (а) и второго (б) порядков; 6 - проекции осевых поверхностей антиклинальных складок первого (а), второго (б) и третьего (в) порядков; 7 - проекции осевых поверхностей синклиналиных складок второго (а) и третьего (б) порядков; 8 - буровые скважины и их номера; 9 - поисковые линии и их номера



отрыва. Падение плоскости сместителя, по результатам изучения керна скважин, крутое (\angle пад. 70-80°). Нарушения второго и третьего порядка могут рассматриваться в качестве компенсационных смещений главного разлома. Их наиболее широкое развитие также приурочено к участкам искривления последнего. Диагностика данных структур осуществляется по развитию зон дробления и интенсивного рассланцевания (см. рис. 1.5 и 1.6).

Пликативные дислокации

В соответствии с особенностями пространственной ориентировки осевых поверхностей и шарниров складчатые дислокации в пределах месторождения объединены в две сингенетические ассоциации [130, 123]: *синнадвиговую* (субвертикальные складки с субгоризонтальными шарнирами) и *синсдвиговую* (субгоризонтальные складки с субвертикальными шарнирами), которые отражают две последовательные стадии динамометаморфического преобразования кристаллических сланцев.

Субвертикальные пликативные дислокации проявлены в *автохтоне* [123], в Центральном (II-2-0) и Южном (II-3-0) блоках. В пределах узкой полосы сланцевой толщи отложения верхнекординской подсвиты образуют сопряженную пару ассиметричных наклонных складок (см. рис. 1.4) с падением осевых поверхностей на северо-восток (аз. пад. 55 \angle 65-75°), характеризующихся юго-западной вергенцией и северо-западным простиранием осевых плоскостей (аз. прост. 325° \angle пад. 80-85°) с полого погружающимися шарнирами. Синклиналь картируется в центральном блоке. Ядро сложено двуслюдяными ритмично-слоистыми сланцами верхней пачки верхнекординской подсвиты, а крылья – пятнистыми ставролитовыми метапсефитами (RF/kd_3^1). Осевая зона синклинали трассируется вдоль водораздела ручьев Викторовский и Благодатный. Антиклиналь территориально расположена в центральном и южном блоках, при этом замковая часть антиклинали прослеживается по выходам пятнистых ставролитовых сланцев нижней пачки верхнекординской подсвиты от левого борта руч. Благодатный, в его приустьевой части, далее по правому борту основной долины. По простиранию

эти структуры достоверно прослежены на расстояние до 1500-1800 м. Амплитуды складок превышают 100 м. Крылья складок осложнены многостепенной гофрировкой вплоть до плейчатости (ширина около 2-0,5 см).

По морфогенетической классификации [2], среди пликативных нарушений выделены три основных типа, а именно: кинематические складки волочения, складки пластического излома и складки нагнетания.

Складки волочения развиты практически повсеместно на крыльях структур более низкого порядка. Они характеризуются отчетливо выраженной асимметрией (рис. 1.7-А) и возникают в результате дифференцированного скольжения литологически разнородных горизонтов относительно друг друга. Складки пластического излома представлены структурами «кинк-банд» или флексурами (рис. 1.7-Б), которые в большей степени свойственны интенсивно рассланцованным и относительно однородным (обогащенным слюдами) разновидностям пород. Они образуются в режиме хрупко-пластического перехода также на крыльях более крупных пликативных форм. Складки нагнетания, наоборот, локализуются в замках структур низкого порядка, где трассируют участки резкого возрастания ортогональной мощности конкретного слоя. Как правило, они характерны для маломощных горизонтов существенно кварцевых или кварц-полевошпатовых пород, развитых внутри слюдяно-сланцевых пачек. Для них характерно симметричное строение с округлыми или остроугольными замками (рис. 1.7-В, Г).

Субгоризонтальные пликативные дислокации второй стадии динамометаморфизма пространственно сопряжены с зонами тектонических нарушений и милонитизации [123]. Наиболее широкое распространение они получили в центральной части минерализованной зоны, в области развития рудного тела № 1. По своим морфологическим особенностям данные структуры отвечают флексурам, кинк-бэндам и асимметричным кинематическим складкам.

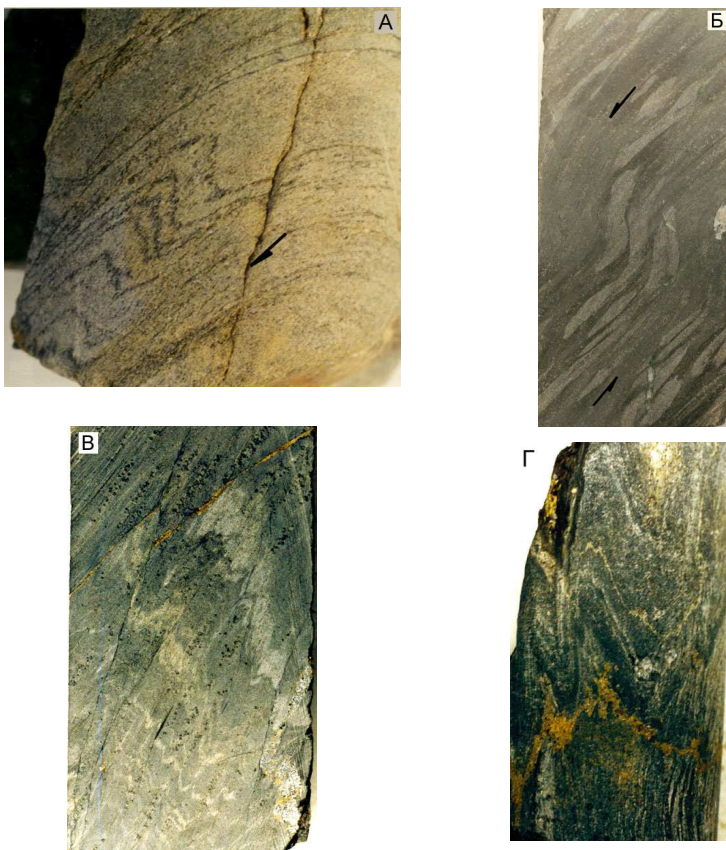


Рисунок 1.7 – Различные морфогенетические типы складок в кристаллических сланцах месторождения (фотографии керна скважин). А – асимметричные кинематические складки волочения; Б – структуры пластического излома (kink bands); В и Г – симметричные складки нагнетания, развитые в замках пликативных дислокаций более низкого порядка

Характерной особенностью их строения является незначительная амплитуда, варьирующая от нескольких сантиметров до первых метров.

Плоскостные структурные элементы

При полевых и лабораторных исследованиях в породах было установлено несколько типов плоскостных структурообразующих систем, которые можно идентифицировать как полосчатость, сланцеватость и кливаж [130, 123].

Плоскостная анизотропия внутреннего строения обусловлена широким развитием чешуйчатых минералов и их неравномерным распределением.

Полосчатость обусловлена чередованием горизонтов, обогащенных чешуйчатым или кварц-полевошпатовым агрегатом мощностью от 1-2 мм до 5-10 мм. Обычно она легко диагностируется по различию тонов окраски и наиболее характерна для двуслюдяных и ставролит-слюдяных сланцев. При документации ПЛ-18 (кern скважин и полотно траншей) установлено субсогласное залегание полосчатости и реконструируемой слоистости, что позволяет рассматривать эти структурные элементы в качестве сингенетичных.

Сланцеватость в породах месторождения является одним из наиболее типичных плоскостных элементов, обусловленных субпараллельной ориентировкой, прежде всего, чешуйчатых минералов, т.е. слюд. В породах рудопроявления выделены две основные генерации сланцеватости – первичная (кристаллизационная) и вторичная – синдвиговая (механическая). Первичная сланцеватость (S_1) унаследует ориентировку слоистости (рис. 1.8) и полосчатость.

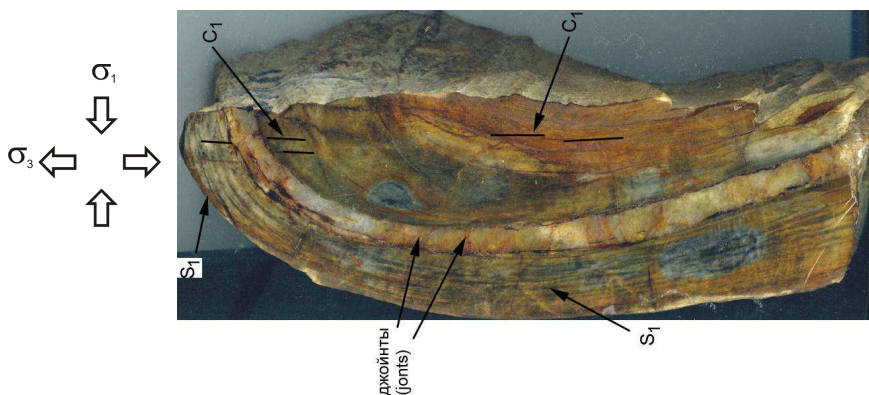


Рисунок 1.8 – Развитие первичной сланцеватости S_1 в породах месторождения (обр. К-26/11 – слюдяно-кварцевый сланец). Система S_1 унаследует метаморфическую полосчатость S_0 , которая трассируется послойными кварцевыми жилами. Вектор максимального стресса σ_1 (ось сжатия) ориентируется перпендикулярно плоскости кливажа C_1 , а минимального σ_3 (ось растяжения) – ортогонально к поверхностям внутрислоевых трещин отрыва, т.е. джойнтов

Главным морфогенетическим признаком ее является наложенная пликативная деформация, которая фиксируется в виде кинк-бандов и мелких кинематических складок, что подтверждает образование предпочтительной ориентировки слюд данного структурного элемента на доскладчатом этапе метаморфизма.

Вторичная сланцеватость S_2 наиболее ярко проявлена в милонитизированных породах, трассирующих зоны субгоризонтальной сдвиговой тектоники. Здесь поверхности более поздней генерации S_2 представлены рекристаллизованными чешуйками мусковита, которые пересекают первичную сланцеватость (рис. 1.9). При этом последняя обычно деформируется в микроплойчатую систему с субвертикальными шарнирами, а сама порода приобретает новую плоскостную делимость.

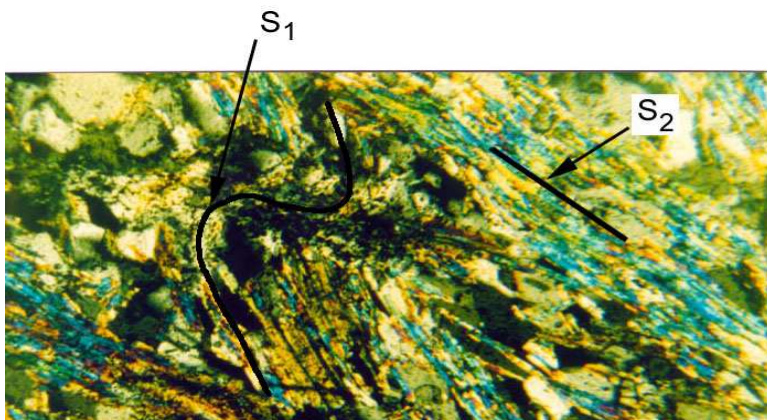


Рисунок 1.9 – Взаимоотношение первичной (S_1) и вторичной (S_2) сланцеватости, фиксируемое в образовании структуры кренуляционного кливажа (обр. С-111/93,7, увеличение $(100)^X$, фотография шлифа в скрещенных николях)

Кливаж представляет собой сингенетичный по отношению к складчатости структурный элемент, совпадающий с осевыми поверхностями складок. Его диагностика связана с некоторыми трудностями, т.к. на крыльях складок плоскости кливажа ориентируются субпараллельно или под очень острым углом к полосчатости и сланцеватости, тогда как в замках складок различие между данными элементами фиксируется вполне уверенно по

предпочтительному удлинению порфиробластовых выделений биотита или рекристаллизованных зерен мусковита, кварца и других минералов.

Выделяются две основные генерации кливажа, характеризующие главные стадии пликативных деформаций – более раннюю надвиговую и более позднюю сдвиговую. Ранний кливаж (C_1) развит практически повсеместно и связан с формированием субвертикальных складок. Вторичный кливаж (C_2) наиболее достоверно диагностирован на восточном фланге месторождения. Он выражается в появлении тонких микротрещин делимости горной породы, пересекающих полосчатость, первичную сланцеватость и синнадвиговый кливаж под острым, но вполне различимым ($15-25^\circ$) углом и совпадающих с осевыми поверхностями субгоризонтальных складок.

Анализ взаимоотношений различных морфологических типов плоскостных структурных элементов позволяет сгруппировать их в две сингенетических ассоциации. Первый парагенезис объединяет исходную слоистость, метаморфическую полосчатость (S_0) и кристаллизационную сланцеватость (S_1) с первичным кливажом (C_1), которые характеризуют пликативные деформации надвигового стиля (этапа формирования субвертикальных складок). Второй парагенезис включает вторичную сланцеватость S_2 и поздний кливаж C_2 , которые образуются в результате синсдвиговых деформаций и развития субгоризонтальных складок. Как и в первом случае, оба эти элемента контролируют соответственно плоскость скольжения и направление максимального сжатия.

Строение рудоносной минерализованной зоны

Рудоносная минерализованная зона (PM3) месторождения Благодатного приурочена к рудовмещающей сбросо-сдвиговой S-образной дизъюнктивной структуре участка с генеральным простираем $315^\circ-320^\circ$ и северо-восточным падением $\angle 65-80^\circ$ [119, 122, 123, 130]. Стратиграфически PM3 расположена в контактовой области отложений нижней и верхней пачек верхнекординской подсвиты (см. рис. 1.4). В северной части рудопроявления она трассирует обе

пачки вдоль контакта, а в южной смещается в область распространения нижней пачки.

Наиболее ярким признаком рудоносной зоны является сульфидизация сланцев, насыщенных в разной степени плотности кварцевыми жилами, желваками, жилками и кварц-карбонатными нитевидными прожилками, содержащими сульфиды и видимое золото. Минерализованная зона оконтурена по появлению в сланцах пиритовой минерализации.

Породы минерализованной зоны претерпели метасоматические изменения березитового профиля. Среди метасоматитов выделяются лентовидные тела окварцованных, серицитизированных, хлоритизированных, турмалинизированных и углеродизированных пород практически не поддающихся макроскопическому картированию.

Простираение зоны северо-западное – $310-315^\circ$, падение северо-восточное – $60-65^\circ$, субсогласные сланцеватости стратифицированных толщ. Мощность минерализованной зоны в раздувах достигает 250 м.

Субмеридианальным взбросом рудоносная минерализованная зона делится на северный и южный участки с различной представительностью изучения из-за неравномерного характера полевых наблюдений. Представления о строении южной части базируются, в большей степени, на анализе керна скважин (см. рис. 1.6), исследования северного блока в равной мере охватывают поверхностные и глубинные горные выработки (см. рис. 1.5).

Структуры Северного участка

В пределах участка фиксируется два тектонических нарушения сбросо-сдвиговой кинематики высокого порядка, которые разбивают общий разрез на три сегмента. Общая тектоническая структура данного участка определяется развитием ромбовидной полости отрыва (pull-apart), к которой приурочено рудное тело № 1 (см. рис. 1.5).

Юго-западный фланг последнего вскрыт канавой № 4 и траншеями №№ 13, 17, 18, 20 и 21. В некоторых из них непосредственно картируется зона генерального сбросо-сдвига, представляющая собой

тектонический контакт ставролитовых и двуслюдяных сланцев. В интервале между ПЛ-13 и ПЛ-21 азимут простирания генерального дизъюнктива составляет 300° , а далее на северо-запад изменяется до 320 (см. рис. 1.5). Вдоль нарушения проявлены интенсивное рассланцевание, милонитизация пород, а также приразломная субгоризонтальная складчатость.

Ставролитовые и двуслюдяные сланцы смяты в субвертикальные складки с размахом крыльев 15-30 м. На удалении от тектонической зоны (около 100 м) в ставролитовых сланцах фиксируется три синклинали и две антиклинали. Их крылья и замки осложнены более мелкими формами.

Северо-восточный фланг рудного тела № 1 фрагментарно вскрывается траншеями № 17а, 18б и 19. Здесь преимущественно развиты двуслюдяные и кварцитовидные сланцы, смятые в антиклинальную складку второго порядка, осложненную более мелкими структурами. Ее нормальное крыло нарушено сбросо-сдвигом второго порядка (см. рис. 1.5), а плоскость сместителя трассируется зоной милонитизации и интенсивным рассланцеванием.

Осевая часть рудного тела с поверхности вскрыта лишь траншеей № 20б, локализованной на его северо-западном окончании. Этой горной выработкой вскрывается призмковый фрагмент синклинальной структуры первого порядка, осложненной серией сопряженных складок нагнетания со слабо выраженной асимметрией и размахом крыльев от 7 до 15 м.

Результаты анализа глубинного строения северного участка месторождения в целом сопоставимы с данными по поверхностным горным выработкам. Так на ПЛ-13 (скв. 16, 17, 18) фиксируется тектонический контакт ставролитовых и двуслюдяных сланцев по генеральному сбросо-сдвигу. Характер локализации рудного тела определяется его приуроченностью к осевой зоне синклинальной структуры и субпараллельной ориентировкой относительно нормального крыла последней.

В разрезе ПЛ-18 (скв. 33, 34, 35, 36) (рис. 1.10) вскрываются ставролитовые, двуслюдяные и кварцитовидные сланцы, приведенные в соприкосновение по зонам генерального сбросо-сдвига и пары дочерних

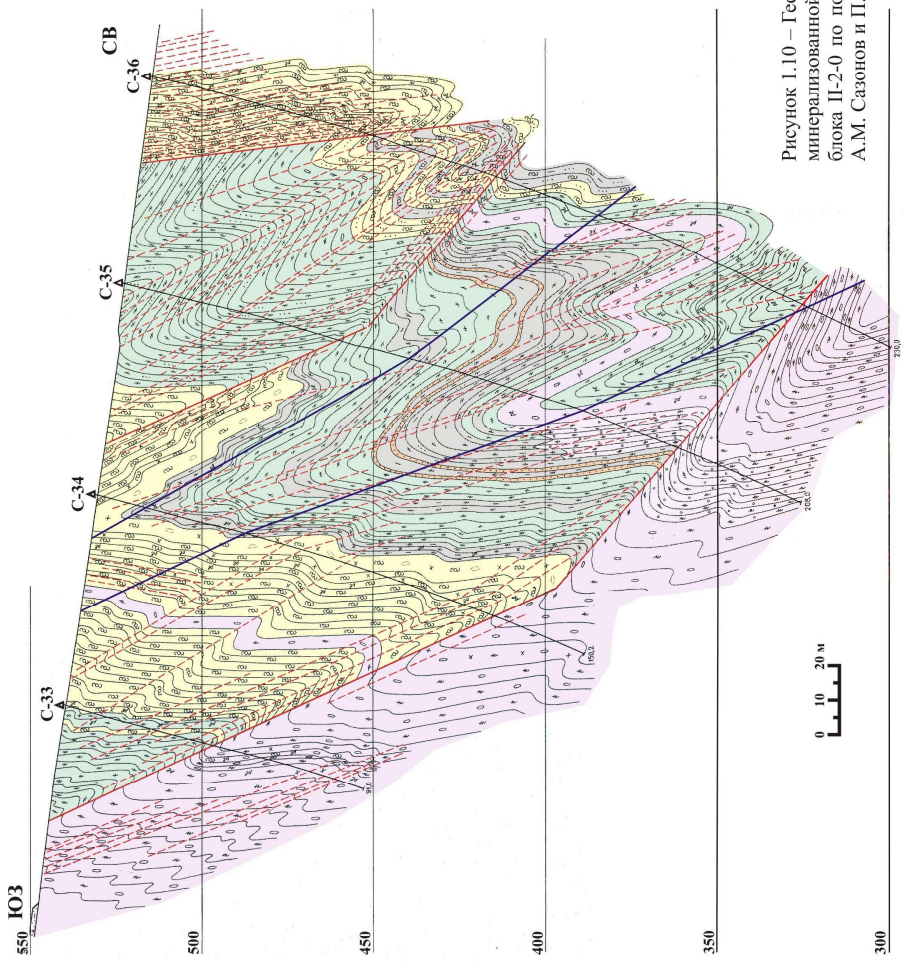


Рисунок 1.10 – Геологический разрез рудоносной минерализованной зоны в пределах центрального блока П-2-0 по поисковой линии 18 (составили: А.М. Сазонов и П.А. Тишин), Лист 1

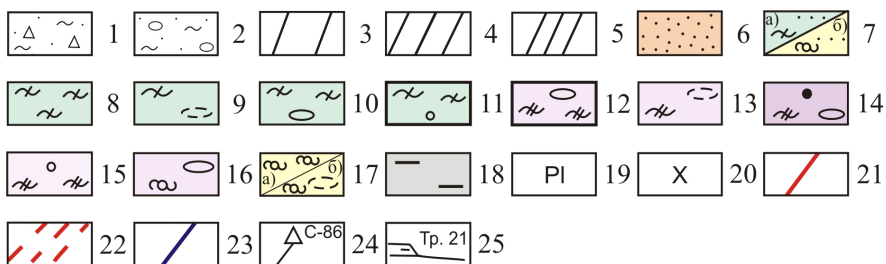


Рисунок 1.10 – Лист 2. Условные обозначения к геологическим разрезам рудоносной минерализованной зоны (рис. 1.10 – 1.13): 1 - Рыхлые делювиальные отложения; 2 – Техногенные отложения; 3-5 – Реликтовая слоистость: 3 - широкая, неясная (>1см), 4 – тонкая (0,5-1,5), 5 – нитевидная (<0,5см); 6 – Метаалевролиты и метапесчаники (кварциты, кварц-полевошпатовые породы); 7-17 – Кристаллические сланцы: 7 – Кварцитовидные: а) двуслюдяные, б) мусковитовые биотитсодержащие, 8 – Двуслюдяные, 9 – Двуслюдяные слабоконтрастные пятнистые, 10 – Двуслюдяные пятнистые, 11 – Двуслюдяные штриховато-пятнистые, 12 – Ставролитовые двуслюдяные со светлой пятнистостью, 13 – Ставролитовые двуслюдяные со слабоконтрастной пятнистостью, 14 – Ставролитовые двуслюдяные с темной и светлой пятнистостью, 15 – Ставролитовые двуслюдяные штриховато-пятнистые, 16 – Ставролит-мусковитовые пятнистые биотитсодержащие, 17 – Гранатовые филитовидные биотитсодержащие (биотита<10%): а) мусковитовые, б) мусковитовые со слабоконтрастной пятнистостью; 18-20 – Типоморфные минералы сланцев: 18 – Углистое вещество, 19 – Плагноклаз, 20 – Хлорит диафторигенный; 21 – Сбросо-сдвиги; 22 – Пострудные дизъюнктивы; 23 – Границы рудного тела; 24 – Скважина и её номер; 25 – Траншея и её номер

разломов той же кинематики. Особенностью пространственной позиции рудного тела в данной проекции является его приуроченность к осевой зоне антиклинали второго порядка с наращиванием мощности по падению в направлении ядра этой структуры.

Выявленные закономерности внутреннего строения осевой части рудоносной минерализованной зоны подтверждаются разрезами по поисковым линиям № 21 (скв. 51, 52, 53) и № 24 (скв. 67, 68, 69 – рис. 1.11), в которых проявлены тектонические нарушения, разделяющие ставролитовые, двуслюдяные и кварцитовидные сланцы, и сложная складчатая структура,

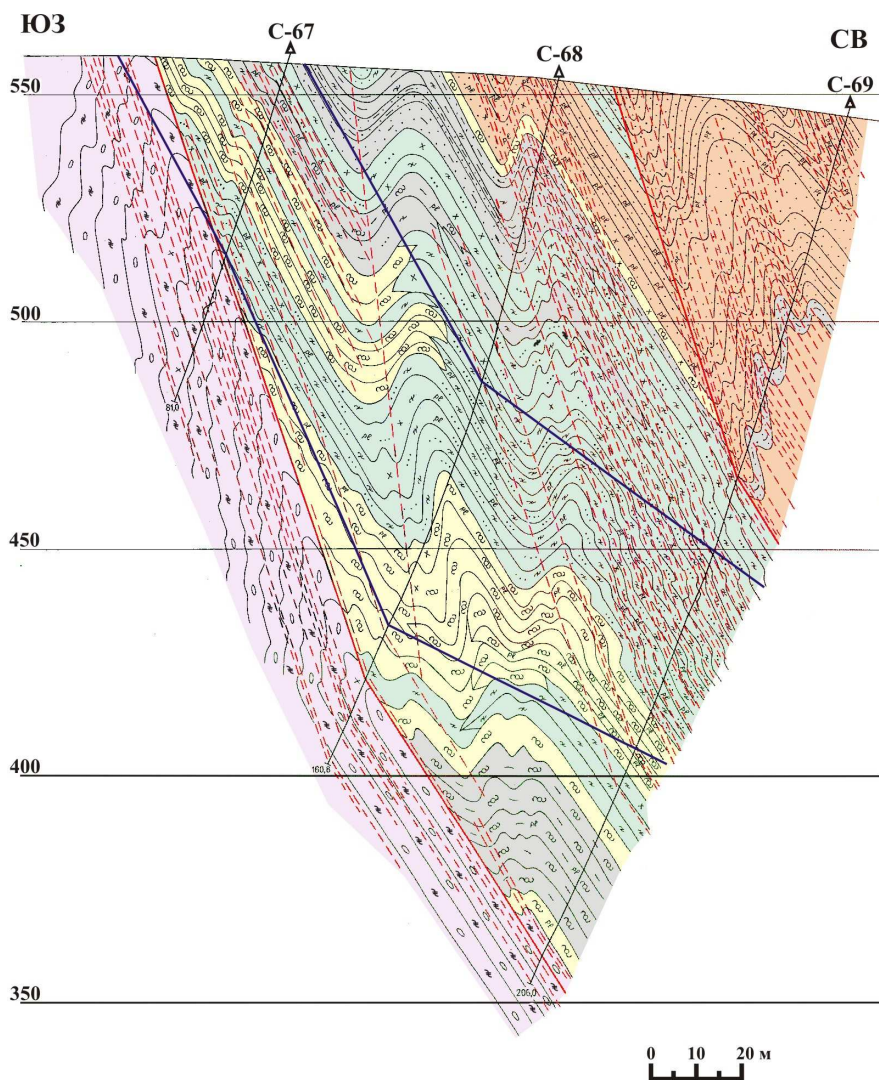


Рисунок 1.11 — Геологический разрез рудоносной минерализованной зоны в пределах центрального блока П-2-0 по поисковой линии 24 (составили: А.М. Сазонов и П.А. Тишин)

трассирующая замок синклинали первого порядка. При этом ориентировка рудного тела в большей степени конформна нормальным крыльям пликативных структур второго и третьего порядка, обнаруживая относительно пологие углы падения (около 60 °).

Структуры Южного участка

Структура Южного участка специфична, прежде всего, в силу преимущественного развития ставролитовых сланцев и зоны милонитизации, мощность которой резко возрастает на юго-восточном фланге (50-60 м), фиксируя преобладание здесь вязкопластического течения. К милонитизированной зоне, разбивающей всю метаморфическую толщу на три автономных блока: юго-западный (лежачее крыло генерального сброса-сдвига), центральный (зона активных тектонических движений) и северо-восточный (висячее крыло сбросо-сдвига, соответственно) приурочены рудные тела № 2 и 3 (см. рис. 1.6).

Юго-западный фланг рудоносной зоны интерпретирован в качестве фрагмента нормального крыла, осложненного складками третьего порядка с размахом крыльев 20-30 м. В центральном блоке картируется система изоклиальных остроугольных субизометричных складок с горизонтальной амплитудой около 10-20 м.

Северо-восточный фланг также характеризуется развитием интенсивной складчатости, трассирующей замок синклинали и ее прилегающие нормальное и опрокинутое крылья, которые, в свою очередь, осложнены сопряженными антиклиналями с размахом крыльев этих складок около 50 м.

Рудное тело № 2 в пределах ПЛ-2 (рис. 1.12) имеет плитообразную форму и тяготеет к зоне милонитизации, которая включает его основной объем (более 80 %). По ПЛ-4 полностью локализовано в области проявления пластических деформаций генерального сбросо-сдвига, но резко выклинивается к поверхности. Его морфология соответствует ромбовидному сечению с ориентировкой длинной оси под углом 25 ° к поверхности главного разлома.

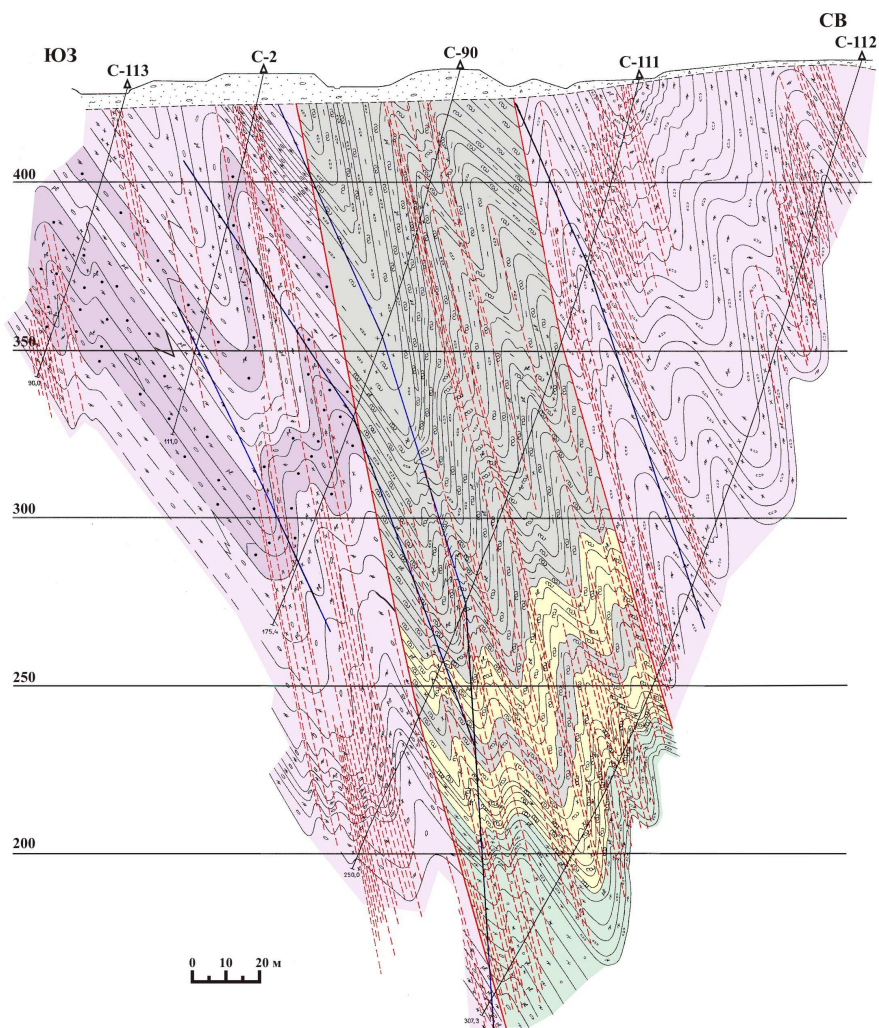


Рисунок 1.12 – Геологический разрез рудоносной минерализованной зоны в пределах южного блока П-3-0 по поисковой линии 2 (составили: А.М. Сазонов и П.А. Тишин)

В разрезе ПЛ-6 специфика конфигурации рудного тела № 2 соответствует зоне милонитизации ставролитовых сланцев (рис. 1.13), хотя обнаруживает локальные отклонения в сторону висячего и лежачего крыла генерального сбросо-сдвига. При этом в юго-западном блоке повышенные концентрации металла приурочены к замку синклинали второго порядка, а всеверо-восточном блоке – к ядерной части антиформы подобного типа.

Морфология выхода на дневную поверхность рудного тела № 2 отвечает комбинации двух ромбовидных полостей, контуры которых практически полностью соответствуют зоне милонитизации. Область пережима этого тела в районе ПЛ-4 ограничена линейными структурами субмеридионального и субширотного простирания.

Рудное тело № 3 в пределах ПЛ-2 (см. рис. 1.10) локализовано в замке синклинали третьего порядка. По мере приближения к генеральному разлому тело меняет угол падения от 60° до 70° и сливается с главным продуктивным горизонтом на глубине около 180 м. По ПЛ-4 рудное тело залегает в нормальном крыле антиклинали юго-западного блока, обнаруживая тенденцию увеличения мощности вниз по падению с приближением к ядру осложняющей синформы. По разрезу ПЛ-6 рудное тело № 3 локализуется в нормальном крыле синклинали второго порядка, юго-западнее главной золотоносной зоны, сливаясь с рудным телом № 2 на глубине порядка 120 м.

В плане форма дополнительного рудного тела № 3 так же, как и рудного тела № 2, характеризуется коленообразным изгибом, но с обратной зеркальной симметрией по отношению к главному тектоническому нарушению.

Положение и морфология рудных тел контролируется непосредственно зоной главного тектонического нарушения и во многом определяется его левосторонней кинематикой.

Наиболее продуктивными оказываются участки локального изгиба этого разлома, провоцирующие образование ромбовидных полостей растяжения типа "пулл-апарт".

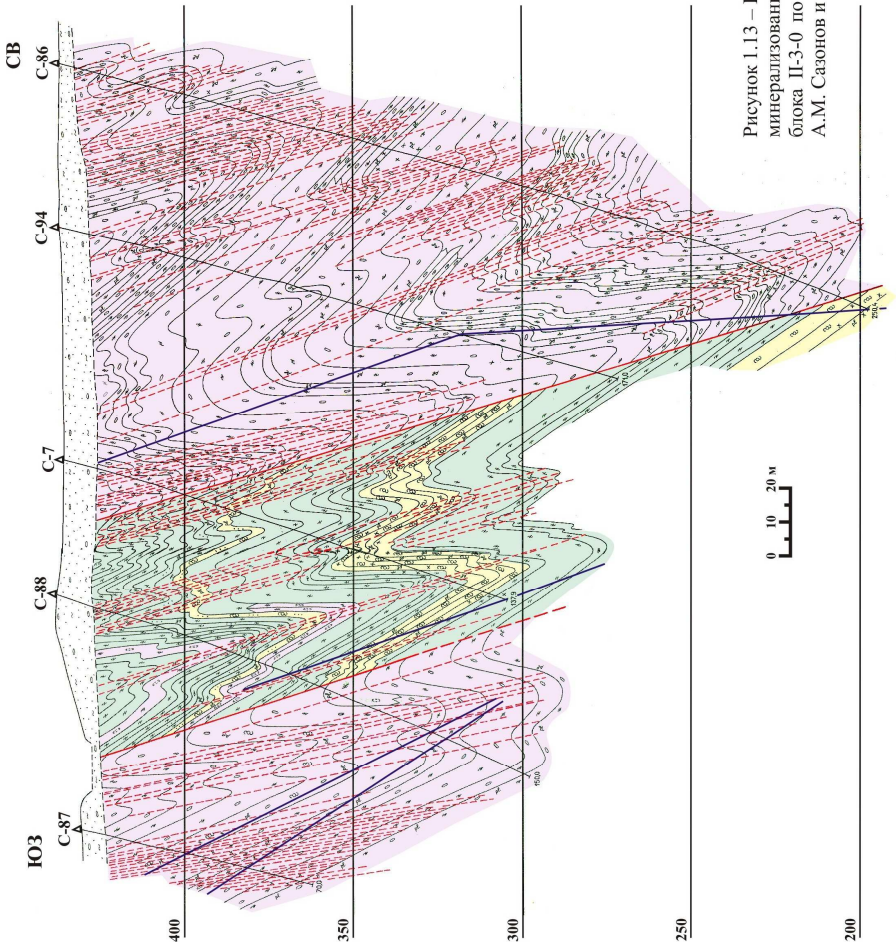


Рисунок 1.13 – Геологический разрез рудоносной минерализованной зоны в пределах южного блока II-3-0 по поперечной линии 6 (составили: А.М. Сазонов и П.А. Тишин)

ГЛАВА II. ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В главе приведена геолого-петрографическая характеристика, вещественный состав и петрохимическая аттестация главных типов горных пород, выделенных при петрографическом изучении рудного поля и рудоносной минерализованной зоны месторождения Благодатного.

2.1. Петрография

В разделе рассмотрена петрографическая характеристика основных типов пород [127] распространенных в пределах рудного поля с учетом их структурного положения. Так же, охарактеризованы широко распространенные в пределах участка метасоматиты и многочисленные жильно-прожилковые образования, приуроченные к разломам и зонам повышенной проницаемости (зонам катаклаза, милонитизации, рассланцевания).

2.1.1. Породы внешней зоны рудного поля месторождения

Породы, обрамляющие рудную минерализованную зону представлены кальцифирами рязановской свиты (PR_{1rz}), аркозовыми метаалевролитами нижней пачки ($RF_1kd_2^1$) и кварцитовидными сланцами верхней пачки нижнекординской подсвиты ($RF_1kd_2^2$), ставролитовыми сланцами нижней пачки ($RF_1kd_3^1$) и кварц-полевошпатовыми кварцитовидными метаритмитами верхней пачки верхнекординской подсвиты ($RF_1kd_3^2$), а так же немногочисленными дайками татарско-аяхтинского комплекса (γRF_{3ta}).

Кальцифиры

Кальцифиры (см. рис. 1.4-усл.об.6) относятся к стратифицированным отложениям рязановской свиты (PR_{1rz}). Породы имеют серый цвет с зеленоватым оттенком, плитчатую, реже линзовидно-полосчатую, пятнисто-такситовую текстуры и гранобластовую, лепидогранобластовую структуры.

Тектурный узор обусловлен наличием изометричных и линзовидных гнезд мелкочешуйчатого флогопита, расположенных цепочками или беспорядочно по всему объему породы. В полосчатых кальцифирах зерна

диопсида ориентированы субпараллельно и слагают немногочисленные порфиробласты и гломеропорфиновые сростки размером до 1 мм. Сочетание гломеропорфиробластов диопсида и облекающих его минералов основной ткани (микроклин-кварцевый агрегат) обуславливают бугорчатые поверхности плитчатой отдельности. В породе часто наблюдаются гнезда, линзы и ветвистые прожилки клиноцоизита секущие полосчатость.

Минеральный состав (%): диопсид (60-70), флогопит (20-30), магниально-железистый карбонат (до 7), клиноцоизит (до 5-7), хлорит (до 5), кварц (до 3), микроклин (до 2-3).

Диопсид, слагающий основу породы, образует короткопризматические катаклазированные кристаллы размером 0,05-0,4 мм с неровными, волнистыми ограничениями (рис. 2.1), обладает слабым плеохроизмом от бледно-зеленого до бесцветного, $cNg=38-40^\circ$. Кристаллы диопсида катаклазированы, по периферии и трещинкам замещаются карбонатом, мелкочешуйчатым (0,02-0,05 мм) флогопитовым и хлоритовым агрегатом. Микроклин и кварц образуют мелкие ксеноморфные зерна, выполняющие интерстиции между крупными кристаллами диопсида (рис. 2.2).

Аркозовые метаалевролиты

Аркозовые метаалевролиты (см. рис. 1.4-усл.об.5) имеют светло-зеленовато-серую окраску, толсто плитчатую и широкослоистую текстуру и среднезернистую структуру и относятся к отложениям нижней пачки среднекординской подсвиты ($RF_1kd_2^1$).

Зеленоватый оттенок породе придают диафторигенные хлорит, эпидот, клиноцоизит, замещающие плагиоклаз и биотит. Слоистость в породах обычно плохо различима, очень редко фиксируется градационное распределение обломочного и метаморфизованного пелитового материала. Под микроскопом слоистость проявлена практически всегда, в виде чередующихся слойков обогащенных хлоритизированным биотитом, плагиоклазом и кварцем.

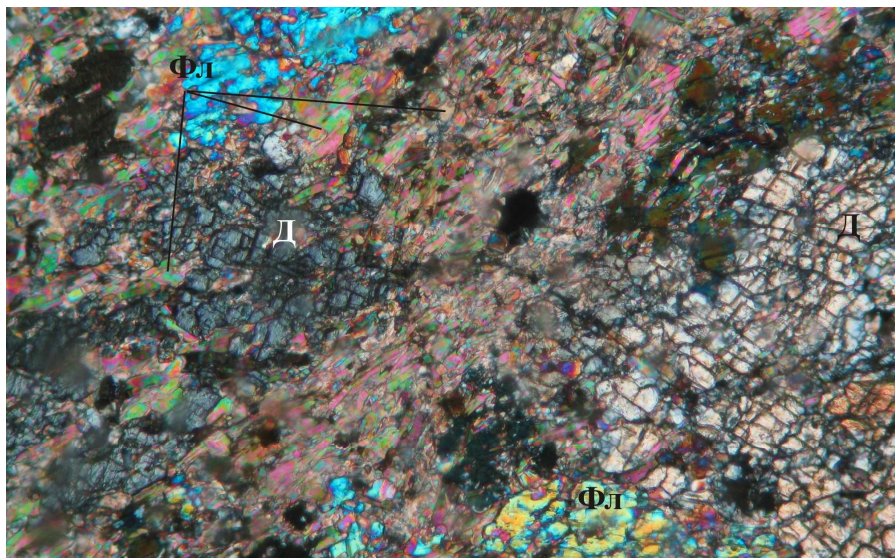


Рисунок 2.1 – Прозрачный шлиф ПР III-70. Николи “+”. Ув. (50)^х. Кальцифир (Pr₁Gz). Катаклазированный агрегат диопсида (Д) с чешуйчатыми обособлениями флогопита (Фл) в интерстициях, по периферии и трещинкам диопсида (флогопит совместно с магниально-железистым карбонатом)

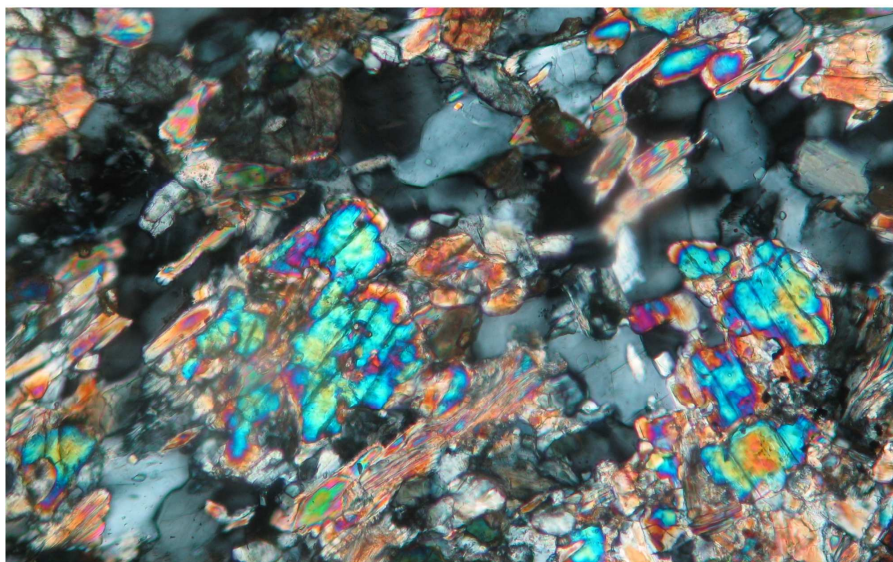


Рисунок 2.2 – Прозрачный шлиф ПР II-0. Николи “+”. Ув. (100)^х. Кальцифир (Pr₁Gz). Кварц-микроклин-флогопитовый агрегат в интерстициях кристаллов диопсида

Параллельнолепидобластический агрегат хлорита ориентирован согласно наслоению.

Минеральный состав (%): кварц (25-40), плагиоклаз (50-40), хлоритизированный биотит (5-15), порфиробластический мусковит (5-10); аксессуарные – турмалин, рудный минерал, циркон, апатит, диафоригенные – рутил, сфен, эпидот, клиноцоизит, карбонаты (10-15). Содержание породообразующих минералов устойчиво в пределах пачки, с колебаниями в слойках.

Основу породы составляет кварц-полевошпатовый бластоалевритовый агрегат. Кварц имеет обломочную – окатанную и оскольчатую изометричную морфологию зерен и средние размеры около 0,05 мм. Плагиоклазовые обломки имеют изометричную форму с менее резкими границами (рис. 2.3). Минерал замещается субмикроскопическим агрегатом серицита. Диагенетические и метаморфические преобразования выразились в разложении и метаморфическом регенерационном дорастании обломков и заполнении порового пространства между кварцевыми и плагиоклазовыми обломками полевошпатовым метаморфогенным цементом.

Изометричные зерна полигонального анкерита (см. рис. 2.3. А), комковатого клиноцоизита, розовато-бурого сфена, магнетита и сульфидов занимают совместно с олигоклазом и хлоритом промежутки между рассредоточенными обломками кварца.

Чешуйки хлоритизированного биотита (0,05-0,15 мм) располагаются в виде рассредоточенных зерен и полосчатых лепидобластических агрегатов (см. рис. 2.3. Б), придавая породе грубо сланцеватый облик. Хлорит имеет зеленую окраску, содержит точечный крап магнетита, комковатого и сагенитового рутила. Реликты биотита фиксируются редко и занимают отдельные пакеты в псевдоморфозах, либо сохраняются в них в виде зеленовато-бурых пятен с расплывчатыми границами и резко пониженным двупреломлением (до 0,02).

Мусковитовые разноориентированные порфиробласты (рис. 2.4) изометричные и пластинчато-удлиненные (1-1,5 мм), распределены в породе

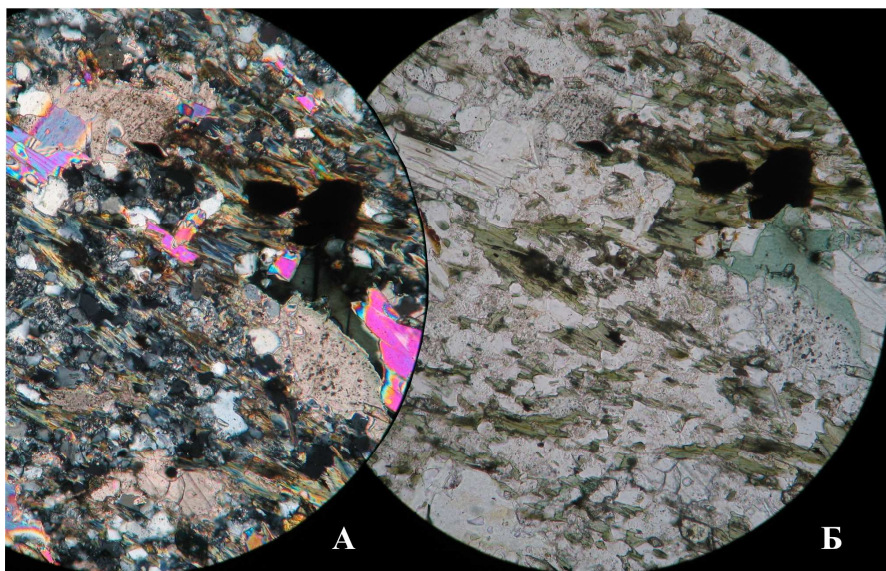


Рисунок 2.3 – Прозрачный шлиф ПР I-0. А - Николи “+”. Б- Николи “-”. Ув. (50)^x. Аркозовый среднезернистый метааллевролит (RF₁kd₂¹). Полосчатое распределение лепидобластических мусковита и хлоритизированного биотита среди кварц-полевошпатового агрегата и изометричных зерен кальцита

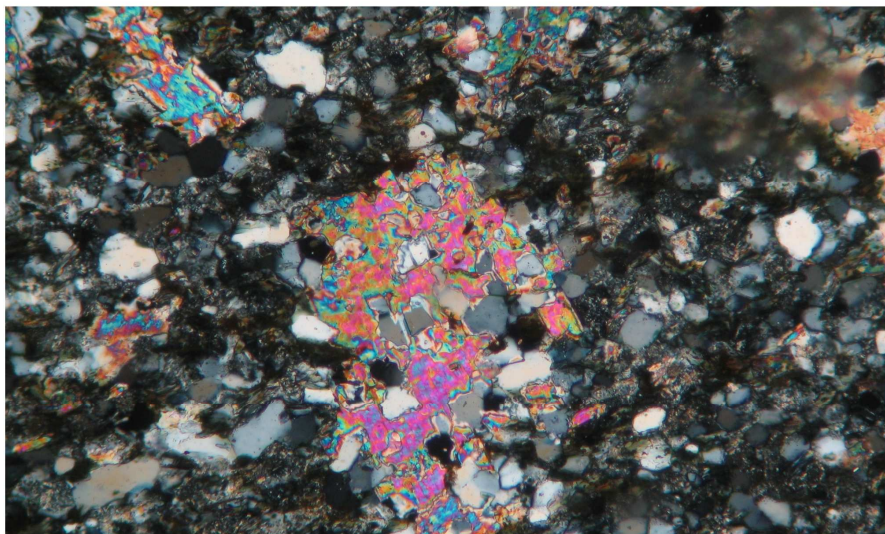


Рисунок 2.4 – Прозрачный шлиф ПР II-40. Николи “+”. Ув. (50)^x. Аркозовый среднезернистый метааллевролит (RF₁kd₂¹). Порфиробласты ситовидного мусковита среди кварц-полевошпатового агрегата

равномерно. Минерал имеет ситовидное, пойкилобластовое строение. Включения представлены резорбированным кварцем. Границы зерен мусковита, параллельные базопинакoidу, обычно кристаллографические, другие направления ксеноморфные.

Акцессорный реликтовый циркон (0,01 мм) имеет эллипсовидную, реже угловато-обломочную форму зерен. Края зерен иногда регенерированы и приобретают более чистый, бесцветный вид. Идиобласты темно-зеленого, пятнисто-зонального шерла (0,03-0,05 мм по длинной оси) постоянно встречаются в небольших количествах.

В участках примыкающих к поверхности надвига иногда отмечаются *турмалинизированные метаалевролиты*. Количество турмалина здесь повышается до 20 %, размер зерен достигает 1 мм. Его распределение в породе полосчатое, при беспорядочной ориентировке зерен внутри полосок (рис. 2.5), совпадающих со сланцеватостью и слоистостью. Окраска турмалина пятнистая с преобладанием зеленовато-бурых и резко подчиненным голубовато-зеленых тонов, типичных для акцессорного турмалина. Кварц и плагиоклаз в турмалинизированных породах подверглись заметной перекристаллизации и представлены гранобластическими агрегатами.

Кварцитовидные сланцы

Основное поле отложений относящихся к верхней пачке среднекординской подсвиты ($RF_1kd_2^2$), представляет собой сланцеватые, неяснослоистые кристаллические сланцы коричневатого-серого цвета с отчетливым фиолетовым оттенком. Сланцеватость и реликтовая слоистость подчеркивается чередованием маломощных (доли сантиметра) слойков с различным соотношением кварца и лепидобластических агрегатов слюд (рис. 2.6). Для пород характерна выдержанная плоскостная лепидогранобластовая структура. В отличие от аркозовых метаалевролитов ($RF_1kd_2^1$) в этих породах развиты порфиробласты граната и биотита.

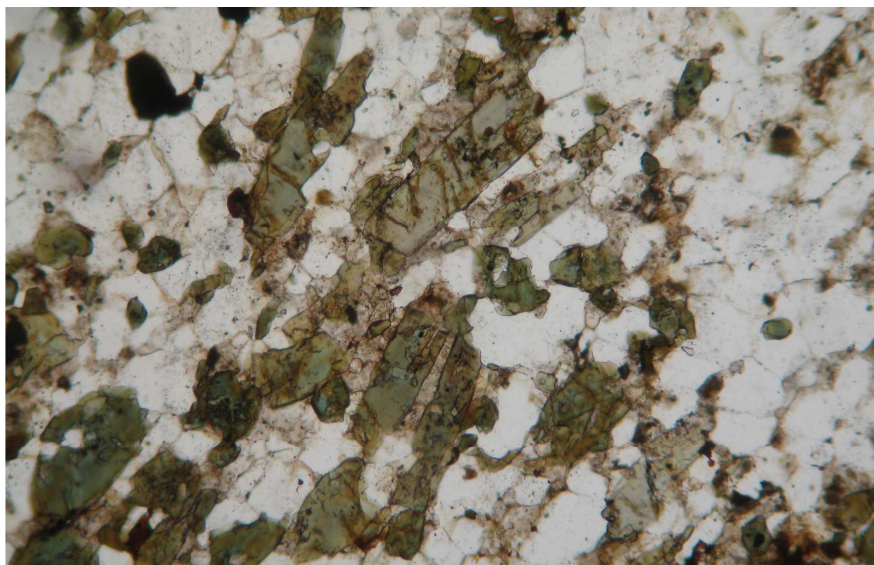


Рисунок 2.5 – Прозрачный шлиф ПР III-50. Николи “-”. Ув. $(50)^{\times}$. Аркозный турмалинизированный метаалевролит (RF, kd₂¹). Полосчатое распределение пятнистого турмалина среди гранобластического кварц-плагиоклазового агрегата

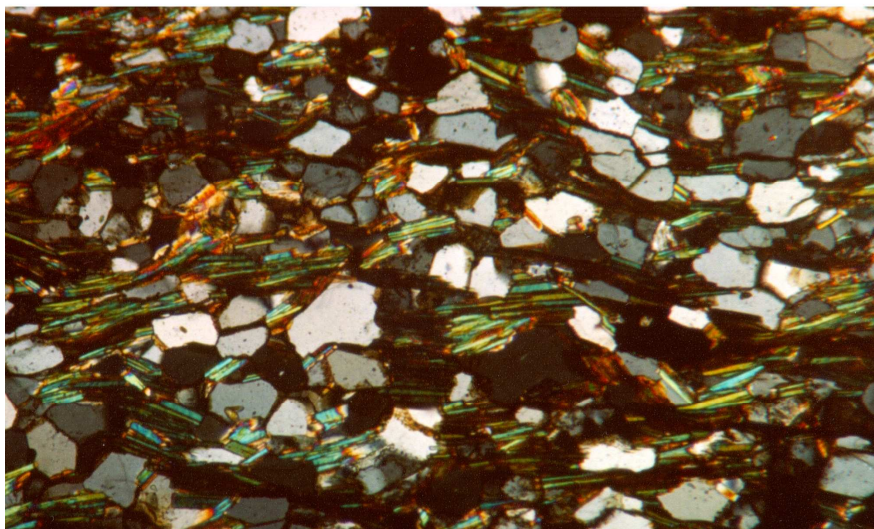


Рисунок 2.6 – Прозрачный шлиф ПР XI-11. Николи “+”. Ув. 100^{\times} . Кварцитовидный сланец (RF, kd₂²). Пологоволнистый лепидобластический агрегат слюд в бласто-алевритовой плагиоклаз-кварцевой ткани

Минеральный состав (%): кварц (40-80), полевые шпаты (5-15), слюды (10-40), гранат (до 7); акцессорные минералы – апатит, циркон и турмалин – первые проценты. По содержанию темноцветных минералов выделяются мезо- (более 15 %) и лейкократовые (10-15 %) кристаллические сланцы, отличающиеся крупностью обломочного материала.

В мезократовых разностях (см. рис. 1.4-усл.об.4а) порфиробласты биотита и граната слагают до 15 % объёма породы. Порфиробластический биотит (0,05-0,2 мм) обычно развит в интенсивно-рассланцованных разностях. Его количество не превышает 5-10 % породы. Он ориентирован поперек сланцеватости и реликтовой слоистости (рис. 2.7), часто образует сростки и гнезда из нескольких чешуй размером до 0,2-0,5 мм. В отличие от биотита основной ткани его рост проходил при минимальном участии стрессового давления. Минерал интенсивно, вплоть до полных псевдоморфоз, замещается хлоритом и мусковитом. В ряде случаев наблюдались хлорит-мусковит-биотитовые сростания по базопинакоиду. Гранат образует мелкие (0,07-0,15 мм) пойкилобласты и скелетные выделения, реже хорошо образованные изометричные (рис. 2.8) и эллипсовидные идиоморфные кристаллы равномерно рассеянные в породе. Вдоль трещинок и по периферии он замещается тонкочешуйчатым серицит-хлоритовым агрегатом. В интенсивно рассланцованных породах появляются более крупные (до 0,5 мм) зональные порфиробласты граната с характерной структурой «снежного кома», имеющие однородное ядро, окруженное каймой, переполненной включениями кварца.

Основная ткань имеет существенно слюдяно-кварцевый состав с незначительной примесью полевых шпатов (см. рис. 2.6). Кварц представлен угловатыми, полуокатанными зёрнами (0,03-0,08 мм) с тонкой каймой метаморфической регенерации и гранобластическим метаморфогенным агрегатом. В незначительном количестве в породе присутствуют более крупные (до 0,2 мм) изометричные зерна кварца. Индивидуализированные чешуйки биотита и мусковита (0,01-0,05 мм) в основной ткани ориентированны



Рисунок 2.7 – Прозрачный шлиф ПР V-20. Николи “-”. Ув. (50)^x. Кварцитовидный мезократовый сланец (RF₁kd₂²). Порфиробластический биотит ориентирован под углом к сланцеватости. Мелкие чешуйки хлоритизированного биотита образуют сростки и гнезда из нескольких индивидов

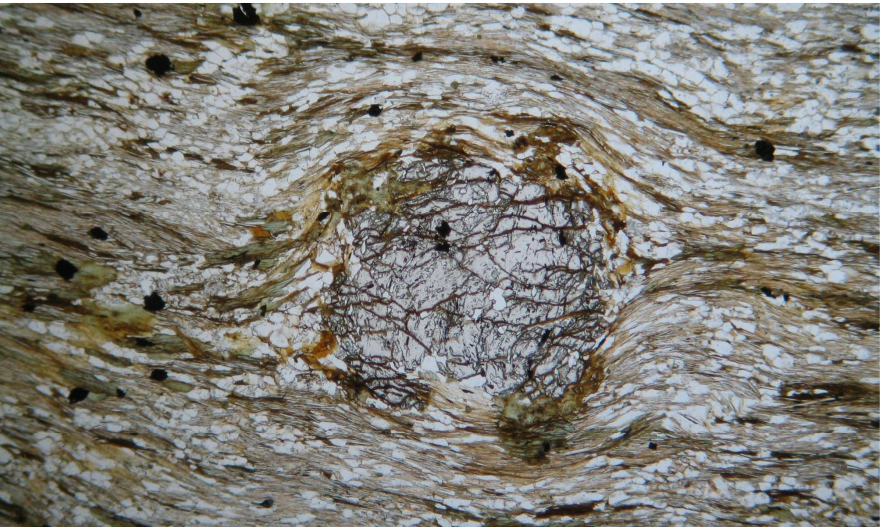


Рисунок 2.8 – Прозрачный шлиф ПР XI-11. Николи “-”. Ув. (15)^x. Кварцитовидный мезократовый сланец (RF₁kd₃³). Изометричный пойкилобласт граната с сингенетичными кристаллизации деформациями, S-образной пойкилитовой структурой кварцевых вростков и замещением хлоритом

по сланцеватости. Слюды равномерно распределены в породе, реже концентрируются в слоях мощностью 0,5-0,7 мм. Биотит почти всегда интенсивно замещен хлоритом и мусковитом. Полевые шпаты (микроклин и плагиоклаз) образуют мелкие (0,01-0,05 мм) хорошо окатанные, реже угловатые зёрна, равномерно рассеянные в породе. Минералы интенсивно замещены тонкочешуйчатым серицитом.

Лейкократовые кварцитовидные сланцы (см. рис. 1.4-усл. об. 4б), образовавшиеся за счет наиболее сортированных обломочных отложений, неяснослоистые светло-серые с бластосаммитовой, местами гранобластовой структурой.

Минеральный состав (%): кварц (75-95), полевые шпаты (до 25), биотит (до 10), мусковит (до 10), гранат (до 2). По составу выделяются аркозовые (15-25 % полевых шпатов – рис. 2.9) и кварцевые (до 5 % полевых шпатов – рис. 2.10) разновидности. Иногда в них присутствуют немногочисленные порфиробласты ситовидного граната и биотита.

Основная ткань породы сложена изометричными, реже угловатыми с тонкой регенерационной каемкой зернами кварца и полевых шпатов (0,2-0,5 мм), между которыми расположены субпараллельно ориентированные чешуйки биотита и мусковита. В порфиробластических разностях гранат образует изометричные зерна, реже скелетные выделения размером до 1 мм, а биотит представлен беспорядочно ориентированными чешуйками размером до 0,7 мм.

Пятнистые ставролитовые сланцы

Ставролитовые метапсефиты (см. рис. 1.4-усл.об.3) нижней пачки верхнекординской подсветы ($RF_1kd_3^1$) с метаалевролитовым цементом представлены грубосланцеватыми, пятнисто-такситовыми породами темно-серого цвета, с бластопсефитовой структурой и лепидогранобластовой, однородной неясно-линзовидно-полосчатой (иногда с реликтовой слоистостью) основной тканью.

По характеру проявления реликтовой слоистости выделяются горизонты с нитевидной, тонкой и широкой (до неразличимой) слоистостью.



Рисунок 2.9 – Прозрачный шлиф ПР V-30. Николи “-”. Ув. $(50)^{\times}$. Кварцитовидный лейкократовый аркозовый сланец (RF, kd_2^2). Беспорядочно ориентированные чешуйки хлоритизированного биотита в бластоалевритовой кварцево-полевошпатовой ткани



Рисунок 2.10 – Прозрачный шлиф ПР VI-10. Николи “-”. Ув. $(50)^{\times}$. Кварцевая разновидность кварцитовидного лейкократового сланца (RF, kd_2^2). Ситовидные пойкилобласты граната и актинолита в существенно кварцевой основной ткани

По величине метаобломков различаются мелко- и крупногравийные метапсефиты. По морфологии обломочного материала встречаются породы с неокатанными и в разной степени окатанности обломками, вплоть до правильных эллипсоидов. Обломочный материал часто затирается в цементе в результате наложения дислокационных процессов, особенно на крыльях складок. В результате обломочная структура породы приобретает слабо контрастный вид. Псефитовый материал распределен в породе кулисообразными цепочками, подчеркивая слоистость, либо сланцеватость.

Минеральный состав (%): кварц (40-50), биотит (10-30), мусковит (10-30), гранат (3-15), ставролит (до 10), полевые шпаты (до 7), акцессорные минералы – турмалин, апатит, циркон, пирит (до 2). Отмечаются плагиоклазовые и безплагиоклазовые разности метапсефитов.

Ярко выраженная пятнистость (рис. 2.11), являющаяся примечательной особенностью этих пород, обусловлена наличием обычно уплощенных, линзовидных, тороидных, полигональных с резкими и слабоконтрастными ограничениями светлых (мусковитовых, ставролит-мусковитовых) и реже темно-серых (ставролит-гранат-биотитовых) обособлений (до 15 % от объема пород). Размеры этих обособлений в среднем составляют 0,5 x 1,2 см.

Светлые пятна состоят преимущественно из спутанно-лепидобластического агрегата мусковита с постоянной примесью кварца и порфиробластов ставролита (рис. 2.12), реже граната. Так же в составе обособлений отмечаются биотит, рудный минерал и турмалин. Светлые метаобломки обычно подвержены дислокационному истиранию по краям и окаймляются мелкозернистым ставролит-биотитовым агрегатом. На правом берегу руч. Викторовского (тектонический блок I) в белых пятнах, совместно с гранатом и ставролитом, встречаются андалузит, либо андалузит, силлиманит и дистен. Подобные минеральные метаморфогенные ассоциации, приуроченные к кварц-ставролит-мусковитовым пятнам отмечаются и в сланцах тектонического блока II-2-0 (рис. 2.13).

Темные пятна менее заметны, чем белые, на темно-сером фоне породы.



Рисунок 2.11 – Прозрачный шлиф ПР I-50. Николи “-”. Ув. (15)^х. Пятнистый ставролитовый сланец (RF_{kd}¹). Уплощенные линзовидные светлые обособления спутанно-лепидобластического агрегата мусковита и порфирировые выделения граната (Гр), обтекаемые плагиоклаз-слюдисто-кварцевой тканью

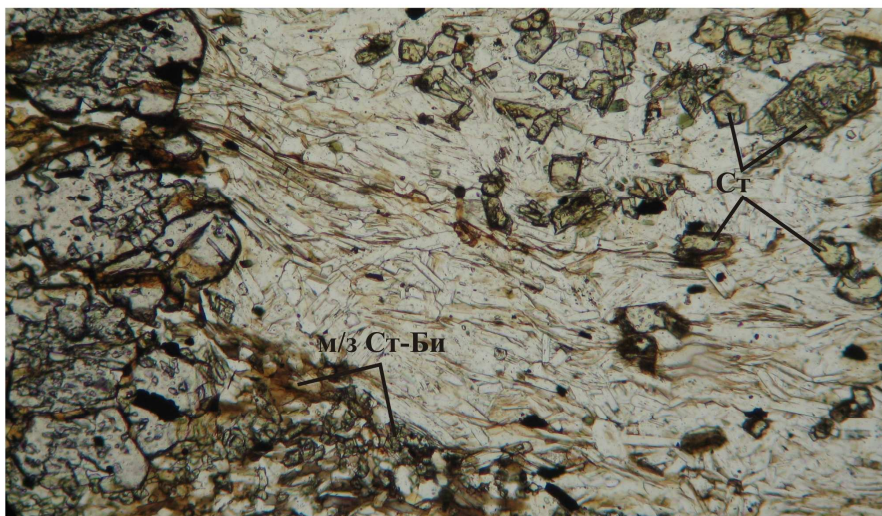


Рисунок 2.12 – Прозрачный шлиф ПР I-180. Николи “-”. Ув. (50)^х. Пятнистый ставролитовый сланец (RF_{kd}¹). Светлый метаобломок из агрегата мусковита с примесью кварца, рудного минерала, турмалина и порфиробластов ставролита (Ст) с мелкозернистой ставролит-биотитовой (м/з Ст-Би) каймой

В сравнении с основной тканью они обогащены гранатом и биотитом. Кроме главных типоморфных минералов в составе метаобломков отмечаются кварц, рудные минералы, турмалин.

Кроме метаобломков, в цементе метапсефитов, порфириновые выделения граната и биотита слагают 10-25 % объёма породы, часто образуя сростки и цепочки из нескольких зерен (рис. 2.14), ориентированные субсогласно сланцеватости. При этом гранат встречается в четырех морфологических типах, отличающихся размерами (от 1 до 0,05 мм), морфологией, наличием зональности (рис. 2.15) и включений (кварц, биотит, мусковит, рудный минерал), распределенных равномерно, концентрически, полосами или S-образно. Зональность и морфологическая многотипность характерны для зон смятия. Гранат замещается по трещинам хлоритом, стильпномеланом, рутилом и иногда серицитом. Биотит образует чешуйки, нередко размером до 2,5 мм, ориентированные под углом к сланцеватости. Минерал содержит многочисленные включения кварца, апатита, лейкоксенизированного сфена и циркона. Порфиробласты биотита часто деформированы, гнуты, разорваны. Их обрывки «сцементированы» мелкочешуйчатым биотитовым агрегатом. Биотит местами интенсивно, вплоть до полных псевдоморфоз замещается светло-зеленым хлоритом, рутилом, лейкоксеном и реже мусковитом.

Основная ткань цемента представлена изометричным и угловатым кварцем (0,02-0,03 мм), биотитом (0,01-0,04 мм), мусковитом, иногда пелитизированным и серицитизированным кислым плагиоклазом, турмалином, ильменитом и тонко-призматическим ставролитом (0,01-0,015 мм).

Двуслюдяные и ритмично-слоистые кварц-полевошпатовые сланцы

Двуслюдяные ритмично-слоистые апонсаммито-алевритовые сланцы (см. рис. 1.4-усл.об.2) верхней пачки верхнекординской подсветы ($RF_1kd_3^2$) по внешнему виду имеют светло-серо-зеленую окраску, тонкую и нитевидную слоистость. Градационная слоистость отмечается редко в небольших по мощности интервалах (1-5 м).

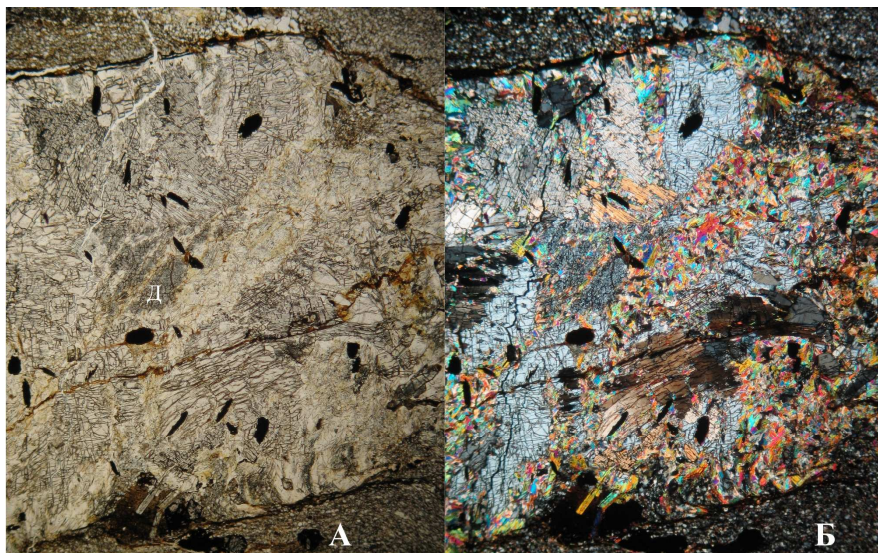


Рисунок 2.13 – Прозрачный шлиф ПР VII-180. А - Николи “-”. Б - Николи “+”. Ув. (15)^х. Пятнистый ставролитовый сланец (RF, kd₃¹). Дистен (?) (Д- серые рельефные зерна с совершенной призматической спайностью) в светлых пятнах

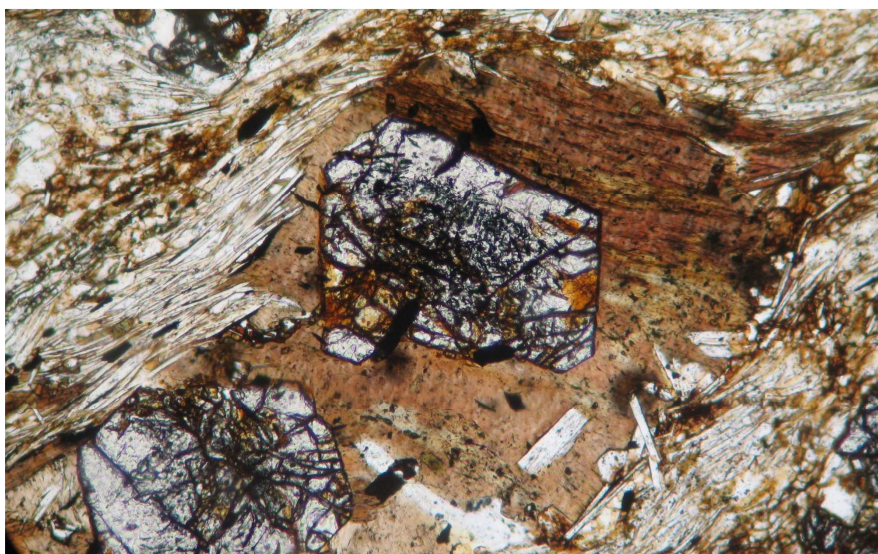


Рисунок 2.14 – Прозрачный шлиф ПР VI-200. Николи “-”. Ув. (50)^х. Пятнистый ставролитовый сланец (RF, kd₃¹). Сростки и цепочки из граната и биотита в порфирировых выделениях

Нитевидная слоистость обусловлена наличием в породах полосок биотитового, либо мусковитового составов, мощностью в несколько чешуек. Тонкая и градационная слоистость пород обязана количественным соотношениям слюд, кварца и плагиоклаза (рис. 2.16), иногда контрастируемая примесью точечного графита, пропитывающего мусковитовые чешуйки.

Минеральный состав (%): мусковит (45-50), биотит (15-20), кварц и плагиоклаз (25-30), гранат (5-10); аксессуарные минералы – турмалин, ильменит, сфен, сульфиды, апатит, циркон (редко превышают 3).

Преобладающее значение имеют мусковит и биотит, образующие индивидуализированные чешуйки и их срастания. Порфиробласты граната, обычно зонального, образуют эллипсовидные и изометричные кристаллы, часто содержащие пойкилитовые включения породообразующих минералов. Комковатый сфен проявлен в участках диафтореза. Рутил, лейкоксен и магнетит совместно с хлоритом замещают биотит и гранат.

Помимо выше перечисленных минералов, участками проявлен графит, придающий породам серую, темно-серую окраску. Мощность *графитосодержащих* сланцев не превышает 15 м. Они обычно тяготеют к участкам распространения мусковитовых сланцев.

Кварцитовидные двуслюдяные сланцы занимают промежуточное положение между собственно двуслюдяными сланцами и вышележащими кварц-полевошпатовыми метаспорами. Мощность горизонта этих пород около 50 м. Границы между нижележащими и вышележащими отложениями постепенные. Для них характерна тонкая, часто градационная слоистость и зеленовато-серый цвет. В слоях с преобладанием кварца и плагиоклаза проявлен буровато-коричневый крап за счет окраски окисленного плагиоклаза. Верхние части слоев темно-зеленовато-серые с отчетливой сланцеватостью.

Минеральный состав (%): слюды (30-35), кварц и плагиоклаз (около 60), гранат (около 5); аксессуарные – турмалин, апатит, циркон, ильменит, рутил, сульфиды; диафторигенные – хлорит, стильпномелан.

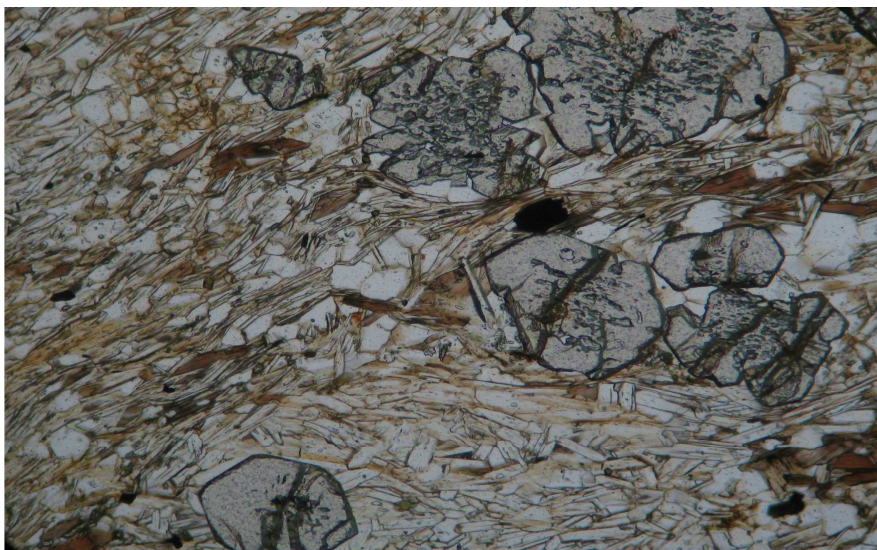


Рисунок 2.15 – Прозрачный шлиф ПРV-160. Николи “-”. Ув. (50)^x. Пятнистый ставролитовый сланец (RF₁kd₃¹). Порфиробласты изометричных, овальных с неровными ограничениями зональных гранатов (обычно до 2-х зон) с многочисленными мелкими ориентированными включениями кварца и рудного минерала

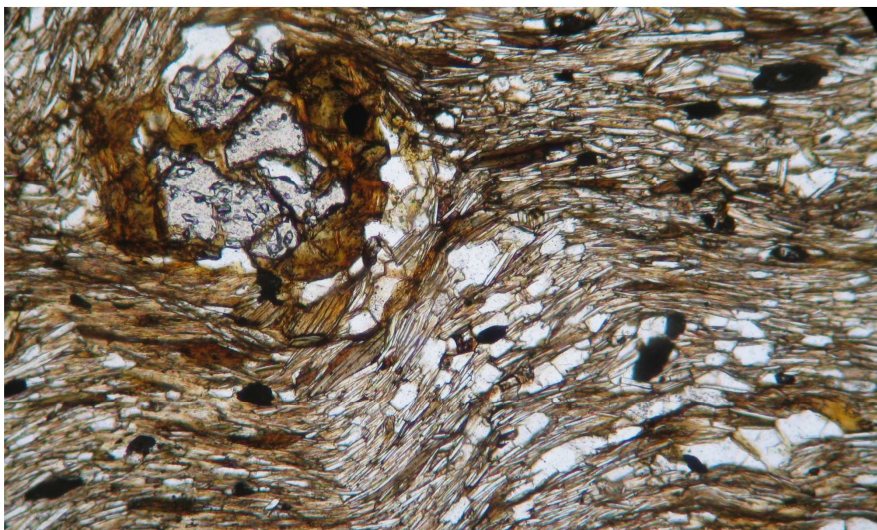


Рисунок 2.16 – Прозрачный шлиф ПР V-120. Николи “-”. Ув. (50)^x. Двуслюдяной сланец (RF₁kd₃²). Тонкая слоистость, обусловленная чередованием полосок биотит-мусковитового и полевошпат-кварцевого состава

Идиобластический гранат, имеющий зональное строение, является обычным породообразующим минералом. Он распределен в породе равномерно, но иногда образует цепочки (рис. 2.17) под небольшим углом к сланцеватости породы. Гранат и биотит нередко замещаются в разной степени интенсивности диафторигенными хлоритом и стильпномеланом, особенно это характерно для участков с интенсивной сульфидизацией.

Наиболее обычным примесным минералом является идиобластический турмалин, ориентировка которого слабо подчиняется рассланцовке. Менее распространены апатит и циркон. Ильменит встречается постоянно.

Кварциты и кварц-полевошпатовые метапороды выделяются в верхней части разреза пачки, при видимой мощности более 50 м. Они представляют собой ритмично-слоистые (рис. 2.18) породы с преобладанием кварц-полевошпатового материала. Слюдяные слои, иногда пропитанные графитом (рис. 2.19), занимают около 10 % от объема пород, в виде тонких и нитевидных полосок.

Минеральный состав (%): кварц и олигоклаз (до 95), гранат, биотит и мусковит (от 5 до 20); аксессуарные минералы – циркон, апатит, турмалин, ильменит и сульфиды (редко превышают 1). По содержанию кварца и полевого шпата выделяются существенно кварцевые и кварц-полевошпатовые слои.

Микроструктура пород гранобластовая, а при увеличении содержания слюд лепидогранобластовая. В участках повышенного содержания биотита и мусковита появляется гранат в виде ситовидных кристаллов и пойкилобластов. В южной части месторождения в породах проявлены реликтовые обломочные – алевролитовая и мелкосаммитовая структуры. Алевролитовый и пелитовый материал в результате метаморфизма превращен в слюды, а обломки кварца и полевого шпата сохраняют часто обломочную – окатанную, полуокатанную, оскольчатую морфологию. Гранобластические фрагменты проявлены незначительными по величине пятнами, состоящими из 2, 3, 5 и редко более зерен. Независимо от степени метаморфической

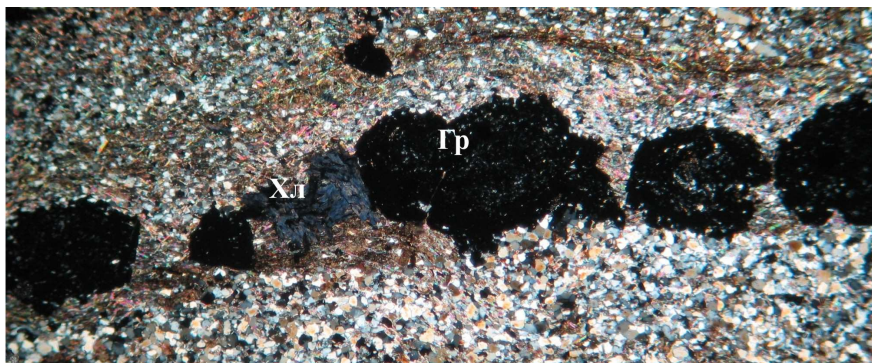


Рисунок 2.17 – Прозрачный шлиф ПР VIII-100а. Николи “+”. Ув. (15)^х. Кварцитовидный двуслюдяной сланец (RF, kd₃²). Цепочки из граната (Гр) и хлоритизированного биотита (Хл) под углом к сланцеватости породы

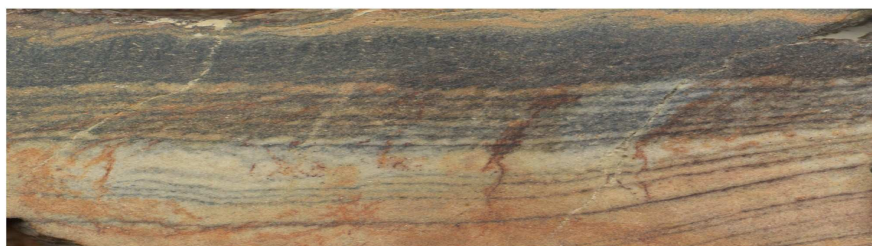


Рисунок 2.18 – Полировка ПР XI-95. Масштаб 1:1. Ритмично-слоистый песчано-алевритослюдяной сланец с графитом (RF, kd₃²). Градационная слоистость

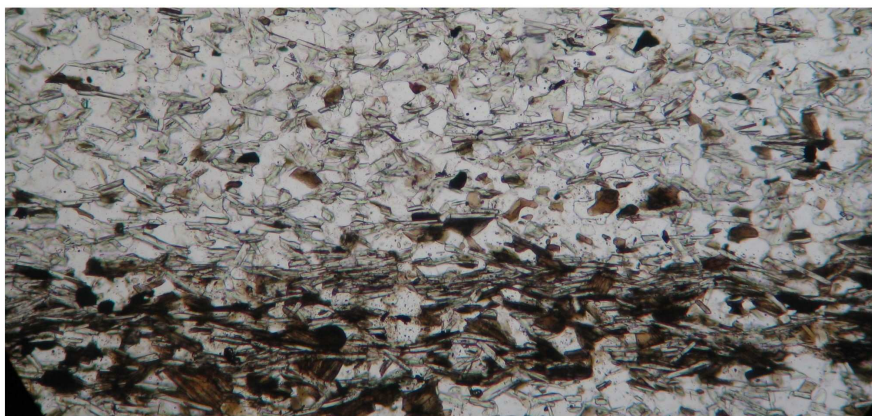


Рисунок 2.19 – Прозрачный шлиф ПР VIII-90. Николи “-”. Ув. (15)^х. Кварц-полевошпатовый сланец (RF, kd₃²). Нитевидные слюдяные слои пропитанные графитом среди существенно кварц-полевошпатового материала

перекристаллизации кварц всегда обладает большим идиоморфизмом, чем плагиоклаз. Плагиоклаз обычно точечно серицитизирован и пелитизирован и исключительно редко представлен двойниками.

Дайки гранит-порфира

По внешнему виду гранит-порфир татарско-аяхтинского (*γRF_{3ta}*) комплекса (см. рис. 1.4-усл.об.7) имеет розовато-светло-серую окраску, пятнисто-полосчатую текстуру, обусловленную распределением турмалина и разнозернистых кварц-полевошпатовых агрегатов, составляющих основу породы. Структура породы неравномернотекстурированная (криптовая) с большим количеством (до 50 %) микропорфировых выделений (размер зерен до 0,5 см, в среднем 0,3 см) микроклина, плагиоклаза и кварца (рис. 2.20).

Минеральный состав (%): микроклин (45-40), кварц (30), олигоклаз (10), ксеногенный андалузит (единичные зерна); аксессуарный апатит; минералы грейзеновой ассоциации – мусковит (около 8), турмалин (до 15).

Апатит представлен редкими игольчатыми удлинёнными кристалликами, что свидетельствует о резком переохлаждении расплава при кристаллизации. Грейзенизация поражает породу (рис. 2.21) в виде мелких (до 0,5 мм) изометричных пятен, линзовидно-ситовидных агрегатов, состоящих из мусковита, турмалина и кварца.

2.1.2. Породы рудоносной минерализованной зоны месторождения

В зоне сбросо-сдвига породы регионального метаморфизма претерпели многостепенную складчатость, рассланцевание, полиметаморфические, безрудные и рудные метасоматические преобразования. Многократные тектонические подвижки, повышенная проницаемость в зоне сбросо-сдвига способствовали дополнительному рассланцеванию пород, притоку тепла, циркуляции флюидов, активизации метаморфических реакций. В результате в зоне смятия сформировался комплекс пород локального метаморфизма прогрессивного и регрессивного этапов, которые на фоне падающих температур и давлений подверглись сульфидизации и образованию локализаций золота.

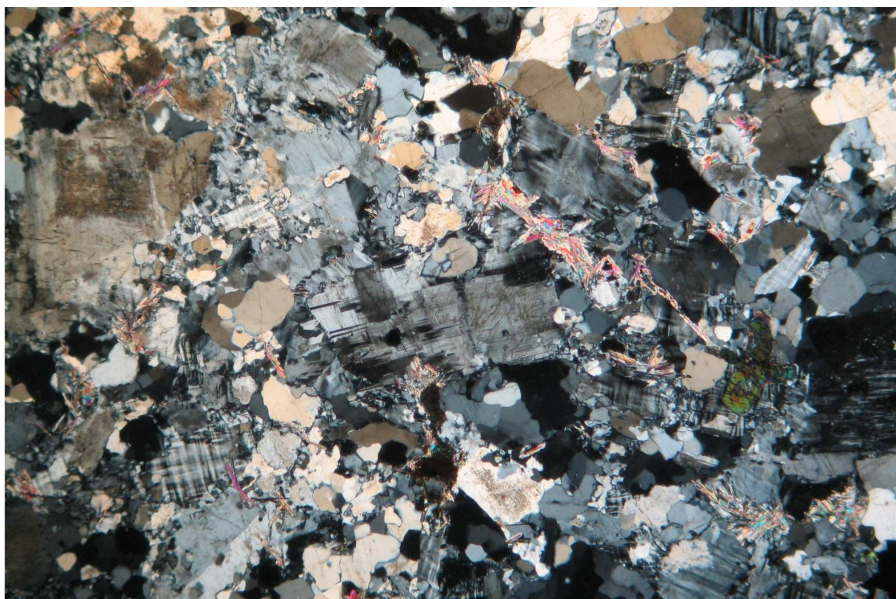


Рисунок 2.20 – Прозрачный шлиф ПР I-10. Николи “+”. Ув. (15)^x. Грейзенизированный гранит-порфир ($\gamma RF_3 ta$). Криптовая структура

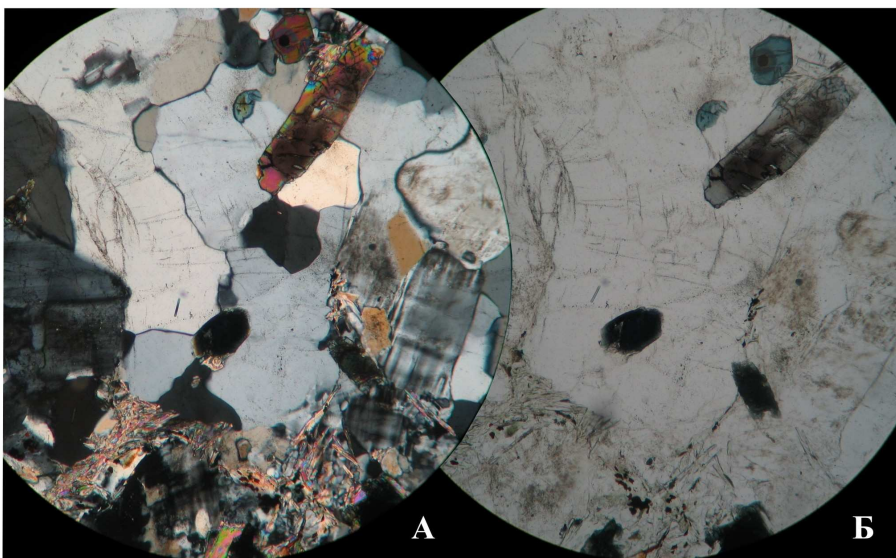


Рисунок 2.21 – Прозрачный шлиф ПР I-10. А - Николи “+”. Б - Николи “-”. Ув. (50)^x. Грейзенизированный гранит-порфир ($\gamma RF_3 ta$). Грейзеновая ассоциация (мусковит, турмалин) и акцессорные апатит и красновато-бурый рутил (?)

Специфической особенностью пород рудоносной минерализованной зоны является присутствие в них микроскопических прожилковых сегрегаций кварца, биотита, граната, турмалина, хлорита, полевых шпатов. Они образовались на разных стадиях метаморфогенно-гидротермального процесса, в результате переотложения вещества в угнетенные полости-трещинки кливажа.

Ниже рассмотрен петрографический состав рудоносной минерализованной зоны. Главные типы пород занимают определенное положение в структуре сбросо-сдвиговой зоны смятия.

2.1.2.1. Породы внешних тектонических блоков зоны сбросо-сдвига

Породы, обрамляющие с запада и востока центральный блок сбросо-сдвиговой зоны смятия, представлены ставролитовыми сланцами нижней пачки ($RF_1kd_3^1$) и кварц-полевошпатовыми кварцитовидными метаритмитами верхней пачки верхнекординской подсвиты ($RF_1kd_3^2$).

Пятнистые ставролитовые сланцы (метапсефиты) ($RF_1kd_3^1$)

В пределах минерализованной рудоносной зоны зафиксированы некоторые особенности строения толщи (см. рис. 1.4-усл.об.3, 1.5 и 1.6-усл.об.1), где в сечениях буровых скважин (см. рис. 1.10.-1.13-усл.об.12-16) выделены текстурные и петрографические разновидности ставролитовых метапсефитов.

Ставролитовые сланцы со светлыми метаобломками (см. рис. 1.10.-1.13-усл.об.12) занимают большую часть разреза ставролитовых сланцев. Метаобломочный материал (содержание достигает 10-15 %) имеет различную степень окатанности – от угловатых до эллипсоидных форм и гравийную размерность.

Минеральный состав (%): мусковит (10-50), кварц (30-50), биотит (10-30), гранат (3-15), ставролит (до 15), плагиоклаз (до 20); примесные минералы – турмалин, циркон, апатит и ильменит; диафторигенно-метасоматические минералы – мусковит, альбит, хлорит, хлоритоид, стильпномелан, рутил, лейкоксен, сфен, карбонаты и сульфиды.

Строение и структурное положение порообразующих минералов отражают многостадийный прогрессивно-регрессивный характер их образования. Особенно ярко это проявилось в зональном строении (цветовая неоднородность и различная степень насыщения пойкилитовыми включениями порообразующего кварца и рудного минерала) порфиробластов граната и, в меньшей степени, ставролита.

Цветовая зональность граната проявлена макроскопически: внутренние зоны граната окрашены в розовый цвет, а внешние в буровато-темно-зеленый разных цветовых оттенков. Внутренняя зона гранатов, пропитанная сингенетичными ориентированными включениями постепенно сменяется однородной с незначительным количеством пойкилитовых включений, затем по резкой, иногда коррозионной границе, сменяется зоной ситовидного граната. Ситовидный гранат по менее резкой границе сменяется зоной с меньшим количеством пойкилобластов кварца. Часто в третьей зоне пойкилитовые включения образуют сложные структуры вращения растущего граната (рис. 2.22 А). Внешняя зона граната обычно представлена своеобразной короной из разрозненных мелких идиобластов выросших на обрамление минерала предыдущей зоны (рис. 2.22 Б). Также отмечаются разновидности, в которых фиксируются 2-3 зоны и незональные индивиды, что может свидетельствовать о собственных центрах кристаллизации на различных стадиях метаморфизма.

Ставролит образует порфиробласты в метаобломках и мелкозернистый агрегат в цементе. В отличие от однородных внешних зон с правильными кристаллографическими очертаниями, внутренние участки порфиробластов содержат мельчайшие червеобразные вроски кварца (рис. 2.23).

Биотит отмечается в порфиробластах и в основной ткани. Биотит основной ткани ориентирован по сланцеватости пород, подчеркивая направление стрессового давления. Поперечные порфиробласты, кристаллизовавшиеся частично за счет растворенного биотита основной ткани, образовались в период резкого снижения стресса и раскрытия линзовидных трещин

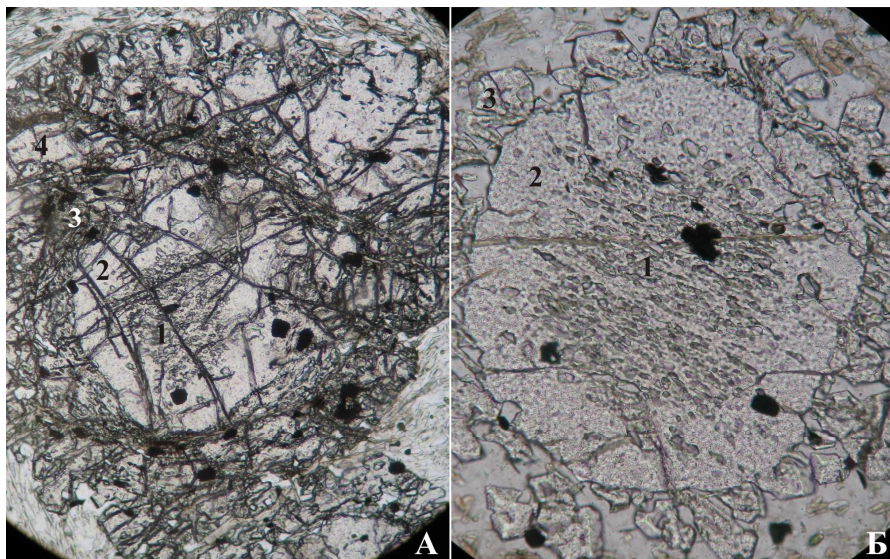


Рисунок 2.22 – Прозрачный шлиф 101/90,3. Николи “-”. Ув. (50)^х. Ставролитовый сланец со светлыми метаобломками (RF, kd₁¹). Зональные гранаты: А - до 4^х зон, в 3-й зоне наблюдаются структуры вращения пойкилитовых вrostков; Б - другой участок породы, “корона” из мелких разрозненных агрегатов граната

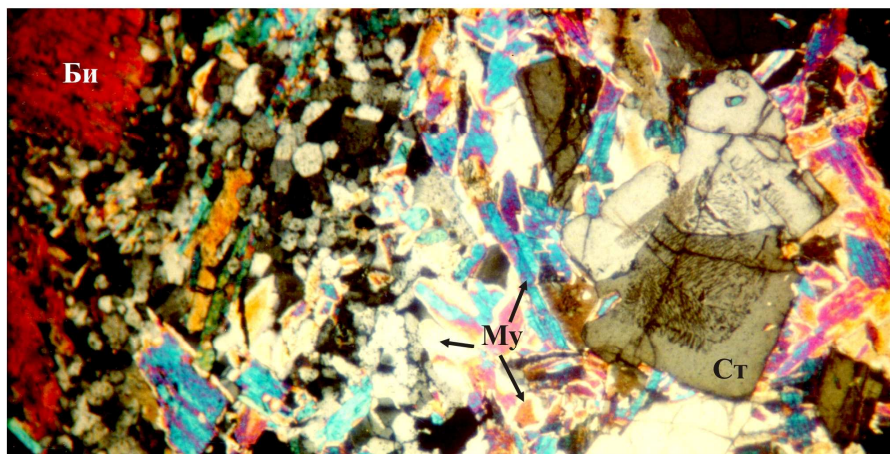


Рисунок 2.23 – Прозрачный шлиф 4/103,1. Николи “-”. Ув. 65^х. Пятнистый ставролитовый сланец (RF, kd₁¹). Спутанно-лепидобластический агрегат мусковита (Му) с порфиробластами ставролита (Ст) в метаобломках

рассланцевания, в которых и локализованы.

Мусковит представлен двумя морфологическими типами: 1-й морфотип – короткочешуйчатые индивиды (до 0,5 мм по удлинению) в виде гломеробластовых агрегатов, слагающие метаобломки, симметрично ориентированные под углом к поверхности генеральной сланцеватости; 2-й морфотип – более мелкие (до 0,15 мм), но длинночешуйчатые индивиды основной ткани. Повышенные концентрации мусковита в основной ткани приурочены к поверхностям рассланцевания, свилей и флексурных перегибов. Минерал подвергся неоднократной перекристаллизации, что выражается, например, в срастании и прорастании с биотитом, замещении серицито-мусковитом и обволакивании мусковитовой свилью граната, и т.п.

Кварц образует микропрослой (размер зерен редко превышает 0,1 мм), лентиккулярные агрегаты (индивиды достигают 0,2 мм) в мусковитовой матрице, пойкилитовые включения (редко достигают 0,05 мм) в ставролите, гранате и биотите. В породах минерализованной зоны кварц часто встречается в белых мусковитовых метаобломках, где его содержание достигает 25 %. Многостадийность образования кварца устанавливается по морфологии зерен, взаимоотношениям с контактирующими минералами, и иногда по зональному строению, подчеркнутому различной пропыленностью зон точечным непрозрачным веществом.

Наличие плагиоклаза в ставролитовых сланцах является литологической особенностью исходных пород. Причем в полевошпатовых микролитонах он полностью «вытесняет» кварц. По размеру зерен он аналогичен кварцу, но обладает меньшим идиоморфизмом. Минерал редко сдвойникован, обычно замещен серицитом. Состав изменяется от альбита, до олигоклаза № 25-28.

Турмалин представлен черными, а под микроскопом синева-бурыми зональными короткостолбчатыми зернами размером до 0,1 мм. Циркон встречается в виде окатанных, реже хорошо ограненных изометричных индивидов, не превышающих 0,05 мм. Лейкоксен образует рассеянные,

пылевидные агрегаты бурого цвета. Апатит представлен игольчатыми, реже боченкообразными кристалликами размером до 0,08 мм.

Сульфиды (пластинчатые зерна пирротина) встречаются в пределах рудных интервалов в виде включений в пороодообразующих минералах и в основной ткани, часто ориентируясь параллельно сланцеватости. Сульфидизация пород почти всегда сопровождается хлоритизацией граната и биотита.

В породах широко проявлены динамометаморфические преобразования, особенно на крыльях сжатых складок и в зонах пластического течения. Деформационные эффекты фиксируются формированием микроплочатости, микрофлексур, микросрывов, кренуляционного кливажа, S-пойкилобластов граната и образованием их струйчато-линзовидных скоплений, истиранием метаобломков, развитием мусковитовых свилей вокруг обломочного материала, порфиробластов граната и биотита. В участках расланцевания проявляется значительное обогащение пород мусковитом и кристаллизация лентукулярного кварца. В наиболее интенсивно дислоцированных породах основная ткань преобразована в филлонитовый матрикс. Порфиробласты граната, биотита и ставролита гранулируются и растворяются.

Ставролитовые метансфиты с темным и белым метаобломочным материалом (см. рис. 1.10.-1.13-усл.об.14) отмечаются по поисковым скважинам ПЛ-4 (скв. 101, 100) и ПЛ-2 (см. рис. 1.12): скв. 113 (инт. 31-78 м), 2 (инт. 32-11 м), 90 (инт. 110-132 м). Они слагают горизонты от 5 до 15-20 м мощности среди ставролитовых сланцев с белыми обломками. Породы в целом имеют светло-серо-зеленую окраску.

Светлые обломки состоят из мусковита, кварца и ставролита. При этом, мусковитовый агрегат имеет разнообразную ориентировку, а ставролит образует гломеробласты. Темный обломочный материал (0,1-0,2×1,0-1,5 см) имеет линзовидную (рис. 2.24), полигональную, эллипсоидальную, уплощенно-лоскутную форму и сложен (%): гранатом (40-35), ставролитом (15-10), иногда биотитом (5-35), мусковитом (5-10), кварцем (25-30). В значительных количествах отмечаются рудный минерал, турмалин, циркон. Кварц и мусковит «пропитаны»

тонким непрозрачным веществом, которое усиливает равномерность серой окраски (рис. 2.25). Гранат в большей мере незональный, редко имеет две зоны роста.

Цемент в метапсефитах имеет светло-серую окраску и преимущественно мусковит-кварцевый состав. На фоне лепидогранобластового агрегата мусковита ($0,02 \times 0,2$ мм) и кварца ($0,05 \times 0,2$ мм) развиты порфиробласты коронарного граната (до 4^x зон роста, 1-1,5 мм) и линзовидного (глазкового) биотита (0,5-0,7 мм). В темных обломках и цементе ориентировка сланцеватости совпадает и подчеркивается мусковитом.

Ставролитовые штриховато-пятнистые сланцы пересечены скважинами ПЛ-21 – 51, 52, 53 и ПЛ-18 (см. рис. 1.10.-усл.об.15) – скв. 35 (инт. 144-208 м). Мощность горизонтов этих пород изменяется от 5 до 15 м. Породы имеют зеленовато-серую, серо-зеленую окраску нитевидную слоистость с характерным прерывистым распределением (рис. 2.26) белых пластинок ($0,1 \times 1,0 \div 1,5$ см), состоящих из крупночешуйчатого параллельно лепидобластического мусковита ($0,2 \div 0,25 \times 0,05$ мм), кварца ($0,2 \times 0,2$ мм) и ставролита ($0,4 \times 0,1$ мм). Количество тонкопластинчатых обломков достигает 20-25 %. Цемент состоит из сланцеватого гранат-биотит-мусковит-кварцевого агрегата. Гранат зональный пойкилобластический, часто с S-образной внутренней структурой. Биотит и мусковит хорошо окристаллизованы и индивидуализированы. Размер чешуек биотита и мусковита до 0,4 мм по удлинению. Основная ткань породы полого плейчатая.

Дистен-силлиманит-ставролитовые сланцы (см. рис. 1.12) отмечаются по ПЛ-2 в скв. 111 (инт. 62 м), скв. 112 (инт. 0,6 м). Эти породы развиты спорадически, но представляют петрологический интерес, характеризуя равновесие дистена и силлиманита. Сланцы имеют яркие структурно-текстурные особенности. На фоне мелкозернистой основной ткани состоящей из мусковита, биотита, кварца и граната выделяются зональные ромбоздрической морфологии образования (размером около 1,5 см в поперечнике), состоящие из зернистых



Рисунок 2.24 – Образец 100/156,4. Масштаб 3:1. Пятнистый ставролитовый сланец с темным метаобломочным материалом ($RF_1kd_3^1$). Темные линзовидные и полигональные гранат-ставролит-слюдисто-кварцевые обломки на фоне светло-серого мусковит-кварцевого агрегата

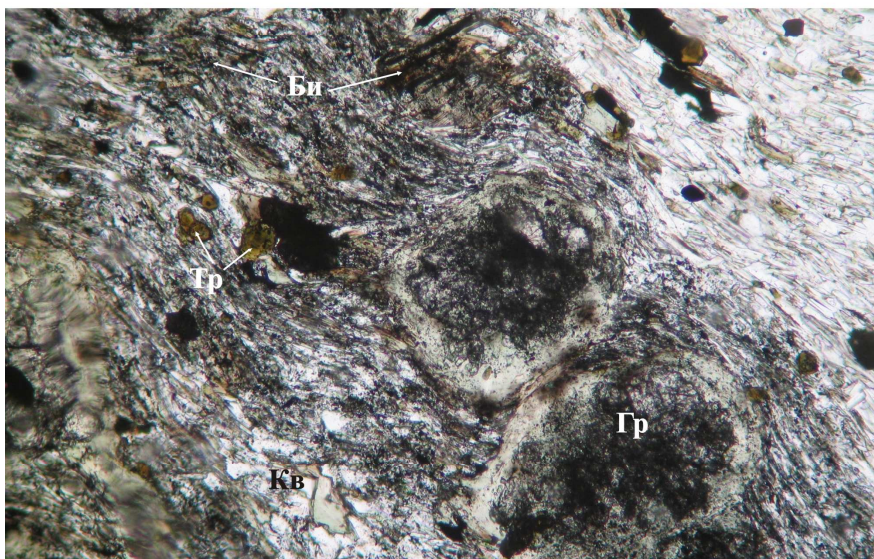


Рисунок 2.25 – Прозрачный шлиф 100/224,0. Николи “-”. Ув. (50)^x. Пятнистый ставролитовый сланец с темным метаобломочным материалом ($RF_1kd_3^1$). Темные метаобломки состоят из граната (Гр), мусковита, кварца (Кв), биотита (Би), рудного минерала, турмалина (Тр) и равномерно “пропитаны” пылеватым непрозрачным веществом

агрегатов ставролита, дистена и силлиманита (рис. 2.27). Внешне они подобны кристаллам андалузита-хиастолита с темным графитосодержащим ядром и отходящими от него лучами к граням. Причем, ограничения этих образований прямолинейные – кристаллографические.

Под микроскопом обнаруживаются, агрегатные псевдоморфные образования ставролита, дистена и силлиманита по андалузиту (рис. 2.28) с сохранением реликтовой его морфологии и хиастолитовой структуры зерен. Внутренние зоны псевдоморфоз представлены агрегатом дистена и ставролита, а внешние силлиманитом и дистеном.

Ритмично-слоистые кварциты и кварц-полевошпатовые сланцы

В пределах рудоносной минерализованной зоны, отложения верхней пачки верхнекординской подсвиты (RF, Kd_3^2) развиты в центральном тектоническом блоке зоны сбросо-сдвига (П-2-0), и вскрываются скважинами 67, 68, 69 (ПЛ-24) (см. рис. 1.11), 53 (ПЛ-21) и 36 (ПЛ-18) (см. рис. 1.10).

Структуры пород преимущественно гранобластовые, с параллельными лепидобластическими агрегатами слюд. Порфиробласты граната образуют рассредоточенные кристаллы и их гломеробластовые изометричные и «шнурковые» скопления. Они представлены ситовидными кристаллами, пойкилобластами и реже однородными идиобластами.

Минеральный состав (%): преобладающие минералы – кварц и плагиоклаз; примесные минералы – мусковит ± биотит + гранат ± графит + турмалин + ильменит + циркон + апатит; диафоригенные минералы – хлорит, мусковит, альбит, рутил, сфен и лейкоксен; гидротермально-метасоматические минералы (в гнездах и тонких прожилках) – кварц, карбонаты, полевые шпаты и сульфиды.

По составу картируются *кварциты* (рис. 2.29), *кварц-полевошпатовые* (рис. 2.30) породы (скв. 68, 69, 35); *кварцитовидные двуслюдяные* (скв. 67, 68, 69, 35, 88) и *мусковитовые* (скв. 36, 88, 7) сланцы, и их *плагиоклазовые* разновидности (см. рис. 1.10-1.11, 1.13.-усл.об.6, 7).



Рисунок 2.26 – Образец 53/210,3. Масштаб 3:1. Штриховато-пятнистый ставролитовый сланец со светлым метаобломочным материалом (RF, kd_1^1). Светлые тонкопластинчатые обломки кварц-мусковитового состава на фоне зеленовато-серой основной ткани



Рисунок 2.27 – Прозрачный шлиф 111/62,0. Николи “-”. Ув. $(15)^x$. Дистен-силлиманит-ставролитовый сланец (RF, kd_1^1). Псевдоморфное замещение ставролитом (Ст), дистеном (Ди), мусковитом андалузита среди мелкозернистой основной ткани

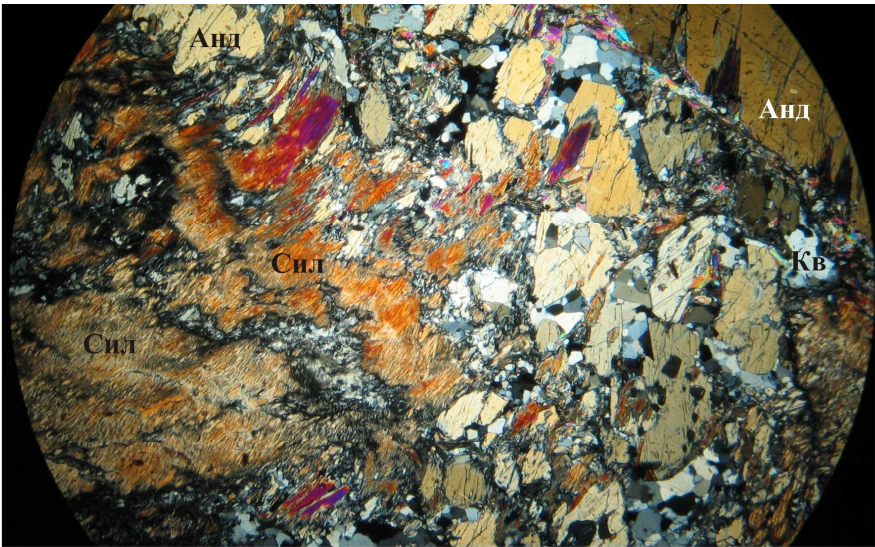


Рисунок 2.28 – Прозрачный шлиф 112/0,6. Николи “+”. Ув. (15)^х. Дистен-силлиманит-ставролитовый сланец (RF, kd₁¹). Замещение силлиманитом (Сил), мусковитом (Му), кварцем (Кв) и дистеном андалузита (Анд)

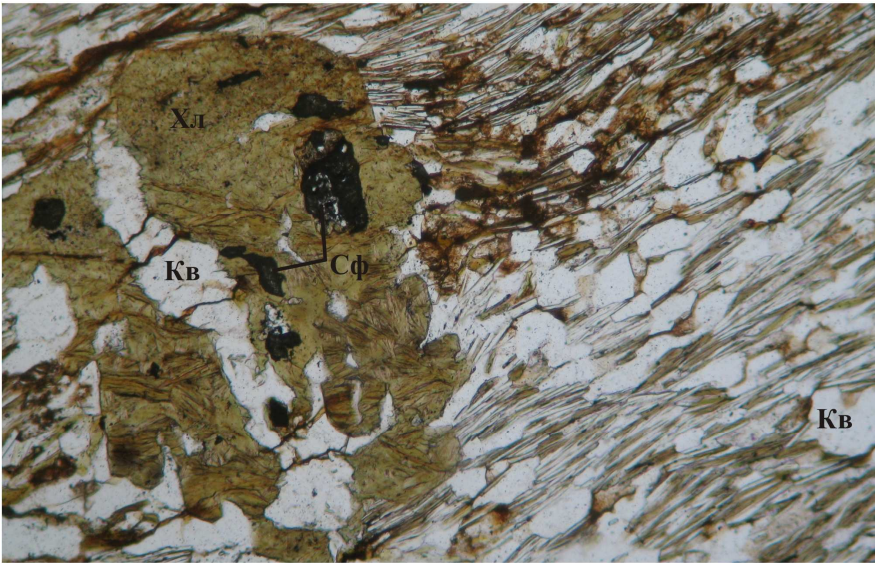


Рисунок 2.29 – Прозрачный шлиф 68/30,0. Николи “-”. Ув. (50)^х. Кварцит (RF, kd₂²). Псевдоморфное замещение хлоритом (Хл), стильномеланом (?) и сфеном (Сф) порфиروбластического граната расположенного среди кварц-слюдистой ткани

В породах проявлены разновременные пластические деформации. Синметаморфические деформации выражаются в кристаллизации сигмаидальных и эллипсоидальных гранатов, пластинчатых и лентиккулярных агрегатов кварца, параллельно ориентированных чешуек слюд. Постметаморфические деформации проявлены в виде разнопорядковой складчатости, закатывании гранатов в струйчатые и комковатые агрегаты, деформации граната, кварца, слюд и милонитизации пород.

Только в этих породах уверенно диагностируются милониты, тонкозернистые продукты катакlastического метаморфизма. Особенностью милонитов является насыщенность их пылеватым графитом.

2.1.2.2. Породы центральной пластины сбросо-сдвига

Породы внутренней тектонической пластины, ограниченной главным и опережающими сбросо-сдвигами, интенсивно рассланцованы и часто имеют филлитовидный облик. Преобладающими минералами в их составе являются слюды. В зависимости от количественной роли биотита кристаллические сланцы разделены на двуслюдяные и мусковитовые (биотита <10 %). Гранат не включен в название пород, так как является проходящим минералом практически всех разновидностей пород рудного поля.

Двуслюдяные сланцы

Двуслюдяные сланцы слагают основной объем пород в тектоническом блоке на северном участке (см. рис. 1.5, 1.10 и 1.11) и в сечении ПЛ-6 (см. рис. 1.13) на юге минерализованной зоны. На северном участке они относятся к стратифицированным отложениям верхней пачки верхнекординской подсвиты ($R_1kd_3^2$), а на юге к продуктам полиметаморфизма ставролитовых пятнистых сланцев ($R_1kd_3^1$).

Породы имеют зеленовато-серую, серо-зеленую окраску и отчетливо выраженную широко, тонко- и нитевидную слоистость. В некоторых случаях диагностируется метаморфогенная «маятниковая» полосчатость связанная с сегрегацией в полосы слюд и кварца (иногда полевого шпата), обусловленная

тонким рассланцеванием в зоне смятия. Здесь обогащенные слюдами полосы тяготеют к поверхностям рассланцевания, а существенно гранобластический кварцевый агрегат приурочен к центральным участкам полосок. Причем, между минералами фиксируются постепенные количественные переходы, что создает ложное представление о нормально осадочном происхождении полосчатости. Обычно такая полосчатость развита на крыльях складок.

Динамометаморфические преобразования сланцев проявляются также в формировании плейчатости (рис. 2.31), сочетании нескольких направлений кливажа (региональной реликтовой сланцеватости, соскладчатого и разрывных нарушений) и слоистости. В приконтактной области двуслюдяных с пятнистыми ставролитовыми сланцами отмечается слабо контрастная пятнистость двуслюдяных сланцев. Пятна тектонически затираются в матрицу пород. Ограничения пятен приобретают «занозистую» морфологию.

Микроскопически синтетектонические преобразования пород фиксируются по струйчатому и линзовидному расположению гломеробластовых скоплений граната. В гранатах отмечаются S-образные структуры расположения включений, микрогрануляция, микросбросы по трещинкам. Интенсивный стресс оказал влияние на формирование параллельно-лепидобластической структуры с перекристаллизацией слюдяно-кварцевого агрегата основной ткани пород.

Наиболее дислоцированные разности пород тяготеют к опрокинутым сжатым крыльям складчатых структур, поверхностям сбросо-сдвигов. Умеренно деформированные породы приурочены к крыльям нормальных складок и замкам складок.

Минеральный состав (%): биотит (10-35), мусковит (15-40), кварц (30-60), гранат (до 10). Характерной особенностью этих пород является отсутствие в них ставролита.

В зависимости от соотношения биотита и мусковита выделяются *биотит-мусковитовые* и *мусковит-биотитовые* сланцы. Причем, нередко в породах отмечается пространственная индивидуализация биотита и мусковита.

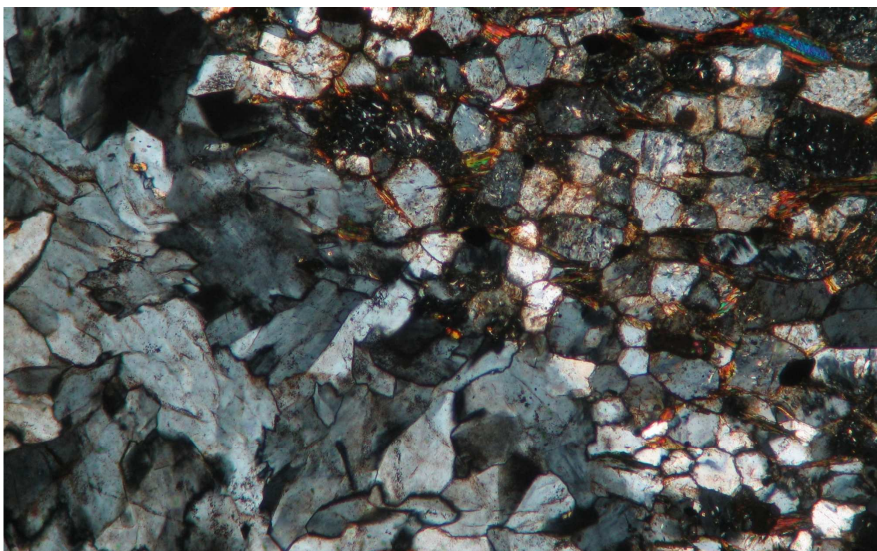


Рисунок 2.30– Прозрачный шлиф 69/16,1. Николи “+”. Ув. (50)^x. Кварц-полевошпатовый сланец (RF₁kd₃²). Прожилки гидротермально-метасоматического полевого шпата, более крупного, чем минералы основной ткани

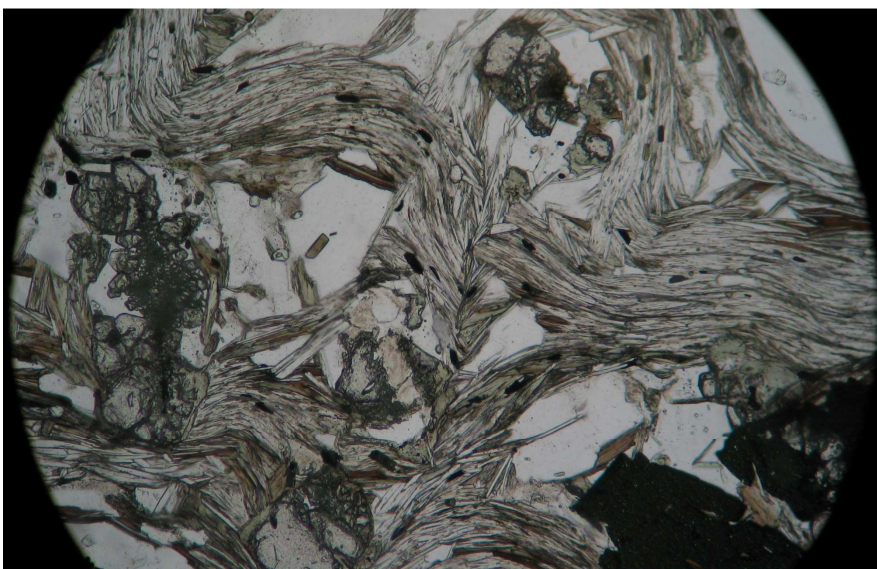


Рисунок 2.31 – Прозрачный шлиф 94/171,1. Николи “-”. Ув. (50)^x. Бiotит-мусковитовый сланец (RF₁kd₃²). Плойчатость. Крупные гранобласты кварца ориентированы под углом к сланцеватости

Но обычным для этих пород являются срастания чередующихся пакетов биотита и мусковита с близкой оптической ориентировкой кристаллов.

Среди *существенно кварцевых двуслюдяных сланцев* отмечаются горизонты *полевошпатсодержащих* разновидностей. Количество плагиоклаза в этих породах достигает 30 %, за счет уменьшения доли кварца. Он совместно с кварцем образует полосы чередующиеся со слойками обогащенными слюдами. Состав минерала изменяется от альбита (№ 5) до олигоклаза (№ 26). Наиболее кислые разновидности минерала развиты в породах подвергнутых диафторигенно-метасоматическим изменениям.

Среди *двуслюдяных сланцев* отмечаются *углеродсодержащие* разновидности. Мощность таких прослоев обычно не превышает 10 м.

Постоянной примесью в этих породах является турмалин буровато-зеленого цвета с пятнистым и зональным распределением цветов. Менее заметным в двуслюдяных сланцах является апатит, который образует тонкие и короткие призмочки (до 0,08 мм по длинной стороне). Аксессуарный циркон встречается в ограненных и овальных (не более 0,05 мм) зернах.

Рутил и сфен являются диафторигенными минералами образующимися при замещении биотита и граната хлоритом и разложении ильменита. Диафторигенные преобразования сланцев обычны, особенно в участках рудных тел. Сульфиды обычно сопровождаются хлоритом.

Мусковитовые и углеродистые мусковитовые сланцы

Эти породы являются полиметаморфическими образованиями. Они развиты в тектонической пластине между главным и второстепенным сбросо-сдвигами в южной части рудопроявления. Значительные интервалы углеродистых мусковитовых сланцев вскрыты скважинами ПЛ-2 (см. рис. 1.12.- усл.об.17, 18) – скв. 90 (инт. 13-105 м), 111 (инт. 82-200 м), 112 (инт. 195-258 м) и ПЛ-4 – скв. 5. Фрагментарно эти породы отмечаются в северных поисковых линиях.

В образовании этих пород существенную роль играли стрессовое давление, катаклиз (приурочены к зонам интенсивного рассланцевания), а при

их метаморфических преобразованиях весьма существенную роль играли бластезный рост и перекристаллизация минералов, которые протекали на фоне интенсивных динамических явлений.

Мусковитовые сланцы имеют светло-зеленовато-серую, а на поверхности столбика зерна – белую окраску. Они имеют шелковистый блеск и ромбовидный рельеф на поверхностях тонкой плитчатости. По внешнему виду они напоминают филлиты. Породы тонко рассланцованы и имеют линзовидную полосчатость с кварцевой и мусковитовой сегрегацией. Для пород характерна пологая и иногда напряженная пloidчатость. В южных разрезах в этих породах отмечается весьма слабоконтрастная реликтовая пятнистость исходных ставролитовых пятнистых сланцев.

Минеральный состав (%): порфиробласты – мусковит, биотит (редко выше 10), ставролит (редко), гранат (около 10), турмалин (до 3), циркон и лейкоксенизированный ильменит (очень редко), сульфиды; в основной ткани – мусковит (60-65), кварц (20-25), иногда плагиоклаз (до 15), биотит; диафоригенные минералы – хлорит, рутил или сфен, хлоритоид, стильпномелан, альбит (№ 4).

Наличие ставролита определяется только под микроскопом. При этом его зерна обычно заметно корродированы. Крупночешуйчатый мусковит в пятнах участками катаклазирован и ориентирован удлинением субсогласно сланцеватости. Гранат образует шнурковые, линзовидные, изометричные гломеробласты и рассеянную сыпь кристаллов. Минерал характеризуется зональным строением. Наиболее часто проявлены ситовидная внутренняя и однородная внешняя зоны, имеющие буровато-зеленую окраску. Реже встречаются розовые внутренние ядра и внешние буровато-зеленые короны из мелких идиобласт.

Биотитовые линзовидные микропорфиробласты, ориентированные спайностью под углом к сланцеватости, подвергаются коррозии и катаклазу в краевых частях зерен. Помимо порфиробласт, биотит отмечается в виде мелких соструктурных мусковиту чешуек в основной ткани породы.

В рудных интервалах сульфиды образуют вкрапленные и короткие прожилки по сланцеватости породы. Для мусковитовых сланцев характерна повышенная концентрация турмалина зональной или пятнистой буровато-зеленой окраски.

Среди комплекса диафторигенных минералов преобладает хлорит, псевдоморфно замещающий гранат и биотит (до полных псевдоморфоз). Совместно с хлоритом развит рутил или сфен. Причем, сфен нередко образует прожилковые выделения. Хлоритоид появляется при растворении ставролита. Красно-бурый и зеленый (?) стильномелан развит по гранату в виде тонкопластинчатых и «червеобразных» сростков. Обычным для пород является порфиробластический хлорит, который кристаллизуется в виде поперечных сланцеватости чешуек и сноповидных сростков, чуть позже фазы замещения биотита хлоритом. Плаггиоклаз основной ткани раскисляется до образования почти чистого альбита (№ 4).

Для этих пород характерно метасоматическое образование сульфидной вкрапленности, прожилков кварца, карбонатов и хлорита. Мусковитовые сланцы, как правило, являются рудоносными породами.

Углеродистые мусковитовые сланцы имеют серую, темно-серую окраски. Мусковит-кварцевая основная ткань пропитана тонкопылеватым графитом, причем кварц образует тонкие удлиненные пластинки, либо лентиколярные сростки из нескольких зерен и глазковые выделения. Внутренние участки зерен кварца часто пропылены графитом. На поверхностях плитчатости и интенсивной рассланцовки количество графита повышено. Тонкопылеватый графит имеет метаморфогенно-тектоническую природу, что выявляется при геолого-структурных построениях.

2.1.3. Метасоматиты

Гидротермально-метасоматические изменения пород минерализованной зоны выражаются в серицитизации, окварцевании, хлоритизации и заметной сульфидизации кристаллических сланцев [126]. Помимо этого в породах

проявлены многочисленные текстурно-структурные изменения и динамические преобразования, такие как пльчатость, изгибание, катаклиз, растворение, коррозия, завальцевание, разлинзование, рассланцевание, грануляция, перекристаллизация и т.д. Наиболее уверенно диагностированы как метасоматиты – серицитизированные породы, а рудоносные сланцы, кроме заметной сульфидизации, которая обычно сопровождается хлоритизацией и развитием прожилкового окварцевания, внешне едва отличимы от их безрудных разновидностей. Так же, нет видимых изменений кристаллосланцев вблизи кварцевых жил, т.к. формирование последних проходило на фоне метаморфических преобразований во вмещающей толще и не «оторвано» значительным интервалом времени от образования вмещающих пород. Но при микроскопическом изучении пород разноудаленных от кварцевых жил отмечаются количественные вариации в их минеральном составе. При этом серицитизация сланцев является более ранним процессом, чем рудный сульфидный метасоматоз, а метаморфогенно-гидротермальный кварцево-жилный комплекс формировался в дорудную и внутрирудную стадии. Это указывает на то, что рудный процесс проявился в подготовленной среде метасоматически и структурно измененных пород.

Метасоматические изменения кристаллических сланцев

Контрастные метасоматические изменения кристаллических сланцев зафиксированы по скважине 86 (см. рис. 1.13) в инт. 202,0-226,1 м (ПЛ-6), висячем боку рудного тела № 2, пространственно совпадающего с поверхностью сместителя генерального сбросо-сдвига.

Макроскопически изменения кристаллических сланцев проявляются в смене окраски (от зеленовато-серой до светло-зеленой) которая распределена полосами и пятнами согласными сланцеватости. Мощность полос светло-зеленых измененных пород варьирует от 5-10 см до 10 м. Причем, в этих породах исчезают белые мусковит-ставролитовые обособления. Микроскопическое изучение сланцев показывает значительный катаклиз железо-магнезиальных минералов, таких как гранат, биотит и мусковит-

ставролитовые обособления и их замещение хлоритом, серицитом, рутилом и сидеритом. Мусковит, кварц и плагиоклаз основной ткани имеют обычно свежий без признаков катакластических преобразований вид.

Химический состав сидерита (обр. 86/217,5) характеризуется следующими значениями (мас. %): FeO – 40,82-45,73; MnO – 0,157-0,206; MgO – 9,48-14,45; CaO – 0,071-0,15; CO₂ – 38,47-40,90. В незначительных количествах присутствуют примеси Na₂O, SiO₂, TiO₂, K₂O, Al₂O₃, которые обязаны включениям мельчайших частиц силикатов. Минерал относится к изоморфному ряду магнезит-брейнерит-мезитит-пистомезит-сидероплезит-сидерит [145]. Минеральный состав магнезиально-железистого карбоната (%): FeCO₃ – 61,1-73,0; MgCO₃ – 26,6-38,4; MnCO₃ – 0,1-0,3; CaCO₃ – 0,1-0,3, что соответствует пистомезит-сидероплезиту.

В результате катаклаза гранат расчленяется трещинками различных направлений, из которых наиболее выражены трещины согласные сланцеватости, краевые зонки граната обычно растворяются. Биотит разбит трещинками по спайности, а в краевых участках чешуек катаклазирован до тонкозернистого агрегата. Минерал тонко гофрирован и разлинзован. В направлении к осевой зоне метасоматитов биотит изменяет окраску от темно- до светло-зеленовато-коричневой и прорастается многочисленными включениями сагенитового и зернисто-землистого рутила. Часто минерал замещен магнезиальным сидеритом, развивающимся по спайности биотита, от тонких пластинок до образования полных псевдоморфоз совместно с хлоритом и мусковитом (до 10 %). Мусковит-ставролитовые обособления первично обломочной природы в метасоматической зоне секутся трещинами иногда выполненными хлоритом и сидеритом. Преобладающий в «пятнах» мусковит изогнут, микрогофрирован, растянут по плоскостям спайности, иногда истерт по краям зерен до микрочешуйчатой субстанции. Заключенный в мусковитовом агрегате ставролит подвергнут катаклазу, замещается пылеватым непрозрачным веществом и хлоритом. Края зерен растворены. Очень часто ставролит «растворен без следа». Ильменит замещен лейкоксеном, в участках наибольших

преобразований сланцев лейкоксеновые псевдоморфозы приобретают ксеноморфную комковатую форму.

В пределах скв. 86 в интервале 202,0 – 226,1 м, где проявлены интенсивные текстурно-структурные и вещественные изменения пятнистых ставролитовых сланцев выделены три зоны минерального и химического изменения сланцев (Б-2, Б-1 и Б-0).

Б-2. Внешняя зона метасоматически измененных пород. Пятнистые ставролитовые зеленовато-серые катаклазированные сланцы. Реликтовая минеральная ассоциация представлена: ставролит + гранат + биотит + мусковит + кварц + ильменит. Гидротермально-метасоматическая ассоциация занимает 5 - 10 % от объема пород (рис. 2.32) и представлена: мусковит + рутил + сульфиды.

Б-1. Промежуточная зона метасоматически измененных пород. Мощность зоны 10 м. Пятнистые ставролитовые зеленовато-серые и светло-зеленые катаклазированные сланцы с пятнисто-полосчатым метасоматическим изменением. Реликтовая ассоциация метаморфических минералов подобна ассоциации зоны Б-2. Ставролит, гранат, биотит и ильменит подвергаются псевдоморфозному замещению и растворению. Мусковит катаклазирован, частично перекристаллизован. Кварц перекристаллизован практически полностью. Гидротермально-метасоматическая ассоциация занимает от 10 до 30 % объема пород (рис. 2.33) и представлена: хлорит ± хлоритоид + мусковит + кварц + рутил + сульфиды + лейкоксен + апатит.

Б-0. Внутренняя зона метасоматически измененных пород. Мощность зоны 27 м. Мусковит-кварцевые сланцы.

Породы имеют однородную светло-зеленую окраску. Реликтовая минеральная ассоциация представлена: гранат + мусковит ± ставролит ± кварц ± биотит ± плагиоклаз. Гидротермально-метасоматическая ассоциация занимает от 30 до 85 % объема пород (рис. 2.34) и представлена: сидерит ± альбит + мусковит + кварц ± апатит + сульфиды.

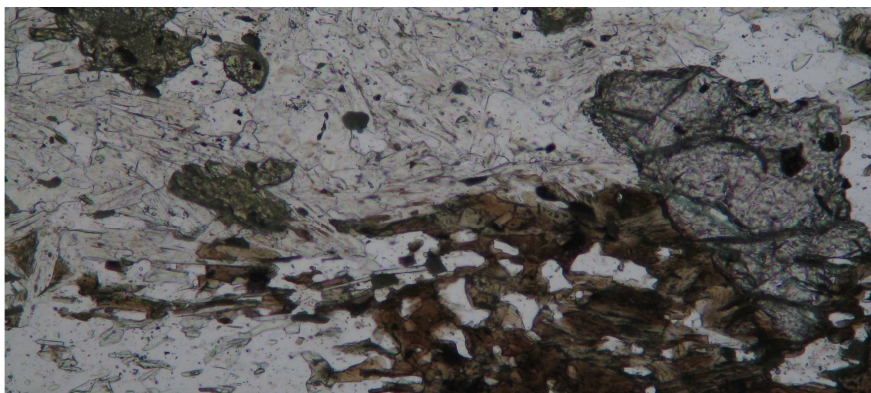


Рисунок 2.32 – Прозрачный шлиф 86/203,9. Николи “-”. Ув. (50)^x. Кристаллический сланец (RF, kd, '). Зона Б-2. Гидротермально-метасоматические изменения не превышают 10%

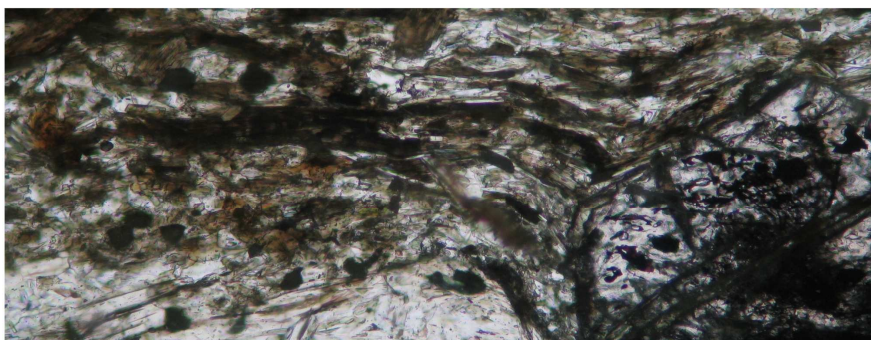


Рисунок 2.33 – Прозрачный шлиф 86/204,9. Николи “-”. Ув. (50)^x. Кристаллический сланец (RF, kd, '). Зона Б-1. Гидротермально-метасоматическая ассоциация занимает до 30 %



Рисунок 2.34 – Прозрачный шлиф 86/226,1. Николи “-”. Ув. (50)^x. Мусковит-кварцевый сланец (RF, kd, '). Зона Б-0. Прожилки гидротермально-метасоматического полевого шпата и прожилки железистого (?) карбоната и хлорита. Значительный катаклиз порфириобластов граната, трещины заполнены хлоритом

Изменение сланцев в околожильном пространстве при формировании жильного кварца

Участки развития сближенных в пространстве кварцевых жил, линз, желваков и прожилков проявлены в областях сопряжения (под углами простирааний 10-15°) слоистости и сланцеватости сбросо-сдвига. Дифференциальные подвижки в сбросо-сдвиговой зоне привели к раскрытию линзовидных полостей, которые заполнились жильным кварцевым материалом. Поскольку раскрытие S-образных трещин проходило неоднократно, заполнение их кварцевым материалом было пульсирующим, с наращиванием мощности жил вдоль зальбандов. S-образная морфология трещин обусловила желваковую, линзовидную и четковидную форму тел жильного кварца, образующих жильные зоны. Следует отметить, что большая часть кварцевых жил внутрирудной стадии образовалась после ранних сульфидов, поэтому нередко сульфиды являются ксенолитами в кварцево-жильном субстрате. Подобно сульфидам, реликтовый сланцевый материал, отслаивающийся при раскрытии трещин вдоль зальбандов жил, сохранился в виде полосок ксенолитов параллельных контактам жильных тел.

Ближние термодинамические условия жилообразования и метаморфизма толщи вмещающих пород способствовали кристаллизации в сланцах, кварце и его зальбандах сходного минерального парагенезиса. Но, в отличие от сланцев в кварце и по контакту жильных тел развиты скопления более крупных по размеру граната, биотита, ставролита, мусковита, хлорита, турмалина, апатита и плагиоклаза (рис. 2.35). Гранобластический структурный узор кварцево-жильных тел имеет метаморфогенную природу, а сами кварцевые тела с сопутствующей минерализацией – своеобразные пегматоидные «выпоты».

Сланцы, вмещающие кварцевые жилы имеют некоторые структурно-текстурные и минеральные индивидуальные особенности в разноудаленных от жил участках.

Приконтактная зона кварцевых жил мощностью от 10 см до более 1 м и сланцев (0-0,5 м от контакта) В сланцах призальбандовых участков кварцевых

жил развиты: интенсивное рассланцевание, уничтожающее первичную сланцеватость двуслюдяных, мусковитовых и пятнистых ставролитовых сланцев; плойчатость; микроскопическое кварцевое прожилкование; катаклаз породообразующих минералов; растворение ранних минералов и рост новообразований; полосчатое и линзовидное их обособление. Реликтовые минералы занимают около 40-80 % объема пород зоны и представлены ставролитом, гранатом, биотитом, мусковитом, плагиоклазом, кварцем, ильменитом, турмалином и цирконом. Новообразования представлены мусковитом, флогопитом, хлоритом, кварцем, лейкоксеном, рутилом, сфеном, мелкозернистым ставролитом, апатитом и сульфидами.

Особенно наглядно динамическое «затирание» первично осадочных текстур проявлено в пятнистых ставролитовых сланцах, в которых контрастные эллипсоидальные ставролит-мусковитовые обособления приобретают вид плоских тонких линзочек (0,3-0,2 см) со слабоконтрастными границами, либо истираются полностью. При полном динамическом истирании ставролит-мусковитовых обособлений, мусковит перекристаллизуется в тонкочешуйчатую «пасту», состоящую из мелких субпараллельных чешуек (до 0,1 мм по удлинению) с редкими порфиробластами мусковита той же ориентировки. Наряду с мусковитом появляется гранобластический кварц (до 30 %). Ставролит гранулируется и рассредоточивается тонкими полосками по сланцеватости, в виде мельчайших ксено- и идиобласт (до 0,02-0,03 мм), в различной степени корродируется, замещается хлоритом, флогопитом и сидеритом.

В результате рассланцевания порфиробласты граната группируются в цепочки по сланцеватости и образуют гломеробластовые скопления по 10-15 зерен. При этом гранат сохраняет первичную зональность, но разбит многочисленными трещинками, по которым серицитизируется и хлоритизируется (до 10 % от объема зерна). В этих участках пород слюды разноориентированы, либо образуют фрагменты плоек. Кварц разнозернистый, гранобластовый со следами перекристаллизации и увеличения размера зерен (рис. 2.36) в участках затененных от давления.

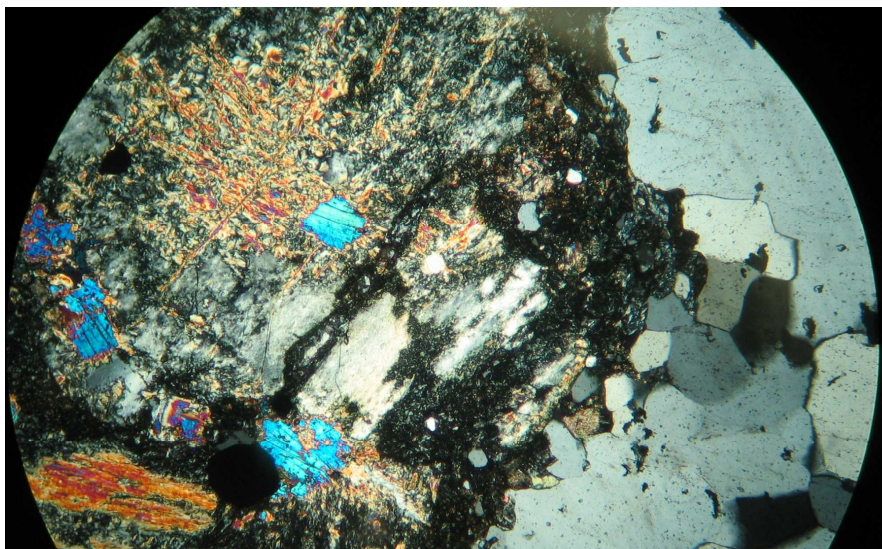


Рисунок 2.35 – Прозрачный шлиф 4/159,0. Николи “+”. Ув. (50)^x. Призальбандовый участок кварцевой жилы. Катаклаз, замещение хлоритом, серицитом, карбонатом ранних минералов в реликте гранатового филлитовидного биотитсодержащего мусковитового сланца с плагиоклазом

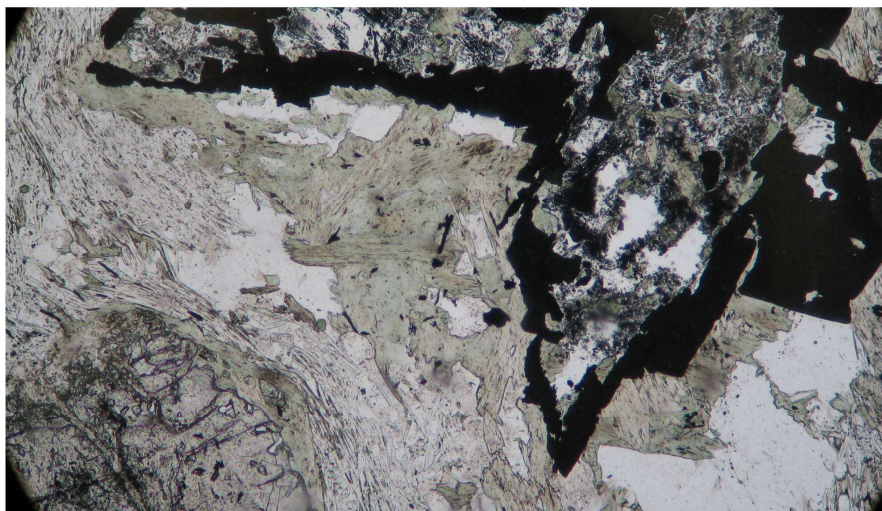


Рисунок 2.36 – Прозрачный шлиф 111/57,3. Николи “-”. Ув. (50)^x. Ставролитовые сланцы со слабоконтрастной пятнистостью, расположенные между жилами кварца. Катаклаз, замещение ранних минералов хлоритом, серицитом, карбонатом, рудным вплоть до полных псевдоморфоз. Гранобластический кварц и тонкочешуйчатая “паста” мусковита в основной ткани

При вторичном рассланцевании породы, в результате перемещения микроблоков, порфиробласты биотита меняют свою ориентировку и положение в породе, обычно ориентируясь спайностью по сланцеватости. Минерал механически гранулирован по краям, часто плавно изогнут, либо ступенчато надломан, так же подвержен хлоритизации, главным образом в контактах с сульфидами, и содержит многочисленные включения зернистого сагенитового рутила.

Основная ткань породы расчленяется на пятнисто-линзовидные микроблоки обогащенные кварцем и мусковитом. При этом существенно кварцевые обособления содержат до 10-15 % мусковита и иногда свежий идиобластический плагиоклаз, в свою очередь существенно мусковитовая (кварца до 10-15 %) липидобластическая масса часто окружает агрегаты гранобластического кварца уплощенной формы. Также в основной ткани обычно развиты микропрожилки кварца с редкими чешуйками мусковита.

Апатит в породах зоны встречается чаще, чем на большем удалении от контакта жил и представлен короткими бочонковидными кристаллами. Циркон отмечается в виде мелких кристалликов и тонкогранулированных линзовидных образований. Турмалин широко распространен в породах и представлен идиобластами, а иногда надломанными катаклазом кристалликами. Ильменит замещается лейкоксеном, среди землистого агрегата которого отмечаются обособления сфена и иногда игольчатый рутил.

Промежуточная зона (0,5-5 м от кварцевых жил). В сравнении с предыдущей зоной, породы характеризуются меньшим нарушением текстурно-структурного узора. Практически всегда заметна реликтовая слоистость сланцев, динамометаморфические разлинзование и рассланцевание отмечаются только около внутренней границы этой зоны.

Микротекстуры полосчатые, свилеватые, плейчатые, без проявления разрывов и микроперемещений по квиважным трещинам. Под микроскопом фиксируется обычно большая степень хлоритизации (50-80 %) биотита, развитая около вкрапленных проявлений сульфидов и интенсивное развитие

рутила, как следствие этого, а также более сильное завальцевание порфиробластов минерала. В ставролит-мусковитовых пятнах динамических преобразований не наблюдается, но практически всегда ставролит подвержен интенсивному замещению хлоритом, коррозии и растворению. Липидобластический агрегат мусковита подчеркивает пологую плейчатость и свили вокруг порфиробластов граната, биотита и «глазков» кварца. Гранат ведет себя, так же как и в предыдущей зоне, за исключением интенсивного завальцевания. Криптогрануляция граната проявлена не всегда и в меньших объемах. Ильменит всегда замещен лейкоксеном.

Примечательной особенностью сланцев этой зоны является чрезвычайно густая насыщенность породообразующего кварца пылеватыми включениями непрозрачного минерального вещества.

Внешняя зона (далее 5 м от кварцевых жил, с мощностью более 1 метра). В сланцах внешней зоны типичных вышеотмеченных изменений приконтактной и промежуточной зон не наблюдалось.

Рудоносные сульфидизированные кристаллосланцы

В составе рудных тел распространены все разновидности сланцев развитые в пределах минерализованной зоны (табл. 2.1).

Таблица 2.1 – Петрографический состав рудных тел

Разновидности золотоносных сланцев	Доля в составе рудных тел, %		
	Р.т. № 1	Р.т. № 2 и 3	В целом по Р.т. № 1, 2, 3
Ставролитовые со светлой пятнистостью	10	12	11
Ставролитовые штриховато пятнистые	4	5	4,5
Пятнистые ставролит-мусковитовые	1	9	5
Слабоконтрастные пятнистые двуслюдяные	4	3	4
Двуслюдяные	30	23	27
Двуслюдяные углеродистые	6	0	4
Мусковитовые	38	18	28
Мусковитовые, углеродистые	5	27	15
Кварцитовидные двуслюдяные	2	0	1
Кварцитовидные мусковитовые	0	3	0,5

Их образование происходило в результате полиметаморфических процессов при участии метасоматоза. Их золотоносность определяется

распространением сульфидной минерализации (пирита, пирротина, арсенопирита, халькопирита и сфалерита), которая образует агрегатную вкрапленность в сланцах, кварцевых жилах и нитевидных кварц-карбонатных прожилках. Типизация руд, их текстурно-структурные особенности, зависимость уровня золотоносности от видового состава сульфидов, развитых в рудах приведены в главе 3.

Особенности строения и минералогии кристаллических сланцев развитых в пределах минерализованной зоны и входящих в состав рудных тел рассмотрены выше, но в рудных телах сланцы подвергнуты диафторигенно-метасоматическим изменениям иногда более интенсивным, чем вмещающие безрудные сланцы (табл. 2.2).

Таблица 2.2 – Распространенность метасоматических и дислокационных преобразований в рудоносных и вмещающих сланцах минерализованной зоны, %

Тип структурно-текстурных и метасоматических изменений	Номер поисковой линии						
	24	21	18	13	6	4	2
Хлоритизация	$\frac{83}{65}$ *	$\frac{75}{73}$	$\frac{80}{69}$	$\frac{94}{85}$	$\frac{85}{71}$	$\frac{94}{72}$	$\frac{85}{73}$
	$\frac{25}{12}$	$\frac{35}{46}$	$\frac{60}{50}$	$\frac{13}{26}$	$\frac{30}{18}$	$\frac{45}{10}$	$\frac{17}{12}$
Нитевидные прожилки альбит-ортотклаза	$\frac{8}{19}$	$\frac{35}{27}$	$\frac{20}{25}$	$\frac{38}{39}$	$\frac{17}{17}$	$\frac{17}{20}$	$\frac{17}{8}$
	$\frac{25}{27}$	$\frac{45}{46}$	$\frac{50}{28}$	$\frac{87}{29}$	$\frac{53}{57}$	$\frac{76}{34}$	$\frac{40}{29}$

Примечание. * - $\frac{83}{65}$ - частота встречаемости изменений в сланцах (%): числитель – рудных тел, знаменатель – вмещающих рудные тела. Для расчета использовано 378 частных описаний петрографических шлифов.

Количественное сравнение распространенности метасоматических изменений в породах и рудах минерализованной зоны свидетельствует о том, что наиболее выраженная пространственная связь рудных интервалов отмечается с хлоритизированными породами (75-94 %), учитывая то, что частота встречаемости хлоритизированных пород вне рудных тел составляет 65-85 %. Отсутствие хлоритизации в 25–6 % рудоносных пород свидетельствует о высокой температуре рудоносных растворов не повлиявших

на равновесность метаморфогенного парагенезиса (гранат + биотит + мусковит + ставролит) в процессе рудогенеза в этих участках рудных тел. Развитие порфиробластов хлорита, проявление плейчатости, прожилков альбит-ортоклаза не контролируют положение рудных тел.

2.2. Петрохимическая характеристика основных типов пород и руд месторождения

Комплекс петрохимических исследований [46, 70, 81, 149] по метаморфическим образованиям месторождения базировался на данных 143 силикатных (РФА) анализов, охватывающих практически все петрографические разновидности горных пород из вмещающей толщи и собственно золотоносных горизонтов. Рассматривались петрохимическая аттестация главных типов кристаллических сланцев, выделенных при петрографическом изучении, и анализ закономерностей изменения их химизма в сводном стратифицированном разрезе.

2.2.1. Характеристика химического состава пород и руд месторождения

Оценка химических составов проводилась отдельно для пород внешней зоны рудного поля, минерализованных пород (МЗ) и руд участка [51, 136, 153, 154]. Особое внимание уделено характеристике химического состава сланцев рудных тел. Средние химические составы пород и руд приведены в табл. 2.3.

Кроме того, минерализованные породы и руды классифицированы по содержаниям золота, г/т: первые – < 0,5 до 1,0; вторые – 1,0-16,0 с разделением их на сланцево-вкрапленные, кварцево-жилных зон и зон нитевидных кварц-карбонатных прожилков (табл. 2.4). В петрографическом составе пород внешней зоны рудного поля выделены кальцифир (PR_{1rz}), кварцитовидные мезократовые и лейкократовые сланцы ($RF_1kd_2^2$), пятнистые ставролитовые сланцы ($RF_1kd_3^1$), двуслюдяные и ритмично-слоистые кварц-полевошпатовые сланцы ($RF_1kd_3^2$). Минерализованные породы и руды представлены ставролитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми сланцами, претерпевшими хлоритизацию, окварцевание, карбонатизацию,

Таблица 2.3 – Средние химические составы пород рудного поля, мас. %

Название породы, возраст, ассоциация главных породообразующих минералов / (кол-во образцов)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	ППШ
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Породы внешней зоны рудного поля (n=19)												
Кальцифр диопсид-флогопитовый (RF ₁ grz) / n=1	52,80	0,46	10,07	4,81	0,105	10,51	14,16	1,23	3,76	0,093	0,054	1,98
Кварцитовидные сланцы (RF ₁ kd ₅ ²) / n=3:	69,66	0,73	13,99	6,09	0,190	0,80	0,99	0,56	3,50	0,090	0,050	3,39
– Мезократовые (гранат+мусковит+биотит+кварц) / n=2	64,43	0,96	17,14	7,18	0,140	0,74	0,08	0,46	4,37	0,100	0,070	4,34
– Лейкократовый гранат-биотитовый с диафторитеной ассоциацией (сфен + актинолит + клиноцоизит + эпидот) / n=1	79,96	0,28	7,69	3,92	0,305	0,93	2,80	0,77	1,76	0,070	0,007	1,50
Пятицветные старовольтовые сланцы (RF ₁ kd ₃ ¹) / n=4:	64,00	0,96	17,35	7,74	0,12	1,50	0,63	1,82	3,33	0,10	0,07	2,85
– Ставролит+плагноклаз+гранат+ биотит+мусковит+ кварц / n=2	61,06	1,02	19,53	9,31	0,15	1,30	0,42	1,47	3,06	0,11	0,08	2,50
– Гранат+андалузит+мусковит+ биотит+кварц / n=1	66,5	0,67	13,85	5,9	0,124	2,71	1,6	2,53	3,43	0,088	0,064	2,59
– Дистен+мусковит+кварц / n=1	67,4	1,13	16,48	6,45	0,038	0,68	0,09	<0,3	3,75	0,09	0,056	3,8
Двуслоняные и ритмично-слоистые кварц-полевошпатовые сланцы (RF ₁ kd ₅ ²) / n=11:	68,86	0,73	14,05	6,77	0,14	0,91	0,59	2,03	2,82	0,09	0,06	3,19
– Гранат+биотит+ кварц+ мусковит / n=1	62,6	0,94	17,24	9,36	0,123	1,42	0,4	0,89	3,77	0,103	0,068	3,06
– Гранат+плагноклаз+биотит+ мусковит+кварц / n=4	65,09	0,76	14,24	9,83	0,11	1,29	0,56	1,79	2,65	0,1	0,05	3,54
– Гранат+биотит+мусковит+ плагноклаз+кварц / n=2	70,28	0,71	13,42	5,32	0,09	0,63	0,53	2,79	3,03	0,10	0,08	3,04
– Биотит+гранат+плагноклаз+ мусковит+кварц / n=2	72,93	0,66	12,80	4,83	0,50	0,61	0,78	1,92	2,95	0,04	0,04	3,18
– Гранат+плагноклаз+мусковит+ кварц / n=2	74,03	0,67	13,99	2,73	0,03	0,49	0,60	2,37	2,36	0,04	0,05	2,69
Средний состав сланцев (RF₁kd₅) внешней зоны / n=15	67,56	0,79	14,93	7,03	0,13	1,07	0,60	1,98	2,96	0,09	0,06	3,10
Средний состав всех сланцев внешней зоны Р.п. / n=18	67,90	0,78	14,78	6,87	0,14	1,02	0,66	1,71	3,05	0,09	0,06	3,15
Породы рудной минерализованной зоны месторождения (n=123)												
Кристаллосланцы внешних тектонических блоков зоны сбросо-сдвига (сланцы, вмещающие рудные тела) (n=60)												
Ставролитовые сланцы (RF ₁ kd ₅ ¹) / n=33	59,36	0,98	19,38	9,61	0,22	1,27	0,49	1,64	3,61	0,10	0,07	3,28
Двуслоняные сланцы (RF ₁ kd ₅ ²) / n=7:	60,04	1,06	17,08	10,03	0,18	1,19	0,63	1,76	3,69	0,10	0,07	4,19
– не углистые (n=6)	60,18	1,06	16,79	10,04	0,18	1,18	0,69	1,89	3,57	0,11	0,07	4,25
– углистые (n=1)	59,18	1,08	18,80	9,94	0,17	1,25	0,25	0,94	4,44	0,06	0,09	3,80

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Мусковитовые сланцы ($R_1kd_3^2$) / n=19: – не углистые (n=13) – углистые (n=6)	61,91 62,46 60,72	1,00 1,00 1,02	17,48 16,71 19,14	8,61 9,08 7,59	0,22 0,12 0,41	1,12 1,15 1,04	0,75 0,47 1,37	1,48 1,39 1,69	3,64 3,64 3,65	0,09 0,09 0,09	0,07 0,07 0,06	3,80 3,94 3,51
Средний состав сланцев, вмещающих Р.т.	60,61	0,99	18,32	9,25	0,21	1,20	0,59	1,61	3,59	0,09	0,07	3,52
Кристаллосланцы центральной зоны соросо-сдвига (рудные тела и апофизы) (n=63)												
Ставролитовые сланцы ($R_1kd_3^1$) / n=39: – не серицитизированные (n=29) – серицитизированные (n=10)	57,98 58,16 57,02	1,05 1,09 1,03	19,67 19,64 20,36	9,88 10,10 9,60	0,19 0,20 0,19	1,28 1,31 1,22	0,58 0,61 0,51	1,44 1,48 1,31	3,76 3,72 3,88	0,16 0,18 0,12	0,08 0,07 0,08	3,94 3,44 4,68
Двуслюдные сланцы ($R_1kd_3^2$) / n=17: – не углистые (n=11) – углистые (n=6)	60,11 60,79 58,85	1,03 1,01 1,06	18,16 17,95 18,54	9,40 9,41 9,37	0,13 0,14 0,12	1,22 1,20 1,27	0,41 0,49 0,27	1,52 1,53 1,51	3,98 3,87 4,18	0,07 0,07 0,08	0,07 0,07 0,07	4,01 3,62 4,71
Мусковитовые сланцы ($R_1kd_3^2$) / n=7: – не углистые (n=1) – углистые (n=6)	56,28 53,25 56,79	1,05 1,04 1,05	20,79 21,74 20,63	9,49 9,79 9,44	0,19 0,18 0,2	1,35 1,27 1,36	0,54 0,41 0,56	1,38 1,41 1,37	4,31 4,35 4,30	0,21 0,13 0,22	0,08 0,07 0,08	4,35 6,37 4,01
Средний состав сланцев Р.т.	58,37	1,05	19,39	9,70	0,17	1,27	0,53	1,45	3,88	0,14	0,07	4,01
Средний состав сланцев РМЗ	59,46	1,02	18,87	9,48	0,19	1,24	0,56	1,53	3,74	0,12	0,07	3,77
Изменения химического состава кристаллосланцев при рудном метасоматозе (коэффициент концентрации рудн./безрудн.)												
Ставролитовые сланцы (Р.т./ Минерализ.)	0,98	1,07	1,01	1,03	0,86	1,01	1,18	0,88	1,04	1,60	1,14	1,20
Двуслюдные сланцы (Р.т./ Минерализ.)	1,01	0,95	1,07	0,94	0,78	1,02	0,71	0,81	1,08	0,64	1,00	0,85
Двуслюдные углистые сланцы (Р.т./ Минерализ.)	0,99	0,98	0,99	0,94	0,71	1,02	1,08	1,61	0,94	1,33	0,78	1,24
Мусковитовые сланцы (Р.т./ Минерализ.)	0,85	1,04	1,30	1,08	1,50	1,10	0,87	1,01	1,20	1,44	1,00	1,62
Мусковитовые углистые сланцы (Р.т./ Минерализ.)	0,94	1,03	1,08	1,24	0,49	1,31	0,41	0,81	1,18	2,44	1,33	1,14
Сланцы р.т. (n=63)/ Мин. сл. (n=60)	0,96[±]	1,06[±]	1,06[±]	1,05[±]	0,81[±]	1,06[±]	0,90[±]	0,90[±]	1,08[±]	1,56[±]	1,00[±]	1,14[±]
Мин. сл. (n=60)/ сланцы (R₁kd₃) вн. зоны (n=15)	0,90[±]	1,25[±]	1,23[±]	1,32[±]	1,62[±]	1,12[±]	0,98[±]	0,81[±]	1,21[±]	1,00[±]	1,17[±]	1,14[±]
Мин. сл. (n=60)/ все сланцы вн. зоны Р.п. (n=18)	0,89	1,27	1,24	1,35	1,50	1,18	0,89	0,94	1,18	1,00	1,17	1,12
Сланцы р.т. (n=63)/сланцы (R₁kd₃) вн. зоны (n=15)	0,86[±]	1,33[±]	1,30[±]	1,38[±]	1,31[±]	1,19[±]	0,88[±]	0,73[±]	1,31[±]	1,56[±]	1,17[±]	1,29[±]
Сланцы р.т. (n=63)/все сланцы вн. зоны Р.п. (n=18)	0,86	1,35	1,31	1,41	1,21	1,25	0,80	0,85	1,27	1,56	1,17	1,27
Сланцы РМЗ (n=123)/ сланцы (R₁kd₃) вн. зоны	0,84[±]	1,29[±]	1,26[±]	1,35[±]	1,46[±]	1,16[±]	0,93[±]	0,77[±]	1,26[±]	1,33[±]	1,17[±]	1,22[±]
Сланцы РМЗ (n=123)/ все сланцы вн. зоны Р.п.	0,83[±]	1,31[±]	1,28[±]	1,38[±]	1,36[±]	1,22[±]	0,85[±]	0,89[±]	1,23[±]	1,33[±]	1,17[±]	1,20[±]

Примечание. Значимость критериев Стьюдента (вверху) и Фишера (внизу) [151]: [±] – оба критерия существенны; = – оба критерия несущественны; ± – значим критерий Стьюдента; [±] – значим критерий Фишера

углеродизацию и сульфидизацию.

Сравнительная характеристика химических составов золотоносных сланцев с минерализованными породами и породами внешней зоны рудного поля. Анализ химического состава пород рудного поля показывает, что *золотоносные сульфидизированные сланцы* относятся к малокальциевым метапелитам насыщенным калием (см. табл. 2.3).

По содержанию петрогенных оксидов *руды* ($Au > 1$ г/т; $n=63$) отличаются от *сланцев внешней зоны* (RF_{1kd_3} ; $n=15$) повышенными содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , K_2O , P_2O_5 , Va и ППП и пониженными концентрациями SiO_2 , CaO и Na_2O . При этом статистическая оценка различий по средним значениям (критерий Стьюдента) и дисперсиям (критерий Фишера) показывает, что различия по обоим критериям значимы только для TiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O и ППП. Данные выборки существенно различаются геохимически по средним значениям для SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O , а по дисперсии – для MnO , MgO , K_2O , P_2O_5 и Va .

Если сравнивать по тем же показателям *руды* ($Au > 1$ г/т; $n=63$) и *минерализованные сланцы* ($Au < 1$ г/т; $n=60$), а так же *минерализованные породы* и *сланцы внешней зоны*, то получится следующая картина: в рудах, по сравнению с минерализованными сланцами, повышены содержания Al_2O_3 , K_2O , ППП и понижено содержание SiO_2 ; в минерализованных сланцах, относительно сланцев внешней зоны, повышены содержания Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и понижены SiO_2 , Na_2O , что подкрепляется существенными различиями между их средними значениями.

Рассмотрев распределение элементов в различных по золотоносности зонах месторождения, можно обратить внимание на бóльшую однородность почти всех (за исключением P_2O_5 и ППП) элементов в пределах рудных тел и апофиз, на что указывают их минимальные значения дисперсий. Наиболее разнородной является зона минерализованных сланцев, в которой большинство элементов (кроме Fe_2O_3 , MgO , P_2O_5 , Va и ППП) напротив, имеют наибольшие значения разбросов их содержаний.

Таблица 2.4 – Средние химические составы рудоносных сланцев (рудные тела 1, 2, 3) по классам и природным типам руд, мас. %

Природный тип руд, название породы (кол-во образцов)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	ППШ	Au, г/т
Класс руд с содержанием Au <0,5-1 г/т (n=24)													
Сланцево-вкрапленный тип руд (n=9): ставролитовые (n=8) и двуслюдяные (n=1) сланцы	57,87*	0,97	19,06	9,35	0,15	1,14	0,46	1,39	3,91	0,11	0,08	5,51	0,42
	6,98	0,01	3,23	1,20	0,001	0,02	0,02	0,10	0,18	0,001	0	4,56	0,10
Прожилково-вкрапленный тип руд-кварцево-жильных зон (n=6): ставролитовые (n=5) и мусковитовые углистые (n=1) сланцы	55,75	1,13	21,38	10,24	0,24	1,40	0,48	1,33	4,11	0,09	0,08	3,80	0,52
	28,66	0,02	6,02	6,92	0,005	0,09	0,04	0,11	0,27	0,004	0	0,13	0,04
Нитевидно-прожилковый тип руд – нитевидных кварц-карбонатных прожилков (n=9): ставролитовые (n=8) и двуслюдяные (n=1) сланцы	58,73	1,02	19,19	9,71	0,20	1,30	0,59	1,58	3,62	0,17	0,07	3,84	0,61
	18,34	0,03	8,84	1,37	0,008	0,08	0,28	0,25	0,66	0,066	0	0,29	0,09
Класс руд с содержанием Au 1-16 г/т (n=30)													
Сланцево-вкрапленный тип руд (n=6): ставролитовые (n=4), двуслюдяные (n=1) и двуслюдяные углистые (n=1) сланцы	59,85	1,12	18,86	9,33	0,13	1,21	0,46	1,55	3,89	0,09	0,08	3,44	2,57
	2,00	0,01	1,60	1,12	0,003	0,02	0,08	0,69	0,31	0,001	0	0,77	1,00
Прожилково-вкрапленный тип руд-кварцево-жильных зон (n=13): сланцы двуслюдяные (n=7), мусковитовые углистые (n=3) и ставролитовые (n=3)	57,60	1,03	19,27	10,36	0,17	1,31	0,45	1,60	3,91	0,12	0,07	4,11	5,61
	18,51	0,03	9,32	2,22	0,008	0,06	0,07	0,40	0,31	0,020	0	1,29	29,64
Нитевидно-прожилковый тип руд – нитевидных кварц-карбонатных прожилков (n=11): ставролитовые (n=5) и мусковитовые углистые (n=1) сланцы	58,21	1,02	19,88	9,91	0,20	1,32	0,59	1,26	3,91	0,12	0,07	3,51	2,63
	6,75	0,01	2,90	0,61	0,004	0,01	0,06	0,41	0,36	0,005	0	0,64	6,75
Кристаллосланцы рудных тел 1, 2, 3 с содержанием Au <0,5-16 г/т (n=54)													
Сланцево-вкрапленный тип руд (n=15)	58,66	1,03	18,98	9,34	0,14	1,17	0,46	1,45	3,90	0,10	0,08	4,68	1,28
	57,02	1,06	19,93	10,32	0,19	1,34	0,46	1,52	3,97	0,11	0,07	4,01	4,0
Нитевидно-прожилковый тип руд (n=20): Ставролитовые (n=10) и мусковитовые углистые (n=10)	58,44	1,02	19,57	9,82	0,20	1,31	0,59	1,40	3,78	0,15	0,07	3,66	1,72

Примечание. * – в числителе среднее значение оксида, в знаменателе дисперсия по выборке

Таким образом, резюмируя выше изложенное можно сказать, что: 1) самые максимальные содержания SiO_2 , CaO , Na_2O в сланцах внешней зоны, минимальные в рудах и единственный компонент, которым обогащены минерализованные породы по сравнению со всеми остальными сланцами – это MnO , что наталкивает на предположение – минерализованные породы служат перевалочным пунктом для миграции элементов, характеризуясь средними значениями и повышенной неоднородностью, т.е. можно предположить наличие петрохимической зональности; 2) поведение большинства химических элементов при формировании руд в различных типах сланцев (ставролитовые, двуслюдяные, мусковитовые) не подчиняется строгим закономерностям (так, например, при формировании руд в ставролитовых сланцах в зону рудоотложения привносятся все петрогенные элементы, кроме кремния и натрия, а в слюдяных сланцах рудный метасоматоз сопровождается переменным их поведением, кроме выноса натрия); 3) оценка изменения химического состава золотоносных сланцев в сравнении с безрудными сланцами свидетельствует о кислотно-кремнеземистом (березитоидном) профиле метасоматических процессов формирования руд (см. табл. 2.3), главным показателем которого является вынос натрия и замещение его калием в золотоносных сланцах.

Поведение химических элементов в пределах рудоносных сланцев с учетом их золотоносности и природных типов (см. табл. 2.4) указывает на то, что и богатые и бедные руды одинаково однородны по распределению петрогенных компонентов и существенных различий по природным типам руд не наблюдается. В целом же по рудным телам в разных природных типах можно отметить значимые различия только по двум петрогенным элементам – MnO и MgO , при этом в основном отличаются содержаниями сланцево-вкрапленные руды от прочих типов, а прожилково-вкрапленный и нитевидно-прожилковый типы очень схожи.

Изменение химического состава сланцев при серицитизации рассмотрено по керну скв. 86 в интервале 203,9–226,1 м, где проявлены интенсивные текстурно-структурные и вещественные (минеральные и

химические) изменения пятнистых ставролитовых сланцев (табл. 2.5). В пределах этого интервала выделены три зоны минерального и химического изменения сланцев (Б-2, Б-1 и Б-0), подробно описанные в разделе 2.1.3. По сравнению со сланцами внешней зоны (Б-2) из пород внутренней зоны (Б-0) фиксируется вынос (%): кремнезема (10-20), железа (10-25), магнезия (10-30), фосфора (10-25) и накопление (%): марганца (10-45), калия (10-35), воды и углекислоты (50-150). Дифференцировано ведут себя во внутренней зоне титан, алюминий, кальций и натрий. При приближении к осевой зоне серицитизированных метасоматитов отмечается увеличение концентраций титана, алюминия и вынос – натрия и кальция. В промежуточной зоне (Б-1) отмечается незначительный вынос кремния (5 %) и накопление (%) – титана (10-20), алюминия (5), железа (до 10), марганца (10-15), кальция (20-45), натрия (до 75), калия (10-25), воды и углекислоты (10-15).

Химические преобразования сланцев в околожильном пространстве при формировании жильного кварца. Химические преобразования пород около серии кварцевых жил мощностью от 10 см до 1 м нами исследованы по группе керновых проб (скв. 111, инт. 51,4-65,1 м) (табл. 2.6). В интервале развиты кварцевая жила (инт. 60,5-61,7 м) и кварцевые прожилки мощностью 5-10 см (инт. 57; 57,7; 55,5 и 62 м).

В призальбандовой области сланцев (0-0,5 м) накапливались (%): калий (10-25), натрий (115-280), кальций (30-230), марганец (30-70), алюминий (20-45), титан (30-40), фосфор (20-40) и удалялись кремний (10-20), вода и углекислота (3-10). В промежуточной зоне сланцев (0,5-5,0 м) фиксируется вынос (%): кремния (2-5), калия (20-25), воды и углекислоты (5-15) и накопление титана (5), алюминия (5-15), железа (до 10), марганца (80-100), магнезия (10-60), кальция (30-300), натрия (150-250), фосфора (10-20).

Возможно, кварцевые жилы образовались за счет высвободившегося кремнезема во внутренней и промежуточной зонах метасоматитов при разложении биотита и ставролита в промежуточной зоне и уменьшения количества мусковита, деальбитизации плагиоклаза во внутренней зоне.

Таблица 2.5 – Изменение химического состава ставролитовых сланцев при серицитизации, мас. %

№ п/п	Номер пробы	Зона	Au, г/г	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
1	86/203,9	Б-2	0,3	61,46	0,870	18,51	9,63	0,133	1,23	0,54	1,11	3,01	0,106	2,97	99,57
2	86/206,3	Б-1	0,7	58,41	0,925	19,47	9,59	0,139	1,37	0,78	1,93	3,29	0,068	3,22	99,19
3	86/219,5	Б-0	1,0	56,58	0,948	20,17	7,82	0,149	0,94	0,36	1,36	3,67	0,106	7,39	99,49
4	86/226,1	Б-0	4,4	58,20	0,998	20,30	9,10	0,150	1,10	0,41	0,94	4,05	0,118	4,33	99,70

Количество электроположительных ионов в стандартной ячейке

№ п/п	Номер пробы	Зона	Au, г/г	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	H	Сумма
1	86/203,9	Б-2	0,3	516,1	5,5	183,2	67,5	0,9	15,4	4,9	18,1	32,2	0,8	166,3	1010,8
2	86/206,3	Б-1	0,7	493,9	5,9	194,0	67,7	1,0	17,3	7,1	31,6	35,5	0,5	181,6	1036,0
3	86/219,5	Б-0	1,0	427,4	5,4	179,5	49,3	1,0	10,6	2,9	19,9	35,3	0,7	372,2	1104,1
4	86/226,1	Б-0	4,4	474,6	6,1	195,1	62,0	1,0	13,4	3,6	14,9	42,1	0,8	235,4	1049,0

Примечание. Расчет выполнен кислородным методом Т.Барта. Б-2 – внешняя зона метасоматически измененных пород; Б-1 – промежуточная зона метасоматически измененных пород; Б-0 – внутренняя зона метасоматически измененных пород

Таблица 2.6 – Изменение химического состава сланцев в ореоле кварцевых жил, мас. %

№ п/п	Номер пробы	Au, г/г	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
1	111/51,4	<0,2	59,32	1,005	18,62	10,80	0,193	1,39	0,25	0,71	3,68	0,093	4,06	100,12
2	111/65,1	1,0	56,18	1,019	20,82	10,24	0,317	1,44	1,00	2,35	2,66	0,118	3,40	99,54
3	111/56,0	0,8	54,70	0,988	19,24	14,58	0,348	1,52	0,61	1,85	2,79	0,096	3,80	100,52
4	111/61,5	0,4	46,10	1,317	25,52	14,08	0,308	1,73	0,79	1,55	3,91	0,101	4,20	99,61

Количество электроположительных ионов в стандартной ячейке

№ п/п	Номер пробы	Au, г/г	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	H	Сумма
1	111/51,4	<0,2	487,1	6,2	180,2	74,0	1,3	17,0	2,2	11,3	38,5	0,7	222,3	1040,9
2	111/65,1	1,0	474,4	6,5	207,1	72,2	2,3	18,1	9,0	38,4	28,6	0,8	191,4	1048,9
3	111/56,0	0,8	462,3	6,3	191,6	102,9	2,5	19,1	5,5	30,3	30,1	0,7	214,1	1065,4
4	111/61,5	0,4	394,7	8,5	257,4	100,6	2,2	22,1	7,2	25,7	42,7	0,8	239,7	1101,7

Примечание. Расчет выполнен кислородным методом Т.Барта. 1. 111/51,4 – в 5 м от ближайшей кварцевой жилы (высший бок); 2. 111/65,1 – в 3,5 м от кварцевой жилы мощностью 1 м (лежачий бок); 3. 111/56,0 – в 1 м от ближайшей кварцевой жилы (высший бок); 4. 111/61,5 – 0,1 м от кварцевой жилы мощностью 1 м (лежачий бок)

В.Г. Петров (1974) [89], многочисленными количественными расчетами баланса химических элементов в околожильном пространстве (месторождений Советского, Александро-Агеевского, Буян, Пролетарского, Эльдорадо), показал возможность формирования жил кварца и золоторудных концентраций в них за счет перераспределения петрогенных компонентов и золота в окружающих сланцах при метасоматозе. Мощность толщи пород (по В.Г. Петрову), участвующей в перераспределении элементов и формировании кварцевых жил должна быть не менее четырехкратной мощности кварцевой жилы. Химизм процесса, выявленный нами в единичной метасоматической колонке, отвечает трендам движения элементов в околожильном пространстве, отмеченным В.Г. Петровым на генетически похожих месторождениях Северо-Енисейского района.

2.2.2. Петрохимическая типизация кристаллических сланцев

Для метаморфических пород рекомендуется использовать треугольные диаграммы типа «состав-парагенезис» [55], что дает положительные результаты для контрастных по петрографическому составу ассоциаций, но имеет существенные ограничения в случае относительно однородных серий пород. Так, на диаграммах «AFM» и «Mg, Fe – Al – K, Na» фигуративные точки кристаллических сланцев месторождения (рис. 2.37) формируют достаточно компактное вариационное поле умеренно насыщенных калием пород, тяготеющее к парагенезису гранат-биотит-мусковитового состава, но фиксирующее отчетливую линейную тенденцию обогащения более глиноземистыми фазами типа ставролита, дистена, силлиманита и андалузита [170]. Однако резко неравномерное распределение точек на данных диаграммах существенно затрудняет более тонкую дискриминацию петрохимических особенностей исследуемых сланцев, особенно по нормативному или модальному соотношению главных породообразующих минералов.

Кроме того, для петрохимической типизации метаморфической толщи месторождения *применен кластерный анализ* общего банка данных, который

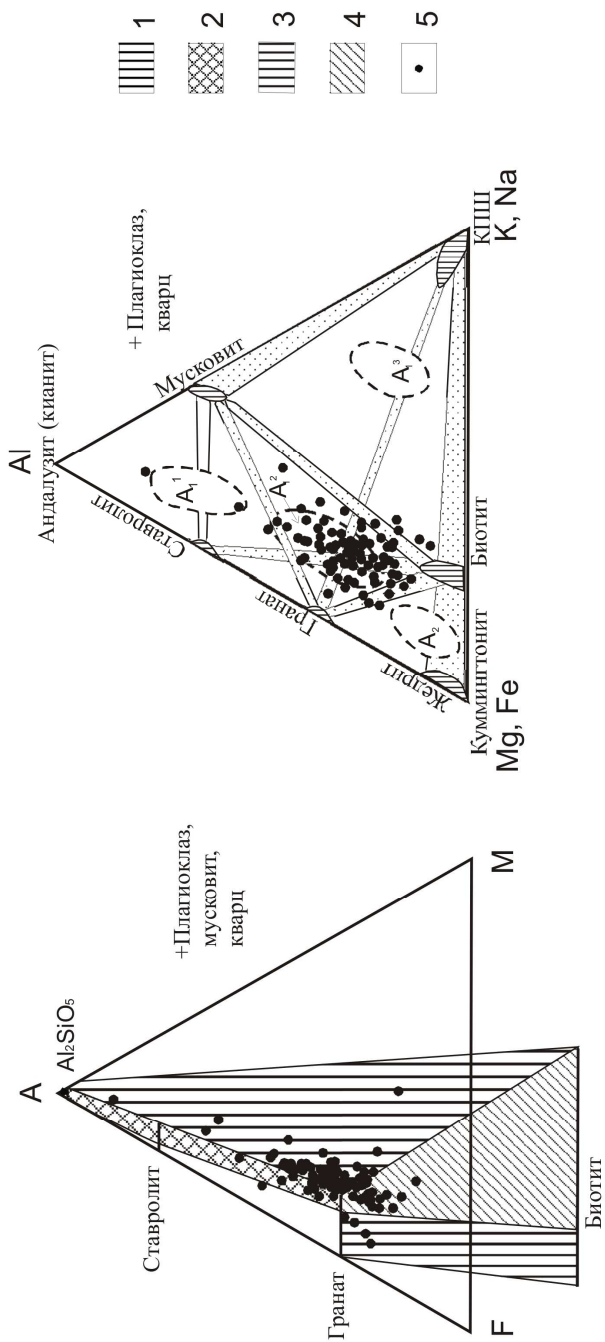


Рисунок 2.37 – Положение фигуративных точек кристаллослаивов месторождения на классификационных диаграммах метapelитов по степени глиноземистости и железистости (а), по степени глиноземистости и насыщенности K_2O (б) [49].
 Условные обозначения: 1-2 – поля составов гранат-двуосюдных (1), гранат-ставролит-андалузитовых (2) ассоциаций; 3-4 – области перекрытия составов гранат-биотит-ставролит-андалузитовых, биотит-гранат-андалузитовых (3), гранат-андалузитовых (4) и гранат-биотит-ставролитовых ассоциаций (4); 5 – фигуративные точки составов кристаллических сланцев рудопроявления. Пунктирными контурами показаны классификационные поля среднетемпературных метapelитов, насыщенных K_2O высокоглиноземистых (A_1^1), низкоглиноземистых (A_1^2), недонасыщенных K_2O (A_2) и метакорозов (A_1^3).

предполагает ранжированное выделение контрастных группировок по уровню близости комплексных петрохимических параметров между конкретными образцами. Анализ исследуемой выборки в целом подтверждает петрографическую типизацию главных разновидностей горных пород участка. Структура кластерной дендрограммы (рис. 2.38) позволяет выделить среди проанализированных образцов четыре группы ассоциаций горных пород, различающиеся между собой на уровне 60-100 % значимости по содержанию кремнезема [170]: 1) умереннокремнистую ($\text{SiO}_2=55-65\%$); 2) высококремнистую ($\text{SiO}_2=65-74\%$); 3) низкокремнистую ($\text{SiO}_2=48-52\%$); 4) ультравысококремнистую ($\text{SiO}_2=74-84\%$). Внутри групп отмечается более дробное деление по соотношению глинозема, оксидов железа и щелочей, которое позволяет определить конкретные разновидности горных пород [158]. Средние химические составы выделенных кластеров приведены в табл. 2.7.

Умереннокремнистые породы (кластер I) представляют собой наиболее крупную выборку (113 анализов), объединяя ставролитовые, двуслюдяные и мусковитовые сланцы. Дискриминация внутри данного кластера на статистических уровнях 20-42 % предполагает обособление шести породных групп (кластеры Ia, Ib, Ic, Id, Ie, If на рис. 2.38). Первая из них (Ia) характеризуется одним образцом (СБ-33/22 при уровне обособления 42 %), который при петрографическом изучении диагностирован как двуслюдяной полевошпатовый сланец. Особенность его химического состава обусловлена достаточно низкой глиноземистостью, повышенными кремнистостью, железистостью, известковистостью при резком преобладании натрия над калием (см. табл. 2.7). Что может быть связано преимущественно с развитием кислого плагиоклаза (типа альбита), повышенная роль которого в модальном минеральном составе породы устанавливается при микроскопической диагностике.

Кластеры Ib и Ic выделяются на уровне 37 % значимости и отличаются, прежде всего, пониженными концентрациями кремнезема (см. табл. 2.7). В качестве главного фактора разделения между ними выступает содержание

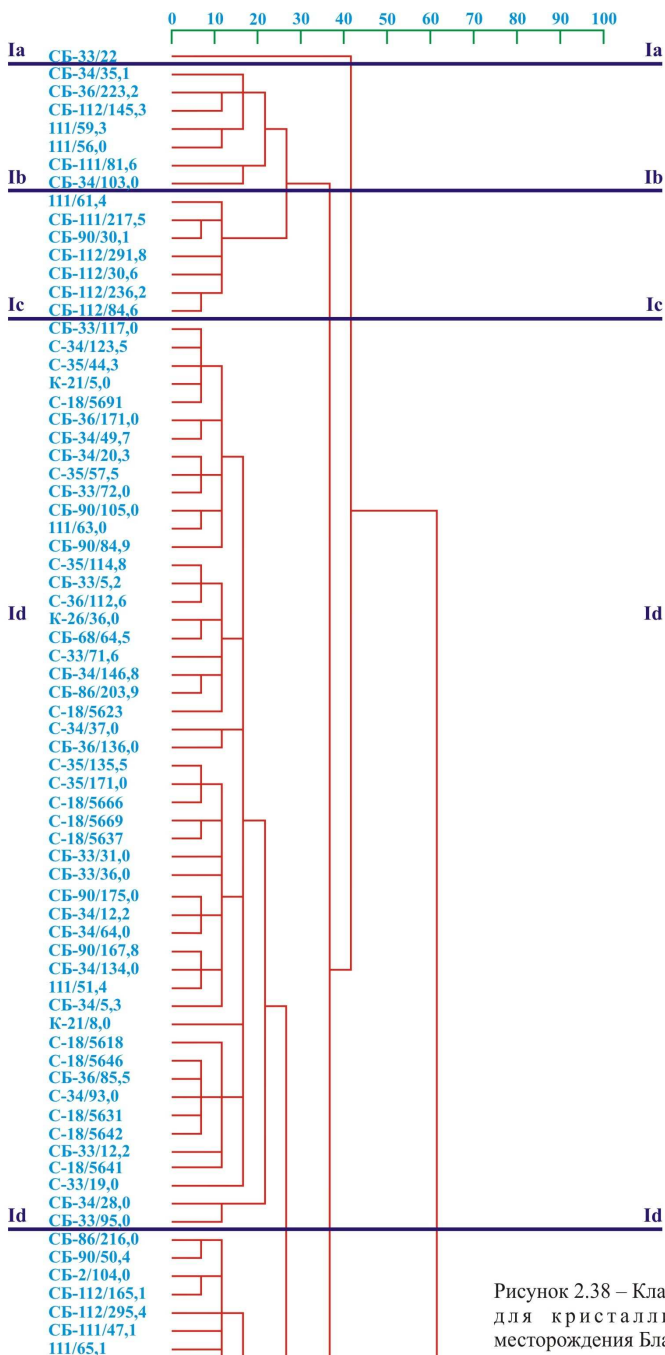


Рисунок 2.38 – Кластерная дендрограмма для кристаллических сланцев месторождения Благодатного [155].

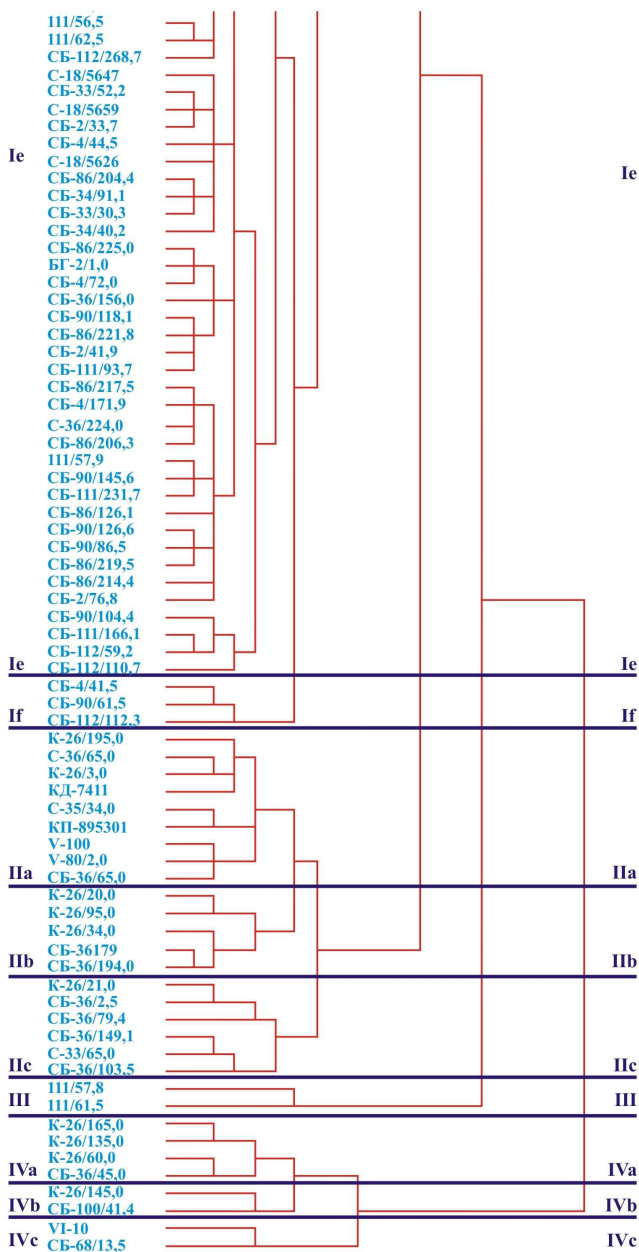


Рисунок 2.38 — Окончание. Кластерная дендрограмма для кристаллических сланцев месторождения Благодатного [155]. По оси абсцисс приведена степень дискриминации отдельных кластеров (образцов). В качестве дискриминирующего фактора использована суммарная дисперсия параметров химического состава по общему банку аналитических данных

Таблица 2.7 – Средний состав основных петрохимических кластеров кристаллических сланцев

Шифр кластера	К-во обр.	Петрохимический тип (тип петрографический)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
I _{общ.}	113	Умереннокремнистые	55,52-64,94	0,77-1,36	15,26-24,01	6,33-15,09	0,07-0,39	0,52-1,94	0,19-2,52	<0,3-4,04	2,34-5,11
Ia	1	(Двуслюдяные полевошпатовые)	60,94	1,10	20,22	10,16	0,19	1,33	0,52	1,53	4,03
Ib	7	(Ставролитовые, двуслюдяные и мусковитовые)	56,49-59,27	1,01-1,27	18,57-20,66	11,43-15,09	0,09-0,39	1,57-1,94	1,45	4,04	2,47
Ic	7	(Ставролитовые и мусковитовые)	57,43	1,10	19,76	12,84	0,28	1,78	1,34	1,90	3,57
Id	45	(Ставролитовые, двуслюдяные и мусковитовые)	55,52-57,46	1-1,33	22,3-24,10	10,09-11,61	0,19-0,33	1,36-1,7	0,22-0,56	1,32-2,62	4,09-4,68
Ie	50	(Ставролитовые, двуслюдяные и мусковитовые)	56,52	1,14	23,09	10,92	0,24	1,48	0,38	1,74	4,50
If	3	(Ставролит-мусковитовые)	61,34-63,44	0,96-1,34	19,69-23,65	6,33-11,84	0,08-0,33	0,94-1,75	0,2-1,04	0,55-2,74	2,77-5,11
II _{общ.}	20	Высококремнистые	65,74-73,81	0,41-1,17	11,98-18,4	5,17-12,7	0,04-1,58	0,5-2,79	0,06-6,65	<0,3-3,24	1,26-4,72
IIa	8	(Кварцитовые мусковитовые и ставролитовые)	69,30	0,82	14,94	7,98	0,21	1,16	0,88	1,71	3,26
IIb	6	(Двуслюдяные кварцитовидные)	67,21-70,21	0,69-1,17	14,24-18,4	5,72-7,56	0,04-0,23	0,5-2,79	0,06-1,64	<0,3-3,24	3,22-4,72
IIc	6	(Кварцитовидные мусковитовые и ставролитовые)	65,74-67,91	0,66-1,09	13,91-17,2	8,29-12,7	0,05-0,21	0,85-1,78	0,26-0,96	0,84-2,52	2,29-4,19
III	2	Низкокремнистые метасоматиты	67,07	0,79	14,85	10,47	0,11	1,25	0,57	1,83	3,08
IV _{общ.}	8	Ультравысококремнистые	70,66-73,81	0,41-0,83	11,98-14,33	5,17-9,76	0,04-1,58	0,61-1,44	0,22-6,65	<0,3-2,57	1,26-3,69
IVa	4	(Кварцитовидные мусковитовые)	72,32	0,62	12,78	7,34	0,45	1,07	1,78	1,79	2,46
IVb	2	(Ставролитовые)	48,37-52,18	1,35-1,38	26,36-26,78	11,38-14,77	0,24-0,32	1-1,82	0,6-0,83	1,63-2,7	4,1-4,19
IVc	2	(Кварцитовидные)	50,28	1,37	26,57	13,08	0,28	1,41	0,72	2,17	4,15
			74,4-83,58	0,11-0,72	7,82-15,8	1-6,21	<0,03-0,31	0,23-0,95	0,27-2,85	0,78-4,51	1,19-3,11
			78,18	0,46	12,09	3,67	0,13	0,49	0,83	2,32	1,91
			76,95-78,13	0,41-0,66	10,55-13,15	3,06-6,21	<0,03-0,06	0,23-0,63	0,27-0,76	1,96-2,52	1,61-2,41
			77,55	0,54	12,08	4,68	0,04	0,46	0,53	2,19	1,97
			74,4-76,04	0,11-0,72	15,68-15,8	1-2,54	0,31-0,51	0,48-0,93	2,56-4,51	1,29-3,11	
			75,22	0,42	15,74	1,77	<0,3	0,41	0,71	3,54	2,20
			81,24-83,58	0,29-0,45	7,82-9,09	3,1-3,99	<0,03-0,31	0,34-0,95	0,29-2,85	0,78-1,96	1,9-1,79
			82,41	0,37	8,46	3,55	0,15	0,65	1,57	1,37	1,49

глинозема. В частности, породы кластера Ic отличаются достаточно высоким уровнем накопления оксида алюминия, что подтверждает развитие в их составе глиноземистых фаз (мусковита, граната и ставролита). С другой стороны, рудные двуслюдяные сланцы (Ib) на фоне более низких концентраций Al_2O_3 характеризуются повышенной железистостью, которая однозначно коррелируется с развитием в этих породах сульфидной минерализации.

Кластеры Id, Ie и If, в отличие от предыдущих, объединяют более кремнистые разновидности. Их разделение между собой менее контрастно, всего лишь на уровне 25-32 %, и обусловлено комбинацией показателей глиноземистости и кремнистости. Особенности их химизма отражают, в основном, количественные соотношения главных породообразующих минералов – биотита, мусковита, кварца и, в меньшей степени, граната и ставролита.

Высококремнистые породы (кластер II) объединяют кристаллосланцы, в составе которых кварц играет преобладающую роль. Дискриминация внутри этой группы на уровне значимости 32-35 % подразумевает выделение трех кластеров: IIa, IIb и IIc (см. рис. 2.38). Первый из них (IIa) характеризуется умеренной кремнекислотностью, глиноземистостью на фоне пониженной железистости (см. табл. 2.7), что соответствует составу кварцитовидных мусковитовых и двуслюдяных сланцев. Второй кластер (IIb) отличается повышенной железистостью, что связано с присутствием в них сульфидов. Породы третьего кластера (IIc) представляют собой наиболее богатую кремнеземом и бедную глиноземом, низкожелезистую ассоциацию горных пород, в составе которых главную роль играют преимущественно мусковит и кварц.

Низкокремнистые породы (кластер III) объединяют лишь два образца из скв. № 111 на глубине 57-62 м (см. рис. 2.38). Их характерной особенностью являются крайне высокая глиноземистость при минимальной кремнекислотности (см. табл. 2.7). Породы представляют собой интенсивно мусковитизированные ставролитовые сланцы из контактовой области развития кварцевых жил.

Ультравысококремнистые породы (кластер IV) представлены небольшой по объему (8 анализов) выборкой, которая характеризует локальные горизонты существенно аркозовых или олигомиктовых метапесчаников. Ее дискриминация отвечает уровню 32-47 % значимости (см. рис. 2.38) и предполагает разделение на кластеры (IV a, IV b, IV c) по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 , отражая количественные соотношения низкокремнистых (биотит, мусковит) и высококремнистых (кислый плагиоклаз, кварц) силикатов. При этом наиболее бедные кремнеземом плагиоклаз-кварцевые сланцы кластера IV b (см. табл. 2.7) отличаются максимальным для данной группы уровнем накопления глинозема и оксида натрия на фоне минимальной железистости, что указывает на их первичный аркозовый состав. Породы наиболее кремнистого кластера IV c характеризуются резко пониженными концентрациями Al_2O_3 и Na_2O , которые фиксируют преобладающую роль кварца над полевым шпатом в исходном метапесчаном субстрате.

Для оценки вариаций химизма пород в сводном стратифицированном разрезе метаморфической толщи месторождения рассмотрены закономерности распределения выделенных петрохимических типов кристаллосланцев в вертикальных колонках двух скважин – 35 и 112. Группировки кластеров пород в разрезах по скважинам характеризуются симметрично повторяющейся цикличностью, которая вполне коррелируется с установленным при структурных исследованиях пликативными дислокациями [170]. В скважине № 35 отчетливо выделяются два симметричных по петрохимической специализации ритма (рис. 2.39). В интервале глубин 0-65 м наблюдается последовательная смена кластеров в ряду «IVa→Id→IIa→Id→IVa», центр которого совпадает с замком антиклинальной складки. В интервале 65-208 м фиксируется серия кластеров «Id→Ic→Id», контролируемая также сводовой частью крупной антиформы. При этом в обоих случаях в направлении замков, т.е. вниз по стратиграфическому разрезу, петрохимические особенности пород изменяются в направлении падения

Глубина	Петрографическая колонка	Минеральный состав пород	Индекс клас-тера	Положение замков складок	Тенденция изменения SiO_2 и Al_2O_3
50	••• ~ ••• ~ ••• ••• ••• ~ ••• ~ ••• ••• ••• ~ •••	Кв>Пл>Би>Мус>Гр	IV a	C ²	
	~ ~ ~ ~	Кв Би=Мус>Гр	I d		
	••• ••• ••• ~ ••• ••• ••• ~ •••	Кв>Мус>Би>Гр	II a	A ¹	
	~ ~ ~ ~ ~ ~	Кв Би=Мус>Гр	I d		
	••• ••• ••• ~ ••• ••• ••• ~ •••	Кв>Пл>Би>Мус>Гр	IV a	C ²	
100	~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~	Би Мус Кв>Гр>Пл	I d	C ¹	
	~ ~ ~ ~ ~ ~	Би Мус Кв>Гр			
	~ ~ ~ ~ ~ ~	Би=Мус>Кв>Гр>Пл			
	~ ~ ~ ~ ~ ~	Мус Би>Кв>Гр>Пл	I c	A ¹	
	~ ~ ~ ~ ~ ~	Би Мус>Кв>Гр			
	~ ~ ~ ~ ~ ~	Мус>Би>Кв>Гр>Ст			
150	~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~	Мус>Би>Кв>Гр>Ст	I d	C ²	
	~ ~ ~ ~ ~ ~	Би=Мус>Кв>Гр>Ст			
	~ ~ ~ ~ ~ ~	Мус Би>Кв>Гр>Ст			
	~ ~ ~ ~ ~ ~	Мус Би>Кв>Гр>Пл>Ст			
200-208	~ ~	Мус Би>Кв>Гр>Ст	I d	A ²	

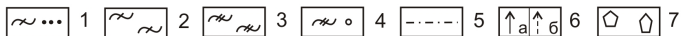


Рисунок 2.39 – Распределение петрографических и петрохимических типов сланцев в вертикальном разрезе скважины № 35 [155]. Условные обозначения для рис. 2.39 и рис. 2.40: 1 - метаалевролиты, метапесчаники, кварцитовидные двуслюдяные сланцы; 2 - двуслюдяные сланцы; 3 - пятнистые ставролитовые сланцы; 4 - штриховато-пятнистые ставролитовые сланцы; 5 - сбросо-сдвиги; 6 - направление увеличения концентраций элементов: а - устойчивое, б - слабовыраженное; 7 - техногенные рыхлые отложения. А¹, С² - ядра антиклиналей, синклиналей, индекс сверху буквы - порядок складок. Сокращения: Кв - кварц, Би - биотит, Гр - гранат, Пл - плагиоклаз, Мус - мусковит, Ст - ставролит

Глубина	Петрографическая колонка	Минеральный состав пород	Индекс кластера	Положение замков складок	Тенденция изменения SiO_2 и Al_2O_3
50		Мус>Кв>Гр>Ст=Би	l f		↑ Si ↓ Al
		Мус>Кв>Би=Ст=Гр	l c	A'	↓ Si
		Мус Би>Кв>Гр=Ст	l e	A ¹	↓ Si
100		Мус>Кв>Би=Ст=Гр	l c		↑ Si ↓ Al
		Мус Би>Кв>Гр=Ст	l e	C'	↓ Si ↑ Al
		Мус>Кв>Би=Ст=Гр	l c	A'	↑ Si ↓ Al
		Мус>Кв>Гр>Ст=Би	l f	C ¹	↓ Si ↑ Al
150		Мус>Кв>Би=Ст=Гр	l c		↑ Si ↓ Al
		Мус Би>Кв>Гр=Ст	l e		↓ Si ↑ Al
		Мус Би=Кв>Гр	l b	A'	↑ Si
		Мус Би Кв>Гр=Ст	l e	C'	↓ Si
200		Мус>Гр>Би>Кв	l c	A ¹	↑ Si ↓ Al
		Би=Мус=Кв>Гр>Ст	l d		↓ Si ↑ Al
		Мус>Би=Кв>Гр=Ст	l e	C'	↓ Si
		Мус>Гр>Би=Ст	l c	A'	↑ Si ↓ Al
250		Мус>Би=Кв>Гр=Ст	l e		↓ Si ↑ Al
		Би=Мус=Кв>Гр>Ст	l d		↓ Si ↑ Al
		Мус>Би=Кв>Гр>Ст	l e	C ¹	↑ Si ↓ Al
		Мус>Гр>Би>Ст	l d		↓ Si ↑ Al
300		Мус>Би=Кв>Гр	l e		↑ Si ↓ Al
		Би=Мус=Кв>Гр	l e		↓ Si ↑ Al
		Мус>Гр>Би=Ст	l c	A'	↑ Si ↓ Al
		Мус>Би=Кв>Гр=Ст	l e		↓ Si ↑ Al
307		Мус>Би>Кв>Гр>Ст	l e		↓ Si ↑ Al

Рисунок 2.40 – Распределение петрографических и петрохимических типов сланцев в вертикальном разрезе скважины № 112 [155]. Условные обозначения на рис. 2.39

концентраций SiO_2 и роста Al_2O_3 [170].

В вертикальном разрезе скважины № 112, вскрывающей преимущественно ассоциацию ставролитовых сланцев (рис. 2.40), наблюдается подобная симметричная цикличность в распределении петрохимических кластеров умереннокремнистой группы (Ib, Ic, Id, Ie и If). Однородный вещественный состав пород и более широкое развитие складок разного порядка существенно осложняют тенденции вариаций SiO_2 и Al_2O_3 [170]. Тем не менее, общая закономерность сохраняется. В замках антиклиналей первого порядка фиксируются породы низкокремнистого и высокоглиноземистого кластера Ic, а в замках синклиналей – наоборот, наиболее кремнистых и относительно бедных Al_2O_3 кластеров Id и If.

Таким образом, общие закономерности вариаций химизма кристаллических сланцев в сводном стратифицированном разрезе метаморфической толщи месторождения определяются двумя главными факторами [170]. *Во-первых*, нижележащие и, соответственно, более древние породы характеризуются пониженной кремнекислотностью и повышенной глиноземистостью, что обусловлено их исходным пелитовым или граувакко-песчанистым составом. Вышележащие (более молодые) разновидности кристаллосланцев имеют более кремнистый и менее глиноземистый состав, соответствующий более зрелым исходным осадкам типа аркозовых и олигомиктовых песчаников. Данная тенденция указывает на формирование первичной терригенной толщи в условиях общего регрессивного цикла осадконакопления, отражающего сокращение размеров древнего водного бассейна.

Во-вторых, симметрично ритмические вариации петрохимических типов пород в конкретных вертикальных разрезах являются следствием интенсивных складчатых деформаций, которые обеспечивают многократное повторение одних и тех же кластеров и существенно затушевывают первичную неоднородность вещественного состава толщи [170].

ГЛАВА III. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД

Ещё в 20-х годах И.А. Молчановым (1926 г.) отмечаются находки самородного золота в кварцевых жилах участка. В 60-70-х годах в отчетах по поисковым работам на участке [175; 185] и оценке золотоносности рудопроявления [178; 174] вещественному составу руд уделено незначительное внимание. Авторы отчетов указывают, что минерализованная зона сложена березитами [174], среди которых развиты рассредоточенные кварцево-жильные образования 3^x генераций [175; 185] с сульфидной минерализацией (пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит). Из нерудных минералов, кроме кварца указываются хлорит, мусковит, гранат, биотит, апатит, турмалин, плагиоклаз. Более основательно описание руд участка, по заказам ЗАО «Полюс», выполнено С.И. Савушкиной (2000-2001) [177, 183]. Эти материалы были учтены, многие выводы уточнены [114-126, 128-131, 169, 170] в результате целенаправленной заверки и использованы в настоящей работе.

Характеристика вещественного состава руд выполнена по изучению керна 28 скважин, образцов из поисковых траншей по опорным поисковым линиям (рис. 3.1). По содержанию Au в 1 г/т оконтурены рудные тела (1, 2, 3), имеющие северо-западное простирание и падение на северо-восток под углом 45-60°: рудное тело 1 выделено в СЗ части рудной зоны, а рудные тела 2 и 3 сосредоточены в ЮВ части и расположены друг над другом. При этом 4/5 запасов металла сконцентрировано на южном фланге месторождения [58, 59, 177; «Третий полюс планеты», www.geonews.com; www.mineral.ru, www.polyusgold.com]. Тела охарактеризованы в разной степени детальности. Длина изученной рудной зоны составляет 13 км, ширина – 4 км.

3.1. Рудные типы руд и их структурно-текстурные особенности

В результате исследований [123, 125, 177] установлено, что руды месторождения Благодатное (в соответствии с методическими рекомендациями по применению классификации запасов и прогнозных ресурсов МПИ [76, 144]) относятся к золотосульфидно-кварцевой формации с содержанием сульфидов

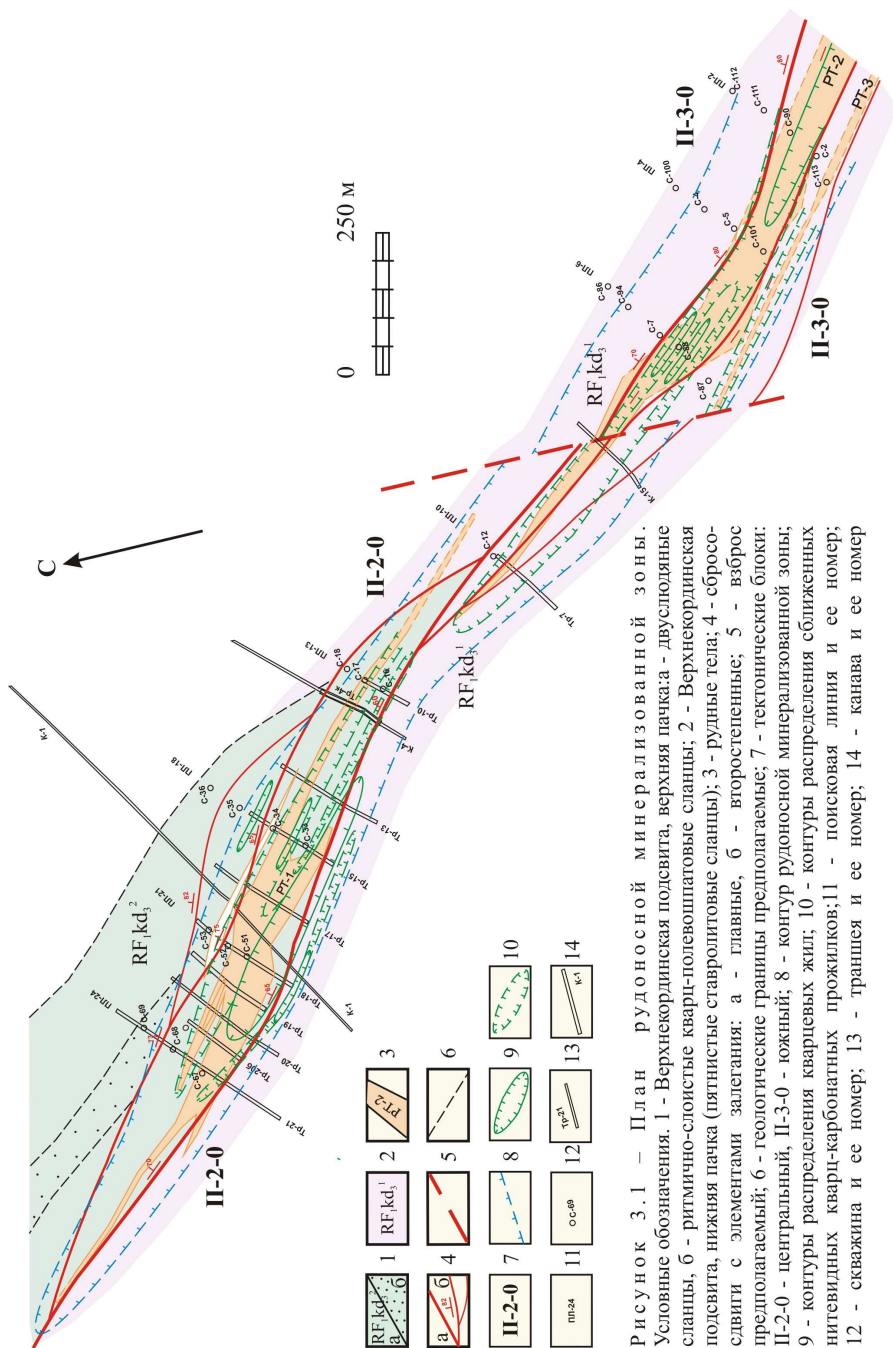


Рисунок 3.1 – План рудоносной минерализованной зоны. Условные обозначения. 1 - Верхнекордунская подсвета, верхняя пачка - двуслоидные сланцы, б - ритмично-слоистые кварц-полевошпатовые сланцы; 2 - Верхнекордунская подсвета, нижняя пачка (пятнистые стավролитовые сланцы); 3 - рудные тела; 4 - сбросо-слити с элементами залегания: а - главные, б - второстепенные; 5 - взброс предполагаемый; 6 - геологические границы предполагаемые; 7 - тектонические блоки; II-2-0 - центральный, II-3-0 - южный; 8 - контур рудоносной минерализованной зоны; 9 - контуры распределения кварцевых жил; 10 - контуры распределения сближенных нитевидных кварц-карбонатных прожилков; 11 - поисковая линия и ее номер; 12 - скважина и ее номер; 13 - траншея и ее номер; 14 - канава и ее номер

от 0 до 5 %. Вмещающими оруденение породами послужили кварц-слюдистые, двуслюдяные, кварц-слюдисто-гранатовые сланцы, в различной степени окварцованные, карбонатизированные, сульфидизированные и катаклазированные. Гидротермальная минерализация проявилась в виде неоднократного отложения жильного кварца, карбонатных прожилков и сульфидов. Золоторудная минерализация формировалась в узкие интервалы гидротермального процесса, поэтому выделение природных типов руд не всегда однозначно.

3.1.1. Типизация рудоносных образований

В золотоносной минерализованной зоне выделены [94, 123, 125] три вещественно-структурных группы гидротермально-метасоматических образований: кварцево-жильные зоны (18,5 %), участки сближенного кварц-карбонатного прожилкования (37,7 %) и сульфидизированные сланцы (43,8 %). *Рудные тела*, выделенные опробованием, представлены сульфидизированными сланцами (23,1 %), кварцево-жильными зонами (28,0 %) и зонами нитевидного кварц-карбонатного прожилкования (48,9 %).

Кварцево-жильные зоны

Кварцево-жильные образования представлены маломощными (5-10 см) желваками, четковидными и птигматовыми жилками. Более мощные жилы кварца 0,5-1,5 м отмечаются редко. Золоторудная и сульфидная минерализация предпочтительно развивается по зальбандам кварцевых тел, в окружающих сланцах и трещинках в жильном кварце (рис. 3.2). В участках сближенных кварцевых тел количество жил и жилок кварца в среднем составляет 1-2 на 1 п.м. Мощность зон кварцевого прожилкования изменяется от 5 до 60 м, при протяженности по латерали до 450 м (см. рис. 3.1), а на глубину до 300 м. Морфология кварцево-жильных зон линзовидная, выклинивающаяся по простиранию и на глубину, субсогласная общей ориентировке кристаллизационной сланцеватости, реже ориентирована под значительными углами к ней. Наиболее мощные и протяженные кварцево-жильные зоны

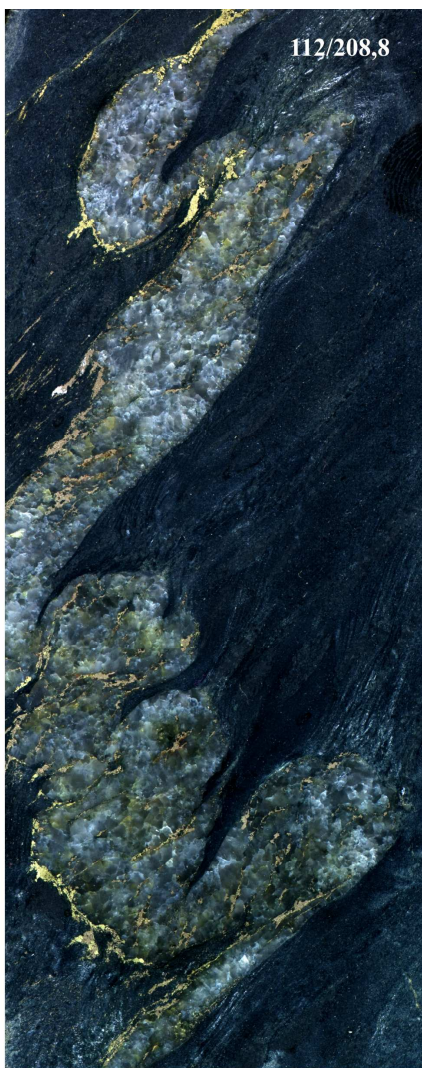
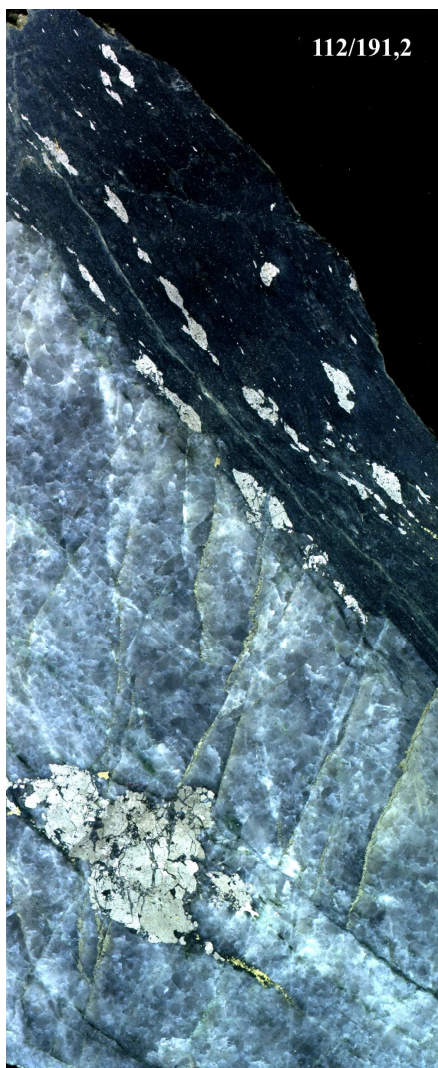


Рисунок 3.2 – Пришлифовки кернa. Ув. 1,5^x. Субсогласная сланцеватости (112/191,2) и птитматитовая (112/208,8) жилки кварца в двуслодных сланцах. Обр. 112/191,2 - агрегаты пирита и арсенопирита приурочены к зальбанду жилки, трещинам сланцеватости, прерывистой трещине в кварце. Обр. 112/208,8 - нитевидный прожилок пирит -пирротин - арсенопиритового состава в лежачем зальбанде кварца; в сланце висячего бока отмечается вкрапленность арсенопирита, а в кварце контактовой области - золото; кварц-сульфидный прожилок смят в ансамбль мелких складок в процессе дифференциальных подвижек при формировании зоны смятия

находятся в контурах рудных тел.

Участки сближенных нитевидных кварц-карбонатных прожилков

Кварц-карбонатные, кварцевые и карбонатные нитевидные прожилки с сульфидной минерализацией широко распространены в пределах рудоносной минерализованной зоны. Они сопровождают кварцевые жилы и наращивают кварцево-жильные зоны по мощности, латерали и на глубину. Жильный материал выполняет ортогональную и диагональную систему трещин. Мощность прожилков редко достигает 1 см, а протяженность – 10-20 см. Насыщенность прожилками сланцевой толщи достигает десятков на 1 п.м. керна скважин (рис. 3.3). Мощность зон нитевидного кварц-карбонатного прожилкования (включающих в себя кварцево-жильные зоны) достигает 100 м, а протяженность: в северной части рудного поля – 900 м, на юге – более 1000 м, без признаков выклинивания на участке ПЛ-2. Зоны кварц-карбонатного прожилкования контролируют рудные тела, только иногда выходя в сульфидизированные сланцы. В лежащем боку рудных тел фиксируются линзовидные зоны нитевидного прожилкования мощностью до 25 м и протяженностью до 600 м. Они обычно контролируют интервалы забалансовых руд.

Сульфидизированные сланцы

Сульфидизированные сланцы представлены кварц-слюдистыми, двуслюдяными и кварц-слюдисто-гранатовыми разновидностями отложений нижней и верхней пачек верхнекординской подсвиты (см. подробное описание в главе 2). Генеральным локализатором сульфидной минерализации в сланцах являются трещины сланцеватости (кливажа осевой поверхности складок). При этом количество сульфидной минерализации изменяется от единичных зерен до 5-10 %. Сульфиды (арсенопирит, леллингит, пирит, пирротин, марказит, халькопирит, сфалерит и галенит) концентрируются в сланцевой матрице в виде вкрапленности ксено- и идиобластов, гнезд зернистых агрегатов и пунктирных прожилков (рис. 3.4).

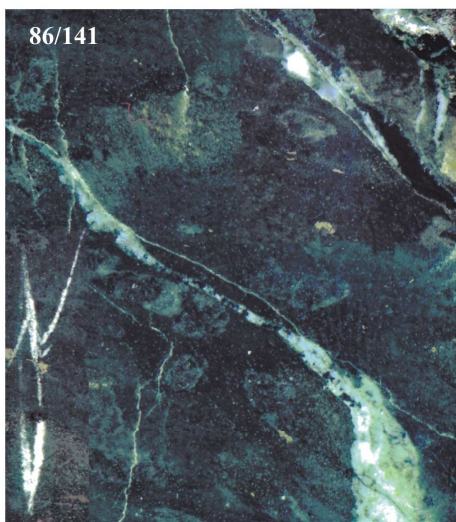


Рисунок 3.3 – Пришлифовки керн. Ув. $1,5^{\times}$. Сетчатые нитевидные прожилки кварц-карбонатного, карбонатного состава в сланцах рудоносной минерализованной зоны. В сланце и прожилках развита пиритовая, пирит-пирротиновая и арсенопиритовая минерализация

Участки сульфидизированных сланцев РМЗ, находящиеся вне контуров кварцево-жильных зон и нитевидного кварц-карбонатного прожилкования, иногда характеризуются повышенной золотоносностью – до 23,1 % от объема рудных тел.

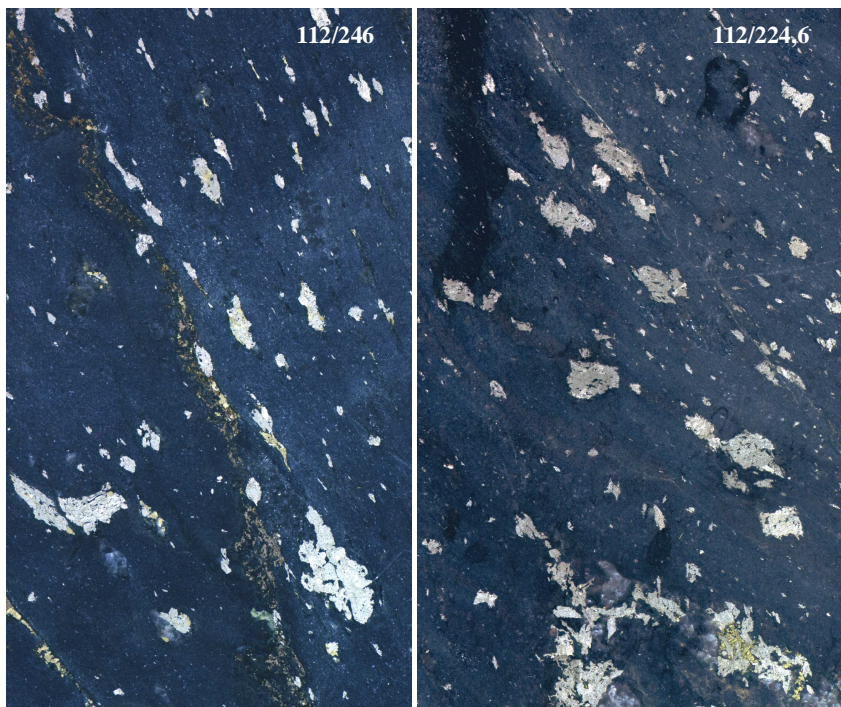


Рисунок 3.4 – Пришлифовки кернa. Ув. 1,5^x. Вкрапленность идио- и ксенобластов арсенопирита и пирит-арсенопиритовых агрегатов вдоль поверхностей кристаллизационной сланцеватости. Обр. 112/246,0 - прожилково-вкрапленные выделения пирита и пирротина “секут” под углом раннюю вкрапленность арсенопирита и пирита

3.1.2. Зона окисления руд

Граница зоны приповерхностного окисления распространяется до глубины 40-50 м в пределах всего месторождения. В отдельных скважинах (например, 18, 34, 35) гидроокислы железа встречаются на глубинах 60-70 м, а в ряде скважин (например, 68), на глубинах 120-130 м. Эти участки в

минерализованной зоне представлены интенсивным катаклазом сланцев, окварцеванием пород и развитием прожилков различного направления.

Зона приповерхностного окисления (от 0 до 50 м)

В канавах и траншеях, вскрывающих минерализованную зону, отмечаются резорбированные зерна сульфидов с пленками и корочками вторичных минералов. В керне скважин породы и руды приповерхностного окисления имеют специфическую, пятнистую ядовито-зеленую, коричневую, желтовато-бурую и желтую окраски. Под микроскопом в скрещенных николях окисленные минералы приобретают буровато-желтые рефлексы, характерные для гидроксидов железа.

Породообразующие гранат и биотит замещаются гидроксидами железа, сульфиды в разной степени (наиболее устойчивыми являются пирит, леллингит и особенно арсенопирит) преобразованы в псевдоморфозы гидроксидов железа, сохраняющие формы (по пирротину – ксеноморфная; по марказиту – изометричная, таблитчатая, пластинчатая; по пириту – чаще кубического или октаэдрического габитуса) не только отдельных зерен, но и агрегативных выделений. В виде гнезд по трещинам пород рудных интервалов развиты «сухари» гидроксидов железа.

В зоне окисления образуется ряд экзогенных минералов, наиболее распространенными среди которых являются гидрогетит, гетит, менее – ковеллин, скородит. Частично в экзогенный этап формируются мельниковит и, возможно, марказит в ассоциации с мельниковитом.

Гидрогетитом интенсивно замещаются пирит, пирротин, марказит (глубина 35-50 м). Замещение начинается с периферии. Зерна ильменита также подвергаются окислению и замещению гидроокислами железа. Гидрогетит развивается в них в виде кайм, заполняет поры, либо замещает полностью.

Кроме гидроокислов железа отмечается интенсивное замещение пирротина, пирита и марказита колломорфным, концентрически-зональным мельниковитом. Мельниковит при этом часто превращается в бурую рыхлую массу, представляющую собой смесь с нерудными минералами. Зерна пирита и

марказита, особенно катаклазированные, разрушаются и замещаются с внутренних зон, сохраняя контуры в виде кайм (шириной 0,01-0,024 мм-0,1 мм), образуя подобие футлярообразных кристаллов.

Арсенопирит и леллингит подвержены меньшим изменениям. Быстрее разрушаются трещиноватые кристаллы. Замещение их начинается тоже с внутренних зон, что ведет к образованию футляровидных кристаллов и проявлению нечетко выраженной ростовой зональности. Внутренняя часть, чаще всего, замещается нерудными минералами и гидроокислами железа. В некоторых случаях наблюдается развитие скородита с гидроокислами железа, иногда до образования псевдоморфоз.

Окисление халькопирита начинается с появления побежалости, в редких случаях вокруг выделений халькопирита образуются каемки ковеллина.

Более всего процессы замещения сульфидов проявились в рудном теле 2. Окислению и замещению подвержены оруденелые сланцы и вне рудных тел.

В зоне окисленных руд, кроме выше перечисленных минералов, присутствует и золото самородное. Оно наблюдается в виде свободных выделений в кварце по трещинкам, пространственно ассоциируя с марказитом (скв. 90/30,3 м), а также в виде включений в частично замещенном арсенопирите.

Проведено изучение форм золота в пробе 5586 (скв. 18, инт. 9,5-10,7 м), отобранной из зоны окисленных руд. Содержание золота в пробе, по данным пробирного анализа лаборатории ЗАО «Полнос», составило 1,8 г/т [177], по данным А.М. Сазонова и др. [123, 125, 94] – 1,5 г/т. В пробе обнаружены следующие формы золота, (%) [123, 125, 94, 177]: ферри-форма – 50,7; свободное (цианируемое) – 30,7 и сульфидное – 18,6. Под ферри-формой золота понимается микрозолото, сорбированное на гидроокислах железа и марганца, которое извлекается при полном их разрушении. В рудах ниже зоны окисления эта форма золота не установлена.

Зона окисления ниже 50 м

Глубже 50 м (обычно не ниже 80 м) первичные сульфиды не затронуты

процессами разложения, сланцы не имеют ядовито-зеленого оттенка, а гидрооксиды железа отмечаются только на поверхностях трещин.

В целом следует заключить, что процессы выветривания слабо сказались на изменении состава и текстурно-структурных особенностей руд. В составе появилось больше гидроокислов железа, из сульфидов – мельниковита, марказита, ковеллина. В редких случаях арсенопирит замещается скородитом. В текстурно-структурном отношении более проявились прожилковые, каемчатые, кольцевые, ритмически-зональные текстуры и тонкозернистые, скрытозернистые метакolloидные структуры продуктов замещения.

3.1.3. Распространенность и золотоносность сульфидных гидротермально-метасоматических ассоциаций

В пределах рудоносной минерализованной зоны выявлено пять типов сульфидных минеральных ассоциаций (1. пиритовая – $P\pm Xп$; 2. пирит-пирротиновая – $P\pm Pr\pm Xп$; 3. арсенопиритовая – $Ar\pm Ll\pm P\pm Pr\pm Xп$; 4. пирротиновая – $Pr\pm Xп$; 5. сфалеритовая – $Sф\pm Xп\pm Гл$) и семь типов «телескопированных» ассоциаций (участков совмещения разновозрастных типов сульфидной минерализации). Линзовидно-полосчатый комплекс сульфидных ассоциаций поражает участки кварцево-жильных зон, сланцев и зон нитевидного кварц-карбонатного прожилкования (рис. 3.5, 3.6, 3.7). Внешняя область минерализованной зоны характеризуется, главным образом, развитием пирита с линзовидным распространением пирит-пирротиновой, пирротиновой и арсенопиритовой ассоциаций. В центральной части минерализованной зоны распространены преимущественно пирит-пирротиновая и арсенопиритовая ассоциации. Более поздняя, сфалеритовая ассоциация гидротермально-метасоматического рудного минералообразования в виде линзовидных тел накладывается на ранние пиритовую, пирит-пирротиновую, пирротиновую и арсенопиритовую ассоциации.

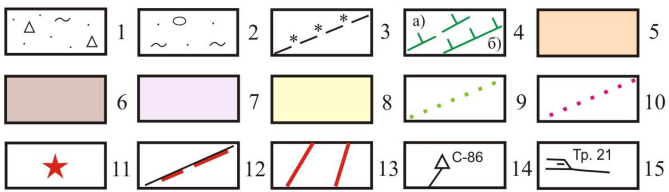
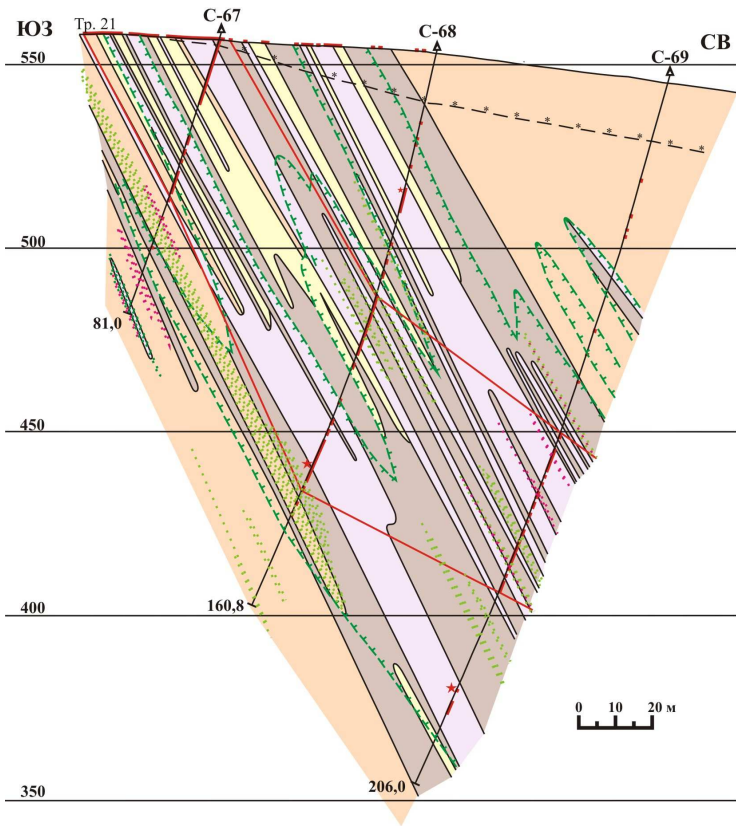


Рисунок 3.5 – Гидротермально-метасоматические ассоциации в опорных сечениях рудоносной минерализованной зоны в пределах центрального блока П-2-0 по поисковой линии 24 (составил А.М. Сазонов). 1 - Рыхлые делювиальные отложения; 2 - Техногенные отложения; 3 - граница зоны приповерхностного выщелачивания сульфидов; 4 - 11 - Участки распространения гидротермально-метасоматической минерализации во вмещающих породах: 4 - а) сближенных нитевидных кварц-карбонатных прожилков с редкими кварцевыми жилами и жилками, б) сближенных кварцевых жил, жилков и прожилков; 5 - пиритовой; 6 - пирит-пирротиновой; 7 - арсенопиритовой ассоциации (арсенопирит±леллингит±пирит±пирротин); 8 - пирротиновой; 9 - халькопиритовой; 10 - сфалеритовой; 11 - видимого золота; 12 - рудные интервалы; 13 - границы рудного тела; 14 - Сквжина и её номер; 15 - Траншея и её номер

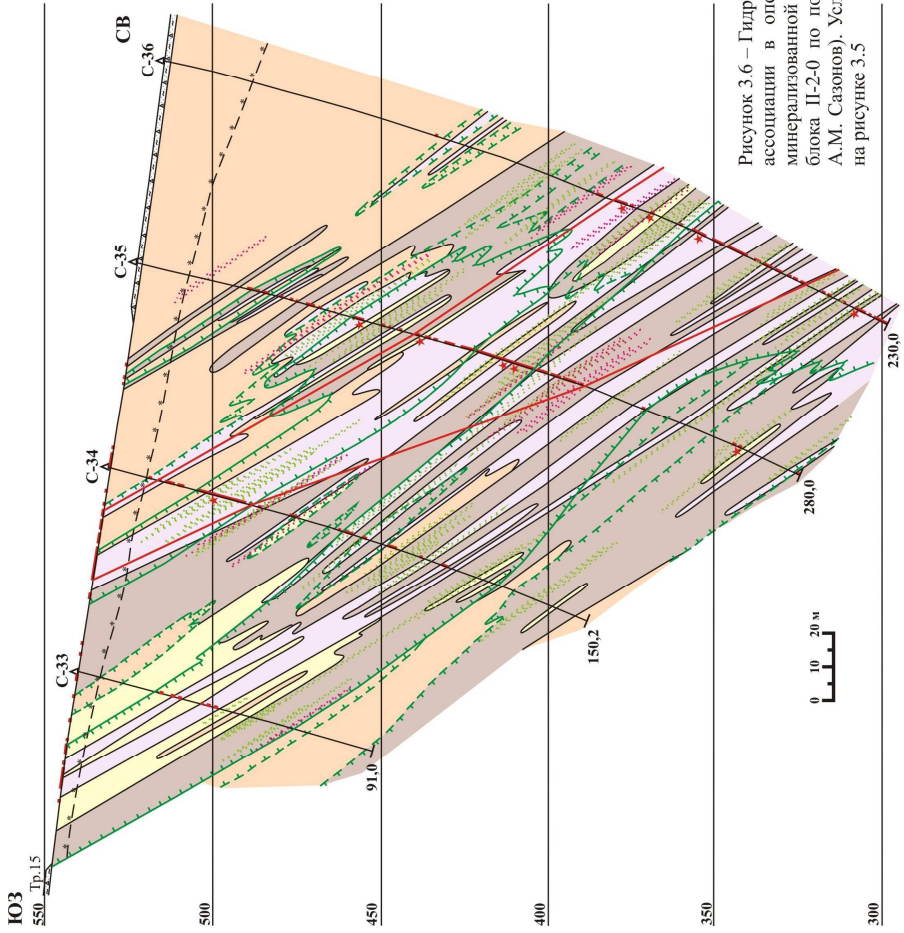


Рисунок 3.6 – Гидротермально-метасоматические ассоциации в опорных сечениях рудоносной минерализованной зоны в пределах центрального блока П-2-0 по поисковой линии 18 (составил А.М. Сазонов). Условные обозначения находятся на рисунке 3.5

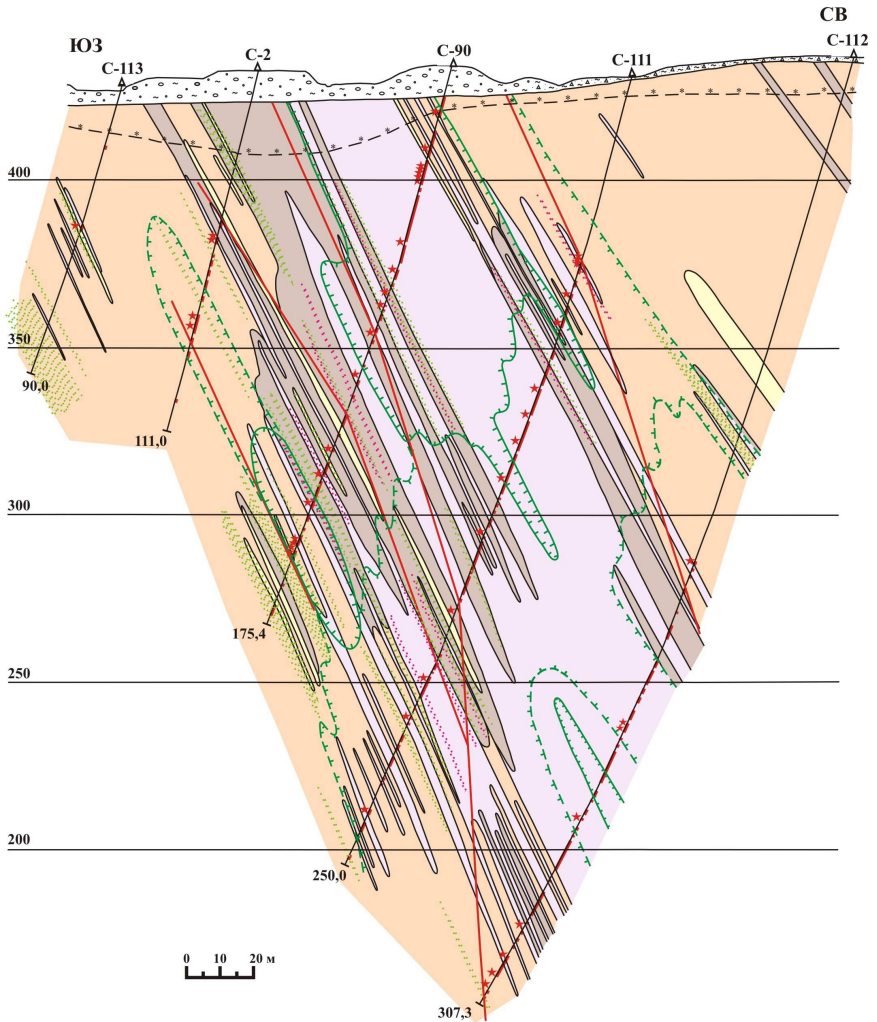


Рисунок 3.7 – Гидротермально-метасоматические ассоциации в опорных сечениях рудоносной минерализованной зоны в пределах южного блока П-3-0 по поисковой линии 2 (составил А.М. Сазонов). Условные обозначения находятся на рисунке 3.5

Распространенность сульфидных ассоциаций в целом по месторождению и отдельно по Северному и Южному участкам приведена в табл. 3.1. Наибольшей распространенностью характеризуются пиритовая и пирит-пирротиновая ассоциации. Третья по распространенности ассоциация – арсенопиритовая. Более равномерно в минерализованной зоне распределена пирит-пирротиновая ассоциация, пиритовая, в основном, приурочена к сланцам, а арсенопиритовая – к кварцево-жильным зонам и участкам нитевидного кварц-карбонатного прожилкования. Распространенность участков минерализованной зоны с совмещенными сульфидными ассоциациями составляет 9,4 % (см. табл. 3.1).

В пределах РМЗ наблюдается закономерная изменчивость в распространенности сульфидных ассоциаций по латерали. Северная часть зоны характеризуется наибольшим распространением пирит-пирротиновой ассоциации, тогда как для южного участка характерной особенностью является уменьшение доли пирит-пирротиновой и увеличение арсенопиритовой и пиритовой ассоциаций (см. табл. 3.1). Внутри участков также намечается продольная зональность, так, в северной части минерализованной зоны наблюдается увеличение с северо-запада (ПЛ-24) на юго-восток (ПЛ-13) распространенности пирит-пирротиновой и уменьшение доли пиритовой ассоциаций. В южной части зоны в этом же направлении проявляется обратная тенденция в распространенности пирит-пирротиновой ассоциации, ее доля уменьшается с ПЛ-10 до ПЛ-4, при увеличении распространенности арсенопиритовой ассоциации. Распространенность сульфидных гидротермальных метасоматических ассоциаций в контурах рудных тел неодинакова. По отношению ко всей минерализованной зоне (см. табл. 3.1), рудные тела 1 и 2 характеризуются: 1) увеличением в два раза доли арсенопиритовой ассоциации; 2) уменьшением распространенности более чем в два раза пиритовой, а для рудного тела 2 и пирит-пирротиновой ассоциаций; 3) увеличением в полтора-два раза площади участков развития кварцевых жил и нитевидного кварц-

Таблица 3.1 – Распространенность и золотоносность сульфидных гидротермально-метасоматических ассоциаций в пределах месторождения и Северного и Южного участков рудной минерализованной зоны (РМЗ)

Ассоциации сульфидных минералов	Распространенность, % (содержание Au, г/т)			
	в целом	в сланцах	в кварц-жилын. зонах	в уч-ках нитевидн. кв.-карб. пр.
Месторождение				
Пиритовая	33,7 (0,6)	58 (0,4)	8,0 (2,3)	18,0 (0,8)
Пирит-пирротиновая	30,5 (1,0)	24,8 (0,7)	34,5 (1,1)	35,3 (1,1)
Арсенопиритовая	18,7 (2,3)	6,0 (1,5)	32,5 (3,1)	26,7 (2,0)
Пирротиновая	4,1 (1,2)	3,1 (1,0)	7,5 (1,3)	3,5 (1,2)
Сфалеритовая	3,4 (1,3)	2,8 (0,7)	3,1 (2,2)	4,2 (1,5)
<i>Совмещенные ассоциации:</i>				
Пиритовая и арсенопиритовая	2,4 (2,1)	1,7 (1,9)	2,2 (2,7)	3,4 (1,9)
Пирит-пирротиновая и арсенопиритовая	3,7 (1,6)	1,3 (1,2)	6,5 (2,6)	5,1 (1,2)
Пирротиновая и арсенопиритовая	0,6 (2,0)	0,1 (1,2)	2,4 (2,2)	0,5 (1,5)
Пирротиновая и сфалеритовая	0,2 (1,6)	0,1 (3,6)	0,4 (0,7)	0,1 (0,5)
Пиритовая и сфалеритовая	0,8 (0,5)	1,0 (0,4)	0,1 (0,1)	0,9 (0,6)
Пирит-пирротиновая и сфалеритовая	0,9 (1,0)	0,8 (1,1)	1,1 (0,8)	1,0 (1,0)
Арсенопиритовая и сфалеритовая	1,0 (2,6)	0,3 (0,7)	1,7 (4,2)	1,4 (2,1)
Северный участок (ПЛ-24, 21, 18, 13)				
Пиритовая	26,1 (0,5)	52,7 (0,4)	7,3 (1,8)	9,0 (0,6)
Пирит-пирротиновая	43,4 (0,9)	32,3 (0,5)	50,5 (1,0)	50,9 (1,0)
Арсенопиритовая	13,9 (2,4)	4,7 (1,8)	15,4 (2,6)	22,5 (2,4)
Пирротиновая	7,3 (1,0)	5,0 (0,8)	12,4 (1,1)	7,0 (1,2)
Сфалеритовая	2,0 (0,9)	2,0 (0,7)	1,9 (1,8)	2,2 (0,6)
<i>Совмещенные ассоциации:</i>				
Пиритовая и арсенопиритовая	1,0 (1,8)	1,6 (2,1)	0,8 (1,9)	0,4 (0,1)
Пирит-пирротиновая и арсенопиритовая	3,7 (1,9)	0,4 (0,8)	7,3 (3,3)	5,1 (1,1)
Пирротиновая и арсенопиритовая	0,8 (1,4)	0,1 (1,2)	1,6 (1,3)	1,0 (1,5)
Пирротиновая и сфалеритовая	0,1 (0,3)	0,1 (0,4)	0,3 (0,1)	–
Пиритовая и сфалеритовая	0,3 (0,3)	0,6 (0,3)	0,3 (0,1)	–
Пирит-пирротиновая и сфалеритовая	0,9 (1,0)	0,4 (0,4)	1,4 (1,0)	1,0 (1,3)
Арсенопиритовая и сфалеритовая	0,5 (1,1)	–	0,8 (1,9)	0,9 (0,8)
Южный участок (ПЛ-10, 6, 4, 2)				
Пиритовая	40,0 (0,6)	61,8 (0,4)	8,8 (1,9)	26,0 (0,9)
Пирит-пирротиновая	19,8 (1,1)	19,5 (0,9)	17,7 (1,4)	21,3 (1,4)
Арсенопиритовая	22,7 (2,3)	7,0 (1,4)	50,4 (3,3)	30,4 (1,8)
Пирротиновая	1,4 (1,7)	1,8 (1,5)	2,3 (2,6)	0,4 (0,9)
Сфалеритовая	4,5 (1,5)	3,3 (0,6)	4,3 (2,4)	6,1 (1,8)
<i>Совмещенные ассоциации:</i>				
Пиритовая и арсенопиритовая	3,7 (2,0)	1,8 (1,7)	3,7 (2,9)	6,1 (2,0)
Пирит-пирротиновая и арсенопиритовая	3,7 (1,4)	1,9 (1,2)	5,7 (1,8)	5,2 (1,3)
Пирротиновая и арсенопиритовая	0,5 (2,7)	–	3,1 (2,7)	–
Пирротиновая и сфалеритовая	0,2 (2,2)	0,1 (7,5)	0,6 (0,9)	0,1 (0,5)
Пиритовая и сфалеритовая	1,2 (0,5)	1,3 (0,4)	–	1,7 (0,6)
Пирит-пирротиновая и сфалеритовая	1,0 (1,0)	1,2 (1,2)	0,9 (0,5)	0,9 (0,7)
Арсенопиритовая и сфалеритовая	1,4 (3,0)	0,5 (0,8)	2,6 (4,9)	1,9 (2,5)
В целом по месторождению	100 (1,1)	43,8 (0,6)	18,5 (2,1)	37,7 (1,4)
В целом по северному участку	100 (1,0)	39,9 (0,6)	21,0 (1,5)	39,1 (1,3)
В целом по южному участку	100 (1,2)	47,1 (0,6)	16,5 (2,7)	36,4 (1,4)

карбонатного прожилкования. Для рудного же тела 3 порядок распространенности главных сульфидных ассоциаций примерно соответствует такому в целом по рудоносной минерализованной зоне.

Повышенной золотоносностью в пределах рудоносной минерализованной зоны (см. табл. 3.1) характеризуются участки развития кварцевых жил и прожилков (среднее содержание золота (\bar{C}) составляет 2,1 г/т). Наиболее продуктивны в них участки распространения арсенопиритовой ($\bar{C}=3,1$ г/т), пиритовой ($\bar{C}=2,3$ г/т), сфалеритовой ($\bar{C}=2,2$ г/т) и «пограничных» с арсенопиритовой ассоциаций. Кроме того, содержания золота более 2,0 г/т наблюдаются в сланцах с наложением пирротиновой и сфалеритовой ассоциаций и в участках развития нитевидного кварц-карбонатного прожилкования с арсенопиритовой ($\bar{C}=2,0$ г/т), а также с совмещенной арсенопиритовой и сфалеритовой ($\bar{C}=2,1$ г/т) ассоциациями.

В северной части рудоносной зоны повышенной золотоносностью (см. табл. 3.1) отличаются участки развития арсенопиритовой ассоциации (ПЛ-24, 21, 18) и совмещенных ассоциаций с ее участием. Иногда продуктивными являются сланцы и участки жильного окварцевания сланцев со сфалеритовой ассоциацией (ПЛ-18) и участки кварц-карбонатного прожилкования с «пограничными» пирит-пирротиновой и сфалеритовой ассоциациями (ПЛ-24, $\bar{C}=4,0$ г/т).

В южной части минерализованной зоны наиболее рудоносными (см. табл. 3.1) являются участки кварцевых жил и прожилков с арсенопиритовой ($\bar{C}=3,3$ г/т), сфалеритовой ($\bar{C}=2,4$ г/т) и в отличие от северной части, пирротиновой ($\bar{C}=2,6$ г/т) ассоциациями. Из «пограничных» сульфидных ассоциаций повышенные содержания золота наблюдаются в арсенопиритовой с пиритовой, пирротиновой и особенно со сфалеритовой ($\bar{C}=4,9$ г/т) ассоциациями, распространенными как в участках жильного окварцевания, так и в участках кварц-карбонатного прожилкования. Повышенная золотоносность в сланцах связана с совмещением в них

пирротиновой и сфалеритовой ассоциаций (ПЛ-2, $\bar{C}=7,5$ г/т). В пределах южного участка намечается увеличение продуктивности «совмещенных» сульфидных ассоциаций к югу (от ПЛ-10 к ПЛ-2).

Золотоносность сульфидных, гидротермальных метасоматических ассоциаций в контурах рудных тел различна. В целом по рудным телам, повышенные концентрации золота наблюдаются в участках развития арсенопиритовой и сфалеритовой ассоциаций. Также повышенной золотоносностью характеризуются части рудных тел с развитием пиритовой (рудное тело 1, $\bar{C}=2,7$ г/т), пирротиновой (рудное тело 2, $\bar{C}=2,7$ г/т) и пирит-пирротиновой (рудное тело 3, $\bar{C}=3,0$ г/т) ассоциациями. Различна степень золотоносности и площадей распространенности участков совмещения разновозрастных типов сульфидной минерализации. Из них рудоносными являются участки совмещения арсенопиритовой со всеми другими типами сульфидной минерализации. Наиболее повышенные концентрации золота отмечаются в пределах развития пиритовой и арсенопиритовой (содержание золота до 8,5 г/т), пирит-пирротиновой и арсенопиритовой (содержание золота до 5,12 г/т) и арсенопиритовой со сфалеритовой (содержание золота до 6,5 г/т) «телескопированных» ассоциаций.

3.1.4. Структурно-текстурные особенности руд

По структурно-текстурным особенностям [138] выделено три типа руд: вкрапленные, прожилково-вкрапленные и нитевидно-прожилковые. Пространственно они встречаются вместе в пределах рудоносной минерализованной зоны, в том числе и рудных тел.

Прожилково-вкрапленные и нитевидно-прожилковые типы руд кварцево-жильных зон и участков сближенного кварц-карбонатного прожилкования представлены более широким спектром сульфидных ассоциаций, чем сланцевые вкрапленные руды (табл. 3.2).

Таблица 3.2 – Встречаемость сульфидных гидротермально-метасоматических ассоциаций в пределах структурно-текстурных типов руд

Ассоциации сульфидных минералов	Структурно-текстурные типы руд		
	вкрапленные	прожилково-вкрапленные	нитевидно-прожилковые
Пиритовая	+	+	+
Пирит-пирротиновая	+	+	+
Арсенопиритовая	+	+	+
Пирротиновая	+	+	+
Сфалеритовая	–	+	+
<i>Совмещенные ассоциации:</i>	–	–	–
Пиритовая и арсенопиритовая	+	+	+
Пирит-пирротиновая и арсенопиритовая	+	+	+
Пирротиновая и арсенопиритовая	+	+	+
Пирротиновая и сфалеритовая	–	+	+
Пиритовая и сфалеритовая	–	+	+
Пирит-пирротиновая и сфалеритовая	–	+	+
Арсенопиритовая и сфалеритовая	–	+	+

Состав генетически ассоциирующих с золотом минералов в выделенных типах руд практически одинаков и представлен в табл. 3.3.

Таблица 3.3 – Состав и содержание генетически ассоциирующих с золотом минералов в структурно-текстурных типах руд

Генетически ассоциирующие с Au минералы	Содержание минералов, %		
	в рудном теле 1	в рудном теле 2	в рудном теле 3
Пирит	0,2	1,3	0,9
Пирротин	0,7	1,2	0,8
Арсенопирит	1,8	3,8	1,8
Марказит	0,8	0,3	ед. вкл.
Халькопирит	ед. вкл.	ед. вкл.	ед. вкл.
Сфалерит	ед. вкл.	ед. вкл.	ед. вкл.
Галенит	ед. вкл.	ед. вкл.	ед. вкл.
Леллингит	ед. вкл.	ед. вкл.	–
Мельниковит	ед. вкл.	ед. вкл.	–
Гидрооксиды железа	ед. вкл.	ед. вкл.	ед. вкл.
<i>Общее содержание сульфидов</i>	<i>3,6</i>	<i>6,6</i>	<i>3,6</i>

В рудных телах содержание сульфидов меняется и, в некоторых случаях, довольно значительно. Наблюдается вертикальная неоднородность в распределении марказита. Общее содержание сульфидов для рудных тел 1 и 3 одинаково и составляет 3,6 %, а в рудном теле 2 – 6,6 %. Среднее содержание сульфидов по рудным телам достигает 5,1 %, что соответствует малосульфидному типу руд.

Сланцево-вкрапленный тип руд

Для сланцево-вкрапленного типа руд характерны тонко-, мелко-, среднезернистые, неравномернозернистые, гранолепидобластовые, лепидогранобластовые структуры и вкрапленные, неравномерновкрапленные, сланцеватые, полосчатые, пятнистые, линзовидные, гнездовые, участками массивные текстуры. Золото в сланцево-вкрапленном типе руд, чаще всего, связано с новообразованным кварцем, слюдами и значительно реже с сульфидами. В кварце золото располагается в основном в межзерновых промежутках, иногда вростает в кварц, образуя гантелевидные сростки. В слюде золото локализуется между листочками вдоль спайности. В сульфидах этого типа руд золото встречается редко и образует сложные сростки. Обычно оно располагается в кавернах и пустотах сульфидов, агрегатах кварца, и реже среди агрегатов слюд. Золото в сланцево-вкрапленных рудах встречается в виде единичных включений размером от микронов до 0,09 мм, при средней величине 0,047 мм.

Прожилково-вкрапленный тип руд

Для прожилково-вкрапленного типа руд, наряду с тонко-, мелко-, среднезернистыми, лепидобластовыми, гранолепидобластовыми структурами, характерно появление структур смятия, дробления, разъедания. Преобладают текстуры прожилково-вкрапленные, прожилково-полосчатые, прожилковые, плейчатые, брекчиевидные, линзовидно-полосчатые и гнездово-прожилковые, реликтовые, сидеронитовые, кокардовые, цементные, субграфические. Основная масса золота в прожилково-вкрапленном типе руд связана с материалом прожилков, которые состоят из кварца, слюд и сульфидов. В этом случае количество сростков золота с сульфидами увеличивается значительно и образует включения либо в сульфидах, либо на контакте сульфидов, кварца и слюд. В кварце золото образует единичные включения в межзерновых промежутках, чаще стустки, вкрапленные агрегаты золотин (до 50 зерен) размером от 0,001 до 0,5 мм. Средние размеры частиц золота составляют 0,048 мм.

Нитевидно-прожилковый тип руд

Нитевидно-прожилковый тип руд по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям близок к прожилково-вкрапленным. Для него характерно наличие в сланцевой матрице серий тонких нитевидных, волосовидных, коротких прожилков, заполненных кварцем, карбонатами, иногда одними сульфидами, с образованием «сухих» прожилков. Золото в нитевидно-прожилковом типе руд встречается как свободное среди агрегата кварца, сульфидов, слюд, карбонатов, так и в агрегативных сростаниях с ними. Оно может встречаться в виде единичных включений и сгустково-вкрапленных образований среди кварца, слюды, сульфидов. Размеры золотинок изменяются от 0,001 до 1,0 мм, а средние размеры его составляют 0,054 мм. В данном случае видно, что средняя размерность золотинок больше, чем в предыдущих типах руд. Это можно объяснить тем, что в процессе стадийной гидротермально-метасоматической переработки вмещающих пород шло укрупнение частиц золота. Зональное строение отдельных золотинок видно под микроскопом и подтверждается значительным изменением пробности в различных участках зерен.

3.2. Характеристика гидротермально-метасоматических минералов

Гидротермально-метасоматические образования в сланцевой толще, составляющие основу золотоносной зоны, представлены нерудными и рудными минералами (маломощными жилами, линзами и прожилками кварца; кварц-карбонатными нитевидными прожилками; минералами вмещающих сланцев – биотитом, мусковитом, гранатом, плагиоклазом и др.; сульфидной минерализацией, представленной ограниченным набором видовых разновидностей; золотом в сростании с сульфидами, в жильном кварце вблизи сульфидных выделений и непосредственно в агрегатах сульфидных минералов).

Ниже, на основании документации кернa скважин, микроскопического и других прецизионных методов исследования приводится характеристика

минерального состава руд [140], которая способствует пониманию генезиса, условий локализации и выбору технологической схемы обогащения руд и передела концентратов.

3.2.1. Сульфиды и арсениды

Основу рудной минералогии участка представляют сульфиды и арсениды. Их подробная характеристика для участка приводится впервые. В составе класса сульфидов и арсенидов ниже рассматриваются арсенопирит, леллингит, пирит, пирротин, марказит, халькопирит, сфалерит и галенит.

Арсенопирит

Арсенопирит отмечается в макроскопически видимой кристаллически-зернистой вкрапленности, прожилковых выделений в сланцах согласно кристаллизационной сланцеватости совместно с пиритом, пирротином и без них. Размеры обособленных агрегатов арсенопирита достигают 1,5 см. Минерал находится в кварцевых прожилках и по зальбандам в виде «шнурковых» обособлений и кристаллически-зернистой вкрапленности одиночных кристаллов и агрегатов из соприкасающихся нескольких зерен, обычно имеющих кристаллографическую огранку. Реже арсенопирит совместно с пиритом, пирротином и марказитом встречается в нитевидных кварц-карбонатных прожилках секущих в разных направлениях кристаллизационную сланцеватость. Зернистая минерализация арсенопирита, пирротина, пирита отмечается в зонах какиритизации пород и в их обрамлении.

Микроскопическое исследование арсенопирита в пределах месторождения указывает на неоднократные выделения его, что привело к многообразным формам проявления и минеральным ассоциациям. На основании этого можно выделить три основных разновидности, отличающиеся морфологией, размерами зерен, ассоциациями [141].

Арсенопирит-I развит в большинстве сланцев, где образует «штриховые» (0,36 x 0,05–1,1 x 0,1–1,2 x 0,24 мм), короткопрожилковые выделения, часто

параллельные кристаллизационной сланцеватости, и включения отдельных зерен в основной массе сланцев. Зерна по форме призматические, шестоватые, с преобладающими размерами (0,06 x 0,02)–(0,1 x 0,05), реже (0,36 x 0,1) мм. Арсенопирит-I ассоциирует с ранними пиритом-I и пирротином-I; С арсенопиритом-I золото самородное не установлено. Количество в сланцах арсенопирита-I от единичных зерен до 0,5 %.

Арсенопирит-II – главный минерал всех рудных тел месторождения. Наиболее часто приурочен к участкам проработки сланцев кварцевыми прожилками. В этих рудах содержание его составляет 5-30 % от массы породы. Образует прожилки, линзовидные выделения, гнездообразные включения и вкрапления отдельных зерен в кварце, по контакту кварцевых жилков со сланцами и непосредственно в сланцах. Размеры выделений достигают до 8-25 мм, строение эвгедрально-зернистое с хорошо выраженными призматическими кристаллами (рис. 3.8), в аншлифах часто наблюдаются ромбовидные срезы. Арсенопирит-II отличается крупными кристаллами с преобладающими размерами (0,24 x 0,15)–(0,4 x 0,25)–(0,8 x 0,4)–(1,1 x 0,3)–(2,7 x 0,7) мм. Арсенопирит-II находится в тесной ассоциации с леллингитом, пиритом-II, пирротином-II, халькопиритом и золотом. Зерна арсенопирита-II содержат большое количество нерудных включений идиоморфной и неправильной форм различных размеров от тысячных до десятых долей миллиметра. Внутри арсенопирита-II и в породах обнаруживаются включения золота с преимущественными размерами – 0,003-0,01-0,02 мм, а также позднего пирротина, халькопирита (рис. 3.9).

Поздний, **арсенопирит-III** отмечен в редких случаях в тонких кварц-карбонатных и карбонатных прожилках, образованных по трещинкам в сланцах и жилках кварца в тесной ассоциации с поздним пиритом и марказитом. Облик кристаллов позднего арсенопирита шестоватый и призматический, размеры от сотых до десятых долей миллиметра.

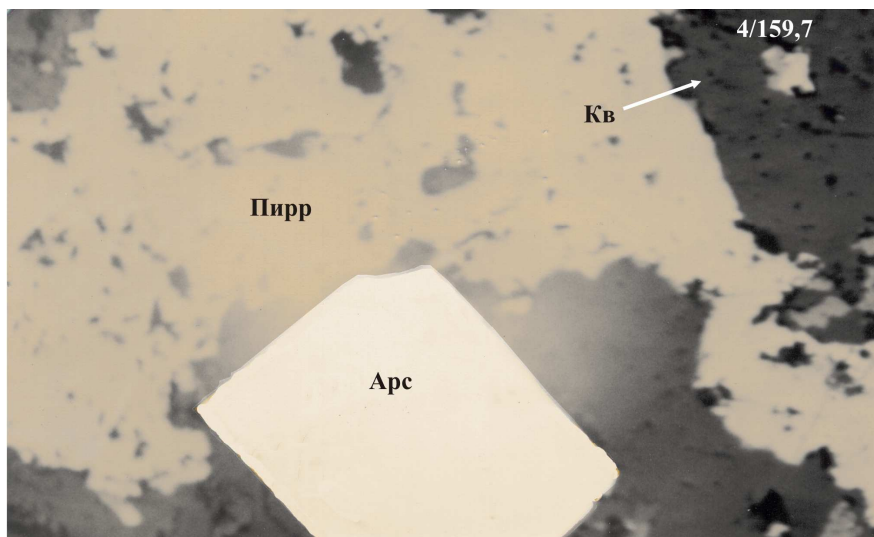


Рисунок 3.8 – Аншлиф 4/159,7. Ув. 20^х. Николи “-”. Прожилковая текстура. Пирит-пирротин-арсенопиритовая ассоциация. Вокруг идиоморфного арсенопирита П ксеноморфный пирротин П



Рисунок 3.9 – Аншлиф 4/136,0. Ув. 120^х. Николи “-”. Прожилковая текстура. Пирит-пирротин-арсенопиритовая ассоциация. В центральной части арсенопиритового агрегата сросток пирротина и золота. Внизу леллингит

Исследования кристалломорфологических особенностей арсенопирита [57, 64, 105, 96] выполнены по трем скважинам (рис. 3.10-3. 12), №№ 36 – Северный участок (рудное тело № 1); 4 и 112 – Южный участок (рудное тело № 2), расположенным в пределах и за пределами рудной минерализованной зоны.

Опробовались рудные тела и безрудные вмещающие породы, с учетом минералого-петрографических типов руд и ассоциаций. В изученных пробах выделено 13 морфологических типов кристаллов [96] арсенопирита (рис. 3.13), из которых развиты преимущественно МТК 2, 3 и 4.

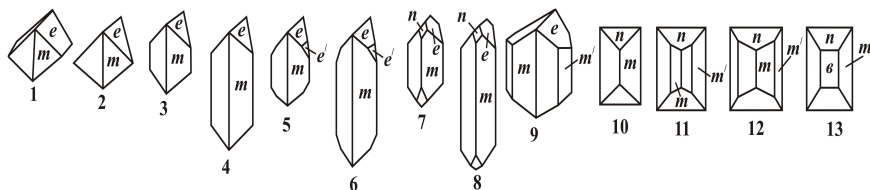
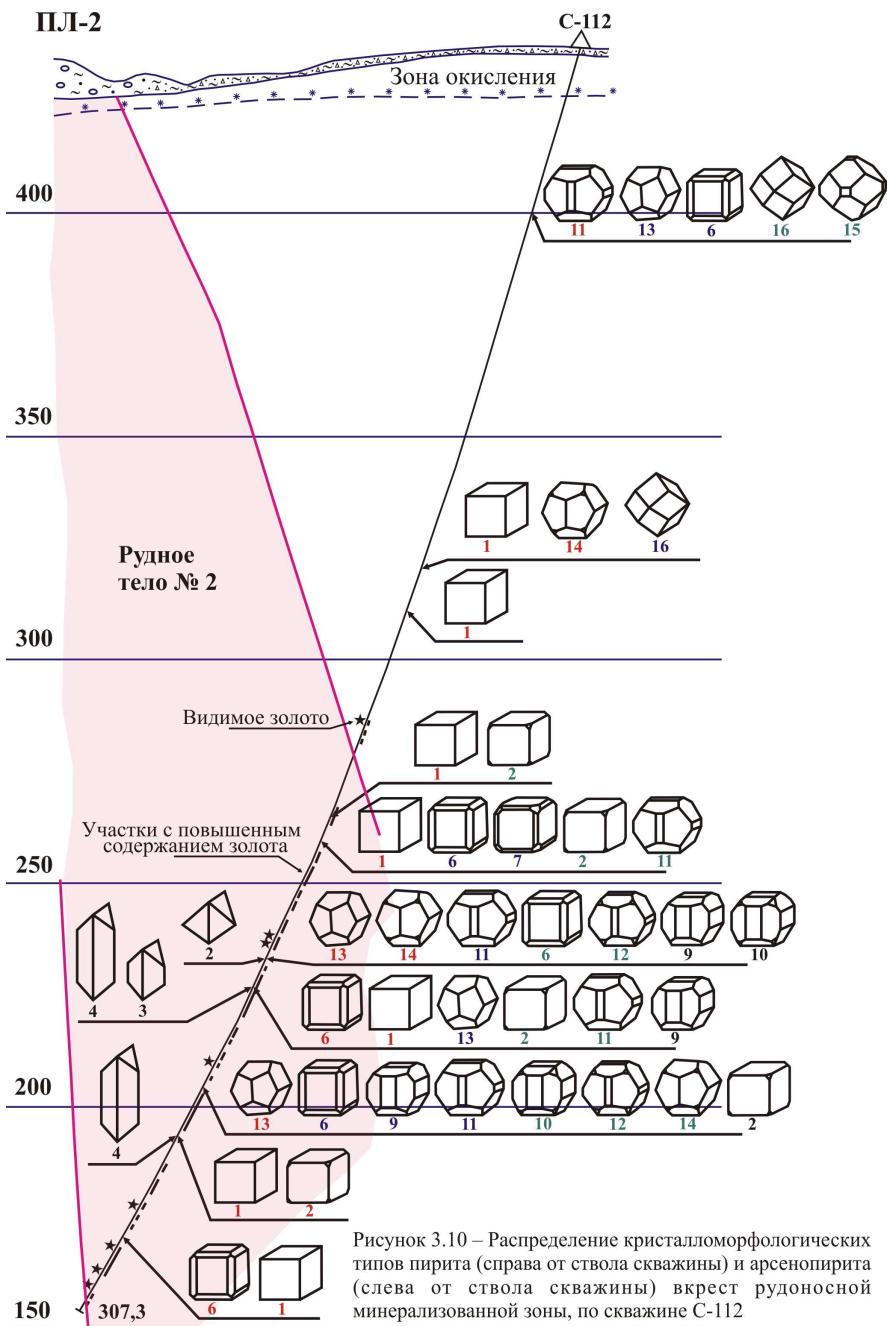


Рисунок 3.13 – Морфологические типы кристаллов (МТК) арсенопирита: $m \{hko\}$ – ромбическая призма 3-го рода, $m' \{hk'o\}$ – ромбическая призма 3-го рода, $e \{oke\}$ – ромбическая призма 1-го рода, $e' \{ok'e\}$ – ромбическая призма 1-го рода; $n \{hoe\}$ – ромбическая призма 2-го рода, $e \{100\}$ – пинакоид первый

Наиболее распространенной формой арсенопирита является 4 форма, частота встречаемости которой в изучаемых пробах составляет 41 %, а в пробах, представленных рудами с кварц-карбонатным прожилкованием, ее величина достигает 66 %. Формы 2 и 3, в большей степени, приурочены к рудам кварцево-жильного типа, и их частота встречаемости составляет по 13,6 %. МТК 4 арсенопирита встречается в рудах с арсенопиритовой, пирит-пирротиновой и сфалеритовой сульфидными ассоциациями. Морфологические типы 2 и 3 приурочены к рудам с арсенопиритовой и пограничными ассоциациями. Наиболее золотоносными являются участки рудных тел с арсенопиритовой минерализацией, где преобладают МТК 2 и 3 (среднее содержание золота в рудах > 6 г/т).

Наименее продуктивны руды с пирит-пирротиновой и сфалеритовой сульфидной минерализацией, в которых присутствует арсенопирит МТК 4.



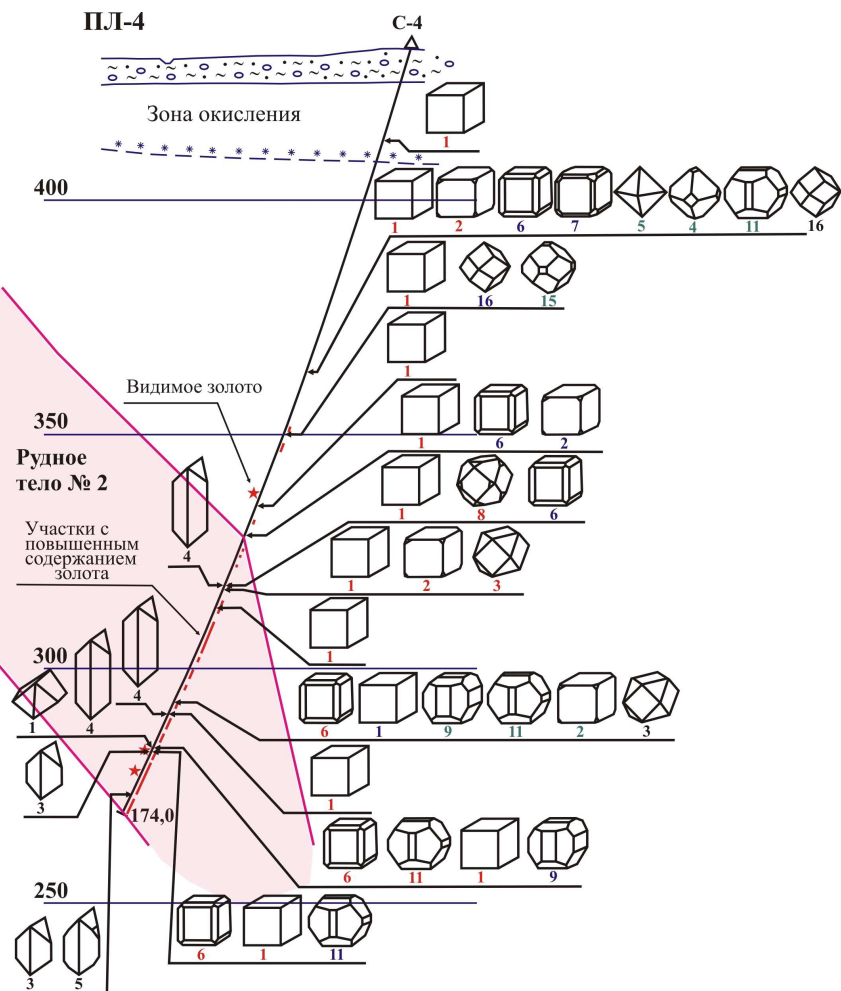


Рисунок 3.11 – Распределение кристалломорфологических типов пирита (справа от ствола скважины) и арсенипирита (слева от ствола скважины) вкост рудоносной минерализованной зоны, по скважине С-4

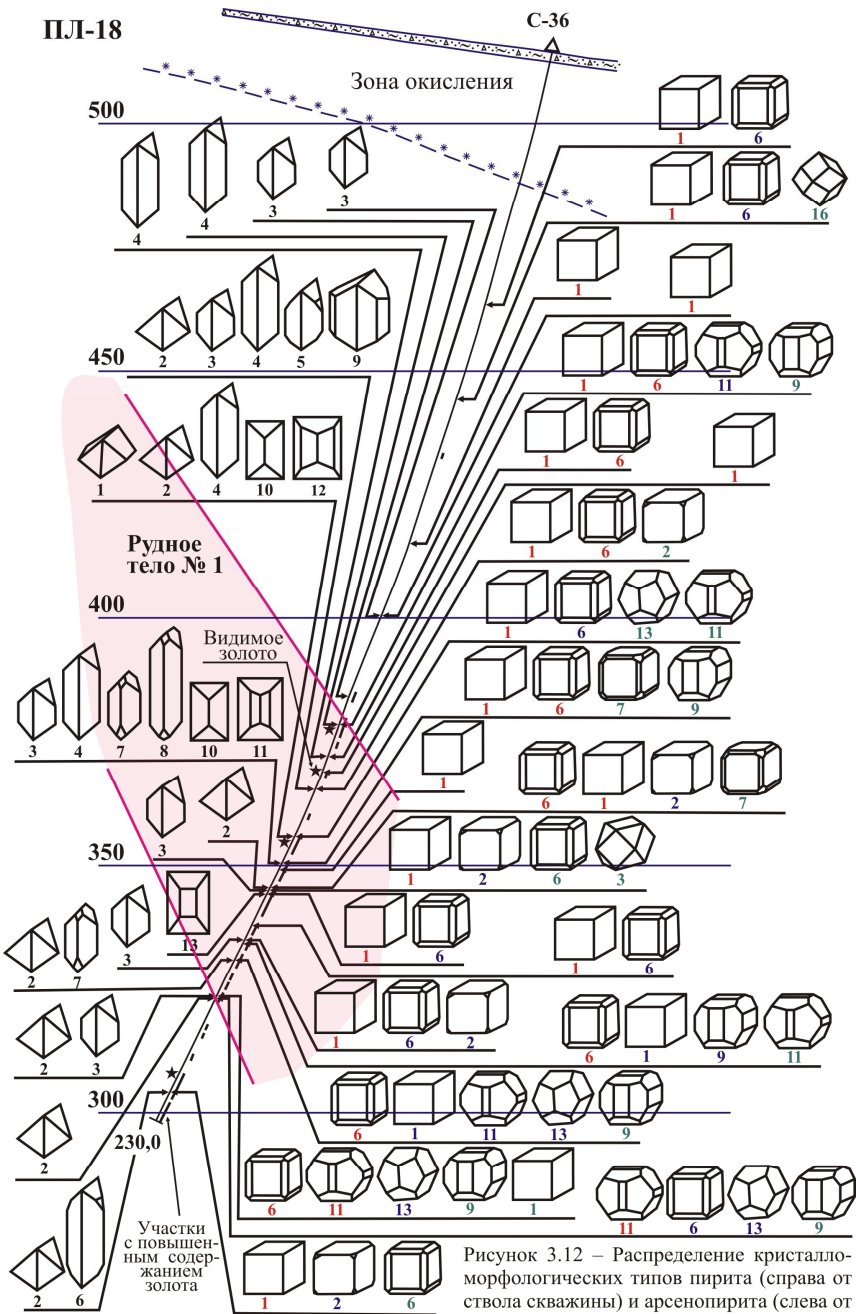


Рисунок 3.12 – Распределение кристалломорфологических типов пирита (справа от ствола скважины) и арсенипирита (слева от ствола скважины) вкост рудоносной минерализованной зоны, по скважине С-36

Химический состав арсенопирита из монофракций изучен электронно-микроскопическим и микронзондовым методами (ИГиМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитики В.А. Акимцев, Н.Д. Толстых, Л.Н. Поспелова) в 72 образцах из 16 скважин, по ПЛ–2, 4, 6, 18, 21, 24, в интервале глубин от гор. 500 до 150 м. Общее количество анализов составило 117 (табл. 3.4).

Содержание минералообразующих элементов в арсенопирите изменяется в пределах, (мас. %): Fe – (24,09-35,16), As – (42,42-53,53), S – (14,31-22,02), при теоретическом составе минерала Fe – 34,30, As – 46,01, S – 19,69 [77, 24]. В качестве изоморфной примеси в арсенопирите рудопроявления отмечаются Co – (0,01-8,34) и Ni – (н.оп.-4,83), замещающие Fe. В зависимости от концентраций Ni и Co выделены химические разновидности арсенопирита – данаит (Co – 3,09-8,34, Ni – 0,06-0,94), Ni – данаит (Co – 3,01-4,19, Ni – 1,14-4,83), Ni-Co – арсенопирит (Co – 1,07-2,88, Ni – 1,11-4,41), Co – арсенопирит (Co – 1,0-2,64, Ni – 0,05-0,79), собственно арсенопирит (Co – 0,04-0,95, Ni – 0-0,95). Химические разновидности арсенопирита в основном встречаются раздельно и лишь иногда встречаются совместно: собственно арсенопирит с данаитом (88/121), с Co – арсенопиритом (7/64,3), с Co-Ni – арсенопиритом (7/74), а Co-арсенопирит – с Co-Ni – арсенопиритом (90/154,6). Взаимоотношения разновидностей минерала в отобранных образцах не наблюдались.

Отношение S/As в арсенопиритах месторождения изменяется от 0,63 до 1,21 (см. табл. 3.4). Избыток As связывают с замещением S и Fe³⁺ мышьяком [77]. У никелевых и кобальтовых разновидностей арсенопирита отношение S/As < 0,97 (средние значения не превышают 0,86), а собственно арсенопириты, содержащие Ni и Co менее 1 мас. %, характеризуются повышенными значениями S/As – до 1,21 (в среднем – 0,95).

В природных типах руд наблюдается зональность распространения арсенопирита и его разновидностей, так данаит преимущественно распространен в участках нитевидного кварц-карбонатного прожилкования, никелевый данаит – в сланцах, а собственно арсенопириты – в участках развития кварцевых жил и нитевидного прожилкования.

Таблица 3.4 - Химический состав арсенопирита, мас. % (средний состав по разновидностям)

№ п/п	количество проб/номера скважин	Горизонты, м	Положение в разрезе	Матрица	Содержание Au в инт., г/т	Fe	Cu	Zn	Ni	Co	Ag	Au	Sb	As	S	Сумма	S/As	T, °C
Д а н н ы е																		
1	16/7;34;35;52;69;8 8;112	162,5-487,5	Р.т.1,2,3 и	1, 2,	5,78*	28,48	0,008	0,005	0,39	4,46	0,009	н.оп.	0,007	49,94	16,59	99,89	0,78	539-
			Алоф. Р.т.1;	3	0,5-16*	24,15- 30,08	н.оп.-0,04	0,02	0,06- 0,94	3,09- 8,34	н.оп.- 0,04	н.оп.	н.оп.	н.оп.-	47,88- 0,02	15,04- 18,17	0,67- 0,89	700
Ni - д а н н ы е																		
2	7/34;35;90;101	325-475	Р.т. 1; Алоф.		4,68	27,68	0,005	0,005	2,07	3,60	0,003	н.оп.	0,029	51,53	15,68	100,60	0,71	336;
			Р.т. 2; Безр. уч.	1; 3	<0,2-15,5	24,09- 29,42	н.оп.-0,02	0,02	1,14- 4,83	3,01- 4,19	н.оп.- 0,01	н.оп.	н.оп.	н.оп.-	50,7- 53,25	14,31- 16,23	0,63- 0,75	350
Ni-Co - а р с е н о п и р и т																		
3	7/ 7;35;90	287,5-400	Р.т. 3; Безр. уч.	1; 2; 3	0,95	28,54	0,013	0,010	2,26	2,07	0,004	н.оп.	0,024	50,71	16,32	99,94	0,75	386;
					<0,2-8	27,21- 30,34	н.оп.- н.оп.-0,07	0,04	1,11- 4,41	1,07- 2,88	н.оп.	н.оп.	н.оп.	н.оп.-	49,28- 53,53	14,37- 17,13	0,63- 0,81	420
Co - а р с е н о п и р и т																		
4	22/ 7;34;35;68; 86;88; 90;94	200-500	Р.т. 1, 2, 3; Безр. уч.	1; 2; 3	3,81	31,91	0,010	0,003	0,32	1,63	0,004	н.оп.	0,008	48,35	17,84	100,08	0,86	367-
					0,4-17,2	30,17- 33,07	н.оп.-0,05	0,02	0,04- 0,79	1-2,64	н.оп.- 0,06	н.оп.	н.оп.	н.оп.-	46,21- 49,93	16,52- 19,50	0,76- 0,97	697
А р с е н о п и р и т																		
5	65/4;5;7;34;35;36; 68;86;88; 90;94; 111;112	200-500	Р.т. 1, 2,3; Алоф.Р.т.1; Безр.уч.	1, 2, 3	6,69	33,44	0,014	0,005	0,13	0,22	0,0126	н.оп.-	0,005	46,90	19,05	99,78	0,95	322-
					<0,2-18,9	31,48- 35,16	н.оп.- н.оп.-0,17	0,05	0,01- 0,95	0,01- 0,95	н.оп.- 0,18	н.оп.-	н.оп.-0,01	н.оп.	н.оп.-	42,42- 50,03	17,23- 22,02	0,83- 1,21

Пр и м е ч а н и е. Pt, Pd, Bi, Te - не обнаружены; в графе - матрица, померам соответствуют: 1 - сланцы, 2 - участки облеженных кварцевых жил и прожилков в сланцах, 3 - участки сланцев со облеженным интесивным кварц-карбонатным прожилкованием; в графе - содержание Au в интервале, приведены значения пробного анализа пробы арсенопиритосодержащего метасоматита по материалу ГРП Олимпиадинского ГОКа. Температуры образования арсенопирита рассчитаны с использованием геотермометра С.Д. Скотта (1984) [133]. 5,78 [#]0,5-16* - в числителе среднее содержание, в знаменателе минимальное-максимальное содержание элементов

В вертикальном сечении минерализованной зоны отмечается некоторая неоднородность в распределении разновидностей арсенопирита с различным отношением S/As. В центральных интервалах минерализованной зоны распространены все химические типы арсенопирита с максимальным размахом отношения S/As от 0,63 до 1,21 (гор. 337,5-287,5 м), при этом только Со-арсенопирит и собственно арсенопирит имеют отношение S/As > 0,9 (рис 3.14).

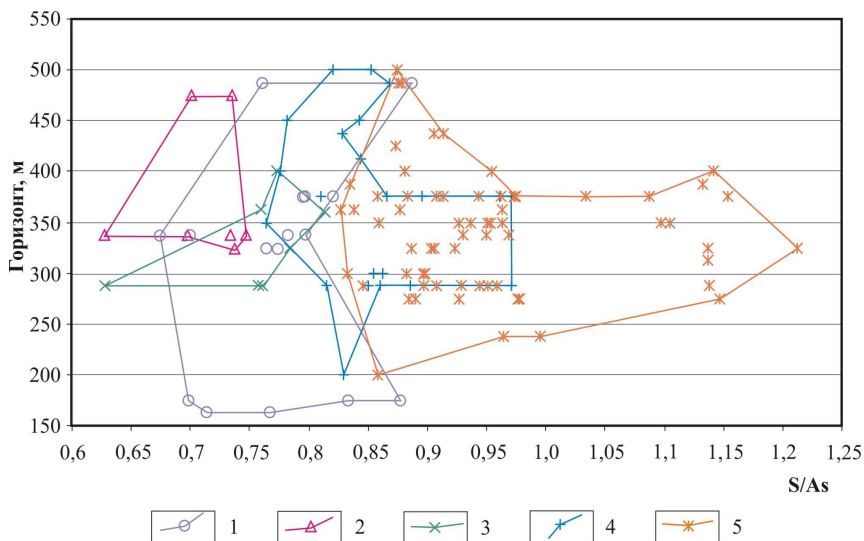


Рисунок 3.14 – Распределение химических типов арсенопирита в вертикальном сечении минерализованной зоны: 1 – данаит, 2 – Ni-данаит, 3 – Ni-Co-арсенопирит 4 – Со-арсенопирит, 5 – собственно арсенопирит

Наблюдается приуроченность к центральным и верхним горизонтам разреза [96] двух разновидностей арсенопирита с отношением S/As 0,63-0,81 – Ni-данаита и Ni-Co-арсенопирита (гор. 475-287,5 м).

Во всем вскрытом интервале глубин (гор. 500-150 м) проявлены три разновидности арсенопирита с отношением S/As 0,67-0,89 – данаит, Со-арсенопирит и собственно арсенопирит. При этом наибольшим вертикальным размахом характеризуется данаит (см. рис. 3.14). По простиранию минерализованной зоны закономерности в распределении химических типов арсенопирита не установлено [96], возможно, из-за малого объема аналитических исследований. Отношение S/As может служить показателем интенсивности

микробиологического взаимодействия при бактериологическом вскрытии арсенопиритовых концентратов и высвобождении золота.

В арсенопирите определялись концентрации Cu, Zn, Ag, Au, Sb, Pt, Pd, Bi, Te с порогом обнаружения 0,01 мас. % (ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитики В.А. Акимцев, Н.Д. Толстых, Л.Н. Поспелова). Их концентрации, обычно, связывают с механическими примесями [77] элементообразующих минералов (сульфидов, теллуридов, самородных). Анализировались участки минерала, в которых не видны минеральные включения размером 0,5-1,0 мкм. Pt, Pd, Bi, Te в арсенопиритах не обнаружены. Примесь Au отмечается только в одной пробе – в собственно арсенопирите (90/147,5 м). Наибольшая частота встречаемости из анализированных халькофильных элементов приходится на долю Cu (45,3 %), второй по распространенности является Sb (30,8 %). В меньшей степени распространены Zn и Ag, частоты встречаемости которых 19,7 % и 17,9 %, соответственно. Наблюдается некоторая неоднородность в накоплении элементов-примесей по типам арсенопирита, так Cu в основном встречается в Co-арсенопирите (54,6 %) и собственно арсенопирите (46,2 %); Sb приурочена к Ni-данаиту (71,4 %) и Ni-Co-арсенопириту (57,1 %); Zn, в основном, присутствует в Ni-Co-арсенопирите (28,6 %), а Ag – в данаите (31,3 %), совсем отсутствуя в Ni-Co-арсенопирите.

Со всеми химическими типами арсенопирита отмечаются только пирротин и пирит. Леллингит встречается только с Co-арсенопиритом и собственно арсенопиритом. Сфалерит ассоциирует с арсенопиритом и в единичных случаях с Co-арсенопиритом. Халькопирит, в основном, присутствует с собственно арсенопиритом и исключительно редко с данаитом и Co-арсенопиритом.

Признаком повышенной золотоносности метасоматических пород является присутствие в них арсенопиритовой минерализации, исключение составляет Ni-Co – арсенопирит, имеющий повышенную частоту встречаемости (около 55 %) в слабозолотоносных (< 1 г/т) метасоматитах. В рядовых рудах (1-4 г/т) наиболее распространены Ni-данаиты (44,4 %) и Co-арсенопириты (48,0 %). Для руд с

повышенным содержанием Au (>4 г/т) среди разновидностей арсенопирита преобладают данаит (36,8 %) и собственно арсенопирит (45,8 %).

Анализ распространенности между видами арсенопирита и золотом различной пробыности показывает, что с собственно арсенопиритом ассоциируют частицы золота всех типов пробыности. С данаитом, Ni – данаитом, Ni-Co – арсенопиритом ассоциирует, главным образом, золото средней пробы (800-900), с Co – арсенопиритом – золото высокой и средней пробы при высокой частоте встречаемости низкопробного золота (около 40 %).

Леллингит

Леллингит встречается в рудах довольно редко, отмечается в тесной ассоциации с арсенопиритом II (см. рис. 3.9), пиритом II, пирротином II и жильным кварцем, в сланцах и в зонах интенсивного развития катаклаза с прожилками кварца. Присутствие леллингита установлено по скв. 7, 94, 4, 68 (горизонты 437,5-275) с подтверждением состава рентгеноспектральным анализом. Морфология выделения, физические и оптические свойства леллингита очень близки арсенопириту, что затрудняет его выявление в рудах и дает право предположить более широкое развитие.

Леллингит проявляется в прожилках (от $0,9 \times 0,5$ – $2,8 \times 0,6$ мм до 25×1 – 30×3 мм), секущих сланцы, в зальбандах и по контакту жилков кварца и сланца, в виде гнездообразных выделений в сланце и включений отдельных зерен. В прожилках и гнездах зерна шестоватые ($0,18 \times 0,07$ – $0,5 \times 0,2$ – $0,7 \times 0,1$ мм), отмечены отдельные вытянутые копьевидные и скелетные кристаллы. В некоторых зернах агрегативных (от $0,6 \times 0,18$ – $1,5 \times 0,7$ мм до 2-5 мм) скоплений (7/89; 7/96) наблюдается зональность, особенно в поперечных срезах без применения травления. Зерна леллингита подобно зернам арсенопирита трещиноваты, содержат массу нерудных включений. В зонах катаклаза зерна раздроблены и цементируются более поздними минералами, пиритом II, пирротином II, халькопиритом. Внутри некоторых зерен леллингита также происходит перекристаллизация, и они превращаются в агрегат более мелких зерен при сохранении внешней формы.

Химический состав леллингита рассматривался по 14 микронзондовым анализам (монофракции из 12 образцов 4-х скважин по ПЛ – 2, 6, 24; ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитики В.А. Акимцев, Н.Д. Толстых, Л.Н. Поспелова). Содержание минералообразующих элементов в леллингите изменяется в пределах (мас. %): Fe – (22,3-28,08), As – (70,23-71,74), при теоретическом составе: Fe – 27,18; As – 72,82 [77]. Несущественную примесь в минерале образуют (мас. %) Cu – (н.оп.-0,03), Ag – (н.оп.-0,05) и Sb – (н.оп.-0,03), при частоте встречаемости ниже 50 %. К систематическим примесным элементам относятся: Co – (0,05-3,15), Ni – (0,01-2,82) и S – (1,26-2,28). Кобальт и никель частично замещают железо, а сера – мышьяк. В зависимости от концентрации Ni и Co выделены разновидности леллингита – собственно леллингит (Ni и Co менее 1 мас. %) и Ni-Co – леллингиты (Ni – 1,31-2,82 и Co – 0,58-3,15 мас. %), являющиеся изоморфитами серии: леллингит (FeAs₂) – саффорит (CoAs₂) – раммельсбергит (NiAs₂). Изоморфизм в этой серии составов минералов ограничен, особенно при низких температурах, характеризующих собственно гидротермальный процесс. В собственно леллингите концентрация серы в среднем составляет – 2,06 мас. %, что выше, чем в никелевых и кобальтовых разновидностях (табл. 3.5). Отличие Ni-Co – леллингитов от собственно леллингитов также заключается в повышенных значениях отношений As/Fe, Co + Ni/Fe в Ni-Co – леллингитах и повышенных значениях отношения S/As в собственно леллингитах (см. табл. 3.5).

В арсенидах и сульфоарсенидах часто содержится повышенное количество металлов платиновой группы [50]. В концентратах арсенопирита, леллингита, с небольшим количеством пирита, пирротина и халькопирита атомно-абсорбционным методом (ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитики В.А. Акимцев, Н.Д. Толстых, Л.Н. Поспелова) обнаружены платиновые металлы (пробы 4/136, 4/159,8 и 90/154,6), концентрации которых приведены в табл. 3.6.

Таблица 3.5 – Химический состав леллингита, мас. %

№ п/п пробы	Горизонт, м	Сод-е Au, г/г	Fe	Cu	Ni	Co	As	S	Сумма	As/Fe	S/As	(Co+Ni)/Fe	Пробность ассоц. золотин
1	94/147	300	28,08	0,01	0,03	0,05	70,26	2,28	100,71	1,87	0,076	0,003	
2	7/89,5	350	5,8; 2,4	27,51	0,03	0,08	70,23	2,22	100,1	1,90	0,074	0,004	865
3	7/70	362,5	1,30	27,42	0,01	0,66	70,32	2,04	100,46	1,91	0,068	0,023	
4	7/96	337,5	31,50	26,94	0,03	0,15	0,21	70,23	2,06	99,62	1,94	0,069	894; 853; 835
5	4/136	300	1,4	26,76	0	0,54	0,12	71,74	1,73	100,97	2,00	0,002	0,023
6	7/94,8	350	2,00	26,17	0	0,18	0,27	70,41	2,01	99,04	2,01	0,067	880
Ni-Co - леллингит													
7	4/159,8	275	12,3	25,22	0,02	1,39	0,65	70,69	1,82	99,79	2,09	0,060	0,077
8	4/159,7	275	12,3	25,24	0	1,73	0,58	71,48	1,34	100,4	2,11	0,044	0,087
9	4/159,1	287,5	12,3	24,16	0,01	2,6	0,98	70,67	1,84	100,26	2,18	0,061	0,141
10	68/15912-1	437,5	8,4	23,87	0	2,39	1,42	70,74	1,47	99,89	2,21	0,049	0,152
11	68/15912-1	437,5	8,4	23,91	0	2,33	1,37	70,96	1,38	99,95	2,21	0,045	0,147
12	94/151	287,5	0,5	23,63	0	1,31	3,15	71,39	1,44	100,92	2,25	0,047	0,179
13	4/151	287,5	0,8; 3,2	23,37	0,03	2,23	2,02	71,51	1,35	100,51	2,28	0,044	0,173
14	4/151	287,5	0,8; 3,2	22,3	0	2,82	2,37	71,33	1,26	100,09	2,38	0,041	0,221

Примечание. Материал пробы 68/15912-1 отобран из участков нигевидных кварц-карбонатных прожилков рудного тела 1, для всех остальных проб материал отобран из кварцевых жил рудного тела 2. Zn, Au, Pt, Pd - не обнаружены; Ag - (0,05 г/т) в пробе 4/136, Sb - (0,01-0,03 г/т) в пробе 4/136, 4/151 и 4/159,7. В остальных пробах эти элементы не обнаружены

Таблица 3.6 – Содержание элементов платиновой группы (ЭПГ) в концентратах леллингита, арсенопирита (атомно-абсорбционный метод), г/т

№ п/п пробы	Номер пробы	Состав концентрата	Pt	Pd	Rh	Ru
1	4/136	собственно леллингит+арсенопирит+пирит+пирротин	0,2	0,024	0,04	0,08
2	4/159,8	Ni-Co-леллингит+арсенопирит+пирит+халькопирит	0,05	0,092	0,04	0,05
3	90/154,6	арсенопирит+пирит+пирротин	<0,02	0,048	0,03	0,05

При таких содержаниях ЭПГ возможны минеральные формы платиноидов в сульфидной, сульфоарсенидной или арсенидной формах.

В интервалах рудных тел с повышенной золотоносностью (> 5 г/т) отмечаются собственно леллингиты пониженной стехиометрии за счет избытка Fe ($As/Fe=1,9$ и $1,94$), а также Ni-Co – леллингиты (Co – $0,58\div 1,42$ мас. %; Ni – $1,39\div 2,6$ мас. %). Пробность частиц золота, ассоциирующих с леллингитами уменьшается от 880 до 751 при возрастании отношения Co+Ni/Fe в Ni-Co – леллингитах от 0,016 до 0,179. В собственно леллингитах увеличивается концентрация избыточных Fe и S при уменьшении пробности ассоциирующих частиц золота.

Пирит

Пирит на месторождении распространен очень широко, являясь «сквозным» минералом в процессе всего минералообразования, так же как и на золоторудных месторождениях других формационных типов [3, 63, 64, 66, 99, 100, 102, 103, 105, 106, 111, 141]. Он встречается как в зоне гипергенеза (частично или полностью замещен гидроокислами железа до тонких пленок или псевдоморфоз), где другие сульфиды уже полностью окислены, так и в рудной зоне, а также в забоях самых глубоких поисковых скважин. Поэтому пирит благоприятен при изучении закономерностей уровня золотоносности руд и их генезиса.

По результатам минераграфического изучения полировок [53, 155] по форме, размерам, минеральным ассоциациям, участка распространения выделены три разновидности пирита [95, 97].

Пирит-I обнаружен практически во всех видах пород разреза РМЗ как в массе кварц-сланцевого агрегата, так и в прожилках субпараллельных слоистости и сланцеватости вмещающих пород. В кварц-сланцевых агрегатах пирит встречается в единичных зернах идиоморфной (рис 3.15) кубической или октаэдрической форм ($0,001-0,2$ мм) и ксеноморфной формы агрегативных скоплений и сростков до $1,3-2,4$ мм (рис 3.16). Тонко- и мелковкрапленный пирит чаще идиоморфный с ровными четкими краями без следов видимого

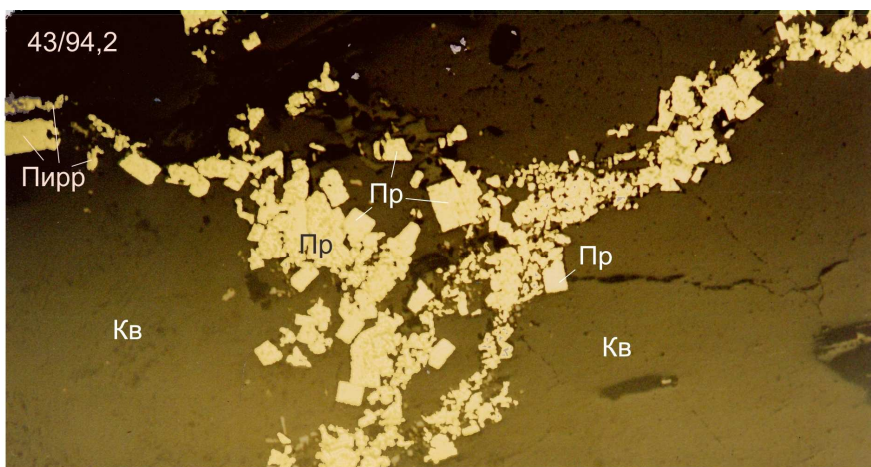


Рисунок 3.15 — Аншлиф 43/94,2. Ув. 70^x. Николи “-”. Прожилково-вкрапленная текстура. Пирит-пирротиновая ассоциация. Пирит идиоморфен, пирротин - ксеноморфные агрегаты

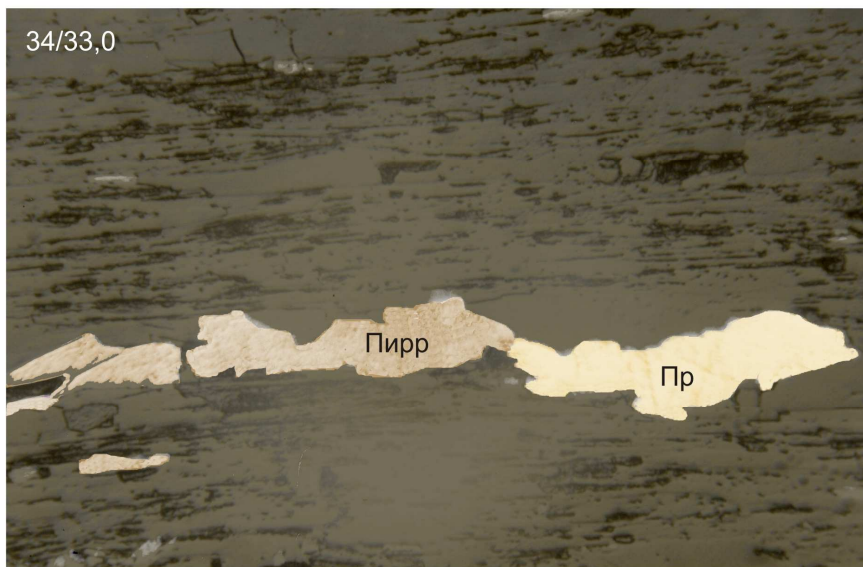


Рисунок 3.16 – Аншлиф 34/33,0. Ув. 25^x. Николи “-”. Линзовидно-прожилковая текстура в сланце. Пирит-пирротиновая ассоциация.

растворения и коррозии и отсутствием включений. Он чаще всего встречается в межзерновых промежутках кварца, на контакте кварца и слюды, в агрегате гранатов, а также среди пластинок слюды, образуя короткие цепочки, состоящие из нескольких индивидов. Более крупные зерна пирита I имеют резко ксеноморфную форму, неровные и неплотные (из-за растворения и коррозии) контакты с вмещающим его кварцем и слюдами, иногда гранатом. Образования пирита I иногда содержат большое количество включений кварца и слюды, гранатов, рутила, раннего пирротина и арсенопирита. Некоторые зерна пирита-I в скрещенных николях обладают цветным эффектом анизотропии, что возможно связано с перекристаллизацией пирита в марказит. Ассоциации пирита I с золотом не установлено.

Пирит-II является одним из основных минералов рудоносной зоны и рудных тел, и находится в тесной ассоциации с пирротином-II, арсенопиритом-II, марказитом, леллингитом, халькопиритом, рутилом. Пирит-II приурочен к зонам катаклаза и их последующего интенсивного окварцевания и новообразования слюд, к кварцевым жилам и прожилкам, субпараллельным слоистости и секущим «сухим» волосовидным трещинкам. В зонах интенсивного окварцевания пирит-II образует как единичные идиоморфные (кубические или короткопризматические, с размерами 0,001-0,15 мм) и гипидиоморфные зерна и мономинеральные агрегаты, так и агрегативные скопления (до 12 мм) и сростки с арсенопиритом-II, пирротином-II, леллингитом, халькопиритом, рутилом, гидроокислами железа, гранатом, кварцем и слюдами. В прожилках различного направления и различных размеров пирит-II встречается, чаще всего, ксеноморфным, что можно объяснить: 1) малыми размерами жилок и прожилков, в которых он развивается и приобретает не свойственные ему пластинчатые и призматические формы; 2) интенсивным катаклазом в результате многоактных подвижек в зальбандах кварцевых прожилков (по этим зонам обломки растаскиваются и цементируются как нерудным кварц-сланцевым агрегатом, так и более поздними пирротином-II, марказитом и др.). Пирит-II интенсивно замещается (полностью или частично, с

образованием ксеноморфных реликтов зерен до 0,15 мм) пирротином-II, марказитом, гидроокислами железа (в зоне приповерхностного гипергенеза и на глубинах 100-150 м).

Пирит-III тесно связан с кварц-карбонатными прожилками и ассоциирует с сульфидами полиметаллов. Форма и размеры пирита-III иногда зависят от размеров прожилка. В тонких интенсивно изогнутых прожилках часто развивается ксеноморфный пирит неправильной, вытянутой призматической формы (зерна – 0,001-0,03-0,04 мм, агрегаты – 0,5-0,7 мм). Пирит-III замещается марказитом частично или с образованием полных псевдоморфоз.

Исследования кристалломорфологических особенностей пирита [95-97, 100-107, 150, 152] выполнены по трем скважинам (см. рис. 3.10-3. 12), №№ 36 – Северный участок (рудное тело № 1); 4 и 112 – Южный участок (рудное тело № 2), расположенным в пределах и за пределами рудной минерализованной зоны (РМЗ). Опробовались рудные тела и безрудные вмещающие породы, с учетом минералого-петрографических типов руд и ассоциаций. В изученных пробах в зависимости от количества простых форм, входящих в комбинацию, и развитости граней в комбинации [62, 78], выделено 16 морфологических типов кристаллов пирита (рис. 3.17), из которых самыми распространенными являются гексаэдр (куб) и куб-пентагон-додекаэдр (с развитыми гранями куба), а второстепенными – куб-пентагон-додекаэдр (с развитыми гранями пентагон-додекаэдра), куб-октаэдр (с развитыми гранями куба), пентагон-додекаэдр и куб-пентагон-додекаэдр (с одинаково развитыми гранями обеих форм). Морфологические типы объединяются в шесть габитусов, из которых преобладает кубический габитус кристаллов, затем пентагон-додекаэдрический (характерен для руд с содержанием $Au > 1$ г/т) и куб-пентагон-додекаэдрический габитусы. Эпизодически развиты куб-октаэдрический, ромбо-додекаэдрический (по 4,5 %) и октаэдрический (1,0 %) габитусы. По соотношению развитости кристалла по трем осям выделены изометрический, псевдо-ромбоэдрический и уплощенный облики.

На флангах минерализованной зоны, которая характеризуется развитием пирита с линзовидным распространением пирит-пирротиновой, пирротиновой и арсенопиритовой ассоциаций, преобладающими являются кристаллы кубического габитуса. В центральной части минерализованной зоны, где распространены преимущественно пирит-пирротиновая и арсенопиритовая ассоциации, и к которой приурочены рудные тела, количество морфологических типов кристаллов пирита увеличивается. При этом повышается частота встречаемости и содержание пентагон-додекаэдрического габитуса.

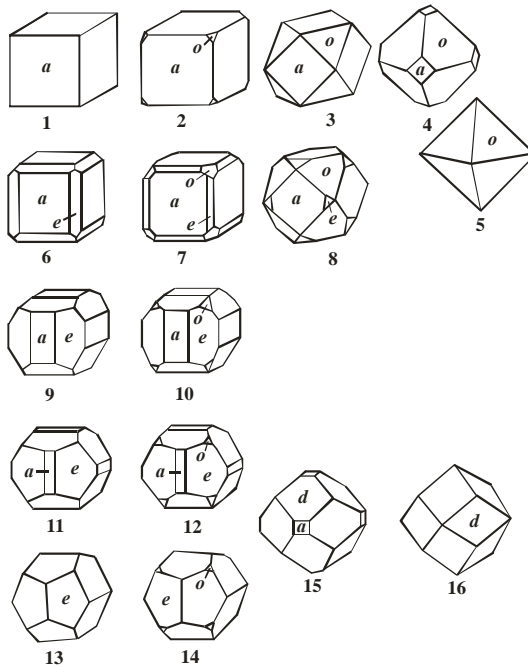


Рисунок 3.17 – Морфологические типы кристаллов (МТК) пирита месторождения «Благодатное». а {100} – куб, е {210} – пентагон-додекаэдр, о {111} – октаэдр, d {110} – ромбододекаэдр

Как правило, с границами рудных тел и апофиз совпадает появление кристаллов комбинации куба и пентагон-додекаэдра. Частота встречаемости и содержание этой формы повышается (до 74 %) от висячего бока к лежащему, с преобладанием в центре рудных тел с

увеличением пентагон-додекаэдрического габитуса наблюдается снижение содержания кубической формы до первых процентов либо её полное отсутствие. Также с повышением содержания золота наблюдается увеличение доли пентагон-додекаэдрического и куб-пентагон-додекаэдрического габитусов, особенно в участках с видимым золотом. Там, где более поздние, сфалеритовая и халькопиритовая ассоциации в виде линзовидных тел накладываются на ранние пиритовую, пирит-пирротинтовую, пирротинтовую и арсенопиритовую ассоциации, преобладает куб-пентагон-додекаэдрический морфологический тип.

По данным *минералогических термометров* [123], температуры кристаллизации для центральной части рудоносной минерализованной зоны достигали 584 °С и понижались в направлении зон выклинивания рудных тел до 375 °С. На удалении от рудных тел гидротермальная минерализация формировалась в условиях нейтрально-щелочной и слабокислой обстановки, при рН от 7,1 до 7,6 [98]. С чем связано преобладание кубических и куб-октаэдрических форм. Щелочность среды гидротермального минералообразования повышалась к центральным областям рудных тел, от 7,8 до 8,6, что способствовало кристаллизации сульфидов и переходу кристаллов пирита от кубического к пентагон-додекаэдрическому габитусу.

Химический состав пирита изучен по 54 микрозондовым анализам (ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитики В.А. Акимцев, Н.Д. Толстых, Л.Н. Поспелова) в 52 образцах-пробах, отобранных из 14 скважин по ПЛ – 2, 4, 6, 18, 24, в интервале глубин от гор. 500 до 175 м. Аналитическими исследованиями охвачены пириты из всех рудных тел и безрудных участков РМЗ. Образцы для анализа взяты из интервалов сульфидизированных сланцев (1), участков сближенных кварцевых жил (2) и нитевидного кварц-карбонатного прожилкования (3), которые в табл. 3.7 отмечены вышеуказанными номерами в графе «матрица». Концентрации главных минералообразующих элементов в пирите месторождения изменяются в

Таблица 3.7 - Химический состав пирита, мас.%(средний состав по положению в разрезе и матрицам)

№ п/п	Количество проб/номера скважин	Горизонтлы, м	Положение в разрезе	Матрица	Содержание Au в инт., г/т	Fe	Cu	Zn	Ni	Co	Ag	Au	Sb	As	S	Сумма	S/Fe
1	54/4; 34; 35; 36; 68; 69; 86; 88; 90; 94; 101; 111; 112	175-500	Р.т.1,2,3 и Алоф. Р.т. 1, 2; Безр.уч.	1, 2, 3	5,43* <0,2-35,5**	46,09 43,42-47,24	0,024 0-0,12	0,005 н.оп.-0,04	0,13 0-2,35	0,06 0-0,38	0,006 н.оп.-0,06	0; н.оп.	0,006 0-0,09	0,01 0-0,376	52,96 52,19-54,22	99,29	2,00 1,934-2,1
Собственно пирит. В сульфидизированных сланцах																	
2	5/34;35;112	200-487,5	Р.т.1,2 и Алоф. Р.т. 1	1	3,82 2,1-5,2	46,61 46,05-47,02	0,017 0,01+0,03	0; н.оп.	0,087 0,03-0,29	0,046 0-0,18	0,010 н.о.-0,01	н.оп.	0,007 0-0,023	0	53,15 52,19-54,09	99,93	1,99 1,962-2,01
3	6/4;35;88;90	325-375	Безр.уч.	1	0,25 <0,2-0,8	46,35 45,7-46,95	0,007 0-0,01	0,005 н.оп.-0,02	0,14 0-0,48	0,11 0-0,38	0; н.оп.	0; н.оп.	0,002 0-0,012	0	53,05 52,56-54	99,65	1,99 1,95-2,066
4	11/4; 34; 35; 88; 90; 112	200-487,5	Р.т.1,2 и Алоф. Р.т. 1; Безр.уч.	1	1,87 <0,2-5,2	46,47 45,7-47,02	0,012 0-0,03	0,004 н.оп.-0,02	0,12 0-0,48	0,08 0-0,38	0,002 н.оп.-0,01	0; н.оп.	0,004 0-0,023	0	53,09 52,19-54,22	99,78	1,99 1,95-2,01
Собственно пирит. В участках ближних кварцевых жил																	
5	23/4;7; 34; 35; 90	275-500	Р.т.1,2,3	2	8,41 1,4-35,5	45,88 44,86-47,06	0,030 0-0,12	0,008 н.оп.-0,04	0,08 0-0,64	0,06 0-0,34	0,0022 н.оп.-0,02	0; н.оп.	0,010 0-0,09	0,02 0-0,376	52,93 52,28-53,65	99,01	2,01 1,959-2,058
6	5/4; 35; 90; 94	287,5-450	Безр.уч.	2	0,5 <0,2-0,8	46,31 45,94-47,15	0,005 0-0,02	0,003 н.оп.-0,01	0,07 0-0,28	0,03 0-0,07	0,0075 н.оп.-0,03	0; н.оп.	0,003 0-0,01	0	53,02 52,73-53,65	99,45	1,99 1,991-2,021
7	28/4; 7; 34; 35; 90; 94; 111	275-500	Р.т.1,2,3; Безр.уч.	2	7,14 <0,2-35,5	45,96 44,86-47,15	0,026 0-0,12	0,007 н.оп.-0,04	0,08 0-0,64	0,05 0-0,3	0,0032 н.оп.-0,03	0; н.оп.	0,008 0-0,09	0,01 0-0,376	52,94 52,28-53,65	99,09	2,01 1,955-2,058
Собственно пирит. В участках интвенного кварц-карбонатного прожилкования																	
8	6/7; 36; 68; 69;101;112	175-437,5	Р.т.1,2 и Алоф. Р.т. 1, 2	3	7,3 1-15,5	46,44 45,58-47,24	0,022 0-0,05	0,03 н.оп.	0,08 0-0,08	0,08 0-0,34	0; н.оп.	0; н.оп.	0,005 0-0,015	0	52,87 52,23-53,68	99,46	1,98 1,934-2,027
9	7/7; 35; 86; 111;	200-362,5	Безр.уч.	3	0,46 <0,2-0,9	46,14 45,36-47,06	0,036 0-0,08	0; н.оп.	0,03 0-0,09	0,04 0-0,07	0,02 н.оп.-0,06	0; н.оп.	0; н.оп.	0	52,95 52,21-53,52	99,21	2,00 1,967-2,044
10	13/7; 35; 36; 68; 69; 86; 101; 111; 112	175-437,5	Р.т.1,2 и Алоф. Р.т. 1, 2; Безр.уч.	3	3,93 <0,2-15,5	46,28 45,36-47,24	0,030 0-0,08	0; н.оп.	0,03 0-0,09	0,06 0-0,34	0,013 н.оп.-0,06	0; н.оп.	0,003 0-0,015	0	52,91 52,21-53,68	99,33	1,99 1,934-2,044
Ni-пирит. В участках интвенного кварц-карбонатного прожилкования																	
12	1/111;	325	Р.т.2	3	18,9	43,42	0,04	0	2,35	0,07	0,03	н.оп.	н.оп.	0	52,37	98,28	2,100
11	1/35;	337,5	Безр.уч.	3	<0,2	45,93	0,02	н.оп.	1,12	0,00	н.оп.	н.оп.	0	0	53,00	100,07	2,010
13	2/35; 111	325;337,5	Р.т.2; Безр.уч.	3	9,3*	44,68	0,031	0; н.оп.	1,74	0,04	0,015	н.оп.	0; н.оп.	0	52,69	99,18	2,06

пределах (мас. %): Fe – от 43,42 до 47,24; S – от 52,19 до 54,22, при теоретическом составе минерала из формулы FeS_2 (Fe-46,55; S – 53,45) [77, 24].

В программу анализа, кроме главных элементов, были включены Co, Ni, Cu, Zn, Ag, Au, Sb, As, Pt и Pd, с пределом обнаружения 0,01 мас. %. Концентрации Co (н.оп.-0,38) и Ni (н.оп.-2,35) связаны с изоморфным замещением Fe. Повышенные содержания Ni (более 1 мас. %), позволили отнести к Ni-пиритам две пробы (13407 и 111/105), которые приурочены к участкам распространения нитевидного кварц-карбонатного прожилкования Ю-В части РМЗ (см. табл. 3.7). Примеси Cu (0,01-0,12) и Zn (0,01-0,04) связаны с ультратонкими механическими включениями халькопирита и сфалерита, а As – с включениями арсенопирита. Присутствие Ag (н.оп.-0,06) и Sb (н.оп.-0,09) не объясняется наличием механических примесей, т.к. минералов сурьмы и серебра в рудах не обнаружено. Значимых концентраций Au, Pt, Pd надежно не установлено, но в ряде проб фиксировались концентрации на уровне чувствительности анализа.

Важной характеристикой химического состава пирита и показателем химической стехиометрии минерала [38], отражающим условия его образования в резко неоднородной гидротермально-метасоматической системе РМЗ, является отношение S/Fe, которое изменяется от 1,934 до 2,1 (теоретическое – 2,0). По значениям S/Fe выделены разновидности минерала с классами стехиометрии: I – < 1,965; II – 1,965-1,989; III – 1,990-2,010; IV – 2,010-2,029; V – > 2,029. Класс III объединяет пириты с наибольшей стехиометрией состава, II и I классы характеризуются возрастающей недосыщенностью серой, а пириты IV и V классов – избытком серы в сравнении с теоретическим составом. Изменение состава минерала относительно поисковых горизонтов отражает тенденцию возрастания с глубиной отношения S/Fe (рис. 3.18) и концентраций Zn, Co и Ag, что подтверждается широким развитием недосыщенных серой пиритов в пределах рудного тела 1, а с избытком серы в рудных телах 2 и 3.

Наибольшим разнообразием по составу характеризуются пириты в инт. 375-325 м. Участки минерализованной зоны с высокой золотоносностью выделяются нестехиометричным соотношением S и Fe в пирите.

Минимальное содержание золота характерно для руд с пиритом III класса (1,96 г/т). Руды с развитием пиритов других классов характеризуются повышенной золотоносностью, содержание в руде с пиритом класса II – 3,49 г/т, I – 4,47 г/т; IV – 6,79 г/т; V – 10,02 г/т.

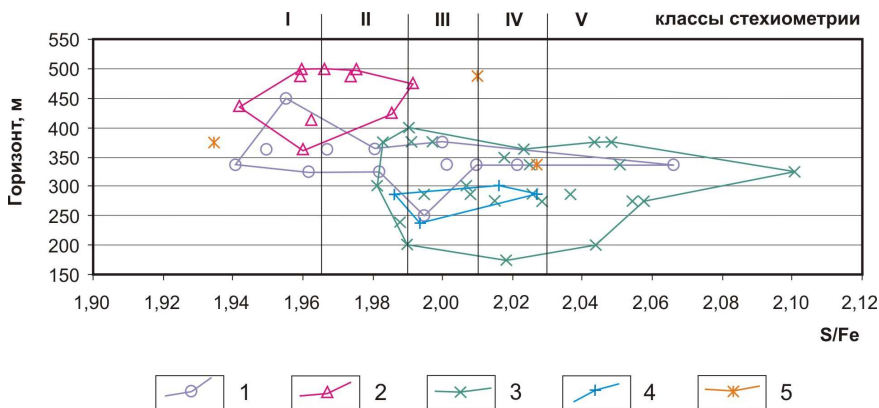


Рисунок 3.18 – Распределение химических типов пирита в вертикальном сечении минерализованной зоны. 1 – безрудные участки; 2 – рудное тело 1; 3 – рудное тело 2; 4 – рудное тело 3; 5 – апофизы рудных тел

Приведенная закономерность золотоносности руд от состава пирита отвечает нелинейной – параболической зависимости. Распределение примеси Co и Ni в пирите, выделенных классов стехиометрии, имеет вид, подобный распределению золота в рудах. Средняя пробность частиц золота ассоциирующих с пиритом уменьшается с возрастанием класса стехиометрии (S/Fe): I – 911; II – 900; III – 890; IV – 864; V – 863.

Пирротин

Пирротин менее распространен в рудоносной зоне по сравнению с арсенопиритом и пиритом. По морфологии, ассоциациям и времени образования выделены 3 главные генерации пирротина, которые пространственно разобщены.

Пирротин-I наиболее ранний минерал гидротермального процесса, занимающий 0,5-1,5 редко до 4-5 % от массы породы. Проявляется он в сланцах чаще в виде «штриховых» (0,2 x 0,05–0,7 x 0,06–1,1 x 0,1 реже 3,0 x 0,18 мм),

короткопрожилковых выделений, расположенных согласно кристаллизационной сланцеватости, плейчатости среди кварц-сланцеватой массы сланца и отдельных зерен изометричного облика, иногда гексагональных срезов. Отмечаются агрегативные скопления пирротина-I в трещинках и центральной части катаклазированных зерен граната (рис. 3.19), а также пленочные поверхностные выделения среди слюдяного агрегата, которые фиксируются серией волосовидных выделений шириной 0,003-0,005 мм.

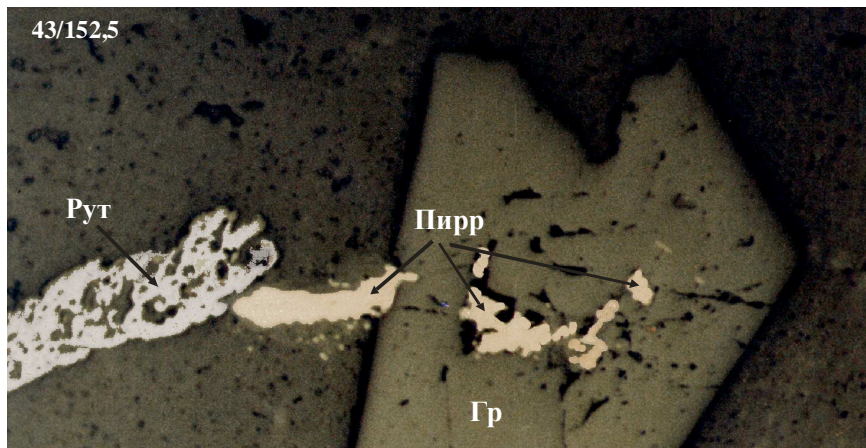


Рисунок 3.19 – Аншлиф 43/152,5. Ув. 180^x. Николи “-”. Пирротин-I в сростании с гранатом и рутилом

Внутреннее строение пирротина-I кристаллически-зернистое, форма зерен слегка удлиненная, пластинчатая (0,03 x 0,01–0,13 x 0,02–0,17 x 0,07 до 0,25 x 0,15 мм), неправильная, изометричная (0,07-0,12 мм).

Пирротин-I находится в тесной ассоциации с пиритом I, наблюдается в сростании с рутилом, арсенопиритом, халькопиритом, марказитом. Золото не было отмечено с пирротин-I микроскопически. Рутил по ровной границе сростается обычно в краевых зонах выделений пирротина-I, иногда внутри. Арсенопирит (0,18 x 0,12 мм) наблюдается внутри «штриховых» выделений пирротина-I, в периферийных зонах, занимая секущее, разделяющее положение. Халькопирит очень редко образует сростания с пирротин-I по периферии прожилков и пересечения. Марказит обычно замещает пирротин-I с

периферийных зон, образуя каймы, а иногда корродирует и растворяет центральные части, формируя губчатые, ячеистые, ящичные текстуры. Также пирротин-I подвержен замещению магнетитом по трещинкам отдельности и периферии с образованием «полосчатых» и каемчатых структур, а в зоне гипергенеза гидроокислами железа до появления неровной, выщербленной, «оспинной» поверхности. Кроме того, мельниковит совместно с нерудными минералами, не только на верхних, но и в глубоких горизонтах, особенно северного участка, растворяет и замещает пирротин-I до темно-бурой массы.

Пирротин-II является более поздним минералом, пространственно (подобно арсенопириту) приуроченным к зонам катаклаза и кварцевым прожилкам. Преобладающая форма выделений пирротина-II – прожилки (от $1,2 \times 0,1$ – $1,9 \times 0,5$ до $7,3 \times 1,8$ – $16,0 \times 2,0$ мм), агрегативные скопления ($0,24 \times 0,1$ – $0,6$ – $2,0$ мм) и отдельные включения аллотриоморфных, вытянутых, овальных, реже изометричных зерен. В маломощных прожилках и агрегатах размеры зерен составляют – $0,035$ – $0,18$ мм, в более крупных – ($0,24 \times 0,1$)–($0,4 \times 0,3$)–($0,8 \times 0,6$) мм. Пирротин-II наблюдается в тесной ассоциации с арсенопиритом-II (см. рис. 3.8), пиритом-II и III, марказитом, мельниковитом, халькопиритом, рутилом, кварцем, слюдой, золотом. Первые два минерала пирротин-II цементирует, корродирует, пересекает, образует в них включения либо замещает настолько, что иногда внутри крупных пирротиновых прожилков кристаллы арсенопирита-II и пирита-II сохраняются как реликтовые. В прожилках кварца некоторые кристаллы пирита-III занимают секущее положение по отношению к пирротину-II. Халькопирит наблюдается в сростании с пирротином-II, развивается в краевых зонах его прожилков, иногда пересекает его. Рутил отмечается в редких сростаниях с пирротином-II при внедрении последнего в реликты сланцев, сохраняющиеся в кварцевых прожилках, что предполагает более раннее образование рутила. Редко в зернах пирротина наблюдаются структуры распада с выделением пластинчатого ($0,1 \times 0,005$ мм) гематита. Пирротин-II бывает приурочен к слюдыстым прожилковым выделениям в кварце и в этой же ассоциации отмечается золото самородное, которое часто с пирротином-II образует

срастания, вроски в его порах и периферийных частях, что доказывает более позднее образование золота.

Пирротин-II подобно пирротину-I в зоне гипергенеза (7/27, 7/30,6, 5/64,4) подвергается замещению марказитом, пиритом и мельниковитом до образования темной буроватой массы, часто с сохранением реликтов пирротина в центре. Иногда, с периферии образуется марказит-пиритовая кайма, а центральная часть зерна замещается темным нерудным агрегатом, создавая футляровидные кристаллы.

Пирротин-III тесно ассоциирует с кварц-карбонатными прожилками, образуя в них либо моно-, либо полиминеральные (с пиритом-III, арсенипиритом-III, марказитом и халькопиритом) агрегаты. В тонких, до 1 мм прожилках пирротин-III гипидиоморфной, обычно вытянутой пластинчатой формы (до 0,7-0,8 мм) может полностью заполнять все пространство. В более крупных (до 5 мм) прожилках, особенно на участках перегибов, пирротин-III больше тяготеет к зальбандам, пирит-III занимает центральную часть, а в ассоциации с более идиоморфным арсенипиритом-III пирротин-III обрастает пирит-III, образуя «рубашку». Размеры срастаний до 5 мм, единичных зерен в сростках до 0,5-0,7 мм. Пирротин-III в кварц-карбонатных прожилках иногда обрастает карбонаты и кварц, развиваясь либо в межзерновых промежутках, либо по трещинам спайности.

Химический состав пирротина исследован микронзондовым методом в 30 образцах из 11 скважин по ПЛ – 2, 4, 6, 18, 21, 24 в интервале глубин от гор. 500 до 237,5 м. Общее количество анализов составило 31. Содержание минералообразующих элементов в пирротине изменяется в пределах, мас. %: Fe – (58,45-60,61), S – (38,14-39,93), при теоретическом составе [38] из формулы FeS (Fe-63,53; S-36,47). Важными показателями состава минерала являются отношение S/Fe и содержание S (табл. 3.8).

Таблица 3-8 - Химический состав пирротина, мас. %

№ п/п	Горн-зонт, м	Положение в разрезе	Матр. п/п	Соде-Аи в пирр., г/т	Fe	Cu	Zn	Ni	Co	Ag	Sb	As	S	Сумма	S _n , атом. %	S/Fe	Σ приме сей	Пробность ассоц. золотин	Т, °С	
																				Пирротина химического типа I (собогащенные серой)
1	90/96	337.5	Безр. уч.	1	<0,2	59,06	0	0	0,11	0,09	0	0,02	0	39,1	98,39	53,475	1,153	0,22	897	550
2	4/100,9	337.5	Безр. уч.	2	<0,2	58,88	0	0,01	0,01	0,07	0	0	0	39,7	98,63	53,946	1,173	0,09	710	610
3	34/131,3	500	Р.т. 1	2	14,3	60,08	0,009	н.о.	0,098	0	н.о.	0	0	39,8	99,94	53,494	1,152	0,11	938; 916	515
4	34/131,6	487.5	Р.т. 1	1	2,1	59,82	0,029	н.о.	0,127	0	н.о.	0,005	0	39,7	99,70	53,563	1,156	0,16		570
5	52/52,8	487.5	Р.т. 1	3	1,9	59,46	0,03	0	0,04	0,08	0	н.о.	0	39,6	99,17	53,616	1,159	0,15	889; 858	575
6	52/52,8	487.5	Р.т. 1	3	1,9	59,16	0,02	0	0,02	0,06	0,05	н.о.	0	39,4	98,75	53,675	1,161	0,15	889; 857	575
7	35/132,5	412.5	Р.т. 1	1	5,1	59,53	0,004	н.о.	0,071	0	н.о.	0,025	0	39,5	99,09	53,548	1,154	0,10		540
8	35/132,6	487.5	Анофр. Р.т. 1	1	4,1	59,84	0,003	н.о.	0,075	0	н.о.	0,004	0	39,9	99,85	53,717	1,162	0,08		575
9	35/132,8	450	Анофр. Р.т. 1	2	3,8	59,67	0,013	н.о.	0,136	0	н.о.	0,002	0	39,9	99,73	53,747	1,165	0,15	936	580
10	7/48,5	387.5	Р.т. 2	2	8,60	58,64	0,06	0	0,23	0,18	0	0	0	39,7	98,82	53,927	1,179	0,47		630
11	7/96	337.5	Р.т. 2	2	31,50	59,17	0,09	0	0,24	0,26	0	0	0	39,2	98,93	53,318	1,153	0,59	894; 853; 835	575
12	4/136	300	Р.т. 2	2	1,4	59,63	0	0	0,01	0,02	0	0	0	39,8	99,41	53,711	1,161	0,03		575
13	94/141	300	Р.т. 2	2	1,7	59,01	0,07	0	0,24	0,32	0	0	0	39,5	99,15	53,584	1,166	0,63		610
14	94/142	300	Р.т. 2	2	1,9	58,45	0,09	0	0,35	0,28	0	0	0	39,4	98,59	53,726	1,175	0,72	776; 768	630
15	7/43,1	400	Безр. уч. Р.т. 2	3	0,50	58,97	0,02	0	0,08	0,09	0	0	0	39,6	98,78	53,843	1,170	0,19		600
16	90/54,7	375	Безр. уч. Р.т. 2	2	0,8	59,21	0	0	0	0,05	0	0,03	0	39,9	99,21	53,979	1,174	0,08	824	610
17	7/74	362.5	Безр. уч. Р.т. 2	3	0,3; 8,0	59,04	0,01	0	0,17	0,16	0	0	0	39,4	98,82	53,640	1,163	0,34	912; 889; 848	580
18	111/202,4	237.5	Безр. уч. Р.т. 3	3	0,7	59,05	0	0	0,07	0,07	0,04	н.о.	0	39,1	98,35	53,504	1,154	0,18	902	540
Пирротин химического типа II (обедненные серой)																				
19	35/133,76	362.5	Безр. уч.	1	<0,2	60,61	0,015	н.о.	0,145	0	н.о.	0	0	38,5	99,27	52,459	1,106	0,16		310
20	35/134,07	337.5	Безр. уч.	3	<0,2	60,02	0	н.о.	0,194	0	н.о.	0	0	38,1	98,35	52,455	1,107	0,19		310
21	35/134,15	325	Безр. уч.	1	<0,2	60,02	0,012	н.о.	0,095	0	н.о.	0	0	38,3	98,44	52,600	1,112	0,11		325
22	68/159,12	437.5	Р.т. 1	3	8,4	59,83	0,011	н.о.	0,286	0	н.о.	0,006	0	38,8	98,91	52,907	1,129	0,30		440
23	35/133,09	425	Р.т. 1	2	2,1	60,41	0,023	н.о.	0,105	0	н.о.	0	0	38,9	99,39	52,780	1,120	0,13		380
24	69/161,32	375	Анофр. Р.т. 1	3	9,5	59,58	0	н.о.	0,104	0	н.о.	0	0	38,8	98,52	53,126	1,135	0,10	788; 806	445
25	36/219,5	300	Анофр. Р.т. 1	2	1,2	59,48	0	0,01	0,05	0,09	0	0	0	39,2	98,80	53,361	1,147	0,15	954	500
26	90/64,5	375	Р.т. 2	2	1,3	59,93	0	0,01	0,02	0,07	0	0,02	0	38,9	98,98	53,037	1,131	0,12		435
27	4/159	287.5	Р.т. 2	2	12,3	59,91	0	0,01	0,01	0,09	0	0	0	39,2	99,21	53,211	1,139	0,11	939; 925; 889; 827; 816	450
28	4/173	275	Р.т. 2	2	3,4; 1,6	59,46	0	0,01	0,01	0,05	0	0	0	38,7	98,22	53,098	1,133	0,07		440
29	4/159,7	275	Р.т. 2	2	12,3	59,72	0	0	0,01	0,01	0	0	0	39,3	99,03	53,393	1,146	0,02	866; 852	460
30	90/147,5	287.5	Р.т. 3	2	3,2	59,47	0	0	0,01	0,02	0	0	0	38,6	98,14	53,073	1,132	0,03	925; 822; 801	435
31	90/154,6	287.5	Р.т. 3	2	1,8; 0,4	58,94	0	0	0,31	0,17	0	0,02	0	38,7	98,17	53,170	1,144	0,50		315

Пирротины бедные S – гексагональные, обладают парамагнитными свойствами, а обогащенные S – моноклинные (ферромагнетики). С возрастом содержанием серы магнитная проницаемость возрастает. Рентгеноструктурных исследований не проводилось.

Максимальный размах колебания концентраций S (в атом. %) от 52,46 до 53,98 характерно для пирротинов гор. 350-400 м (см. табл. 3.8). В выборках, по положению в геологическом разрезе, отмечается деление на два химических типа минерала – обогащенного и бедного серой (рис. 3.20).

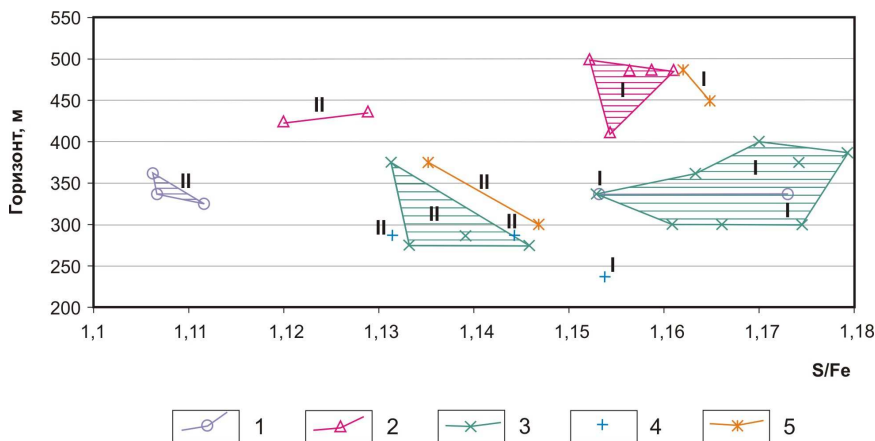


Рисунок 3.20 – Распределение химических типов пирротина в вертикальном сечении минерализованной зоны: I – обогащенные серой; II – бедные серой. 1 – безрудные участки; 2 – рудное тело 1; 3 – рудное тело 2; 4 – рудное тело 3; 5 – апофизы рудного тела 1

В участках развития пирротина, обогащенного серой, руды характеризуются пониженной золотоносностью, но частицы золота имеют обычно более высокую пробу. Суммарное содержание элементов-примесей в минерале обычно не превышает 1 мас. %: Cu (0-0,09), Zn (н.оп.-0,01), Ni (0-0,35), Co (0-0,32), Ag (н.оп.-0,05), Sb (н.оп.-0,03). Такие элементы как Au, Pt, Pd, As микронзондовым анализом в пирротине не обнаружены, при чувствительности метода – 0,01 мас. %. Закономерностей в распределении примесей не установлено.

Марказит

Марказит является поздним широко распространенным (от долей до 30 %, в среднем – 2-3 % от массы породы) минералом, который встречается в кварц-слюдисто-гранатовой матрице, в зонах интенсивного окварцевания и катаклаза сланцев, в субпараллельных и секущих жилках и прожилках, а также в самых поздних кварц-карбонатных прожилках.

В основной массе среди кварц-слюдяного материала марказит встречается в свободном состоянии и в сростках с пирротинном, пиритом, арсенопиритом. Свободный марказит заполняет межзерновые промежутки кварца, среди агрегатов слюд, а также обломков и метазерен граната. Единичные мелкие (0,001-0,05 мм) отдельные зерна обычно имеют идиоморфную, таблитчатую, короткопризматическую и ромбовидную формы. В плотных мономинеральных сростках (до 5 мм) и скоплениях марказит чаще гипидиоморфный и ксеноморфный. Поверхность зерен марказита неровная, пористая, ячеистая, бугристая, что позволяет не путать его с пиритом. В ассоциации с пиритом, пирротинном и арсенопиритом марказит образует агрегативные скопления (агрегаты – 0,6-1,2 мм, зерна в них – 0,001-0,05 мм) в виде мелких вытянутых линзочек, прожилков, расположенных чаще субпараллельно слоистости, реже имеет секущее положение. Марказит интенсивно замещает пирит-I как с образованием новых идиоморфных и гипидиоморфных зерен, так и кайм, более мелких агрегатов, а также полных псевдоморфоз кубической или октаэдрической формы, с цветной анизотропией, характерной для марказита. Особенно интенсивно марказит развивается по пирротину-I с образованием либо полных псевдоморфоз, либо кайм (0,001-0,012 мм), а в некоторых случаях в виде разнозернистого идиоморфного и гипидиоморфного агрегата (0,001 x 0,001 мм – 0,05 x 0,05 мм).

В зонах интенсивного окварцевания, в кварцевых прожилках разной ориентировки и генезиса марказит проявлен широко как самостоятельный минерал идиоморфной (0,001-1,2 мм), гипидиоморфной и ксеноморфной форм, образуя моно- и полиминеральные (с др. рудными минералами) агрегаты (до 10-

12 мм). Марказит обычно ассоциирует с кварцем, новообразованными слюдами, пиритом-II, пирротинном-II, арсенопиритом-II, халькопиритом, леллингитом, гидроокислами железа. Пирит-II и пирротин-II полностью или частично замещаются марказитом, который иногда образует каймы, линзы, прожилки, агрегативные скопления, при этом многократный интенсивный катаклиз, коррозия, растворение и переотложение этих минералов привели к формированию широкого разнообразия форм марказита. Довольно часто, по пирротину-II развивается концентрически-зональный агрегат (0,5 мм в диаметре) марказита (рис. 3.21). Иногда марказит развит в трещинах катаклаза или зонах дробления пирротина-II, образуя идиоморфный или гипидиоморфный агрегат тонких (до 0,012 мм) зерен, замещает пирротин-II в форме червеобразных вростков или пламеневидных образований (до 0,12 мм). Эти вростки не имеют определенной направленности и развиваются произвольно. Марказит в окварцованных зонах и кварцевых прожилках постоянно ассоциирует с арсенопиритом-II, образуя полиминеральные агрегаты и заполняя его межзерновые промежутки. Контакты зерен плотные ровные, замещение арсенопирита-II марказитом не наблюдалось. Более поздний халькопирит развивается в пустотках, образовавшихся в результате коррозии и выноса материала, на контакте зерен марказита с нерудными и сульфидными минералами. Размеры включений халькопирита в марказите составляют до 0,05 мм.

В некоторых образцах наблюдаются пересечения субпараллельных прожилков секущими прожилками, выполненные в обоих случаях агрегатом зерен марказита (рис. 3.22). Это свидетельствует о длительности процесса рудообразования в целом и о продолжительности процесса марказитизации. Кроме того, марказит подвержен интенсивному катаклазу, в результате чего отдельные зерна и агрегаты зерен интенсивно дробятся, обломки растаскиваются и цементируются кварц-слюдяным агрегатом и более поздним халькопиритом. В отдельных зернах наблюдается процесс регенерации, в результате чего увеличивалась степень идиоморфизма остроугольных обломков марказита.

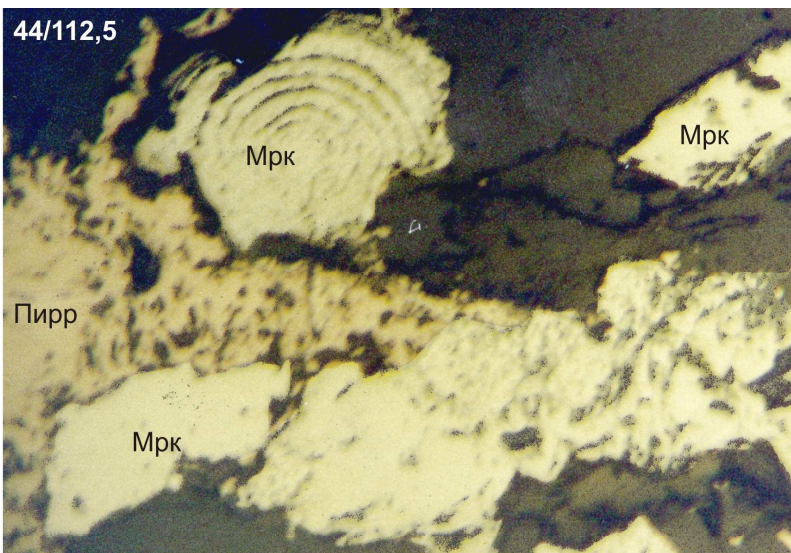


Рисунок 3.21 – Аншлиф 44/112,5. Ув. 110^x. Николи “-”. Линзовидно-прожилковая текстура. Пирит-пирротин-арсенопиритовая ассоциация. Замещение пирротина концентрически-зональным и зернистым агрегатом марказита

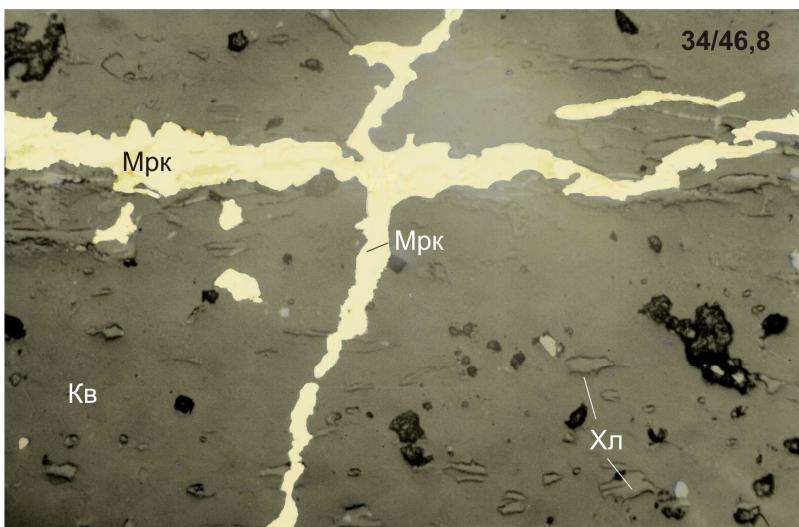


Рисунок 3.22 – Аншлиф 34/46,8. Ув. 80^x. Николи “-”. Прожилковая текстура. Пирит-пирротин-арсенопиритовая ассоциация. Пересечение разноориентированных прожилков марказита

В кварц-карбонатных прожилках марказит встречается обособленно в виде идиоморфных или гипидиоморфных зерен (0,001-0,02 мм). Отдельные прожилки полностью заполнены агрегатом ксеноморфных зерен. В перегибах и раздувах (до 2-3 мм) прожилков марказит ассоциирует с поздним пиритом-III и пирротином-III, которые он замещает в виде кайм, либо идиоморфных новообразованных агрегативных скоплений, либо полных псевдоморфоз.

Марказит достаточно сильно подвержен окислению как в зоне гипергенеза, так и на глубинах до 100-150 м, благодаря интенсивному катаклазу и сближенному прожилкованию. Замещение гидроокислами железа марказита шло с образованием кайм разной мощности, полных или частичных псевдоморфоз с остатками ксеноморфных реликтов.

Халькопирит

Халькопирит на месторождении присутствует во всех породах и рудах, но в очень незначительном количестве. В южных рудных телах частота его встречаемости увеличивается от ПЛ-2 к ПЛ-6, в ПЛ-10 (скв. 12) установлен почти повсеместно. В северной части месторождения также сохраняется широкое распространение минерала, за исключением скважин 18 и 69 (незначительное количество наблюдений).

В сланцах халькопирит наблюдается среди кварц-сланцевидной ткани в виде отдельных неправильных, изогнутых, зигзагообразных (напоминающих графические, с размерами – 0,005-0,01 мм), пластинчатых, изометричных выделений (0,01-0,06 – 0,1 x 0,01 – 0,35 x 0,04 мм), вытянутых и нитевидных агрегативных скоплений, которые приурочены к волосовидным трещинкам, расположенным параллельно и перпендикулярно сланцеватости.

Халькопирит приурочен к прожилковым и «штриховым» образованиям пирротина-I, пирита-I и арсенопирита-I, образует сростания с арсенопиритом-II, пиритом-II и пирротином-II (0,05 x 0,03–0,08 x 0,02–0,18 x 0,03 мм), часто окаймляет краевые части перечисленных минералов, образует вроски удлиненной и неправильной форм (0,03–0,12 x 0,02 мм) в порах и трещинах пирита-I и арсенопирита-II. Халькопирит, также образует многочисленные

пересечения в пирите, пирротине, арсенопирите различных генераций и разновидностей.

Халькопирит ассоциирует со сфалеритом, образуя в нем эмульсионные структуры распада неправильной, близкой к изометричной, формы (размеры составляют тысячные доли миллиметра). Кроме этого, отмечаются пересечения сфалеритом выделений халькопирита, развивающихся в периферийных зонах пирротина-II (12/51,5).

Более широко халькопирит распространен в зонах катаклаза и кварцевых прожилков. Наиболее характерна прожилковая форма выделений по трещинкам в кварце в разноориентированных кварц-карбонатных прожилках с сульфидами медно-свинцово-цинковой минерализации.

Халькопирит образует свободные выделения в кварце изометричной и неправильной форм (0,06-0,14 мм), отмечается приуроченность к слюдяным прожилкам в кварце, форма вытянутая (0,3 x 0,12 мм), поверхность пористая с включениями нерудных минералов. В редких случаях халькопирит подвержен окислению, что выражается в образовании вокруг его выделений тонких (0,005-0,01 мм) каемок ковеллина.

Химический состав халькопирита изучен в 14 образцах (безрудные участки, рудные тела 1 и 2) из 8 скважин по ПЛ-2, 4, 6, 18 в интервале поисковых горизонтов 487,5-250 м. В этих интервалах концентрации золота составили от < 0,2 до 12,3 г/т, а пробность ассоциирующих частиц золота от 710 до 992 ‰. Концентрации минералообразующих элементов составили (в мас. %): Fe – (29,44-30,29), Cu – (33,01-35,17), S – (33,98-35,17) (табл. 3.9) при теоретическом составе халькопирита: Fe – 30,52; Cu – 34,56; S – 34,92 [77]. Количество примесей (микрондовый анализ) не превышает 1 мас. %: Zn – (н.о-0,1); Ni – (0-0,88); Co – (0-0,79); Ag – (н.о-0,04); Sb – (н.о-0,03). Диапазон изменения показателя насыщенности серой (S/Fe+Cu) минерала свидетельствует о незначительных вариациях фугитивности серы в системе отложения халькопирита. Фиксируется тенденция приуроченности халькопирита с избытком серы к участкам рудных тел с повышенной золотоносностью.

Сфалерит

Сфалерит макроскопически отмечается во всех поисковых скважинах, но в виде мелких обособлений. Территориально он распределен среди оруденелых сланцев, зон арсенопирит-кварцевых жил и нитевидных кварц-карбонатных прожилков, преимущественно в составе поздних кварц-карбонатно-сульфидных прожилков. Разные фациальные зоны развития сфалерита приводят к некоторому различию в минеральных ассоциациях.

Наиболее характерны для сфалерита ксеноморфные выделения (отдельные зерна – 0,005-0,12 мм, агрегаты – до 1,2-1,4 мм) среди новообразованных кварца и карбонатов, поздних пирротина и арсенопирита, пирита, марказита, халькопирита и галенита. Контакты сфалерита с минералами четкие, ровные и плотные. В одних прожилках он заполняет центральные части, обрастая идиоморфные головки щеточек кварца, в других образует каймы мощностью от 0,01 до 1,4 мм на границах кварца и вмещающих пород. Довольно часто в эндоконтакте кварца и карбонатов сфалерит образует тонкие мирмекитовые срастания. Сфалерит содержит многочисленную изометричную, равномерно рассеянную вкрапленность халькопирита (до 0,012 мм), неравномерно рассеянные идиоморфные и гипидиоморфные таблички пирротина (до 0,02 мм), а также механические включения марказита и арсенопирита (до 0,025 мм). В некоторых случаях наблюдается развитие халькопирита в краевых частях агрегата сфалерита.

Химический состав сфалерита изучен в 7 образцах (монофракции из безрудных участков, рудных тел 2 и 3) из 3 скважин по ПЛ – 2, 6. Концентрации золота в интервалах отбора проб колеблются от 0,3 (безрудные интервалы) до 17,2 г/т (рудное тело 3). В ассоциации со сфалеритом развиты пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, видимое и микроскопическое золото. Содержание минералообразующих элементов составляет (мас. %): Zn – (59,16-62,89); S – (33,08-33,74); Fe – (3,33-7,17) (табл. 3.10) при теоретическом составе: Zn – 67,06; S – 32,94, с максимальным содержанием Fe – 26 мас. %.

Таблица 3.9 - Химический состав халькопирита, мас. %

№ п/п	Номер пробы	Горизонт, м	Положение в разрезе	Матр.	Сод-е		Fe	Cu	Zn	Ni	Co	Ag	Sb	S	Сумма	S/Fe+Cu	Пробность ассоц. золотин
					Ау, г/т	Ау, г/т											
1	88/109,2	337,5	Безр. уч.	1	0,3	29,51	35,08	0,10	0,01	0,06	0	0	0	34,77	99,53	1,00	
2	4/100,9	337,5	Безр. уч.	2	<0,2	29,81	34,01	0,06	0	0,02	0	0	0,02	34,23	98,15	1,00	710
3	86/196,7	250	Безр. уч.	3	0,9	29,91	34,27	0,06	0	0,09	0,01	н.о.	н.о.	33,98	98,32	0,99	906
4	34/13126	487,5	Р.т. 1	1	2,1	30,29	34,49	н.о.	0,04	0	н.о.	0	0	34,9	99,721	1,00	
5	90/33,7	400	Р.т. 2	2	6,5	30,04	34,65	0,09	0	0	0,04	0,03	0	34,28	99,13	0,99	992; 953; 920; 827
6	7/64,3	375	Р.т. 2	2	2,90	29,44	35,17	0,10	0,01	0,04	0	0	0	35,11	99,87	1,01	915; 806; 796
7	111/59,3А	375	Р.т. 2	2	3,7	29,87	34,35	0,06	0	0,06	0	н.о.	н.о.	34,24	98,58	0,99	852; 840; 825; 805
8	7/94,8	350	Р.т. 2	2	2,00	29,99	34,68	0,04	0	0	0	0	0	34,54	99,25	0,99	880
9	94/142	300	Р.т. 2	2	1,9	30,13	33,01	0,05	0,88	0,79	0	0	0	34,5	99,36	1,02	776; 768
10	4/159	287,5	Р.т. 2	2	12,3	29,45	34,15	0,05	0	0,03	0	0,02	0,02	34,61	98,31	1,01	939; 925; 889; 827; 816
11	4/159,8	275	Р.т. 2	2	12,3	29,91	34,88	0,10	0,01	0,03	0	0	0	35,17	100,1	1,01	
12	4/164,1	275	Р.т. 2	2	4,2	30,11	34,52	0,09	0	0	0	0	0	34,33	99,05	0,99	822
13	4/173	275	Р.т. 2	2	3,4; 1,6	29,75	34,33	0,04	0	0	0	0	0	34,75	98,87	1,01	
14	86/211	237,5	Р.т. 2	3	<0,2	29,44	34,62	0,04	0	0,03	0	н.о.	н.о.	34,05	98,18	0,99	897; 888

Примечание. Au, As, Pt, Pd, Bi - не обнаружены при чувствительности метода 0,01 мас. %

Таблица 3.10 - Химический состав сфалерита, мас. %

№ п/п	Проба	Горизонт, м	Положение в разрезе	Сод-е Ау, г/т	Fe	Cu	Zn	Ni	Co	S	Сумма	S/Fe+Zn	FeS, %	T, °C	Пробность ассоц. золотин
2	88/133,5	312,5	Безр.уч.	0,3	3,33	0,02	62,89	0	0,01	33,08	99,33	1,01	5,8	210	
3	7/94,8	350	Р.т. 2	2,00	6,33	0,08	62,64	0	0	33,61	102,66	0,98	10,6	350	880
4	7/94,85	350	Р.т. 2	2,00	7,17	0,08	59,16	0,01	0,01	33,51	99,94	1,01	12,4	388	
5	7/89,5	350	Р.т. 2	5,8; 2,4	3,52	0,02	62,46	0	0,01	33,19	99,2	1,02	6,2	212	865
6	7/94,7	350	Р.т. 2	2,00	6,11	0,11	60,12	0,01	0,01	33,72	100,08	1,02	10,6	350	
7	90/136,5	300	Р.т. 3	3,4; 17,2	4,01	0,01	61,83	0	0	33,17	99,02	1,02	7,1	262	

Примечание. Ag, Au, Sb, As, Pt, Pd - не обнаружены.

В программу анализа были включены Cu, Ni, Co (не превышают 0,1 мас. %) и Ag, Au, Pt, Pd, As, Sb (не обнаружены при чувствительности метода 0,01 мас. %). Содержание FeS в сфалерите изменяется от 5,8 до 12,4 %, что соответствует температуре образования минерала по кривой Каллеруда – 212 – 388 °С [38].

Среди изученных сфалеритов месторождения можно выделить высокожелезистые (железа 6,11 мас. % и более) и маложелезистые (Fe < 6 мас. %) [141]. Для высокожелезистых сфалеритов определена температура образования 350-388 °С, для маложелезистых – 212-262 °С (см. табл. 3.10). Различие в составе сфалеритов и большой температурный интервал образования свидетельствуют о длительном временном выделении сфалеритов, полифациальных условиях отложения и, возможно, одновременной кристаллизации (т.е. не исключается наличие разных генераций).

Галенит

Галенит, так же, как и сфалерит, образуется на заключительной стадии формирования месторождения и развивается в кварц-карбонатных прожилках. Макроскопические агрегаты минерала встречены в единичных случаях. Под микроскопом галенит встречен в виде мономинеральных сплошных зернистых агрегатов в ассоциации с кварцем и карбонатами в прожилках размером до 0,5 мм, а также в виде резких ксеноморфных агрегативных сростаний с пирротинитом-III, арсенипиритом-III, халькопиритом и сфалеритом, заполняя все пустоты и межзерновые промежутки. Иногда при сростании со сфалеритом он образует тонкие включения размером до 0,02 мм. Вдоль линий контактов гидротермально-метасоматических образований с вмещающими породами отмечаются субграфические агрегаты галенита.

3.2.2. Оксиды

Среди оксидов наиболее широким распространением пользуются кварц, ильменит, минералы группы рутила и гидроксиды железа. В резко подчиненных количествах среди рудных минералов отмечаются гематит и магнетит.

Кварц

Кварц является основным минералом нитевидных жилков и прожилков (0,5-1,5 мм по мощности, по простирацию – до нескольких сантиметров), линз и желваков (мощностью 3-5 см), прожилков, жилков и жил (от первых сантиметров до 1,5 м), а также метасоматических окварцованных пород. Очень часто 1,5-2 десятка субпараллельных кварцевых жил, сопровождаемые прожилками и линзами, образуют кварцево-жильные зоны мощностью до 50 м в гидротермально-измененных сланцах. Крупные кварцевые жилы и прожилки располагаются субпараллельно, субсогласно сланцеватости, образуя с ней угол около 10-15 °. Мелкие и нитевидные прожилки почти всегда секут сланцеватость и слоистость. Контакт кварцевых жил, прожилков с вмещающими породами обычно резкий – «спаянный», а в зонах интенсивного окварцевания постепенный.

В метасоматических зонах кварц обычно «сливной» белого, светло-серого цвета. В жилах, прожилках, линзах, желваках он представлен зернисто-гранобластовым полупрозрачным агрегатом серого, светло-серого, светлого буровато-серого, дымчато-серого и белого цветов. В отдельных прожилках кварц имеет кружевную текстуру и тонко-, мелко-, крупнозернистую структуру. Кварцевые желваки и линзы часто имеют зональное строение. Зальбанды выполнены серым, а центр – белым полупрозрачным кварцем. Иногда в белом кварце встречаются жеоды до 1 см, полностью или частично заполненные щеточками идиоморфного совершенно прозрачного кварца. В приповерхностной зоне интенсивного окисления сульфидов кварц приобретает желтовато-охристый оттенок из-за пленок гидроокислов железа, которые заполняют все межзерновое пространство. В других случаях на цвет кварца влияет различное количество тонкораспыленного графита, концентрирующегося в межзерновом пространстве и в виде включений в зернах.

Ориентировочно выделены четыре генерации жильного кварца: первая – белый с матовым блеском кварц, слагающий жилы, рассредоточенные по

территории рудного поля; вторая – серый гранобластическизернистый кварц с иногда пылеватым графитом; третья – белый и полупрозрачный кварц; четвертая – кварц из жеод и мелких нитевидных прожилков. Иногда зональность обусловлена наличием параллельных зальбандам симметрично расположенных полосчатых агрегатов сульфидов, слюд, хлорита. Кварцево-жильные тела второй, третьей и четвертой генераций и окварцевание сланцев наиболее интенсивно проявлены в рудоносной минерализованной зоне. К флангам рудоносной минерализованной зоны прожилкование и окварцевание уменьшаются. Достаточно часто прожилки, жилы, линзы и желваки, состоящие из кварца, разбиты системой секущих, более поздних, кварц-карбонатных и карбонатных прожилков с сульфидами.

К жилам кварца приурочена сульфидная минерализация. Сульфиды в кварце встречаются в виде редкой вкрапленности идиоморфных, гипидиоморфных и ксеноморфных зерен моно- и полиминеральных агрегатов, скоплений и гнезд. Со сланцевыми рудами, насыщенными кварцевыми жилами, прожилками, линзами, желваками, окварцеванными сланцами с сульфидной минерализацией связаны наиболее продуктивные участки рудных тел. Видимое золото встречается исключительно в кварцевых жилах и жилках.

Нерудные минералы, ассоциирующие с кварцем, представлены гранатом, апатитом, плагиоклазом, минералами титана, слюдами, хлоритом, черным турмалином (шерлом), которые развиты преимущественно по зальбандам жил или образуют реликтовые полосчатые агрегаты перекристаллизованных сланцев в эндоконтактной зоне кварцевых тел. Такие текстурные особенности типичны для кварцевых жил, образовавшихся при пульсирующем многоактном наращивании жил по зальбандам. При этом внутренние участки таких жил являются ранними образованиями, а в направлениях к контактам более молодыми. В жильном кварце встречаются гнезда (6 × 3 см) крупнозернистого агрегата сиреневого андалузита, розовато-желтого, розового и сиреневого граната до 1,5 см в диаметре. Встречаются единичные кварц-турмалиновые прожилки с примесью гранатов. Шерл образует шестоватые, веерообразные

агрегаты, располагающиеся поперек простирания прожилка, в направлении от его границы к центру.

Типы флюидных включений. Для выявления РТХ-условий формирования кварцево-жильных образований участка, проведены исследования флюидных включений в кварце из семи образцов, отобранных из скважины № 111 на глубинах 59,3 м; 59,4 м; 60,8 м; 76,5 м; 90,3 м; 120,6 м и 129,5 м [143, 58]. Включения представлены первичными, первично-вторичными и вторичными образованиями [44, 45]. Первичные и первично-вторичные включения располагаются либо в центральных частях зерен (в виде отдельных изолированных включений и облачных скоплений, не связанных с какими-нибудь трещинами), либо в слабо выраженных зонах роста, обозначенных минеральными включениями [44, 45, 109, 110]. К вторичным включениям отнесены те, что приурочены к залеченным трещинам различного рода, секущим границы кварцевых зерен.

При комнатной температуре во флюидных включениях присутствуют: водно-солевой раствор, газ, кристаллы соли, жидкая углекислота, жидкий и газообразный метан. Диагностика фаз проведена микротермометрическими и КР-спектроскопическими методами в процессе их исследования (ИГиМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитики А.А. Томиленко, Н.А. Гибшер) [143, 58]. *По химическому составу* можно выделить три типа флюидных включений: водно-солевые, углекислотные и метановые. *По фазовому составу* при комнатной температуре среди водно-солевых включений можно выделить двухфазные и трехфазные включения (рис. 3.23-а, б, к). Среди углекислотных включений выделены двухжидкие и трехфазные водно-углекислотные и однофазные включения жидкой углекислоты (рис. 3.23-ж, з, и), а среди метановых – двухжидкие водно-метановые и однофазные включения жидкого и газообразного метана (см. рис. 3.23-ж, з, и).

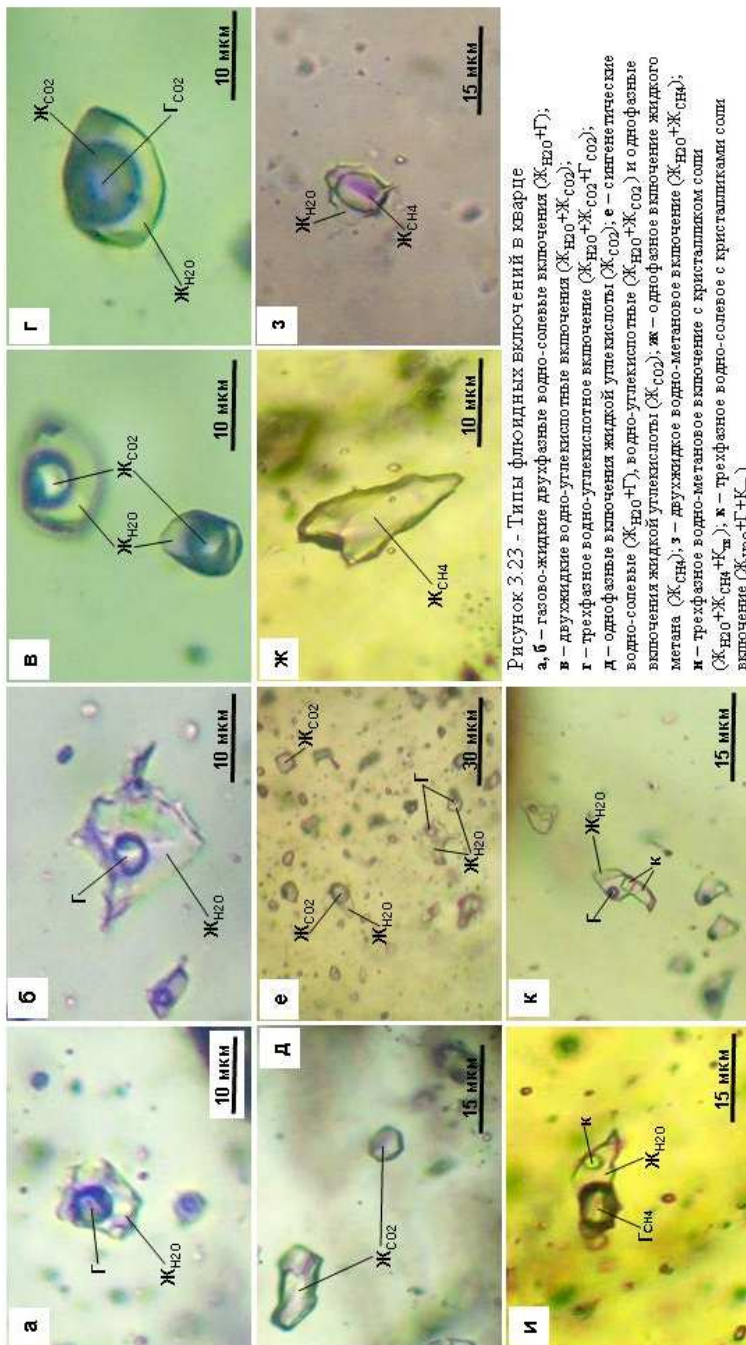


Рисунок 3.23 – Типы флюидных включений в кварце
 а, б – газопо-жидкие двухфазные водно-солевые включения ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{Г}$);
 в – двухжидкие водно-углекислотные включения ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{Ж}_{\text{CO}_2}$);
 г – трехфазное водно-углекислотное включение ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{Ж}_{\text{CO}_2}+\text{Г}$);
 д – однофазные включения жидкой углекислоты (Ж_{CO_2}); е – стигматические водно-солевые ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{Г}$), водно-углекислотные ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{Ж}_{\text{CO}_2}$) и однофазные включения жидкой углекислоты (Ж_{CO_2}); ж – однофазное включение жидкого метана (Ж_{CH_4}); з – двухжидкое водно-метановое включение ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{Ж}_{\text{CH}_4}$); и – трехфазное водно-метановое включение с кристалликами соли ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{Ж}_{\text{CH}_4}+\text{К}$); к – трехфазное водно-солевое с кристалликами соли включение ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{Г}+\text{К}_{\text{M}}$)

Водно-солевые ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\Gamma$) первичные и первично-вторичные включения, как правило, встречаются в виде групп или одиночных обособлений внутри кварцевых зерен. Форма вакуолей чаще всего неправильная, очень редко встречаются включения, имеющие ограниченную форму. Размеры включений колеблются от 5 до 15 микрон.

Водно-углекислотные и углекислотные ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{Ж}_{\text{CO}_2}\pm\Gamma$; Ж_{CO_2}) первичные и первично-вторичные флюидные включения встречаются как в виде обособленных групп внутри кварцевых зерен, так и в виде отдельных цепочек, которые не пересекают границы кварцевых зерен. Размеры углекислотных включений колеблются в интервале от 3 до 10 микрон, а форма их вакуолей чаще всего округло-угловатая. Нередки случаи совместного нахождения в одной группе водно-солевых, водно-углекислотных и однофазных углекислотных флюидных включений внутри кварцевых зерен (рис. 3.23-е). Присутствие в кварце большого количества сингенетических водно-солевых, двух и трехфазных водно-углекислотных и однофазных углекислотных включений, которые были захвачены, по-видимому, одновременно при расслоении флюида на несмешивающиеся фазы, свидетельствует, что формирование кварцевых жил происходило при активном участии не только гомогенных, но и гетерогенных растворов.

Микротермометрические данные индивидуальных флюидных включений, по каждому изученному образцу кварца, представленные в таблице 3.11 и на рисунках 3.24, 3.25, 3.26, дают основание сделать вывод, что формирование кварцевых жил происходило при температурах от 140 до 350 °С, а соленость минералообразующего флюида достигала 23 мас. % (см. рис. 3.24, 3.25). При этом с понижением температуры соленость растворов уменьшалась. Существенных изменений температуры формирования и солености растворов с глубиной от всячего бока (обр. № СБ-111/59,3; СБ-111/59,4 и СБ-111/60,8) к центральной части кварцево-жильной зоны (обр. № СБ-111/129,5) не наблюдается (см. рис. 3.26).

Таблица 3.11 – Характеристика индивидуальных флюидных включений в кварце

Типы включений	Фазовый состав	Т _{гом.} , °С	Водная фаза (Ж _{H2O})		Ж _{СО2±СН4±N2}	
			Т _{згв.} , °С	Т _{плав.} , °С		С, масс.%
Первичные и первично-вторичные	<i>Образец № СБ-111/59; мощность жилки 15 см, содержание Аи=3,7 з/м</i>					
	Ж _{H2O} +Г	260-290	-39,4÷-36,6	-13,2÷-14,3	17,0-18,5	
	Ж _{H2O} +Ж _{СО2} ±Г	260-270	-41,3÷-44,3	-7,6÷-8,0	11,5-12,5	-61,6÷-60,7 +13,6 ÷ +6,3
	Ж _{СО2}					-61,6÷-60,7 +0,7 ÷ -4,0
	Ж _{H2O} +Г	160-200	-30,4 ÷ -29,3	-4,9 ÷ -2,1	4-9	
Вторичные	Ж _{СН4+СО2+N2}					
	Ж _{H2O} +Г+соль	150-160	-61,8 ÷ -59,3	-45,9 ÷ -45,6	> 60	-83,2÷-79,4
	<i>Образец № СБ-111/59,4; мощность жилки 15 см, содержание Аи=3,7 з/м</i>					
Первичные и первично-вторичные	Ж _{H2O} +Г	255-280	-34,7 ÷ 38,3	-12,4 ÷ -15,0	16,0-19,0	
	Ж _{H2O} +Ж _{СО2} ±Г	260	-38,3	-7,9	12,0	-60,3÷-59,6 +4,0 ÷ +8,3
	Ж _{СО2}					-57,9÷-59,0 +2,8 ÷ -7,2
Вторичные	Ж _{H2O} +Г	140-190	-34,2 ÷ -28,3	-3,9 ÷ -1,2	2-8	
	Ж _{H2O} +Г+соль	140-150	-60,4	-47,2	> 60	
<i>Образец № СБ-111/60,8; мощность жилки 90 см, содержание Аи=1,2 з/м</i>						
Первичные и первично-вторичные	Ж _{H2O} +Г	260-320	-44,0 ÷ 47,6	-8,0 ÷ -11,8	12,5-16,0	
	Ж _{H2O} +Ж _{СО2} ±Г	240-250	-36,8 ÷ 41,1	-6,8 ÷ -6,1	10-11	-58,9÷-59,1 +19,8 ÷ +8,3
	Ж _{СО2}					-61,6÷-58,8 -8,0 ÷ -37,6
Вторичные	Ж _{H2O} +Г	160-200	-30,4 ÷ 29,3	-4,9 ÷ -2,1	4-9	
	Ж _{H2O} +Г+соль	150-160	-63,1 ÷ 58,8	-45,9 ÷ -47,1	> 60	
<i>Образец № СБ-111/76,5; мощность жилки 10 см, содержание Аи=1,3 з/м и 6,3 з/м</i>						
Первичные и первично-вторичные	Ж _{H2O} +Г	280-350	-35,1 ÷ 41,9	-21,2 ÷ -19,7	21-23	
	Ж _{H2O} +Ж _{СО2} ±Г	230	-41,0	-7,9	12	-59,5÷-59,9 +4,8 ÷ +12,3
	Ж _{СО2}					-59,3÷-60,4 +1,8 ÷ -7,3
Вторичные	Ж _{H2O} +Г, очень мелкие включения					
	Ж _{СН4+СО2+N2}					
	Ж _{H2O} +Г+соль	160-180				-94,7÷-86,7

Окончание таблицы 3.11

Типы включений	Фазовый состав	Т _{гом.} , °С	Водная фаза (Ж _{H2O})			Ж _{СО2±СН4±Н2}	
			Т _{эвт.} , °С	Т _{плав.} , °С	С, масс. %	Т _{плав.} , °С	Т _{гом.} СО ₂ , СН ₄ , °С
<i>Образец № СБ-111/190.3: мощность жилки 70 см, содержание Аи=11,5 г/м</i>							
Первичные и первично-вторичные	Ж _{H2O} +Г	240-310	-42,1 ÷ -38,8	-10,0 ÷ -14,1	15,0-18,0		
	Ж _{H2O} +Ж _{СО2} ±Г	270-280	-41,0 ÷ -45,9	-7,9 ÷ -6,7	10,5-12,0	-59,9 ÷ -60,3	+2,9 ÷ +21,0
	Ж _{СО2}					-61,5 ÷ -63,8	-0,1 ÷ -23,1
Вторичные	Ж _{H2O} +Г	170-200	-34,2 ÷ 32,1	-3,7 ÷ -1,3	2,0-7,0		
	Ж _{СН4}						-81,4 ÷ -88,0
	Ж _{СН4} +Ж _{H2O}						
	Ж _{H2O} +Г+соль	170-180					
<i>Образец № СБ-111/120.6: мощность жилки 30 см, содержание Аи неизвестно</i>							
Первичные и первично-вторичные	Ж _{H2O} +Г	220-330	-43,7 ÷ -41,3	-11,9 ÷ -14,7	16,5-18,5		
	Ж _{H2O} +Ж _{СО2} ±Г					-60,6 ÷ -59,8	+21,3 ÷ +10,5
	Ж _{СО2}					-60,6 ÷ -59,8	+1,9 ÷ -21,80
Вторичные	Ж _{H2O} +Г	140-240	-32,2 ÷ -29,1	-0,7 ÷ -5,6	1,5-8,5		
	Ж _{СН4} , Г _{СН4}						-78,5 ÷ -89,7
	Ж _{СН4} + Ж _{H2O}						
Первичные и первично-вторичные	Ж _{H2O} +Г+соль	160-170	-58,9 ÷ -56,9	-42,1 ÷ -38,0	> 60		
	<i>Образец № СБ-111/129.5: мощность жилки 5 см, содержание Аи=5,3 г/м</i>						
	Ж _{H2O} +Г	240-330	-43,5 ÷ -36,6	-15,8 ÷ -10,2	15,0-19,0		
Ж _{H2O} +Ж _{СО2} ±Г Очень мелкие включения							
Вторичные	Ж _{СО2}					-62,1 ÷ -62,4	-27,8 ÷ -53,3
	Ж _{H2O} +Г	160-210	-34,4 ÷ -28,3	-4,1 ÷ -0,9	2-8		
	Ж _{СН4} , Г _{СН4} , Ж _{СН4} + Ж _{H2O}						-96,6 ÷ -86,4
Вторичные	Ж _{H2O} +Г+соль	150-170	-58,5 ÷ -54,3	-44,0 ÷ -42,2	>60		

Примечание: Ж - жидкость, Г - газ; Т_{гом.} - температура полной гомогенизации; Т_{гом.} СО₂, СН₄ - температура частичной гомогенизации; Т_{эвт.} - температура эвтектики; Т_{плав.} - температура плавления; С - концентрация, NaCl-экв.

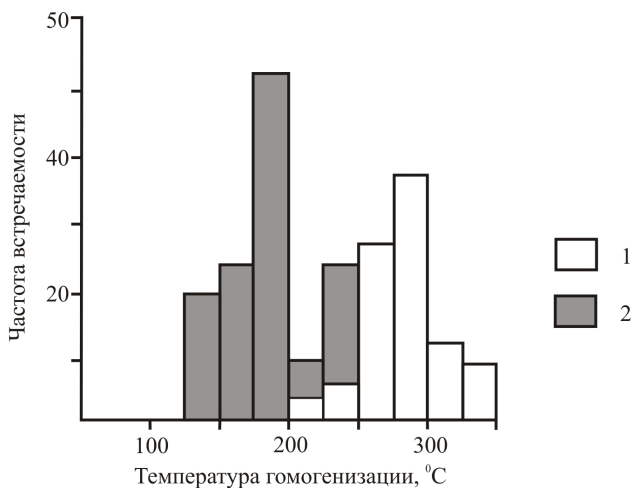


Рисунок 3.24 – Гистограмма температур гомогенизации первичных (1), первично-вторичных (1) и вторичных (2) флюидных включений в кварцах

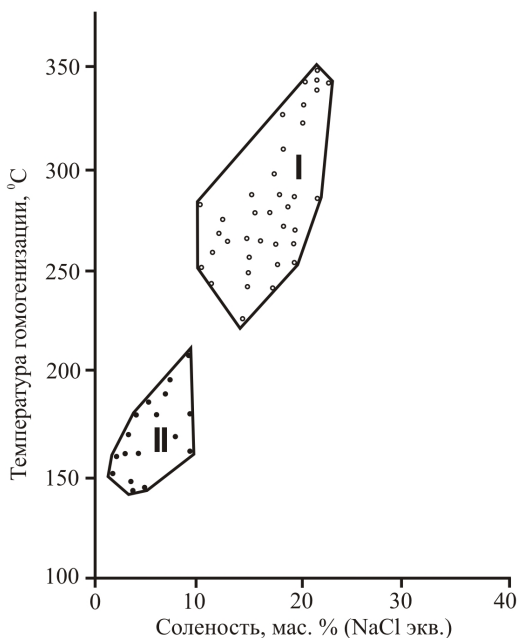


Рисунок 3.25 – Диаграмма зависимости температуры гомогенизации от солености (мас. % NaCl экв.) водной фазы первичных (I), первично-вторичных (I) и вторичных (II) флюидных включений в кварцах

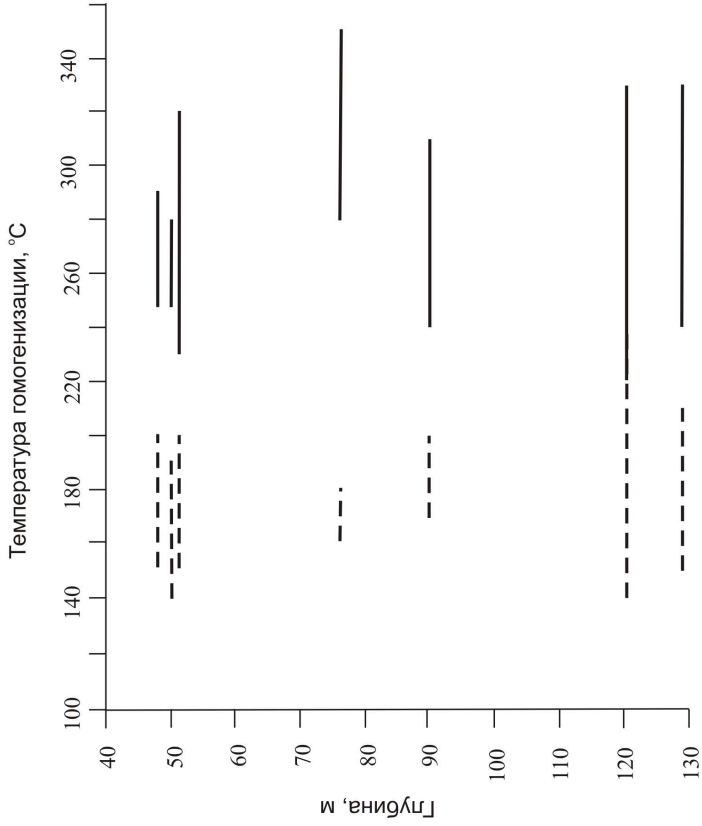
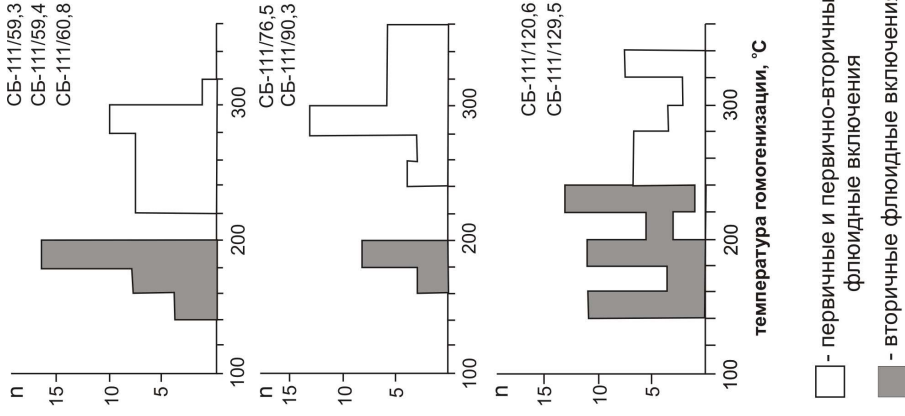


Рисунок 3.26 – Температуры гомогенизации первичных, первично-вторичных и вторичных флюидных включений в кварцах в зависимости от глубины залегания

— - первичные и первично-вторичные флюидные включения
 - - - - вторичные флюидные включения



По данным хроматографического анализа газов из кварцев (табл. 3.12) в составе минералообразующего флюида основными компонентами были вода (до 94,0-98,0 моль %), а также углекислота (до 5,0 моль %) и метан (до 1,0 моль %).

Таблица 3.12 – Хроматографический анализ газов из кварцев

№ п/п	Номер образца	Содержание, мг/кг			
		CO ₂	H ₂ O	CH ₄	N ₂
1	СБ-111/59,3-1	50,0	680,0	4,8	0,0
2	СБ-111/59,3-2	50,0	640,0	7,4	0,0
3	СБ-111/59,3-3	36,0	500,0	4,9	0,0
4	СБ-111/59,4-1	26,0	770,0	4,4	0,0
5	СБ-111/59,4-2	24,0	740,0	4,6	0,0
6	СБ-111/59,4-3	29,0	880,0	7,4	0,0
7	СБ-111/60,8-1	23,0	350,0	4,5	0,0
8	СБ-111/60,8-2	23,0	220,0	3,4	0,0
9	СБ-111/60,8-3	22,0	370,0	3,5	0,0
10	СБ-111/76,5-1	19,0	330,0	7,5	0,0
11	СБ-111/76,5-2	20,0	320,0	7,3	0,0
12	СБ-111/76,5-3	18,0	160,0	7,0	0,0
13	СБ-111/90,3-1	50,0	610,0	5,6	0,0
14	СБ-111/90,3-2	50,0	920,0	5,2	0,0
15	СБ-111/90,3-3	50,0	610,0	6,1	0,0
16	СБ-111/120,6-1	40,0	310,0	7,5	0,0
17	СБ-111/120,6-2	40,0	450,0	5,7	0,0
18	СБ-111/120,6-3	40,0	420,0	7,4	0,0
19	СБ-111/129,3-1	16,0	490,0	5,1	0,0
20	СБ-111/129,3-2	18,0	450,0	5,0	0,0
21	СБ-111/129,3-3	18,0	390,0	5,5	0,0

Примечание: температура газовыделения составляет 600 °С, навеска 200 мг.

По приведенному на рисунке 3.27 распределению содержания Au в кварце и содержания CO₂ и CH₄ во флюиде в зависимости от глубины залегания кварцевых жил можно отметить явную взаимосвязь между содержанием углекислоты и золота. Положительная корреляция между содержанием Au в кварце и CO₂ во флюиде отмечалась на ряде золоторудных месторождений, например, Советском и Эльдорадо, Енисейский кряж; Жолымбет и Васильковское, Казахстан; Сарала, Кузнецкий Алатау; Алдах-Юньский рудный узел, Южная Якутия и др. [142, 30, 41, 29].

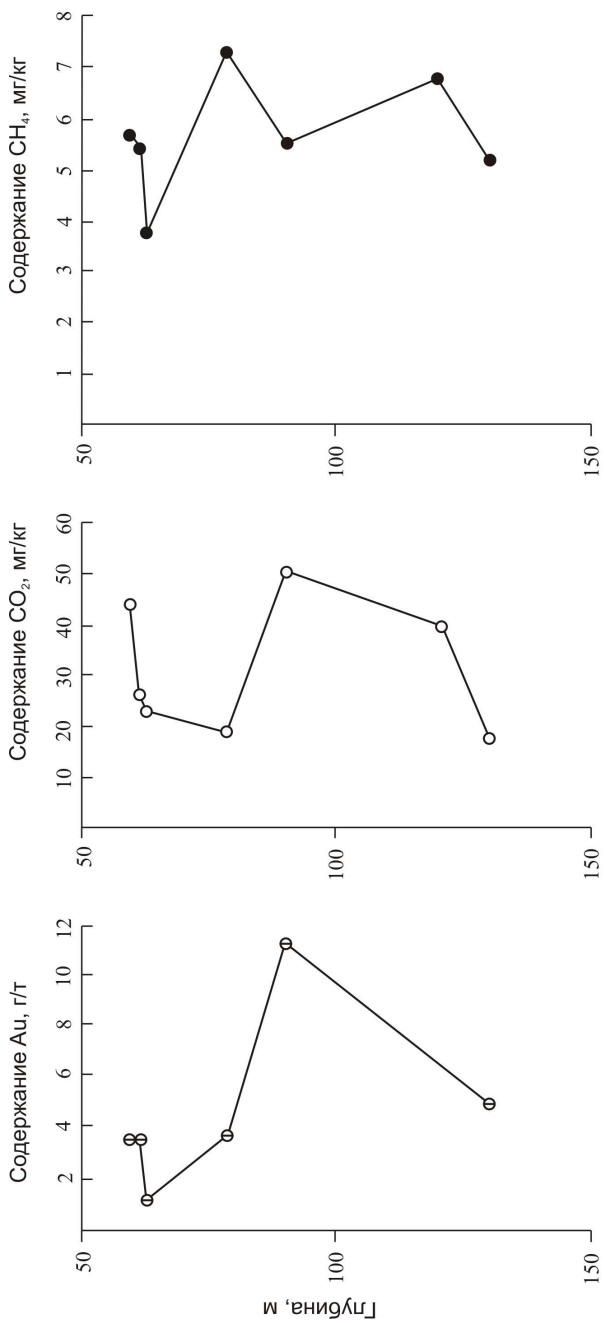


Рисунок 3.27 – Зависимость между содержанием золота в кварцах и углекислоты и метана во флюиде

Согласно данным КР-анализа индивидуальных флюидных включений (табл. 3.13) в составе минералообразующего флюида, помимо углекислоты и метана, в отдельных случаях существенную роль играл азот.

Таблица 3.13 – Химический состав индивидуальных флюидных включений в кварцах по данным КР-спектроскопии

№ п/п	Номер образца (включения)	Тип включений	T _{гом.} , °C	Содержание, моль%		
				CO ₂	CH ₄	N ₂
1	СБ-111/59,3-1/1	Ж _{H2O} +Ж _{CO2}	+8,0	78,0	2,0	20,0
2	СБ-111/59,3-1/2	Ж _{H2O} +Ж _{CO2}	+10,0	76,0	2,0	22,0
3	СБ-111/60,8-6/1	Ж _{H2O} +Ж _{CO2}	+13,0	94,0	1,0	5,0
4	СБ-111/60,8-6/2	Ж _{H2O} +Ж _{CO2}	+19,0	88,0	2,0	10,0
5	СБ-111/76,5	Ж _{CH4+N2+CO2}	-90,0	8,0	49,0	43,0
6	СБ-111/90,3	Ж _{CH4+N2+CO2}	-82,0	10,5	80,0	9,5
7	СБ-111/90,3-3/1	Ж _{CO2+N2+CH4}	-6,5	81,5	1,0	17,5
8	СБ-111/90,3-3/2	Ж _{CO2+N2+CH4}	-9,5	74,5	2,5	23,0
9	СБ-111/120,6-г/1	Ж _{CO2+N2+CH4}	-8,0	85,0	1,5	13,5
10	СБ-111/120,6-а	Ж _{CH4+N2+CO2}	-79,0	10,5	76,0	13,5
11	СБ-111/120,6-б/1	Ж _{CH4+N2}	-78,5	0,0	87,5	12,5
12	СБ-111/120,6-б/2	Г _{CH4}	-86,5	0,5	98,5	1,0
13	СБ-111/120,6-в	Ж _{CH4+CO2+N2}	-78,5	11,0	86,5	2,5
14	СБ-111/129,5-1/1	Ж _{CO2+N2+CH4}	-29,5	52,0	1,0	47,0
15	СБ-111/129,5-1/2	Ж _{CO2+N2+CH4}	-52,5	47,0	1,5	51,5
16	СБ-111/129,5-7/1	Ж _{CH4+N2+CO2}	-83,0	4,5	86,0	13,5
17	СБ-111/129,5-7/2	Г _{CH4}	-84,0	0,5	98,0	1,5

Так в образцах кварца из центральной части кварцево-жильной зоны (обр. СБ-111/129,5) были обнаружены однофазные включения жидкой углекислоты, в составе которых содержание азота достигало 47-51,5 моль %. Следует отметить также существенное увеличение количества метановых включений в образцах из этой центральной части кварцево-жильной зоны (обр. СБ-111/120,6; СБ-111/129,5). Это свидетельствует о существенной роли метана и азота в более поздней, наложенной гидротермальной минерализации кварцевых жил в этой части разреза. Причем в этих же образцах резко увеличивается количество и размер включений графита (нередко соседствующих с метановыми флюидными включениями) в кварце. КР-спектры кварца и включений графита в кварце представлены на рисунке 3.28.

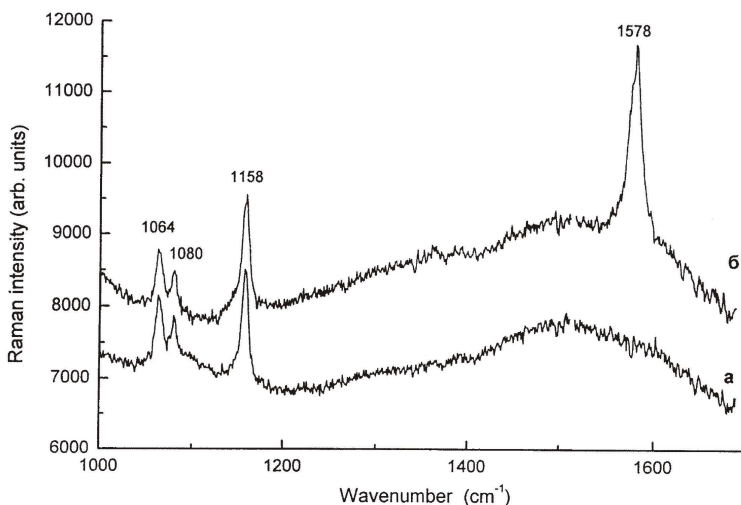


Рисунок 3.28 – КР-спектры: а – кварца (минерала-хозяина), обр. СБ-111/120,6; б – включения графита в кварце (КР-линия 1578 cm^{-1})

В результате всего ранее написанного, можно предположить, что кварцевые жилы месторождения большей частью имеют полигенный характер. Начало формирования кварцевых жил, по-видимому, связано с эпидот-амфиболитовым метаморфизмом. При воздействии на породы метаморфогенного водно-углекислотного флюида из них высвобождались рудные компоненты и осуществлялась мобилизация кварца из околожильного пространства. Таким образом, образовалась, по-видимому, большая часть маломощных жил и прожилков во вмещающих породах. При формировании основных кварцевожильных зон месторождения Благодатное большое значение имела более поздняя наложенная гидротермальная деятельность в данном регионе. Исходя из результатов изучения флюидных включений, можно предположить, что эти гидротермальные растворы были достаточно высокотемпературными (до 350 °C), высококонцентрированными (до 20-23 мас. %, NaCl-экв.) и наряду с водой, содержали углекислоту, метан и азот.

Ильменит

Ильменит является обычным аксессуарным минералом сланцев прогрессивного метаморфизма. Зерна ильменита равномерно распределены в основной ткани сланцев, иногда отмечаются в виде пойкилитовых включений в породообразующих минералах и среди катаклазированных кристаллов граната. Форма таблитчатая, пластинчатая, иногда изометричная, размеры (0,1 x 0,05)–(0,05 x 0,04) мм. Зерна часто пористые (размеры пор 0,005–0,15 мм), иногда до ситовидных. Границы зерен часто корродированны кварц-слюдяными гидротермально-метасоматическими агрегатами вмещающих пород. Иногда встречаются интенсивно резорбированные зерна ильменита с каймой до 0,005 мм агрегата лейкоксена. В интенсивно сульфидизированных породах ильменит замещается агрегатом пирита, который образует полные и частичные псевдоморфозы по минералу. В диафторитах ильменит лейкоксенизируется и замещается сфеном.

Минералы группы рутила (рутил, брукит, анатаз)

Рутил, брукит и анатаз широко распространены в породах минерализованной зоны (содержание – от ед.з. до 2-3 %, в среднем около 1 %), но имеют микроскопические размеры. Видовая диагностика довольно однозначна при изучении этих минералов в шлихах и протолочках (минералы зафиксированы в единичных случаях), но затруднена в шлифах. И так как в качестве ведущего метода использовалась микроскопия, то ниже под названием рутил объединены все три минерала.

Распределение рутила в рудоносной зоне определяется положением диафторитов среди сланцев прогрессивной ступени. В кварц-слюдяном материале диафторитов рутил присутствует в идиоморфной форме, в виде тонких иголок, удлинённых призм (0,001 x 0,06 мм), резко ксеноморфных агрегатов, интенсивно резорбированных коротких пластинок, табличек (0,36 x 0,56 мм). Развивается рутил в зернах кварца, в межзерновых промежутках, на контакте кварца со слюдой, среди пластинок слюды,

заполняет пустоты, образовавшиеся в результате интенсивного растворения и выноса пирротина. В рутиле содержится много включений кварца. Основная масса выделений сложена разноориентированными кристаллами (см. рис. 3.19), и только в отдельных случаях призмочки и иголки расположены субпараллельно сланцеватости. Интенсивно растворенные агрегаты рутила приобретают пойкилобластовую и скелетную формы.

Рутил интенсивно развивается по гранату при его замещении хлоритом. Формы выделений игольчатые (0,001 x 0,01), призматические (0,01 x 0,08), таблитчатые (0,4 x 0,6 мм), а также гипидиоморфные и ксеноморфные агрегаты, в единичных случаях встречаются дендритовидные (до 0,06 мм) агрегаты. Распределение рутила в гранате обычно хаотичное, но в крупных метазернах (до 1 мм) встречается и закономерное расположение иголок и пластинок, которые своим удлинением подчеркивают зоны роста. Достаточно часто иголки и призмы рутила располагаются вдоль контакта гранатов и кварца. Контакты четкие, ровные, плотные. Встречаются пластинки рутила, которые длинной стороной вырастают в гранат и в кварц.

В основной ткани рутил иногда встречается в агрегате зерен пирротина в виде иголок и призм (0,005 x 0,025 мм), при этом четких контактов не наблюдается. В единичных случаях присутствуют изометричные ксеноморфные зерна пирротина с четкими, плотными, неровными краями в рутиле размером до 0,03 мм.

В кварцевых прожилках рутил чаще встречается среди листочков хлорита, на контакте хлорита и кварца и реже в кварце в форме тонких иголок, удлинённых призм (0,001 x 0,01 – 0,01 x 0,1 мм), изометричных округлых выделений. Степень идиоморфизма рутила в кварцевых прожилках выше, чем в основной массе. В кварцевых прожилках среди интенсивно катаклазированных участков встречаются сложные сростания пирротина с халькопиритом и рутилом (до 0,048 мм), пирротина с марказитом, арсенопиритом (до 0,075 мм). В массивных кварцевых прожилках и в окварцованных зонах рутил встречается только в ассоциации с сульфидами. В

кварцевом прожилке в ассоциации пирротина, марказита и арсенопирита был встречен агрегат закономерно расположенных субпараллельных призм рутила (до 0,5 мм), характерных для распада ильменита. В поздних кварц-карбонатных прожилках рутил не наблюдался.

Гидроксиды железа

В приповерхностной зоне, где интенсивно развиваются процессы гипергенеза, гидроксиды железа пропитывают кварц-сланцевую матрицу сланцев. В виде тончайших пленок (до 0,005 мм) они заполняют межзерновые промежутки, поры и трещинки в кварце и слюдах. Иногда, вдоль контактов прожилков с вмещающими породами, частично замещают неравномернозернистые параллельно-ориентированные агрегаты слюд. В некоторых случаях, кристаллические гидроксиды железа и метаколлоидный агрегат, пронизанный трещинами усыхания, образуют тончайшие (до 0,005 мм) прожилки, расположенные согласно сланцеватости. Довольно часто, тонкие «вязаные» агрегаты гидроксидов железа выполняют прожилки и гнезда в гранатах. Для участков, где гранаты интенсивно катаклазированы или развальцованы, очень характерны петельчатые, кокардовые и ящичные текстуры замещения. Иногда встречаются образования, где ксеноморфные агрегаты гидроксидов железа играют роль цемента, и образуется структура, подобная сидеронитовой. Также среди основной кварц-сланцевой ткани гидроксиды железа замещают вытянутые клиновидные, пластинчатые, таблитчатые выделения минералов титана, либо в виде каемок (шириной до 0,012 мм), либо заполняют в них пустоты (частично или полностью).

На небольших глубинах, как в основной ткани сланцев, так и в прожилках гидроксиды железа интенсивно замещаются пирит, пирротин, марказит и другие сульфиды, с образованием псевдоморфоз. Развитие эвгедральных псевдоморфоз наиболее характерно для прожилков, так как в них идиоморфизм минералов более высок. В прожилках, где развиты крупные агрегаты пирита, пирротина, марказита, встречаются зерна, в которых краевые части замещаются кристаллическим ксеноморфным агрегатом гидроксидов железа, а

центральные – игольчатым, волокнистым материалом. Железистые карбонаты, входящие в состав кварц-карбонатных прожилков, также замещаются по краям зерен, трещинам катаклаза и спайности, приобретая желтовато-коричневую окраску.

На глубинах 50 м и более крупные ксеноморфные агрегаты гидроксидов железа практически не встречаются. Обычно это тонкие пленки, оторочки, каймы (до 0,050 мм), как в краевых частях сульфидов, так и в центральных, где имеются пустоты, а также прожилки по трещинам катаклаза.

Минеральные формы гидроксидов железа представлены гидрогетитом и гетитом. Скрытокристаллические, коллоидные, дисперсные оптически изотропные выделения отнесены к гидрогетиту; менее распространенные кристаллические образования гидроксидов железа, оптически анизотропные, отнесены к гетиту.

3.2.3. Силикаты

Минералы класса силикатов в рудах занимают преобладающее положение, в виде породообразующих в сланцах. В этом разделе приведена характеристика граната, биотита, хлорита и полевых шпатов (плагиоклаз, ортоклаз и альбит), которые отмечаются в кварцевых жилах и вдоль их зальбандов.

Гранат

Гранат отмечен в зальбандах и редко внутри кварцевых жил. От породообразующего он отличается более крупными размерами (до 1,5 см) и окраской (сиреневой и медово-желтой). Химический состав минерала не изучался, но, судя по цвету, сиреневые гранаты обогащены алмандиновым и обеднены пироповым компонентами, в сравнении со сланцевым, а медово-желтые гранаты из жилок кварца, вероятно, содержат повышенные концентрации гроссуляра и спессартина. Наличие гранатов в кварцевых жилах является свидетельством генетической связи в образовании кварцево-жильных тел и вмещающих их кристаллических сланцев. Этому свидетельствует и часто ассоциирующие с гранатом биотит, мусковит, хлорит, незначительно

отличающиеся по химическому составу от своих аналогов во вмещающих сланцах.

Биотит

Минерал занимает приальбандовые области и слагает совместно с гранатом полосы реликтового сланцевого материала в кварцевых жилах. Биотит здесь имеет более крупные размеры, чем во вмещающих сланцах, ориентирован параллельно зальбандам жил и кристаллизационной сланцеватости. По составу биотит из кварцево-жильной ассоциации близок породообразующему, что свидетельствует о близких РТ-условиях их образования [37].

Полевые шпаты

Минералы группы полевых шпатов представлены плагиоклазом, ассоциирующим с жильным кварцем II, а также альбитом и ортоклазом, образующими поздние микроскопические жилки-выпоты в сланцах минерализованной зоны и за её пределами.

Плагиоклаз встречается в кварцевых жилах II генерации и отмечается в тех случаях, когда жилки расположены в полевошпатсодержащих сланцах. Плагиоклаз приурочен к зальбандам и слагает в кварце согласные зальбандам полосы реликтового сланцевого гранобластического агрегата (совместно с более мелкозернистым кварцем), среди которого отмечаются листочки хлорита, кристаллы апатита, иногда граната. Хлорит обычно развит в «концевых» участках плагиоклазовых полосок. Плагиоклаз «пропылен» изометричными чешуйками диафоригенного серицита и точечным пелитовым веществом. Минерал редко сдвойникован. Судя по показателям преломления ($n_m=1,542\pm 0,001$) и единичным замерам оптического эллипсоида на столике Федорова плагиоклаз отвечает олигоклазу № 20-25.

Ортоклаз-альбитовые нитевидные (микроскопической мощности) прожилки имеют площадную распространенность в пределах рудного поля и секут сланцеватость и реликтовую слоистость пород под разными углами. В единичных случаях фиксируется более позднее их образование по отношению к

кварц-карбонатным прожилкам минерализованной зоны. Ортоклаз и альбит образуют эвгедральные зерна и заметно пелитизированы. Альбит полисинтетически сдвойникован (№№ 3-5), у ортоклаза очень редко фиксируются простые двойники. По оптическим свойствам, ортоклаз содержит около 30 % альбитовой молекулы ($2V_{Np} = 36^\circ$; $n_m = 1,524 \pm 0,002$).

В участках развития ортоклаз-альбитовых прожилков сланцы обычно диафторированы (интенсивно хлоритизированы). В зальбандах ортоклаз-альбитовых прожилков обычно развит чешуйчатый хлорит, реже розетковидные агрегаты хлорита, коричневого стильпномелана, иголки бледно-зеленого турмалина, иногда сфен, пирит и гематит.

Хлорит

Процесс хлоритизации в сланцах интенсивно проявлен на месторождении и охватывает породы рудной зоны и рудных тел. Особенно интенсивно хлорит развивается в зонах интенсивного катаклаза и окварцевания, в кварцевых и кварц-карбонатных прожилках (в безрудных и со значительным содержанием сульфидов).

В основной ткани сланцев листочки и чешуйки (0,01-0,3 мм) диафторигенного хлорита развиваются по ставролиту, биотиту и гранату, располагаясь обычно субпараллельно и подчеркивая сланцеватость, а также в межзерновых промежутках кварца и в пустотах выщелачивания (результат растворения и выноса сульфидов), образуя спутано-лепидобластовые агрегаты. При интенсивной хлоритизации совместно с кварцем хлорит представляет матрицу пород, в которую погружены порфиробласты хлоритизированного граната, целые либо катаклазированные минералы титана (ильменит, рутил, сфен, лейкоксен), единичные зерна или агрегативные скопления сульфидов (пирит, пирротин, арсенопирит), в единичных случаях золото.

В зонах и линзах интенсивного окварцевания хлорит образует ксеноморфные мономинеральные и кварц-хлоритовые с включением сульфидов агрегативные скопления разноориентированных листочков, пластинок (0,01-0,35 мм).

В кварцевых и кварц-карбонатных прожилках хлорит обычно расположен в зальбандах параллельно контактам жилков. Наиболее поздние образования хлорита отмечаются в ортоклаз-альбитовых микроскопических прожилках.

3.2.4. Соли

Этот класс минералов представлен карбонатами и флюоритом, которые совместно с кварцем образуют нитевидные прожилки, группирующиеся в мощные зоны. В рудных телах эти зоны характеризуют минералогический тип руд (наряду со сланцевым и кварцево-жильным в сланцах), знаменующий завершение рудного процесса. Из рудных минералов в осевых частях прожилков развиты тонкие агрегаты пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита и позднего арсенопирита.

Карбонаты

Карбонаты образуются на заключительной стадии гидротермально-метасоматического процесса и либо играют роль цемента в участках брекчирования сланцев, либо заполняют образовавшиеся поры, нитевидные трещины и прожилки мономинеральным (или в ассоциации с кварцем и поздними сульфидами) агрегатом. Наибольшее число карбонатных и кварц-карбонатных прожилков отмечается в рудных телах, уменьшаясь к флангам минерализованной зоны. В кварц-карбонатных прожилках наблюдается зональное строение, при котором зальбанды выполнены светло-серым кварцем, а центральные части, межзерновые промежутки кварца и сульфидов заполнены карбонатами. Кварц-карбонатные, карбонатные и карбонатные с сульфидами прожилки значительно меньше кварцевых и имеют мощность от 1,5 до 5 мм, а гнезда и раздувы достигают 2 см. Характер контактов карбонатных и кварц-карбонатных прожилков всегда секущий и резкий.

Карбонаты в прожилках хорошо раскристаллизованы, в зернах хорошо выражена спайность по ромбоэдру, которая часто подчеркивается развитием вдоль нее пластинок, цепочек сульфидов. Преобладающим карбонатом в прожилках является железистый кальцит. Сидерит и анкерит встречаются

спорадически. Из нерудных минералов в карбонатах встречается флюорит, который образует гнезда, розетки бесцветного, зеленого и фиолетового цвета.

Флюорит

Флюорит макроскопически фиксируется часто, но в миллиметровых обособлениях. Микрзернистые скопления минерала приурочены к кварц-карбонатным прожилкам, расположенным параллельно сланцеватости или секущим сланцы под разными углами, и интенсивно катаклазированным участкам кварцево-жильных тел. Подавляющее количество прожилков с флюоритом приурочено к рудоносной минерализованной зоне. Цвет флюорита обычно сиреневый или бледно-зеленый, реже встречаются бесцветные и серовато-желтые разновидности. Минерал генетически ассоциирует с поздними кварцем, кальцитом, пиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом, марказитом и арсенопиритом.

3.2.5. Самородные

Из самородных минералов основная доля приходится на золото. Спорадически в рудах отмечается самородная медь. В субмикроскопических включениях кварца II фиксируются точечные зерна графита, иногда густо насыщающие жильный материал, придавая ему синевато-серый цвет.

Золото самородное

Золото в природе образует многочисленные соединения в различных формах. Главными из них являются свободные частицы, металлоорганические соединения, золото-кремнекислородно-гидратные полимеры и лептонные поля золота, представляющие собой ореолы частиц доатомных размеров (эти ореолы сопровождают компактные частицы металла). Для решения вопросов геохимии золота представляют интерес все перечисленные формы золота, кроме свободной, представляющей интерес для промышленного извлечения (благодаря чему в данной работе ей уделено особое внимание).

В настоящее время свободное золото принято разделять на самородки (>10 мм), макрозолото с выделением классов (мм): очень крупное ($-10 +5$), крупное ($-5 +2$), среднее ($-2 +1$), мелкое ($-1 +0,14$), очень мелкое ($-0,14 +0,07$) и микрозолото или пылевидное ($-0,07 +0,001$ мм). Это имеет значение при выборе технологических схем обогащения и извлечения.

Видимое самородное золото встречено на месторождении в 17 из изученных 28 скважин. Оно наблюдалось в виде вкрапленных агрегатов в 81 интервале (точках наблюдения) шириной, редко превышающей 1 сантиметр. Вкрапленность золота в сростании с пирротином или арсенипитом в окружении пирита, редко сфалерита и халькопирита приурочена к прожилковым линзовидным выделениям кварца. Обычно золото-сульфидные агрегаты распространены в трещинках жильного кварца вблизи зальбандов и редко в центральных частях жил, линз и прожилков. Наибольшая частота встречаемости видимого золота характерна для южных поисковых линий (83 %), причем 58 % наблюдений приходится на ПЛ-2. Особенно часто видимое золото встречается в кварцевых жилках среди углистых филлитовидных сланцев скв. 90 (25 %). В рудных интервалах частота встречаемости макроскопически видимого металла примерно равная для руд классов содержаний золота 1-4 и >4 г/т – 42 % и 41 % соответственно. В минерализованных породах класса содержаний золота 0,1–1 г/т частота встречаемости видимых агрегатов золота составила 17 %. Учитывая то, что распространенность руд с содержанием золота >4 г/т составляет около 14 %, а руд, содержащих золото от 1 до 4 г/т, – 60 %, то крупные частицы металла встречаются в 4 раза чаще в рудных интервалах с высокими содержаниями золота, чем в рудах с рядовыми (1-4 г/т) содержаниями.

В монофракции выделенные частицы золота обычно имеют губчатые, удлиненно-пластинчатые, комковатые, крючковатые, изометрично-округлые, интерстициально-бугорчатые формы (рис. 3.29), очень редко встречаются частицы формы искаженного октаэдра, комковатые с одиночными плоскими гранями кристаллов.

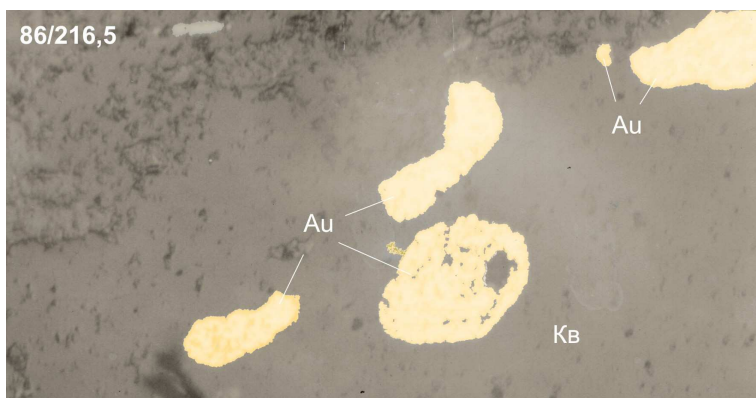


Рисунок 3.29 – Аншлиф 86/216,5. Ув. 70^x. Николи “–”. Формы выделения и зональное строение губчатого золота в прожилке кварца

В основном, частицы золота находятся в сростании с арсенопиритом, значительно реже наблюдались в виде включений в более раннем леллингите и позднем пирротине. Отмечаются зерна арсенопирита, густо проросшие золотом (Au 25-80 %). Значительное количество зерен арсенопирита включает хаотично расположенные одиночные и групповые частицы золота изометрично-овальной или изометричной формы с амёбовидными короткими отростками, в ряде случаев правильные (октаэдрические).

Методом рентгеновской томографии, позволяющим визуализировать объекты в объеме и обрабатывать наблюдения на ПЭВМ, было изучено пространственное распределение, типизация агрегатов, и их структурно-текстурное положение в рудных образованиях. Изучено 11 образцов керна скв. 90 (в 3^x обнаружены агрегаты золота). Установлено, что выделения золота или образуют цепочечно-лентовидно-линейные, «шнурковые», «облаковидные» выделения, приуроченные к зальбандам прожилков кварца, или «кучное» – нелинейное распределение, тяготея к выделениям сульфидов (арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит) в кварце (рис. 3.30).

Золотинки располагаются на контактах кварца и сульфидов, в их межзерновом пространстве, в виде включений в сульфидах. Ориентировка скоплений золота совпадает с ориентировкой сульфидных агрегатов, иногда

отклоняясь от них. Количество золотин в скоплениях достигает 110 в объемах 2-4 мм³. Около крупных (> 2-3 мм) отмечаются ореолы из мелких изометричных частиц (0,0п – 0,00п мм), которые при увеличении их размеров до 0,п – п мм приобретают удлиненную форму. По результатам исследования можно предположить, что линейно-зернистые вкрапленные агрегаты золота отлагались из золотоносных растворов, просачивающихся по линейным каналам в уже сформировавшемся сульфидно-кварцевом агрегате. Облаковидные скопления вкрапленных золотин в сульфидно-кварцевом агрегате и во включениях в сульфидах осаждаются, выделяясь из остаточных растворов в «застойных» участках гидротермальных систем после кристаллизации сульфидов.

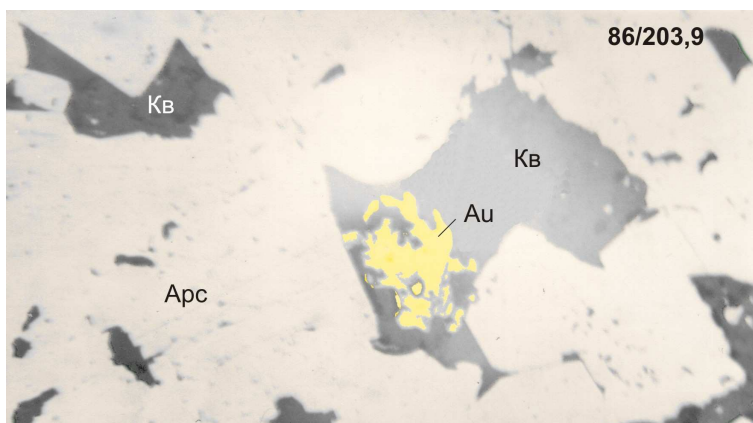


Рисунок 3.30 – Аншлиф 86/203,9. Ув. 160^x. Николи “–”. Стустково-вкрапленная текстура. Пирит-пирротин-арсенопиритовая ассоциация. Золото в межзерновом агрегате арсенопирита

Изучение образцов с видимым золотом, минералогический осмотр рудных интервалов, выделение гравитационных концентратов и изучение в них частиц золота свидетельствует о наличии в рудах значительного количества дисперсного (-0,025 +0,015 мм), кластерного (-0,015 +0,003 мм) и нанозолота (<0,003 мм). Количественный подсчет этих классов в пробах затруднен ввиду трудоемкости операций и ограниченности доступа к прецизионной электронно-микроскопической технике.

Для рекогносцировочной оценки количества дисперсного и кластерного золота в изучаемых рудах использован *сцинтилляционный спектральный анализ*. Всего изучено 84 пробы (лаборатория спектрального анализа экспедиции «Сибзолоторазведка», оператор В.С. Кимберг) по скв. 18, 4, 5. Вес исходной пробы для опытов составлял 50 г. Результаты анализов, после статистической обработки [43] сведены в табл. 3.14.

Таблица 3.14. – Распределение частиц макро- и микрзолота в породах и рудах по классам содержаний, в %

классы содержаний, г/т	кол-во обработанных проб	Доля золота, в %		
		макрозолото	дисперсное	кластерное
		>0,025 мм	-0,025 +0,015 мм	-0,015 +0,003 мм
1	2	3	4	5
<0,1	2	–	17 – 21	79 – 83
		–	19	81
0,1-0,5	20	–	15 – 82	18 – 67
		–	70	30
	13	5 – 74	7 – 66	6 – 32
0,5-1,0	15	38	45	17
		35 – 92	4 – 53	1 – 30
1,0-4,0	27	59	30	11
		17 – 92	4 – 68	2 – 30
4,0-16,0	7	70	22	8
		75 – 97	0,25 – 16	2 – 9
		89	7	3

Примечание. В графах 3, 4, 5 – вверху курсивом – пределы колебаний, внизу – среднее содержание

В рудах с содержанием 0,1-0,5 г/т на долю макрзолота приходится 5-74 % (в 1/3 части проб) от золота, обеспечивающего содержание металла в пробе, а дисперсного и кластерного – в среднем до 62 % металла. По классам содержаний (1-4) и (4-16) г/т распределение макро- и микротипов золота изменяется в широких пределах. При этом, с увеличением содержания золота в рудах возрастает доля макрзолота от 5 % в классе (0,1-0,5) г/т до 97 % в классе (4-16) г/т. Наличие дисперсного и кластерного золота (в среднем около 30 %, а в частных опытах до 83 %) в рядовых рудах с содержанием от 1 до 4 г/т, и 3-25 % в рудах с содержанием (4-16) г/т требует учета и дополнительных исследований при разработке схем обогащения и извлечения.

Фазовый анализ золота заключается в определении в рудах технологических форм, извлекающихся из руд и рудных концентратов [48]. В настоящее время, при технологических и геохимических исследованиях, выделяют следующие, наиболее распространенные, формы золота: воднорастворимая, сорбированная, сульфидная, Fe-формы, теллуридная, самородная, металлоорганическая [4]. Проводились опыты [94, 96, 114-131] по определению воднорастворимого, сорбированного, ферри-, свободного цианированного и сульфидного золота в рудных образцах (дубликатах проб пробирного анализа по скв. 18). Процесс выщелачивания форм золота проводился последовательно с извлечением вначале воднорастворимого и в завершении опытов – сульфидного золота. Результаты опытов приведены в табл. 3.15. Воднорастворимой формы золота в исследованных образцах не обнаружено. Обращает на себя внимание присутствие значительного количества ферри-формы (50,7 %) в рудном материале из зоны окисления, а в серицитизированных сланцах вне рудного тела – сорбированной формы (до 30,6 %). В рудном теле золото присутствует, главным образом, в свободной цианируемой (91,4-95,6 %) и частично (4,4-8,6 %) в сульфидной формах. Результаты опытов свидетельствуют о высокой технологичности руд участка, в которых преобладает свободное цианируемое золото. Сорбированная форма, вероятно, развита там, где рудный процесс проявился не в полном объеме.

Микроскопия. На основании оптических исследований 335 полировок пород и руд [53] месторождения установлено, что золото присутствует в широком интервале глубин от 30,3 (90/30,3) до 241,4 м (86/241,4). Наибольшее количество наблюдений золота оптическим методом зафиксировано в скв.86 и 90. Золото присутствует как в сростаниях с сульфидами (размеры золотинок от 0,4 x 0,31-0,1 x 0,07 до 0,036-0,01 мм), так и в свободном виде (крупные золотины 0,5x0,1-0,36x0,05-0,18x0,12 мм; большинство золотинок – 0,08-0,05-0,025 мм по удлинению; более тонкие – 0,05x0,005-0,001x0,001 мм).

Золотоносными сульфидами являются арсенопирит-II и пирротин-II,

Таблица 3.15 – Распределение форм золота в рудных пробах

№№ п/п	Номер пробы	Au, г/т	Общее извлечение Au, г/т	Распределение Au по формам нахождения в рудах								
				Воднорастворимая форма	Сорбирующая форма	Ферриформа	Свободное цианируемое	Сульфидная форма	г/т	%	г/т	%
1	5586, инт. 9,5-10,7 м. Сульфидно-вкрапленные руды. Ставролигтовый сл. сульфидизированный из зоны окисления.	1,8	1,5	–	–	–	0,76	50,7	0,46	30,7	0,28	18,6
2	5625, инт. 54,2-55,0 м. Сульфидно-вкрапленные руды. Р.т. № 1. Ставролигтовый сл. с арсенопирит – пирит - халькопиритовой минерализацией.	2,8	2,67	–	–	–	–	–	2,44	91,4	0,23	8,6
3	5627, инт. 56,0-57,0 м. Сульфидно-вкрапленные руды. Р.т. № 1. Ставролигтовый сл. с пирит-халькопиритовой минерализацией.	8,1	6,86	–	–	–	–	–	6,56	95,6	0,30	4,4
4	5671, инт. 105,5-106,5 м. Руды зон нитевидно кварц-карбонатных прожилков. Ставролигтовый сл. с пиротиновой минерализацией.	4,4	5,06	–	0,48	9,5	–	–	4,34	85,8	0,24	4,7
5	5705, инт. 149,1-150,6 м. Руды зон нитевидно кварц-карбонатных прожилков. Ставролигтовый сл. с пирит-пирротин-халькопиритовой минерализацией.	3,7	5,1	–	1,56	30,6	–	–	2,98	58,4	0,56	11,0

реже пирит-II (в ранних выделениях пирротина и арсенопирита золото не отмечено). Формы сростков обычно изометричные, овальные, пластинчатые и неправильные, границы сростаний чаще ровные в более крупных выделениях и извилистые в тонких выделениях, особенно в порах, но в них сростание золота происходит в большой степени с нерудными минералами. На основании этого можно сказать, что основная часть золотин при дроблении будет легко отделяться от сульфидов и нерудных минералов. Выделение мелких включений золота потребует более тонкого измельчения руды на последующих стадиях обогащения. В свободном виде золото встречается чаще, распределяясь среди кварца, слюдяных новообразованных прожилках в кварце, в кварц-слюдяной основной массе сланцев. Морфология выделений очень разнообразна: растянутые прерывистые прожилки, агрегативные скопления и отдельные включения изометричной, неправильной, пластинчатой, каплевидной, проволоочной, пленочной форм (рис.3.31). Для агрегативных скоплений характерно наличие крупного выделения (0,15-0,36 мм), вокруг которого серия более мелких зерен (сотые доли миллиметра) образует подобие ареола или шлейфа (рис.3.32). Изометричные, каплевидные и пластинчатые выделения имеют четкие ровные границы сростания с нерудными минералами, для остальных форм золотин более типичны неровные и волнистые ограничения, но таких меньше.

На основании ассоциаций золота с рудными и нерудными минералами можно предположить, что выделение его происходило, главным образом, в пирит-пирротин-арсенопиритовую стадию и неоднократно. Вполне возможно, что отложение золота из гидротермального раствора продолжалось и в начале заключительной сфалерит-галенит-халькопиритовой стадии.

В результате статистической обработки [43] размерности золотин, ассоциирующих с разновозрастными минералами, установлено, что по мере развития стадийного процесса минералообразования частицы золота увеличивались в размерах от ранних стадий к поздним. Частицы золота в ассоциации сфалерит-галенит-халькопиритовой стадии характеризуются

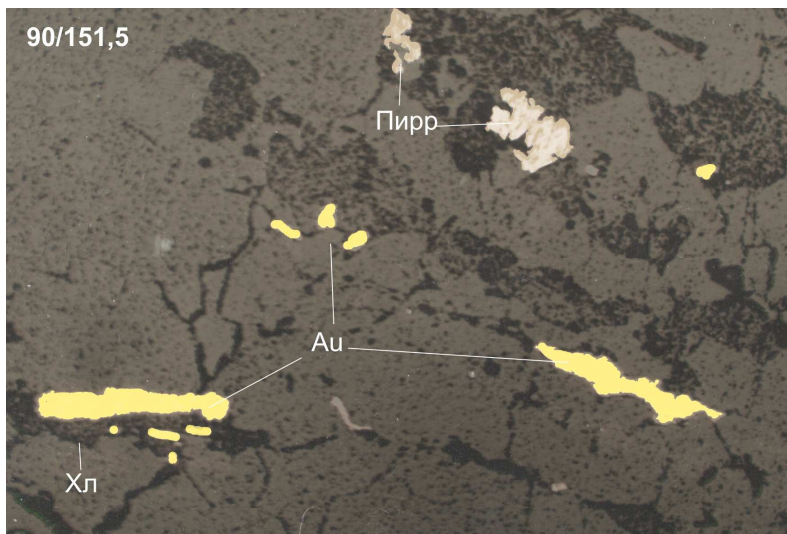


Рисунок 3.31 – Аншлиф 90/151,5. Ув. 90^х. Николи “-”. Выделения золота, приуроченные к трещинам в кварце. Сrostки золота с хлоритом

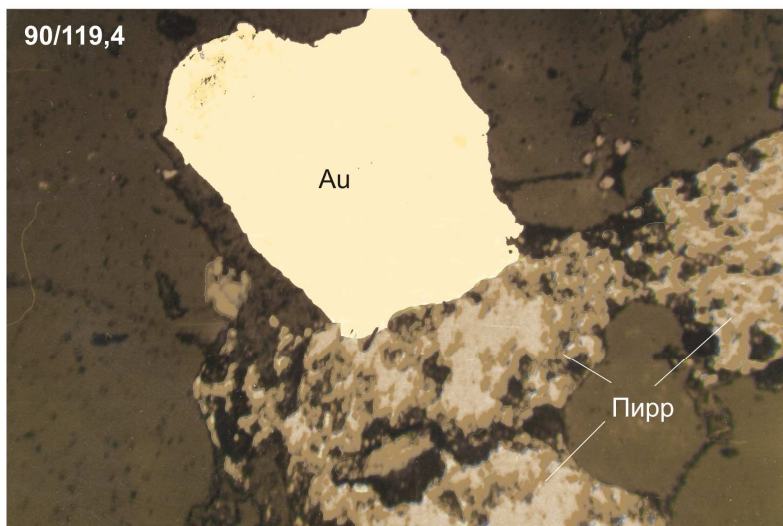


Рисунок 3.32 – Аншлиф 90/119,4. Ув. 170^х. Николи “-”. Золото в срастании с пиррозином-II

наиболее повышенной частотой встречаемости крупных золотин.

Химический состав золота изучался в рудах месторождения и рыхлых отложениях ручьев Викторовского и Благодатного. Основное внимание уделено рудному золоту. Монофракции частиц золота отобраны из траншей 19, 20^а, 20^б, 11, 4к, 8, 7, 10 по рудному телу 1 и из керна 13-ти скважин (ПЛ-2, 4, 6, 18, 21, 24) по рудным телам 1, 2, 3, их апофизам и безрудным интервалам с вертикальным размахом отбора и изучения золота около 400 м (гор. 550-162,5 м) [51, 52, 136, 153, 154]. Пробы для изучения состава минерала отобраны из участков с видимыми частицами и из интервалов с повышенными концентрациями металла (пробирный анализ), в которых видимого золота не наблюдалось. Всего минералогическому и химическому изучению золота, его ассоциаций и крупности частиц подвергнуто 67 проб. Состав рудного золота определен в 191 частице, в которых выполнено 373 точечных анализа. По возможности каждое зерно анализировалось в центре и в краевой зоне. В ряде случаев, крупные частицы анализировались в разных участках зерен с целью выявления однородности их состава.

В составе самородного золота определялись концентрации, в мас. %: основных – Au (98,8-70,76), Ag (0,63-28,95) и примесных (Cu, Hg, Sb, Te, Bi, Pt, Pd) элементов, из которых в значимых концентрациях установлены Cu (0,001-0,15) и Hg (0,006-1,73), а остальные не превышают порога чувствительности микронзондового метода анализа (0,01 мас. %). В зависимости от состава выделены золото-серебряный (37 %), ртутьсодержащий (10 %) и медьсодержащий (53 %) химические типы самородного золота.

Пробность. Важной характеристикой золота, обычно отражающей геологические условия образования (Р, Т, X, рН, Eh, региональных и локальных особенностей рудообразования), является пробность ($Au/(Au+Ag+элементы примеси)$), которая в нашем случае изменяется от 710 до 993 ‰. Распределение классов пробности, рассчитанных по формуле $(n_{max}-n_{min})/(1+4LgN)$, где n_{max} – максимальная проба (993), n_{min} – минимальная проба (710), N – количество анализов (373), приведено на рис. 3.33.

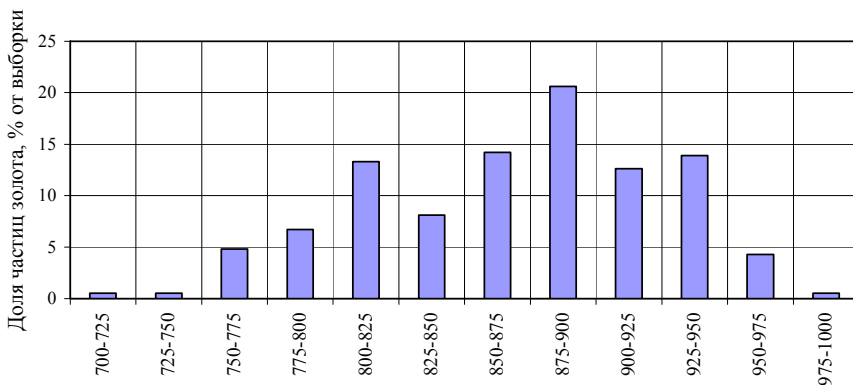


Рисунок 3.33 – Распределение частиц золота по классам пробности (n=373)

По морфологии гистограммы, имеющей три слабо выраженных «пика» пробности (800–825, 875–900 и 925–950 ‰), самородное золото соответствует золоту глубинных месторождений [90-92].

Средняя пробность самородного золота по 373 анализам составляет 878 ‰. Незначительные отклонения пробности от среднего по месторождению отмечаются в рудных телах № 1 (885), № 2 (880) и безрудных участках (874). В рудном теле № 3 средняя пробность – 907, а в апофизах рудного тела № 1 – 934. Это подтверждает вывод по многим месторождениям [90-92, 132], что пробность золота в богатых участках рудных тел, апофизах и безрудных участках может повышаться в сравнении с рядовыми рудами (рудное тело № 3, апофизы).

По классификации [92] самородное золото месторождения представлено четырьмя классами пробности: > 950 ‰ – весьма высокопробным (5%), 900–950 ‰ – высокопробным (27%), 800–899 ‰ – средней пробы (57%) и 700–799 ‰ – относительно низкой пробы (11%).

Пробность золота зависит от размера частиц: наиболее крупные проанализированные частицы (-5 +2 мм) [94, 96, 114-126, 128-131, 169, 170], имеют среднюю пробность 826 ‰; золото от класса (-2 +1,0 мм) до (-0,14 +0) характеризуется постепенным снижением средней пробности от 914 до 862 ‰, что

сохраняется и в разобщенных рудных телах, но в ряде случаев в классе (-0,14 +0 мм) пробность золота выше, чем в классе (-0,25 +0,14 мм) (табл. 3.16).

Частицы дисперсного и кластерного золота (0,025 - 0,001 мм), главным образом, включены в арсенопирит, леллингит и пирротин, реже отмечаются в силикатах и среди углеродистого вещества. Форма золотин изометрично-округлая, при увеличении размера – изометричная, с зубчато-извилистыми ограничениями. Отличительных от ассоциирующего макрозолота особенностей в составе микрозолота [94, 96, 114-126, 128-131, 169, 170] не установлено. В рудах с содержанием больше 1 г/т в качестве примесей помимо серебра часто отмечается медь и ртуть. Пробность микрочастиц изменяется от 751 до 939 %. В рудах с содержанием >1 г/т микрозолото обычно представлено двумя классами пробности – высокопробное (900–950 %) и средней пробы (850-900 %). В рядовых рудах с содержанием золота 1-4 г/т частицы микрозолота имеют пробность <700, 850-800 и 900-950 %. В минерализованных породах с содержанием золота 0,5-1 г/т микрозолото не содержит ртути и меди, имеет пробность <700 и 800-850 %.

Широкий диапазон пробности частиц самородного золота различных классов крупности отмечается в отдельных пробах, характеризующих небольшие объемы руд (от 1×1 см до 20×20 см). Колебания пробности достигают 200 %, но в целом, сохраняется тенденция уменьшения пробности с уменьшением размера частиц. Неоднородность состава золота отмечается в отдельных частицах, наиболее отчетливо проявляющаяся в различии пробности их краевых и центральных участков. Из 165 определений в 80 % разница в пробности центральных и краевых участков достигает 10 %, 8 % частиц имеют однородное строение и в 12 % частиц различие в пробности изменяется от 10 до 30 %. Для самородного золота рудоносной зоны участка 58 % частиц имеют низкопробную кайму и 33 % – высокопробную.

Изменение пробности золота в вертикальном сечении поисковых горизонтов неоднозначное. Выявленные особенности распределения пробности определяются множеством причин и должны рассматриваться на

Таблица 3.16 – Распределение пробыности золота по классам крупности частиц

Классы крупности	Общее кол-во	Ср. проб-ть	Частота встр-ги, %	Пробность Au											
				700–799			800–899			900–950			>950		
				Кол-во	Ср. проб-ть, %	Частота встр-ги, %	Кол-во	Ср. проб-ть, %	Частота встр-ги, %	Кол-во	Ср. проб-ть, %	Частота встр-ги, %	Кол-во	Ср. проб-ть, %	Частота встр-ги, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>В целом по месторождению</i>															
<i>В целом</i>	195	878	100	22	778	11	112	848	57	52	915	27	9	955	5
-5 +2	7	826	4	–	–	0	7	830	6	–	–	0	–	–	0
-2 +1	9	914	5	–	–	0	2	884	2	6	911	12	1	955	11
-1 +0,25	80	871	41	7	779	32	50	864	45	20	924	38	3	955	33
-0,25 +0,14	51	865	26	7	772	32	25	845	22	17	923	33	2	963	22
-0,14 +0	48	862	25	8	761	36	28	857	25	9	926	17	3	968	33
<i>Рудное тело 1</i>															
<i>В целом</i>	87	885	100	9	780	10	47	858	54	27	929	31	4	957	5
-5 +2	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0
-2 +1	1	934	1	–	–	0	–	–	0	1	934	4	–	–	0
-1 +0,25	52	878	60	4	781	44	29	858	62	17	927	62	2	957	50
-0,25 +0,14	32	861	37	5	769	56	17	846	36	8	927	30	2	963	50
-0,14 +0	2	885	2	–	–	0	1	842	2	1	927	4	–	–	0
<i>Рудное тело 2</i>															
<i>В целом</i>	82	880	100	11	783	13	56	846	68	12	905	15	3	968	4
-5 +2	7	830	9	–	–	0	7	830	13	–	–	0	–	–	0
-2 +1	4	894	5	–	–	0	2	884	4	2	903	17	–	–	0
-1 +0,25	25	869	30	2	784	18	21	872	37	2	917	17	–	–	0
-0,25 +0,14	10	852	12	2	782	18	5	842	9	3	916	25	–	–	0
-0,14 +0	36	861	44	7	768	64	21	861	37	5	926	41	3	968	100

Классы крупности	Общее кол-во	Ср. проб -ть	Частота встр-ти, %	Пробность Au											
				700 – 799			800 – 899			900 – 950			>950		
				Кол-во	Ср. проб -ть	Частота встр-ти, %	Кол-во	Ср. проб -ть	Частота встр-ти, %	Кол-во	Ср. проб -ть	Частота встр-ти, %	Кол-во	Ср. проб -ть	Частота встр-ти, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Рудное тело 3															
<i>В целом</i>	12	907	100	–	–	0	5	840	42	7	908	58	–	–	0
-5 +2	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0
-2 +1	3	908	25	–	–	0	–	–	0	3	908	43	–	–	0
-1 +0,25	1	903	8	–	–	0	–	–	0	1	903	14	–	–	0
-0,25 +0,14	2	861	17	–	–	0	2	861	40	–	–	0	–	–	0
-0,14 +0	6	871	50	–	–	0	3	816	60	3	927	43	–	–	0
Апофизы рудного тела 1															
<i>В целом</i>	7	934	100	1	761	14	1	806	14	3	936	43	2	954	29
-5 +2	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0
-2 +1	1	955	14	–	–	0	–	–	0	–	–	0	1	955	50
-1 +0,25	2	857	29	1	761	100	–	–	0	–	–	0	1	953	50
-0,25 +0,14	4	903	57	–	–	0	1	806	100	3	936	100	–	–	0
-0,14 +0	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0
Безрудные участки															
<i>В целом</i>	7	874	100	1	710	14	3	873	43	3	907	43	–	–	0
-5 +2	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0
-2 +1	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0
-1 +0,25	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0	–	–	0
-0,25 +0,14	3	907	43	–	–	0	–	–	0	3	907	100	–	–	0
-0,14 +0	4	832	57	1	710	100	3	873	100	–	–	0	–	–	0

большем фактическом материале. Главные закономерности заключаются в «волновом» распределении величины пробности в интервале глубин от 550 до 150 м. Участки резких перегибов трендов «увеличения – уменьшения» пробности золота в различных классах крупности частиц фиксируются на горизонтах 400 и 250 м (табл. 3.17), что возможно связано со строением рудных тел. Вероятно, рудные тела 1, 2, 3, выделенные опробованием, состоят из разобщенных природных эшелонированных линзовидных тел.

Таблица 3.17 – Распределение крупности частиц и пробности золота по блокам вертикальных сечений (n=373)

Поисковые горизонты, м	Средняя проба, кол-во анализов	Средняя проба золота по классам крупности, ‰				
		-5 +2	-2 +1	-1 +0,25	-0,25 +0,14	-0,14 +0
550 – 500	869 (144)	–	–	882	841	863
	730 – 964	–	–	730 – 960	753 – 964	841 – 884
500 – 450	858 (58)	–	933	825	893	844
	724 – 945	–	932 – 934	724 – 945	747 – 939	841 – 846
450 – 400	936 (6)	–	–	–	936	–
	935 – 937	–	–	–	935 – 937	–
400 – 350	871 (59)	826	890	869	852	912
	788 – 993	801 – 853	890	793 – 917	788 – 913	800 – 993
350 – 300	876 (39)	–	901	889	862	852
	710 – 914	–	878 – 914	880 – 896	854 – 867	710 – 897
300 – 250	856 (35)	–	955	910	–	840
	751 – 955	–	954 – 955	822 – 953	–	751 – 939
250 – 200	896 (14)	–	–	892	906	889
	885 – 910	–	–	885 – 903	903 – 910	886 – 897
200 – 150	866 (18)	–	902	868	–	849
	762 – 903	–	900 – 903	852 – 877	–	762 – 902

Примечание: $\frac{869}{730 - 964}$ – в числителе – средняя проба, в знаменателе – пределы колебаний пробности

Скорее всего, поисковыми скважинами, вскрыты две природные рудные линзы. Область кулисообразного сочленения между ними предполагается на уровне горизонта 400 м. Протяженность рудных линз по вертикали оценивается в 300 – 350 м.

В рудных телах (в контуре содержаний золота >1 г/т) повышается частота встречаемости всех классов пробности (табл. 3.18).

Таблица 3.18 – Зависимость пробности золота от концентрации металла в рудах

Классы содержания золота в рудах, г/т	Кол-во анализ ов	Доля частиц золота по классам пробности, в % от всей выборки			
		998 - 951	950 - 900	899 - 800	799 - 700
<0,5	11	–	1,0	4,0	1,0
0,5 – 1	21	–	4,0	6,0	1,0
1 – 4	68	3,0	8,0	19,0	7,0
4 - 16	71	3,0	17,0	16,0	1,0
16 - 64	16	–	–	9,0	–

Причем, в наиболее золотоносных участках рудных тел (>4 г/т), представляющих для рудопроявления рудные столбы, отмечается наиболее высокая частота встречаемости весьма высокопробного и высокопробного золота.

Ртутистое золото встречается во всех рудных телах (гор. 550-162,5 м). Оно обнаружено в 17 пробах, отобранных из траншей 4, 20^а и скважин 34, 35 по рудному телу №1 и скважин 4, 7, 90, 111, 112 по рудным телам №№2 и 3. Распространенность ртутистого золота оценивается в 10 %. Частота встречаемости золота по классам концентраций Hg (%): 0,00п мас.% – 5; 0,0п мас.% – 45; 0,п мас.% – 40; п мас.% – 10. Пробность ртутистого золота высокая (у ≈ 80 % частиц – > 850 ‰, из них у ½ – > 900 ‰) (табл. 3.19).

Таблица 3.19 – Пробность ртутистого золота

Классы пробности	Кол-во анализов	Доля частиц золота с различными содержаниями Hg, в % от всей выборки		
		Hg < 0,1 мас. %	Hg 0,1-0,99 мас. %	Hg >1,0 мас. %
Весьма высокопробное (998 – 951)	4	6	6	–
Высокопробное (950 – 900)	12	23	11	–
Средней пробы (899 – 800)	18	26	20	6
Относительно низкопробное (799 – 700)	1	–	3	–

Ртутистое золото отмечается преимущественно в ассоциации с арсенопиритом (15,5 %), в незначительных количествах в пирит-пирротиновой рудной ассоциации (1 %) и совмещенных сфалеритовой и арсенопиритовой ассоциациях (0,5 %) (см. табл. 3.20).

Таблица 3.20 – Распределение химических типов золота в сульфидных ассоциациях, в %

Золото-содержащие сульфидные ассоциации	Количество во анализов	Доля частиц химических типов золота, в % от всей выборки (n=187)								
		Классы пробности золота всех типов				Ртутистое золото	Золото содержащее Cu $\geq 0,01$ мас.%	Золото не содержащее Hg и Cu >0.01 мас.%		
		998	950	899	799			950	899	799
Пирит – пирротиновая	18	–	1,0	9,0	–	1,0	4,0	0,5	4,5	–
Арсенопиритовая	141	6,0	27,0	35,0	7,0	15,5	14,0	17,0	22,5	6,0
Совмещенные арсенопиритовая и сфалеритовая	28	–	2,0	11,0	2,0	0,5	4,0	–	9,0	1,5

Наиболее высокая частота встречаемости ртутистого золота отмечается в рудах с содержанием золота 4–16 г/т (табл. 3.21).

Таблица 3.21 – Распределение химических типов золота по классам содержаний в рудах

Классы содержаний золота в рудах, г/т	Кол-во анализов	Доля частиц химических типов золота, в % от всей выборки (n=187)			Сумма
		Ртутистое золото	Золото содержащее Cu $\geq 0,01$ мас. % (без примеси Hg)	Золото без примеси Cu и Hg	
< 0,5	11	0,5	3,0	3,0	6,5
0,5 – 1,0	28	1,0	3,0	11,0	15,0
1,0 – 4,0	62	5,0	8,0	20,0	33,0
4,0 – 16,0	70	9,5	6,5	21,0	37,0
16,0 – 64,0	16	1,0	1,0	6,5	8,5
Сумма	187	17,0	21,5	61,5	

Медьсодержащее золото. Частота встречаемости золота со значимыми концентрациями меди – 53 %. В большей степени оно встречается в ассоциации с арсенопиритом (см. табл. 3.20). Количество частиц с содержанием меди классов $<0,01$ мас. % и $0,01 - 0,03$ возрастает при снижении их пробности. Распространенность частиц с наиболее высокими концентрациями меди ($\geq 0,03$ мас. %) возрастает с увеличением их пробы (табл. 3.22).

Золото-серебряные природные сплавы. Самородное золото без примеси меди и ртути встречается во всех классах пробности. Оно наиболее распространено в классе средней пробы (61 %), при трехкратном снижении в высокопробном и низкопробном классах (табл. 3.23).

Таблица 3.22 – Распределение меди в золоте разной пробыности

Классы пробыности	Кол-во анализов	Доля частиц золота с различными концентрациями Cu, в % от всей выборки (n=198)		
		Cu < 0,01 мас.%	Cu 0,01-0,03 мас.%	Cu ≥0,03 мас.%
Весьма высокопробное (998 – 951)	21	1,0	5,5	4,0
Высокопробное (950 – 900)	60	8,5	19,0	2,5
Средней пробы (899 – 800)	105	15,5	36,0	2,0
Относительно низкопробное (799 – 700)	12	2,5	3,5	–
Сумма	198	27,5	64,0	8,5

Таблица 3.23 – Золото без примеси меди и ртути

Классы пробыности	Кол-во анализов	Частота, в %
Весьма высокопробное (998 – 951)	1	0,5
Высокопробное (950 – 900)	35	20,0
Средней пробы (899 – 800)	105	61,0
Относительно низкопробное (799 – 700)	32	18,5
Сумма	173	100,0

Это золото преимущественно распространено в ассоциации с арсенипиритом (см. табл. 3.20). С возрастанием содержания золота в рудах по классам (<0,5) → (0,5 – 1) → (1 – 4) → (4 – 16) г/т отмечается повышение распространенности частиц золота без примеси Hg и Cu.

Россыпное золото. Для сравнения россыпного и коренного золота территории участка месторождения были взяты шлиховые пробы из аллювия и техногенных отложений ручьев Викторовского и Благодатного.

Аллювиальная россыпь руч. Благодатного неоднократно отрабатывалась. В 80^х годах обнаружена и позднее отработана россыпь на правом борту ручья. Основная масса россыпного золота представлена слабоокатанными и неокатанными частицами. По данным разведки в аллювиальной россыпи преобладало золото > 2 мм (62,3 %), а в склоновой – (-0,5 +0,1 мм) – 72,1 %. В золоте аллювия и элювиально-делювиальных отложений (склоновая россыпь) много сростков золота с жильным кварцем. Пробность – 926 ‰. Россыпи генетически связывали с коренным оруденением, распространенным на водоразделе ручьев Благодатного и Викторовского. Скорее всего «склоновая россыпь» и частично золотоносный аллювий ручья Благодатного сформировались

в большей степени за счет подстилающих рудоносных пород [94, 96, 114-131]. Ранее эту точку зрения высказывала И.В. Шахова (1982). Гранулометрический состав и пробность золота аллювиальной и склоновой россыпи отвечают коренному самородному золоту минерализованной зоны месторождения Благодатного. По нашим данным около 80 % золота из россыпей приходится на класс (-1 +0,14 мм). Пробность золота в классах: (-2 +1 мм) – 942, (-1 +0,25 мм) – 874, (-0,25 +0,14 мм) – 855 %.

Обычно для россыпного золота характерна высокопробная кайма, отличающаяся на 30-100 % от пробности центральных участков золотин. В нашем случае обращает на себя внимание то, что в частицах золота россыпей преобладает низкопробная кайма (70 % частиц), из них 10 % частиц с разницей пробности в краевых и центральных частях более 30 %. Около 20 % частиц имеют одинаковый состав краевых и центральных участков, и только у 10 % частиц из россыпей участка пробность каймы превышает пробность центральных участков всего лишь на 1-10 %. Золотины с таким строением распространены и в коренных рудах.

Золото из аллювия ручья Викторовского в наиболее крупных частицах характеризуется низкой пробой (684 ‰). Золота этой пробности в коренных рудах месторождения не установлено. Вероятно, частицы низкопробного золота руч. Викторовского привнесены из другого источника.

Медь самородная

Частицы самородной меди определены в тяжелом шлихе пробы протоочки из скв. 90 гл. 33,7 м. Взаимоотношений с другими минералами не выяснено. Состав минерала по микронзондовому определению (мас. %): Cu – 98,38; Au – 0,09; Ag – 0,16.

ГЛАВА IV. ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В главе приведены основные выводы по условиям образования месторождения Благодатного, сделанные на основании проведенных и ранее опубликованных работ разных авторов, в том числе и в соавторстве с авторами данной монографии, по: стадийности и последовательности процессов [47, 114-131] минералообразования (в результате изучения состава, территориального распределения и взаимоотношения минералов рудных тел и вмещающих оруденелых пород); изучению эволюции P-T-условий метаморфизма (термобарометрия гранатов, темных слюд, мусковита, хлоритов, ставролита, плагиоклазов и карбонатов) и рудообразования; определению возрастных рубежей и природы источника вещества (по изотопно-геохимическим исследованиям составов рубидия, стронция, самария, неодима в валовых пробах и монофракций мусковита, биотита, флюорита) при формировании пород вмещающей метаморфической толщи и рудоносных зон [117-119, 122]. Приводятся новые оригинальные материалы, которые, несмотря на достаточно ограниченный объем аналитических данных, представляют интерес для выявления генезиса золотого оруденения в Северо-Енисейской рудной провинции и направления дальнейших поисковых работ.

4.1. Термодинамические условия метаморфизма

Наиболее надежную информацию о термодинамических условиях метаморфизма можно получить благодаря вариациям химического состава породообразующих минералов переменного состава [10, 65], особенно показателен состав минералов группы граната [1]. Для этих целей были проанализированы результаты 138 микрорентгеноспектральных определений минералов, выполненных на микрозонде Camebax Micro в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН аналитиком О.С. Хмельниковой по заказу А.М. Сазонова (в рамках тематических работ для ЗАО «Полус» в 2003 г.).

Гранаты. Обработка данных 67 анализов из 23 образцов минералов группы граната показала в подавляющем большинстве пироп-альмандиновый состав, за исключением нескольких точек с повышенным содержанием спессартинового минала, которые приурочены к внутренним зонам гранатов пятнистых ставролитовых сланцев и дистен-силлиманитового сланца. В целом же содержание минералов в исследованных минералах колеблется, в % : альмандинового – от 70,91 до 90,42 при среднем 81,52; пиропового – от 5,22 до 11,92 при среднем 9,28; спессартинового – от 1,25 до 16,97 при среднем 5,47; гроссуляр-андрадитового – от 1,22 до 9,09 при среднем 3,71 и незначительное содержание уваровитового минала. Наибольшие концентрации грандитового минала характерны для гранатов из биотитовых кварцитов нижней пачки среднекординской подсвиты, а повышенные содержания пироба встречаются у основного минерала гранатовых филлитов, и несколько меньшее количество минала содержится в гранатах двуслюдяных и нитевидно-штриховатых сланцев. Если сравнивать гранаты из рудных тел и безрудных участков, то можно отметить в первых из них высокое содержание пиропового минала (что соответствует составу краевых кайм гранатов безрудных участков РМЗ – это является свидетельством полиметаморфического процесса роста гранатов), а в последних повышенное содержание альмандин-спессартинового минала.

Изучение зональности гранатов позволяет оценить термодинамическую направленность процессов метаморфизма и судить об их характере [1, 42, 47, 131]. При этом, установлено, что может быть два типа термической зональности – высоко- и низкотемпературный [1] с граничной температурой в 650 °С. Зональность гранатов исследовалась в 19 образцах из 23 (более подробно с этим материалом можно познакомиться в статьях Е.А. Звягиной и др. [47, 129, 131, 126]), при этом большинство кристаллов обнаружило прямой изохимический (с противоположной тенденцией распределения MgO и MnO) тип зональности, что свидетельствует о прогрессивной направленности метаморфизма и указывает на температуры менее 650 °С.

Темные слюды представлены в основном биотитом, флогопит развит только в кальцифирах рязановской свиты. На основе 38 анализов были сделаны 23 определения количественных значений температур и давлений при метаморфизме, которые оценивались на основе сопоставления составов сосуществующих минералов. Также использовались диаграмма О.А. Беляева [6], биотит-ставролитовый термометр В.В. Федыкина [146], геотермометр А.Л. Перчука [87, 69] с поправкой Л.Я. Арановича [5] на содержание Са в гранате [129, 131, 126]. Таким образом, исследование химического состава темных слюд показало, что биотит основной ткани в ассоциации с гранатом региональнометаморфических пород за пределами рудной минерализованной зоны (РМЗ) сформировался на ранней стадии тектонометаморфического цикла при температуре 543-564 °С и давлениях 6,1 кбар, при дальнейшем повышении давлений до 6,6 кбар температура повышалась до 571-617 °С, и на заключительной стадии упала до 543 °С при продолжающем расти до 7,4 кбар давлении. Биотит РМЗ, ассоциирующий с гранатом, сформировался при температурах 541 (P=6,1 кбар) – 662 °С (количество определений температур >600 °С резко преобладает). Эти определения, в основном, относятся непосредственно к биотитам из рудных тел. Единичные определения относительно низких температур в пределах рудных тел принадлежат биотиту, равновесному центральным зонам граната, которые сформировались еще на региональнометаморфическом этапе. В пределах минерализованной рудной зоны существует четыре генерации минерала: биотит основной ткани; биотит, ассоциирующий с мелкозернистым ставролитом, и порфиробласты биотита высоко и низкотемпературные. Сделанные выводы хорошо согласуются с вышеизложенным материалом, полученным при исследовании граната.

Мусковит (31 анализ). Основное значение имеют вариации Na, Mg и Fe связанные с избытком Si и недостатком Al. По содержаниям Si и Al все составы можно разделить на две группы: с повышенным содержанием Al (сюда попадают мусковиты двуслюдяных, нитевидно-штриховатых филлитовидных и пятнистых сланцев со светлой пятнистостью, а также пород из зон нитевидных кварцевых прожилков и за пределами зон кварцевых жил и прожилков) и избытком Si

(мусковиты, развитые в сланцах рудных тел, в породах зон сближенных кварцевых жил и зонах хлоритизации, в пятнистых сланцах с темной пятнистостью, в березитах осевой зоны метасоматической колонки). На основании составов были вычислены температуры образования при помощи программ и различных геотермометров [129, 131, 126]: при помощи программы GPT на сорока парах гранат-мусковит, вычислены температуры в 630-518 °C [161] и 587-364 °C [165], на двух парах геотермометра мусковит-биотит получены температуры в 532-518 °C [164], мусковитовый термометр (по мусковиту березитовых пород осевой зоны метасоматической колонки) показал температуру примерно в 415 °C [39, 40]. При сопоставлении данных гранат-мусковитового термометра и результатов изучения зональности граната выделяется четыре температурно-различных стадии прогрессивного этапа метаморфизма: ранняя стадия регионального метаморфизма характеризуется температурами равновесия в 518-527 °; вторая стадия характеризуется температурой равновесия мусковита и средней зоны граната 538-543 °; третья стадия прогрессивного метаморфизма с температурой равновесия мусковита и третьей зоны граната 579 °C и четвертая, заключительная стадия, которая наиболее активно проявилась в пределах рудной минерализованной зоны, характеризуется температурой равновесия мусковита и внешней зоны граната в 593-594 °C.

Хлориты (17 анализов из 10 образцов). По результатам пяти пар анализов биотит-хлоритового термометра выполненных компьютерной программой GPT, позволяющей оценить низкотемпературные условия, оценены температуры регрессивного этапа в 281-260 °C [129, 131, 126]. Геотермометры пар мусковит-хлорит [60] и хлорит-гранат оказались неприемлемыми из-за неравновесности первой и несоответствия составов и условий, предложенных термометром во втором случае.

Ставролит. Семь определений данного минерала позволяют в какой-то мере, составить представление не только о температурном, но и барическом режиме метаморфизма. По результатам гранат-ставролитового геотермометра [87,

146], гранат-ставролитового [87] и биотит-ставролитового [146] геобарометров можно сделать выводы об условиях кристаллизации порфиробластического и мелкозернистого ставролитов и биотита [129, 131, 126]. Центральные зоны порфиробластов ставролита и сосуществующего граната образовались на ранних стадиях регионального метаморфизма при температурах 471-530 °С и давлении 4,5 кбар, дальнейший рост минерала продолжался на прогрессивной стадии локального метаморфизма РМЗ при увеличении температуры до 647 °С и давлении 5,8 кбар, а внешняя кайма сформировалась при уменьшении температуры до 608 °С и давлении не ниже 7,9 кбар, что может говорить о начале регрессивного этапа метаморфизма. Почти в это же время при температуре 580 °С начали кристаллизоваться мелкозернистые обособленные агрегаты ставролита и биотита, которые продолжили расти до температуры 469 °С. Почти синхронно за пределами обособлений, начал расти более крупночешуйчатый биотит при температуре 495 °С, затем при температуре 460 °С начал рост порфиробластический биотит.

Плагиоклаз (9 определений из 4 образцов). По результатам составов пятнадцати пар плагиоклаз-мусковит [157] и гранат-плагиоклаз-кварцевого барометра [163] температуры метаморфизма составили 571-534 °С, а давления от 4,3 до 9,8 кбар [129, 131, 126].

Хлоритоид. По пяти анализам из одного образца пятнистого ставролитового сланца гранат-хлоритоидный термометр позволил получить температуры в 610-663 °С, что согласуется с данными других пар минералов прогрессивного метаморфизма.

Карбонаты. Три анализа из образца березитизированного ставролитового сланца с применением мусковитового термометра позволили получить температуры кристаллизации минералов не превышающие 415 °С.

Таким образом, на основании исследований породообразующих минералов можно составить представление о РТ-условиях метаморфизма (табл. 4.1). Породы кординской свиты были регионально метаморфизованы при

температурах 471-571 °С (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фация) и давлениях 4,5-6,6 кбар (андалузитовый тип метаморфизма) [61, 127, 162]. Локальный метаморфизм РМЗ - I-VI эпизоды - отличается прогрессивной направленностью по отношению к условиям регионального метаморфизма и в целом соответствует эпидот-амфиболитовой фации, а вторая его половина (III-VI эпизоды) соответствует границе с дистен-мусковитовой фацией с температурами 571-647 С и давлениями 6,1-8 кбар. Преобразования регрессивного этапа локального метаморфизма начинают проявляться при температурах 630 °С и давлениях 7,4-7,9 кбар (фация дистен-мусковитовых сланцев) [61, 127, 162]. В заключительных эпизодах температуры падают до 402-393 °С, а давления до 3,5-3,2 кбар. Наиболее низкие температуры регрессивного этапа локального метаморфизма составляют 281-260 °С.

4.2. Стадийность и температурный режим гидротермально-метасоматического процесса

Вмещающей средой золото-сульфидной минерализации являются метапелитовые сланцы кординской свиты, подвергшиеся метасоматическому воздействию гидротермальных высокотемпературных (до 400 °) высококонцентрированных (до 20-23 мас. % NaCl) существенно водно-углекислых, содержащих метан и азот растворов. При воздействии их на породы метаморфического комплекса происходило высвобождение рудных компонентов и осуществлялась мобилизация кварца из околожильного пространства.

Это вело к формированию маломощных жил и прожилков кварца во вмещающих породах. При формировании основных кварцево-жильных зон важное значение имела более поздняя наложенная гидротермальная деятельность.

Таблица 4.1 – Параметры Р (кбар)Т (°С)-условий метаморфических процессов

Этап	Эпизод	Региональный метаморфизм	Локальный метаморфизм
I	474 ^{Гр./См}	518 ^{Бв./Му}	518 ^{Гр./Му}
	обр.6	обр.3 – О.м.	обр.12 ^{м.103}
II	520 ^{Гр./См}	527 ^{Гр./Му}	531 ^{Бв./Му}
	обр.6	обр.12 ^{м.102}	обр.4 – о.м.
III	564 ^{Гр./Бв}	обр.2	538 ^{Гр./Му}
	571 ^{Гр./Бв} (6,6)	обр.1	обр.12 ^{м.105}
IV	579 ^{Гр./Му}	обр.12	543 ^{Гр./Му}
	593 – 594 ^{Гр./Му}	обр.12 ^{м.108-107}	обр.12 ^{м.104}
V	610 ^{Гр./См}	обр.6	571 ^{Гр./Бв} (6,1)
	638 – 644 ^{Гр./Бв}	обр.15	обр.3 – о.м.
VI	646 ^{Гр./Бв} (8,0)	обр.10 – Пф.	587 ^{Гр./Филл}
	652 ^{Гр./Бв}	обр.8 – о.м.	596 ^{Гр./См}
VII	541 ^{Гр./Бв}	обр.14	595 ^{Гр./Бв}
	580 ^{Бв./См} (7,9)	обр.11а – о.м.	608 ^{Гр./См}
VIII	393 ^{Гр./Му} (3,2)	обр.9	415 ^{Му/3}
	495 ^{Бв./См}	обр.4	460 ^{Бв./См}
Рег	543 ^{Гр./Бв} (7,4)	обр.1	469 ^{Бв./См}
	629 ^{Гр./Бв}	обр.13	629 ^{Гр./Бв}

Примечание. Образцы, место их отбора: за пределами рудной минерализованной зоны (РМЗ): 1 – биотитовый кварцит (VI-0), 2 – пятнистый ставролитовый сланец (VI-170), в пределах РМЗ: 3 – нитевидно-штриховатый сланец (53/159,8), 4-5 – гранатовый филлит (90/53,8; 90/54,7), 6-10 – пятнистый сланец с кр/з ставролитом (2/37,1; 111/62; 90/175,3; 2/55,2; 90/53,8), 11 – пятнистый сланец с м/з ставролитом (67/63,3); а – из м/з зон, б – вне м/з зон, 12-13 – пятнистый ставролитовый сланец (94/120,1^{м.102-108}; 90/154,6), 14-16 – безрезгитированный пятнистый ставролитовый сланец (86/204,4-средняя зона; 86/206,3-приосевая зона; 86/217,5-осевая зона). Образцы, набранные *жирным курсивом* в примечании и выделенные в таблице цветом – взяты из рудных тел РМЗ. О.м. – биотит в основной ткани, Пф. – порфириобласты биотита. Значение в скобках в числителе – давление. Тип термометри, сокращения: Гр-гранат, Ст-ставролит, Му – мусковит, Бв-биотит, Хл-хлорит, Пл-плагиоклаз, Филл-фенит

Парагенетическая схема минералообразования (табл. 4.2), составленная на основе фактического материала [123, 170, 169], включает эндогенный и экзогенный этапы [71].

Таблица 4.2 – Парагенетическая схема гидротермально-метасоматического минералообразования

Этапы	Эндогенный						Экзогенный
	Стадии	Пред рудных изменений пород	Пирит-пиротиновая	Пирит-пирротин-арсениковая	Галенит-сфалерит-халькопиритовая	Ортоклаз-альбитовая	
Ильменит	Складчатость, расслаивание, образование ослабленных зон, прогрессивный метаморфизм	—					
Магнетит					—		
Гематит							
Рутил			I	II		—	
Сфен							
Апатит							—
Турмалин		— — —					
Графит		— — —					
Гранат							
Биотит							
Полевые шпаты							Ort Ab
Мусковит							
Хлорит				—	—	—	— — —
Стильпомелан							—
Карбонаты						Ca Sr	
Флюорит							
Кварц		— — —		— — — —	— — — —	— — — —	
Пирит			I	II	III	IV	
Пирротин			I	II	III		
Марказит				I	II		
Мельниковит							—
Арсенопирит				I II	III		
Леллингит				— — — —			
Халькопирит							
Сфалерит						— — — —	
Галенит						— — — —	
Золото				— — — —		— — — —	
Медь				—			
Скородит						—	
Гидрооксиды железа					—	— — — —	
Ковеллин						—	

4.2.1. Эндогенный этап

Внутри эндогенного этапа выделено пять стадий, с учетом пространственного распределения минеральных ассоциаций и тектонических подвижек: предрудных изменений, три рудных стадии, названные по преобладающим минералам соответствующих ассоциаций (пирит-пирротиновая, пирит-пирротин-арсенопиритовая и галенит-сфалерит-халькопиритовая), и завершающая ортоклаз-альбитовая стадия.

Стадия предрудных изменений вмещающей толщи проявилась в формировании и обособлении в пределах минерализованной зоны типоморфных для кристаллических сланцев ильменита, апатита, турмалина, графита, граната, биотита, плагиоклаза, мусковита, хлорита, кварца в виде тонких жилок, трещинных форм и гнезд. Образования этой стадии выделяются на фоне породной ткани более крупнозернистой структурой и повышенной степенью мономинеральности. Изменения сланцев связаны с сегрегацией вещества при метаморфизме осадочной толщи, сопровождающем складчатость, и образование зон интенсивного рассланцевания пород и представляют собой результат своеобразных «выпотов» при разгрузке метаморфогенно-метасоматического флюида в тектонических полостях (пустотах отслоения, трещинах кливажа и др.).

В пирит-пирротиновую стадию наибольшим развитием пользуются ранние генерации этих минералов, которые территориально приурочены к сланцам, распределяясь, как в кварц-слюдяной ткани, образуя самостоятельные зерна (пирит – кубические, октаэдрические, а пирротин – изометричные с гексагональными срезами), мономинеральные агрегаты и сростания, так и в виде короткопрожилковых «штриховых» выделений согласно кристаллизационной сланцеватости и плейчатости, подчеркивая текстурный рисунок пород. Они относятся к ранним высокотемпературным (образование гексагональных пирротинов возможно лишь при температурах значительно выше 300 °С [7, 108, 31, 32]) сульфидным минералам гидротермально-метасоматического процесса.

Возможно, отложение их частично происходило на заключительной стадии метаморфизма, о чем свидетельствует морфология проявления минералов.

В большинстве случаев сростания пирита I и пирротина I видно, что второй минерал выделялся позднее, т.к. развивается в краевых частях зерен и массе агрегата и замещает пирит частично либо полностью. Иногда пирит I отмечается в виде правильных идиоморфных кристаллов среди прожилковых выделений пирротина I, что позволяет предположить их сингенетичность.

Оба эти минерала наблюдаются в тесном сростании с ранним рутилом по ровной границе, обычно в краевых зонах. Встречаются участки, в которых рутил находится внутри агрегатов пирротина I, что свидетельствует о близком временном отложении данных минералов. Значительное развитие рутила связано с процессом диафтореза, в результате которого в сланцах широко проявилась хлоритизация биотита. В основной массе сланцев, кроме рутила, в значительно меньшем количестве присутствует ильменит в виде таблитчатых, пластинчатых реже изометрических зерен. Границы выделений четки, в некоторых зернах коррозионны. Изучение взаимоотношений минералов пирит-пирротиновой стадии позволяет рутил I и ильменит отнести к реликтовым минералам метаморфического генезиса.

Пирит, пирротин и рутил образуют одиночные включения среди слюды, кварца и развиваются по трещинкам катаклаза в крупных кристаллах граната, окаймляют зерна граната. Некоторые кристаллы и агрегаты пирита содержат включения кварца, слюды, рутила, а также рутил содержит много включений кварца, что говорит в пользу метасоматического образования пирита и рутила.

Началу *пирит-пирротин-арсенопиритовой* стадии предшествовали довольно мощные тектонические подвижки, приведшие к образованию серии рудоподводящих трещин, выполненных новой рудной минеральной ассоциацией и кварцем. Эта рудная стадия характеризуется максимальным развитием мышьяковых минералов – арсенопирита-I и -II (арсенопирит-I – наиболее ранний минерал этой стадии), леллингита и подчиненным выделением к концу стадии пирита-II, пирротина-II, марказита-I, рутила-II, мельниковита. К этой же стадии

приурочено выделение самородного золота, которое тесно ассоциирует с сульфидами, кварцем и более поздними выделениями хлорита. В эту стадию так же выделяется и самородная медь. Территориально минеральная ассоциация этой стадии накладывается по зонам дробления на сланцы, но более всего приурочена к участкам катаклаза с многочисленными разномасштабными прожилками и линзами кварца различной ориентации.

Арсенопирит проявляется в рудах разнообразно. Арсенопирит-I в сланцах образует короткопрожилковые выделения, подобные пириту-I, распределяющиеся параллельно и под углом к кристаллизационной сланцеватости, и включения отдельных кристаллов. Минерал ассоциирует с пиритом-I и пирротином-I, являясь поздним по отношению к ним, т.к. занимает секущее положение, накладывается на эти минералы (особенно часто на пирротин-I) и образует сростания в периферийных частях выделений пирита и пирротина. Арсенопирит-II развит в зонах интенсивного катаклаза в сланцах, распределяется и в самих сланцах без кварца, и по контакту сланца с кварцевым прожилком, и среди кварцевых жилок различной мощности. Образует более крупные, чем арсенопирит-I, гнезда, прожилки, линзовидные выделения. Многочисленные тектонические подвижки и дробление пород, неоднократно повторяющиеся в течение рудной стадии, фиксируются наличием крупных дробленных зерен арсенопирита-II, которые цементируются обломочками и более мелкими зернышками этого же минерала, а также пиритом-II и пирротином-II. В результате растворения и последующей кристаллизации мелкие зернышки арсенопирита, соединяясь, образуют своеобразные «кружевные» узоры. Иногда крупные идиоморфные кристаллы арсенопирита внутри представляют собой мелкозернистый агрегат. Отдельные прожилковые и гнездообразные выделения сложены призматическими зональными зернами леллингита, выделение которого происходило одновременно с арсенопиритом, либо сразу за арсенопиритом в условиях некоторого дефицита серы. Выявление разновидностей арсенопирита по содержанию Co, Ni и нечеткое пространственное размещение их в рудных телах свидетельствует о

длительности образования арсенопирита, изменений состава гидротермальных растворов и фациальных условий отложения.

С арсенопиритом-II связано золото, которое наблюдается с ним в сростании в краевых зонах и в виде вростков внутри зерен, и в порах зерен среди нерудных минералов.

Большинство зерен арсенопирита содержит массу включений нерудных минералов, что доказывает широко проявленные метасоматические процессы при его кристаллизации. Изучение взаимоотношений арсенопирита и кварца свидетельствует о начальном докварцевом выделении арсенопирита-I и более крупнозернистого арсенопирита-II. Среди кварцевых жил можно отметить приуроченность арсенопирита-II к реликтам сланцев, сохранившимся от полного замещения кварцем. По всей вероятности, после катаклаза во второй стадии раньше других начал выделяться арсенопирит, а позднее все трещины, ранее образовавшиеся и вновь проявившиеся, заполнялись кварцем, выделение которого происходило спорадически до конца гидротермального процесса.

Пирит-II в рудах развит довольно широко, занимает внутренние части рудных тел вместе с арсенопиритом-II, с которым часто наблюдается в сростании, пересекает его в виде прожилков, обрастает отдельные зерна, заполняет трещинки катаклазированных зерен арсенопирита вместе с кварцем, пирротином-II, иногда поздним рутилом. Пирит-II образует как полиминеральные агрегаты с арсенопиритом-II, пирротином-II, марказитом, кварцем, рутилом, так и мономинеральные среди кварцевых прожилков. Внутри зерен отмечается масса включений кварца, слюды, иногда арсенопирита-II. За счет многократных подвижек в зоне кварцевых жил пирит-II катаклазируется, обломки растаскиваются и цементируются кварцем, пирротином-II, марказитом и другими минералами. Катаклазированный пирит-II интенсивнее корродируется, замещается, растворяется и переотлагается, что ведет к образованию своеобразных решетчатых «вязаных», какардовых, графических текстур. С пиритом II также отмечено золото в виде тонких вростков.

Пирротин-II также приурочен к зонам катаклаза, окварцованным сланцам и кварцевым жилам и прожилкам с более ранней рудной минерализацией. Пирротин-II образует прожилковые, неправильные, линзовидные выделения. Он цементирует раздробленные зерна, агрегативные скопления арсенопирита-II и пирита-II, в полиминеральных агрегатах занимает краевые зоны, окаймляя ранее выделившиеся минералы. По пирротину-II часто развивается марказит, пирит, мельниковит. Отмечаются пересечения и сростания его с более поздними по выделению – халькопиритом и золотом.

Марказит-I и мельниковит интенсивно замещают как пирит-I и -II, так и пирротин-I и -II. В эту же стадию отмечается выделение позднего рутила и прожилков хлорита. В кварцевых жилках рутил встречается в форме иголок, наблюдается в контакте с листочками хлорита, который развивается по тонким трещинкам в кварце. Среди катаклазированных агрегатов сульфидов рутил отмечается в сростании с пирротином-II, марказитом и халькопиритом.

Основная часть золота самородного выделялась в рудную стадию, причем выделение происходило на протяжении всей стадии, возможно с некоторыми перерывами, о чем свидетельствует различная пробность золота и отличие элементов-примесей. Золото наблюдается в виде включений-сростаний в арсенопирите-II, пирите-II, пирротине-II, в виде свободных выделений в кварце, в кварц-сланцевой ткани сланцев, в сростании со слюдой и хлоритом.

Пирит-пирротин-арсенопиритовая стадия протекала длительный период, в течение которого неоднократно происходило дробление, растворение, собирательная кристаллизация и перекристаллизация, что хорошо фиксируется по морфологическим и структурно-текстурным особенностям рудных минералов. Отличительной чертой этой стадии в отличие от пирит-пирротиновой для рудных минералов является высокая степень идиоморфизма и большие размеры зерен, измеряемые первыми миллиметрами, агрегативные же выделения иногда достигают нескольких сантиметров.

Галенит-сфалерит-халькопиритовая стадия фиксирует затухание гидротермального процесса. Ей предшествовало интенсивное дробление,

приведшее к возникновению зон трещиноватости, послуживших главными путями для продвижения растворов. В результате возникли зоны нитевидных секущих разноориентированных кварц-карбонатных прожилков с флюоритом, хлоритом и характерной медно-свинцово-цинковой сульфидной минерализацией. Кроме халькопирита (преобладающий минерал), сфалерита и галенита в эту стадию образуются пирит-III, арсенопирит-III, пирротин-III и происходит переконцентрация, переотложение и укрупнение золота. По зонам интенсивного катаклаза на глубине 120-130 м фиксируются гетит и гидрогетит, развивающиеся по пириту и марказиту, образование которых возможно, происходило в эту же стадию при низких температурах.

Главная морфологическая форма халькопирита и сфалерита представлена зернистой вкрапленностью в кварц-карбонатных прожилках.

Халькопирит является одним из поздних минералов данной стадии, что устанавливается по многочисленным его пересечениям других минералов разных генераций. Он приурочен к волосовидным трещинкам в сланцах, расположенным параллельно и под разными углами к сланцеватости, к «штриховым» выделениям пирита-I, пирротина-I, арсенопирита-I в их краевых частях, часто пересекая и окаймляя выше указанные минералы. Халькопирит образует свободные выделения в прожилках кварца, отмечается его ассоциация с хлоритом. Халькопирит ассоциирует и с более поздними выделениями арсенопирита-II, пирита-II, пирротина-II, корродируя и пересекая их, доказывая свое более позднее выделение. Халькопирит ассоциирует со сфалеритом, но четких однозначных пересечений не отмечено. В одних случаях создается впечатление более раннего выделения сфалерита относительно халькопирита – в сфалерите халькопирит образует эмульсионные структуры распада различных форм; в других - более позднего, т.к. отмечаются пересечения сфалеритом выделений халькопирита, развивающихся по периферии пирротина-II.

Сфалерит связан преимущественно с поздними кварц-карбонатными прожилками среди оруденелых сланцев, арсенопирит-кварцевыми жилами и зонами нитевидного жилкования. В жилках отмечена его ассоциация с поздним

арсенопиритом, в карбонатных прожилках развивается вдоль контакта с вмещающими породами, образуя каймы. Наблюдаются пересечения сфалеритом агрегативных скоплений пирротина-II. В сфалерите кроме халькопирита и пирротина содержатся механические включения марказита и арсенопирита. Различие в составе сфалеритов содержания железа, а значит и разница в температурах образования позволяет предположить прерывистое выделение сфалеритов во времени.

Галенит в рудах встречается очень редко в ассоциации с кварцем и карбонатами прожилков, а также сфалеритом, халькопиритом, пирротинном-III, арсенопиритом-III. Он образует ксеноморфные выделения, заполняющие межзерновые промежутки и пустоты среди вышеуказанных рудных минералов.

Ортоклаз-альбитовая стадия минералообразования характеризуется формированием чрезвычайно многочисленных нитевидных прожилков, секущих сланцевую толщу рудного поля. Они широко распространены в сланцах золотоносной минерализованной зоны, но отсутствуют в породах, удаленных от рудного поля. Обычно полевошпатовые прожилки состоят из ортоклаза с незначительным количеством стильпномелана, хлорита, сфена. Более мощные прожилки (около 1 мм), кроме выше перечисленных минералов, обычно содержат альбит, пирит-IV и иногда гематит, который локализуется в участках выклинивания прожилков, на некотором удалении от пирита-IV. Микроскопическое изучение агрегатов гематита показывает наличие в них тонких включений пирита, частично замещенных гематитом. Золото в минеральных ассоциациях стадии не обнаружено.

4.2.2. Экзогенный этап

Экзогенный этап в пределах рудного поля проявился очень слабо. Окисление, выветривание и разложение первичных минералов зафиксировано до глубины 35-70 м и выразилось оно, прежде всего, в развитии гидроокислов железа. Окислению подверглись сульфиды (пирит, пирротин, марказит, арсенопирит), а также железистые карбонаты в прожилках. За счет окисления

халькопирита в редких случаях кроме гидроокислов железа образуется ковеллин, наблюдаемый в виде тонких каемок вокруг выделений халькопирита. Арсенопирит в приповерхностных зонах окисляется и разлагается до появления скородита с гидроокислами железа. На отдельных участках скородит образует псевдоморфозы по арсенопириту. Пирротин, пирит, марказит часто замещаются мельниковитом, имеющим колломорфные, концентрически-зональные формы проявления. Мельниковит при этом обычно превращается в бурую рыхлую массу, представляющую собой смесь гидроокислов железа с нерудными минералами. В целом экзогенный этап слабо отразился на изменении состава руд и оруденелых пород.

4.2.3. Температурный режим гидротермально-метасоматического процесса

Гидротермально-метасоматический этап протекал довольно длительное время с изменяющимся температурным режимом, который определялся не только по минеральным ассоциациям, но и с использованием существующих методов, основанных на изучении состава сульфидов и флюидных включений в кварце.

Помимо анализа изученных минеральных ассоциаций определение температур *первых двух рудных стадий* велось по изучению содержаний S и отношения S/Fe в пирротинах (изучен 31 образец, см.табл.3.8), активности S и содержаний As (атом.%) в арсенопиритах (было изучено 117 образцов арсенопирита и его разновидностей, см.табл.3.4) с помощью изоплет в координатах температура – состав [133], а также по результатам изучения флюидных первичных, первично-вторичных включений в кварце. Так, в общей массе для *пирротинов* характерны температуры минералообразования от 310 до 630 °С (ср. значение 512 °С). При этом, температуры образования пирротинов I химического типа (обогащенные серой) варьируют от 515 до 630 °С (см.табл.3.8) в среднем составляя 580 °С (преобладают температуры 570-580 °С), а II химического типа (обедненные серой) изменяются в пределах от 310 до 515 °С в

среднем составляя 419 °С (преобладают температуры 435-460 °С). Если сопоставлять температуры образования пирротинов безрудных участков и рудных тел, то для I химического типа разницы практически не наблюдается, но температуры минералов р.т.2 выше температур минералов р.т.1 по всем показателям (р.т.1 – T=515-575 °С, ср. значение 561 °С; р.т.2 – T=575-630 °С, ср. значение 604 °С). Для II химического типа картина несколько иная – значения температур образования пирротинов всех трех рудных тел различаются не существенно (р.т.1 – T=380-500 °С, ср. значение 441 °С; р.т.2 – T=435-460 °С, ср. значение 446 °С; р.т.3 – T=435-515 °С, ср. значение 475 °С), зато существенно отличие между пирротинами безрудных участков (T=310-325 °С, ср. значение 315 °С) и рудных тел. Рассматривая данные температур образования *арсенопиритов* (см.табл.3.4) можно отметить, что в целом наблюдается немного больший разброс температурных значений (T=322-700 °С, ср. значение 455 °С) по сравнению с пирротинами, при этом наиболее высокие температуры характерны для *чистых данаитов* (T=539-700 °С, ср. значение 626 °С), а наиболее низкие – для *Ni-данаитов*, образцы которых представлены только минералами из безрудных участков (табл. 4.3).

Таблица 4.3 – Данные температур (Т°С) образования арсенопиритов по различным химическим типам с учетом степени оруденения

Участок Хим.тип	Безрудные участки	Р.т. 1	Р.т. 2	Р.т.3	Ср. значение
Данаит	–	539-700/(630)	584-658/(621)	–	(626)
Ni-Данаит	336-350/(343)	–	–	–	(343)
Ni-Co- Арсенопирит	–	–	–	386-420/(403)	(403)
Со-Арсенопирит	384-672/(547)	475-567/(540)	367-697/(529)	434-464/(454)	(521)
Арсенопирит	375-534/(418)	400-534/(445)	322-558/(422)	348-464/(410)	(424)
<i>В целом</i>	336-672/(442)	400-700/(504)	322-697/(446)	348-464/(425)	(455)
		322-700/(456)			

Примечание. В числителе указаны минимальные и максимальные значения, а в скобках в знаменателе указаны средние значения температур.

Сопоставление температур образования арсенопиритов безрудных участков и рудных тел дает схожую картину с обогащенным серой пирротинном, т.е. существенной разницы в значениях и разбросе данных по рудным телам в целом и безрудным участкам не наблюдается, температурная зональность проявлена лишь

между рудными телами – для арсенопиритов р.т. 3 характерен меньший разброс и наиболее низкие температуры, которые постепенно повышаются в направлении к рудному телу № 2 и достигают своего максимума в арсенопиритах рудного тела № 1 (см.табл. 4.3). Химические типы арсенопирита по рудным телам, при учете их средних температурных значений, в целом ведут себя аналогично.

Температурный режим *галенит-сфалерит-халькопиритовой стадии* устанавливается по изменяющемуся содержанию FeS в высоко- и маложелезистых сфалеритах (изучено 7 образцов) по кривой Каллеруда [38], а также вторичным включениям в кварце, к которым отнесены те, что приурочены к различного рода залеченным трещинам, секущим границы зерен кварца (см.раздел 3.2.2 и см.рис. 3.23). Температура *сфалеритов* изменяется в пределах 212-388 °С (ср. значение 303°С, преобладаю пробы с температурой 350 °С) – более железистые сфалериты являются более высокотемпературными (350-388 °С), для маложелезистых температура соответствует 262-212 °С (см.табл.3.10)

Изученные в 7 образцах кварца из скв. 111, пробуренной через кварцевожильную зону участка с ассоциациями: арсенопирит-пиритовой, арсенопирит-пирит-пирротиновой, пирит-пирротиновой, а в некоторых образцах с наложенной более поздней сфалерит-халькопиритовой минерализацией, флюидные включения показали достаточно высокие температуры гидротермальных растворов – до 350 °С (см.табл. 3.11). По результатам исследования *первично-вторичных включений* формирование кварцевых жил происходило в пределах температур 350-240 °С, которые возможно, соответствуют завершению пирит-пирротин-арсенопиритовой стадии. Выделение же ранних пирита, пирротина и арсенопирита происходило до внедрения кварца при более высоких температурах, значительно превышающих 300 °С. Исследование *вторичных включений* в кварце фиксирует температуру 240-140 °С (см.табл. 3.11), причем большинство данных соответствует температурам 200-160 °С.

Образование *ортоклаз-альбитовых прожилков*, завершающих гидротермальный процесс, связано с диафоригенным преобразованием

кристаллических сланцев, при слабых тектонических подвижках в толще рудного поля. Массовая декрепитация включений ортоклаз-альбитовых образований протекает при температуре 90-140 °С (см.табл. 3.11), что свидетельствует о низких температурах отложения продуктов стадии.

Таким образом, из выше изложенного материала можно сделать выводы, что температура гидротермального сульфидного минералообразования лежит в интервале 700-310 °С (высоко-среднетемпературные пирит-пирротиновая, затем пирит-пирротин-арсенопиритовая ассоциации); стадия формирования кварцево-жильного минералообразования протекала при температурах 400-240 °С. Второй этап рудообразования, проявившийся в образовании зон нитевидных кварц-карбонатных прожилков с золото-сульфидно-полиметаллической минерализацией (средне-низкотемпературная галенит-сфалерит-халькопиритовая стадия), проходил при температурах 388-212 °С. Температуры завершающей стадии гидротермального процесса, связанной с образованием альбит-калишпатовых прожилков, входят в интервал 140-90 °С.

4.3. Возраст исходного протолита, метаморфизма, магматизма и рудообразования

На протяжении десятилетий многие исследователи (М.И. Волобуев, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова и др., 60-е гг; Волобуев и др., 1963; Ф.П. Кренделев, 1971; Петров, 1974, 1975; Ли, 1985; В.А. Верниковский и др., 2006, 2008; А.Д. Ножкин и др., 2008; А.М. Сазонов и др., А.И. Неволько, 2009) пытаются восстановить сложную геологическую историю формирования интрузивов и метаморфических пород Енисейского кряжа и происходивших с ними изменений (что отражается в изменении соотношений изотопного состава элементов) при помощи различных методов определения абсолютного возраста по разным минералам и породам. Использовались свинцово-изотопный, уран-свинцовый, уран-торий-свинцовый, калий-аргоновый, аргон-аргоновый, рубидий-стронциевый, самарий-ниодимовый методы, каждый из которых имеет свои недостатки. В последнее время, наиболее важным является выбор оптимального

комплекса изотопных методов для надежного определения возраста петрографических подразделений. Так, петрографическим кодексом 2008 года [93] для метаморфических пород, таких как кристаллические сланцы, наиболее эффективным считается Rb-Sr метод, который сейчас выполняется часто совместно единым процессом с Sm-Nd исследованиями. Но и у этих методов есть свои недостатки. Rb-Sr метод может давать заниженный возраст, соответствующий времени завершения изотопного и элементного обмена Rb и Sr между минералами, вследствие повышенной подвижности этих элементов, а Sm-Nd метод в приложении к валовым проба иногда может давать завышенные значения изохронного возраста за счет процессов смешения мантийного и корового вещества [93].

4.3.1. Возраст метаморфизма и рудообразования

В соответствие с общими принципами изотопного датирования петрографических подразделений [93, 25, 34, 86, 159], для определения возрастных рубежей и природы источника вещества при формировании пород вмещающей метаморфической толщи и рудоносных зон по месторождению Благодатное были изучены особенности изотопного состава рубидия, стронция, самария и неодима в валовых проб главных разновидностей кристаллических сланцев (табл. 4.4) и 12 монофракций слагающих их минералов (мусковита, биотита, флюорита). Измерения были проведены в ИГГД РАН г. Санкт-Петербурга (содержания получены методом изотопного разбавления) на масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Для анализа использовались фрагменты керна, претерпевшие минимальное влияние процессов поверхностного выветривания и характеризующие различные по продуктивности горизонты.

Полученные концентрации Sm и Nd в кристаллических сланцах характеризуются незначительными вариациями (от 6,3 до 14,8 и от 18,6 до 47,5 соответственно) на фоне Rb и Sr обладающих гораздо большим диапазоном (52,79-722,5 и 12,11-1099,7 соответственно).

Таблица 4.4 – Характеристика проб, исследованных изотопно-геохимическими методами

Номер образца	Краткая характеристика пробы	Содержание Au в интервале, г/т	Анализируемый материал
53/259	Пятнистый ставролитовый двуслюдяной сланец вне рудной зоны	<0,2	Порода (вал)
			Биотит
			Мусковит
67/51,7	Ставролит-мусковитовый сланец в 5 м от лежащего бока р.т. № 1.	<0,2	Порода (вал)
			Мусковит
53/200,5	Двуслюдяной сланец с убогой пирротиновой минерализацией за пределами р.т.	0,3	Порода (вал)
			Биотит
			Мусковит
4/169,7	Мусковитовый углеродистый сланец с пирит-пирротин-арсенопиритовой минерализацией в 0,3 м от кварцевой жилы (m=0,15 м). Р.т. № 2	0,8	Порода (вал)
			Мусковит
36/136	Двуслюдяной сульфидизированный сланец с кварцевым прожилком из висячего бока р.т. № 1.	1,8	Порода (вал)
			Биотит
			Мусковит
36/171	Двуслюдяной сульфидизированный сланец в 0,1 м от кварцевого прожилка (m=0,1 м). Средняя часть р.т. № 1.	0,5	Порода (вал)
			Мусковит
5/102,8	Кварц-карбонатный прожилок		Флюорит
5/118,5	Кварц-карбонатный прожилок		Флюорит
45/145,3	Кварц-карбонатный прожилок		Флюорит

Данные были обработаны при помощи специализированной программы «IZOPLOT» [166] сотрудниками кафедры петрографии ТГУ и авторами данной работы с использованием программы «IZOPLOT» и Excel по графикам, линейным трендам и формуле [147, 34, 86, 25]:

$$t = \ln \left[\left(\frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \right) + 1 \right] / \lambda, \text{ лет}$$

где λ (константа распада) для $^{147}\text{Sm} = 6,54 \cdot 10^{-12}$ год, а для $\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11}$ год.

Положение фигуративных точек пород и минералов на диаграмме « $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ » (рис. 4.1) позволяет говорить о двух автономных изохронных зависимостях: одна – для пяти валовых составов кристаллических сланцев, соответствующая регрессионной линии с наклоном, отвечающим возрасту $T=785 \pm 45$ млн.лет (СКВО=0,67), что может характеризовать главную фазу локального метаморфизма; другая – для флюоритов кварц-карбонатных прожилков и одного образца сульфидизированного слюдяного сланца

(обр. 36/136), оказавшегося на их регрессионной прямой (из-за развитых в интервале отбора пробы прожилков кварц-карбонатного состава с халькопиритом и сфалеритом, с которыми пространственно и генетически ассоциирует флюоритовая минерализация), соответствующая регрессионной линии с наклоном, отвечающим возрасту $T=368\pm 23$ млн.лет (СКВО=0,058), что может соответствовать этапу образования зон нитевидного кварц-кварц-карбонатного, калишпат-альбитового прожилкования и отложению руд золото-полиметаллической ассоциации.

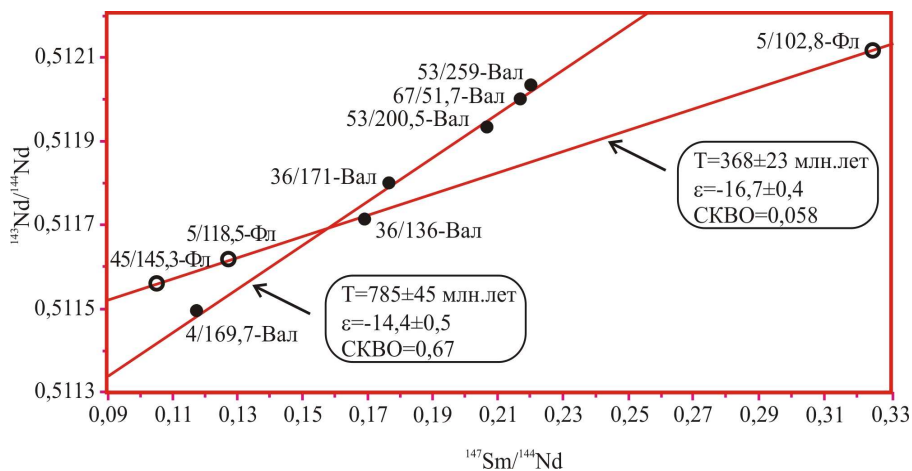


Рисунок 4.1 – Sm-Nd-изохрона по породам и минералам (примечание: для построения изохрон на данном рисунке и на последующих рисунках приняты сокращения: Фл – флюорит, Вал – валовый состав, Му – мусковит, Би – биотит)

Полученные возрастные значения подтверждаются и результатами Rb-Sr изотопного датирования. Так, изохрона образца ставролитового пятнистого сланца расположенного за пределами рудной минерализованной зоны соответствует возрасту $785,3 \pm 1,7$ млн.лет (рис. 4.2-а).

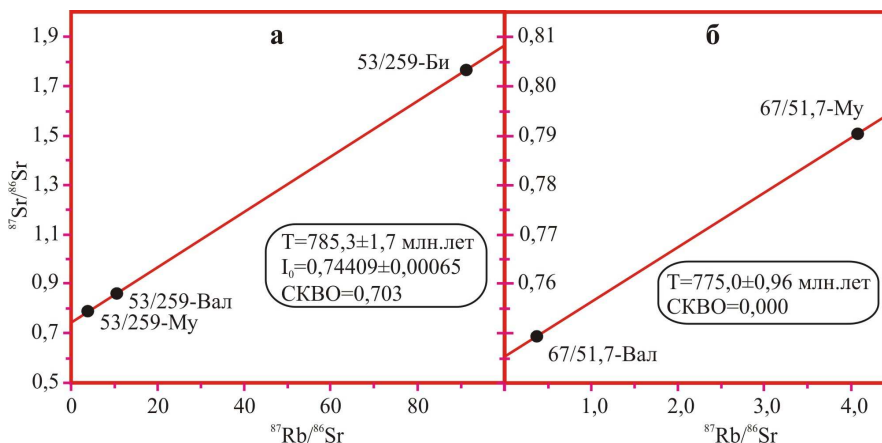


Рисунок 4.2 – Rb-Sr изохрона: а – ставролитового двуслюдяного пятнистого сланца за пределами РМЗ; б – ставролит-мусковитового сланца из безрудного интервала РМЗ (вне рудного тела)

И хотя изохрона, рассчитанная по безрудному сланцу расположенному в 5 м от рудного тела 1, выглядит несколько ($775\pm 0,96$ млн.лет) моложе (рис. 4.2-б), что указывает на большую чувствительность Rb-Sr системы к процессам метасоматического преобразования пород, регрессионная прямая по пяти пробам (совместно обр. 53/259 и обр. 67/51,7) безрудных сланцев характеризуется близкими параметрами к Sm-Nd системе (рис. 4.3-а).

В более информативной для датирования процессов рудогенеза Rb-Sr системе, индикатором последовательно проявляющихся этапов является биотит (как главный концентратор Rb). Так, фиксируется временная граница ($754,1\pm 7,2$ млн.лет), вероятно, отвечающая началу формирования продуктивных горизонтов во вмещающей толще, по слабоминерализованному двуслюдяному сланцу, находящемуся за пределами рудного тела (рис.4.3-б).

Близкие изотопные возраста ($753\pm 3,5$ млн.лет при $\text{СКВО}=1,13$ – обр. 4/169,7+обр. 36/136 и 752 ± 10 млн.лет при $\text{СКВО}=0,22$ – обр. 4/169,7+обр. 36/136+обр. 36/171) получаются при расчете валовых составов и мусковита сульфидизированных разностей слюдяных сланцев из рудных интервалов.

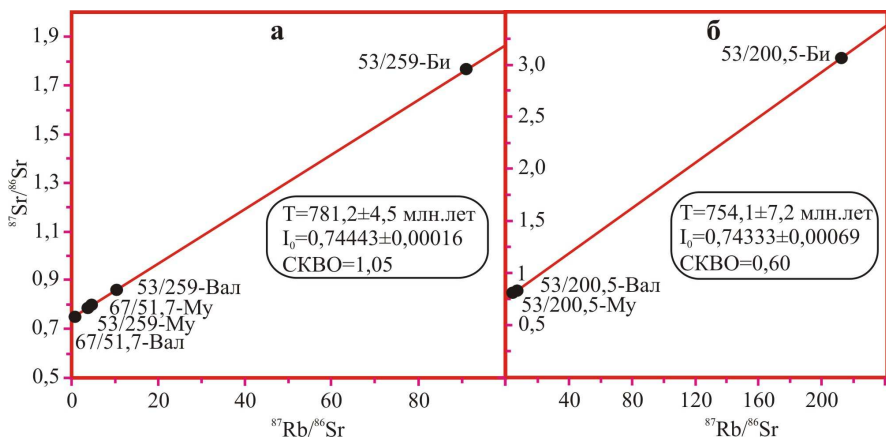


Рисунок 4.3 – Rb-Sr изохрона: а – для пород и минералов с содержанием Au менее 0,2 г/т; б – для двуслюдяного сланца с убогой пирротиновой минерализацией (вне рудного тела)

Однако, при добавлении к этим составам биотита из обр. 36/136 (под микроскопом установлены признаки перекристаллизации и замещения хлоритом) регрессионная прямая указывает на более позднее время (698 ± 13 млн.лет) образования минеральных парагенезисов в золоторудных телах (рис. 4.4-а). Этот возраст, несмотря на высокое значение СКВО, вероятно, можно принять в качестве рубежа этапа метасоматоза, который отвечает за формирование продуктивной сульфидной минерализации.

Большой временной отрыв формирования флюоритовой минерализации фиксируется также в распределении изотопов Rb и Sr, что подтверждается изохроной отвечающей рубежу 364 ± 13 млн.лет (рис. 4.4-б).

Если принять во внимание данные по всем породам и минералам, как в случае с Sm-Nd системой (кроме образцов кварц-карбонатных прожилков), то результат будет несколько отличный от последнего. Изохрона будет соответствовать регрессионной линии с наклоном, отвечающим возрасту $T=761 \pm 15$ млн.лет при высоком значении СКВО=31,2 (рис. 4.5). Возможно, занижение возрастной датировки по сравнению с Sm-Nd изохроной произошло вследствие повышенной подвижности Rb и Sr.

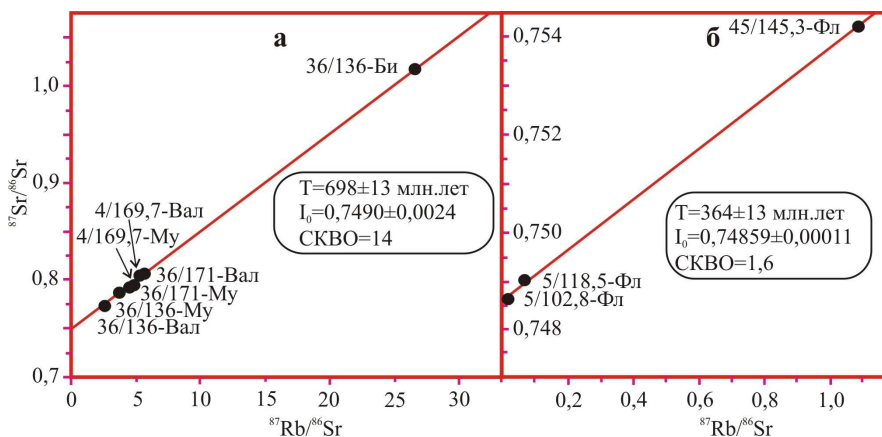


Рисунок 4.4 – Rb-Sr изохрона: а – для пород и минералов сульфидизированных сланцев рудных тел 1 и 2; б – для флюоритов из кварц-карбонатных прожилков

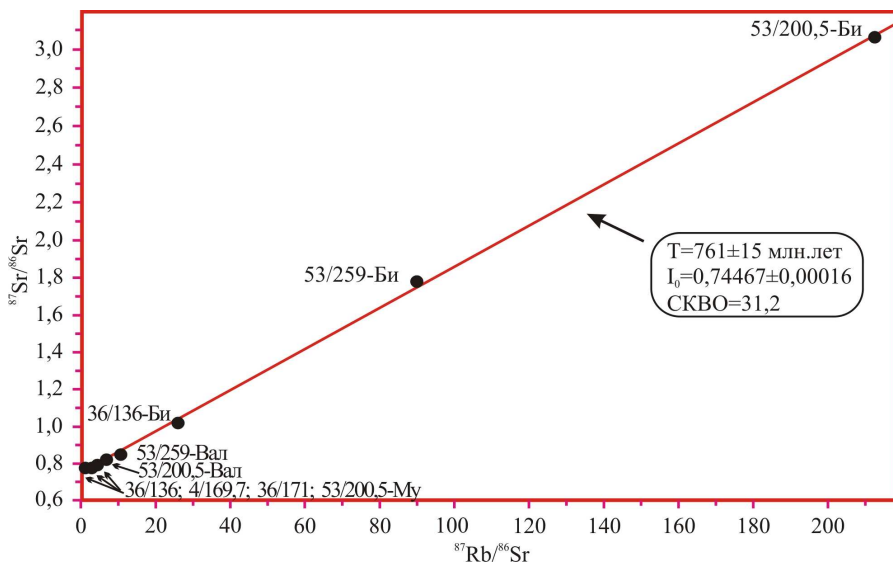


Рисунок 4.5 – Общая Rb-Sr изохрона по породам и минералам (примечание: в пробе 36/136 представлены значения по породе, мусковиту и биотиту, в пробах 4/169,7 и 36/171 – по породе и мусковиту)

На основании вышеизложенного материала можно сделать выводы, что вмещающие породы подвергались прогрессивному этапу локального метаморфизма на протяжении временного интервала 785-775 млн. лет назад.

Регрессивный метаморфизм, метасоматоз и формирование первых трех стадий гидротермально-метасоматического процесса (рудообразование первого этапа) протекало в длительном временном интервале 754-698 млн. лет назад. Сопоставимые результаты этого этапа получены ранее, что отражено в работах А.М. Сазонова и др. [117-123], по месторождениям рудного района, млн. лет: Пролетарское (706), Эльдorado (710), Ударное (773), Александрo-Агеевское (653), Ведугинское (715, 691, 682). Возраст второго этапа рудообразования, связанный с тектонической активизацией, проявившийся в образовании зон нитевидных кварц-карбонатных прожилков с золото-сульфидно-полиметаллической минерализацией (галенит-сфалерит-халькопиритовая стадия), по флюориту оценивается как верхнедевонский (368-364 млн. лет назад). Учитывая, зафиксированный аномально молодой возраст завершения рудного процесса, необходимы дополнительные изотопно-геохимические исследования 2-3 проб флюорита и вмещающих сланцев.

Возраст регионального метаморфизма нами не определялся в полной мере, т.к. не было проанализировано достаточное количество соответствующих образцов, но при расчете в Sm-Nd изотопной системе отдельно двух валовых составов безрудных сланцев вне РМЗ и рудных тел (53/259 и 67/51,7), регрессионная прямая показала угол наклона, соответствующий возрасту 1 490 млн. лет при временном расхождении (± 600 млн.лет) и СКВО, близком к нулю, а расчет возраста по соответствующей выше приведенной формуле дал временное значение 1 486,93 млн.лет. Добавление к безрудным образцам породы с убогой сульфидной минерализацией из околорудной зоны (53/ 200,5) несколько омолодило выше полученный результат до 1 030 млн. лет при временном расхождении (± 130 млн.лет) и СКВО=2,06. Те же пробы без образца 67/51,7 показали значение в $1\ 070 \pm 130$ млн.лет (СКВО – близкое к нулю). Для отдельно проанализированных двуслюдяных сульфидизированных сланцев из рудного тела № 1 (36/136 и 36/171) регрессионная прямая показала угол наклона, соответствующий возрасту 1 190 млн. лет при временном расхождении (± 140 млн.лет) и СКВО близком к нулю. Такое разнообразие датировок,

вероятно, является подтверждением наличия нескольких временных эпизодов регионального метаморфизма. Для большей достоверности требуется проведение дополнительных анализов и сопоставлений результатов с объектами данного рудного района.

4.3.2. Природа и возраст исходного протолита

Для определения природы источника вещества исследуемых разновидностей кристаллических сланцев месторождения были рассчитаны параметры ϵSr и ϵNd с учётом установленного изохронного возраста и соответствующей эволюции модельного изотопного состава исходных мантийных резервуаров CHUR и UR (табл. 4.5), о чем более подробно можно прочитать в статье Сазонова А.М. и др. [123].

Таблица 4.5 – Характеристика параметров ϵSr , I_0 , ϵNd , $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{перв}}$ в породах и минералах

№ Пробы	Содержание Au в интервале, г/т	Тип пробы	I_0	ϵSr	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{перв}}$	ϵNd
53/259	<0,2	Вал	0,744333	+579,3	0,510889	-14,18
		Мусковит	0,744132	+576,5	–	–
		биотит	0,744771	+585,5	–	–
67/51,7	<0,2	Вал	0,744450	+581,0	0,510875	-14,46
		Мусковит	0,743946	+573,8	–	–
53/200,5	0,3	Вал	0,744033	+574,4	0,510865	-14,66
		Мусковит	0,743521	+567,2	–	–
		биотит	0,754570	+724,2	–	–
4/169,7	0,8	Вал	0,748966	+643,7	0,510882	-14,31
		Мусковит	0,749188	+646,8	–	–
36/136	1,8	Вал	0,747423	+621,7	0,511312	-16,68
		Мусковит	0,748391	+635,5	–	–
		биотит	0,747139	+617,8	–	–
36/171	0,5	Вал	0,749459	+650,8	0,510885	-14,27
		Мусковит	0,749689	+653,9	–	–
5/102,8		Флюорит	0,748521	+631,3	0,511316	-16,60
5/118,5		Флюорит	0,748656	+633,3	0,511316	-16,60
45/145,3		Флюорит	0,748568	+632,0	0,511312	-16,68

Полученные значения ϵNd (от -14 до -16) и ϵSr (от +570 до +720) однозначно указывают на коровую природу вещества вмещающих метаморфических толщ и собственно рудоносных горизонтов. В частности, умеренно низкие первичные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах и минералах

исследуемого объекта (0,51086-0,51132), при крайне высоких отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7435-0,7546) в большей степени соответствуют параметрам верхней континентальной коры фанерозойского возраста ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,510236-0,510943$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,73307-1,54807$ по Bickle et al., 1989 [156]; Rogers et al., 1982 [168]). При этом по мере формирования рудных тел доля коровой составляющей имеет некоторую тенденцию к повышению, о чем свидетельствует устойчивая положительная корреляция между величиной ϵSr и концентрацией золота в кристаллических сланцах [123]. Более низкие значения ϵNd во флюоритах по сравнению с валовыми составами также подтверждают данный вывод.

Расчет модельного возраста T_{CHUR} , проведенный по Sm-Nd-изотопному составу некоторых образцов [123], показал, что вероятным источником материала при формировании исходных терригенных отложений могли служить раннепротерозойские (1,8-2,2 млрд. лет) и в меньшей степени архейские (4,3 млрд. лет) породы, образовавшиеся в результате ранних эпизодов переработки мантийного субстрата.

Об истории преобразования исходных отложений можно судить по результатам возрастного моделирования Rb-Sr-системы. Учитывая, что породы сформировались за счет материала континентальной коры, были построены диаграммы эволюции величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения в них со временем (рис. 4.6). Большинство регрессионных прямых валовых составов пород (4 из 6) пересекают тренд усредненной континентальной коры в достаточно узком временном диапазоне от 1,0 до 1,25 млрд. лет, который может рассматриваться в качестве вероятного рубежа обменных изотопных реакций при ранних магматогенно-метаморфогенных преобразованиях первично осадочных пород. При этом для безрудных разновидностей кристаллосланцев (обр. 53/259; 67/51,7) характерны датировки (1,0 и 1,05 млрд. лет), вероятно, отвечающие времени регионального метаморфизма отложений сухопитской серии. Для пород из рудных интервалов, регрессионные линии пересекают усредненный тренд континентальной коры в интервале 1,15-1,75 млрд. лет (обр. 36/171 и

4/169,7 – 1,15 и 1,25 млрд. лет, обр. 36/136 – 1,75 млрд. лет). Проявление древних Rb-Sr меток в сульфидизированных породах можно объяснить воздействием на вмещающие метаморфиты глубинных флюидов, ранее законсервированных в нижележащих древних породах и оставивших их возрастной след в сульфидизированных метасоматитах.

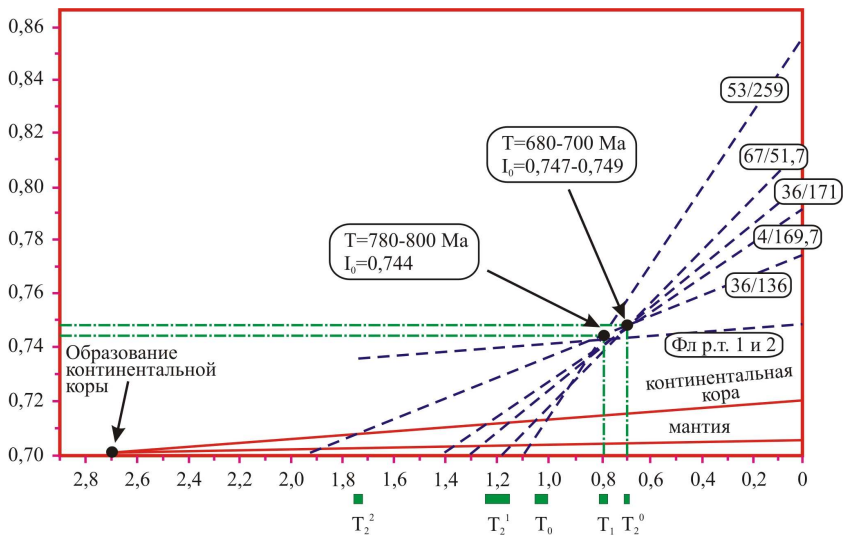


Рисунок 4.6 – Эволюция величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения в валовых пробах, усредненной континентальной коры и исходного мантийного резервуара CHUR. Модельные возрасты основных исторических событий: T_0 – региональный метаморфизм осадочной толщи; T_1 – главная фаза локального метаморфизма; T_2^0 – основная фаза метасоматоза и рудогенеза; T_2^1 и T_2^2 – вероятные возрасты отложений, из которых были последовательно активизированы флюиды при метасоматической переработке пород. Характеристика проб, исследованных изотопно-геохимическими методами, приведена в таблице 4.4. Величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения в пробах приведены в таблице 4.5

Таким образом, результаты изотопно-геохимических исследований указывают на преимущественно метаморфогенно-коровую природу флюидов, сформировавших золото-сульфидное оруденение, которое проявилось многоэтапно в течение позднего рифея - раннего девона.

4.3.3. Изотопное датирование метаморфизма, магматизма и рудообразования в пределах Енисейского кряжа

В разделе приведены результаты сопоставления изотопного датирования метаморфизма, магматизма и рудообразования в пределах Енисейского кряжа, заимствованного из публикаций различных авторов.

Золоторудные поля в Енисейском кряже расположены в тектонических зонах, в которых проявлены дислокационный и локальный динамотермальный метаморфизм, осложняющие структуру региональной метаморфической зональности (рис. 4.7) [120, 122, 119].

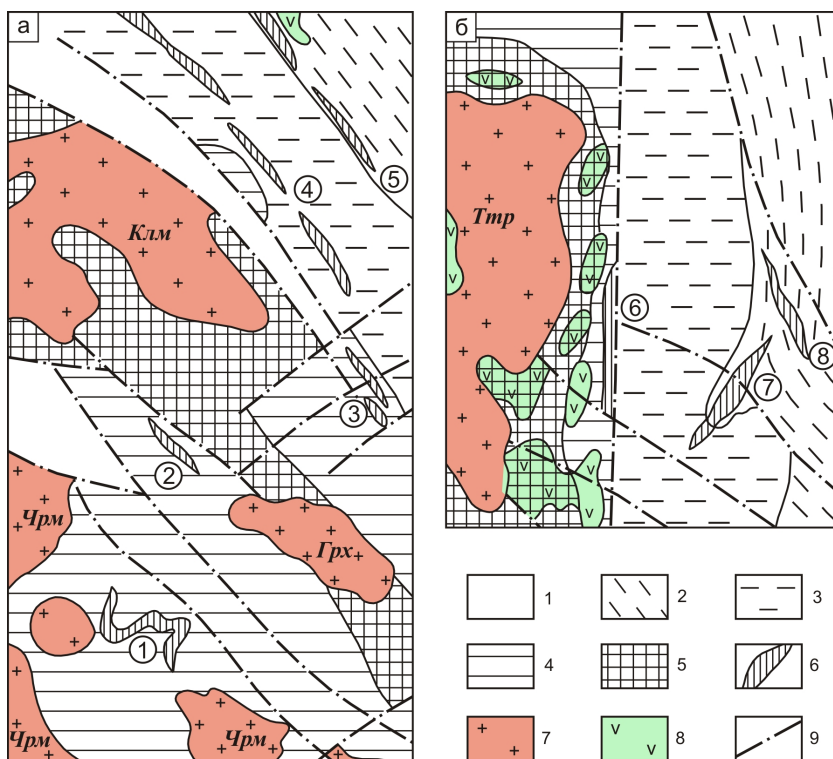


Рисунок 4.7 – Схема метаморфической зональности Северо-Енисейского (а) и Южно-Енисейского (б) рудных районов (составил А.М. Сазонов). 1- отложения палеозойских грабенов; 2 – рифейские отложения зон ката- и метагенеза; 3 – филлиты удерейской, горбилкокской и кординской свит; 4 – кристаллические сланцы зоны биотита (горбилкокская,

кординская и пенченгинская свиты); 5 – метаморфиты эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (горбилокская, кординская и пенченгинская свиты); 6 – рудоносные зоны локального динамотермального метаморфизма (1 – Верхнее-Енашиминская, 2 – Благодатнинская, 3 – Перевальнинская, 4 – Александро-Агеевская, 5 – Советская, 6 – Герфед-Николаевская, 7 – Васильевско-Удере́йская, 8 – Бабгоринская); 7 – гранитоиды татарско-аяхтинского комплекса: Тгр – Татарский, Клм – Каламинский, Грх – Гурахтинский, Чрм – Чиримбинский массивы; 8 – метабазиты индыглинского комплекса; 9 – дизъюнктивы

Протяженность зон локального метаморфизма достигает 50 км, а мощность редко превышает 1,5 км. Они тяготеют к изгибам осевой линии глубинных разломов и осложняют крылья крупных складок горизонтального сжатия (месторождения Благодатное, Бабушкина гора, Перевальнинской, Александро-Агеевской, Советской рудных зон), компенсационным синклиналим структурам, сформировавшихся в экзоконтакте гранитных тел при их всплывании-внедрении (месторождения Олимпиадинского и Панимбинского рудных полей).

Региональный метаморфизм в пределах Енисейского кряжа, по многочисленным публикациям М.И. Волобуева, 1968, 1973, 1976, 1993 [26-28], А.Д., Ножкина 1983, 1999, 2003, 2004, 2008 [82-85], В.А. Верниковского, 1993, 1994, 1999, 2008 [11-22], Е.В. Бибилова, 1993 [8, 9], А.М. Сазонова, 1998-2010 [114-131], И.И. Лиханова, 2007, 2008 [73, 74], Козлова, Лепезина, 1995, Хабарова, 2004 и др. можно представить в виде череды событий в пределах возрастного интервала нижнего – верхнего протерозоя-венда (рис. 4.8). На протяжении 1 900-600 млн. лет происходили интенсивные метаморфические преобразования (образование метапелитов и метабазитов) в условиях низких давлений от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, пород тейской (кварциты, кристаллические сланцы, мраморы св. хребта Карпинского) – 1900-1600, сухопитской (кристаллические сланцы, гнейсы св. кординской) – 1490-1000, тунгусикской (кварциты, филлиты св. Сухого хребта) – 1000-900, верхневороговской (св. оленьинская и водораздельнинская) и чингасанской (нижние св. лопатинская и карьерная) серий – 750-700 млн. лет.

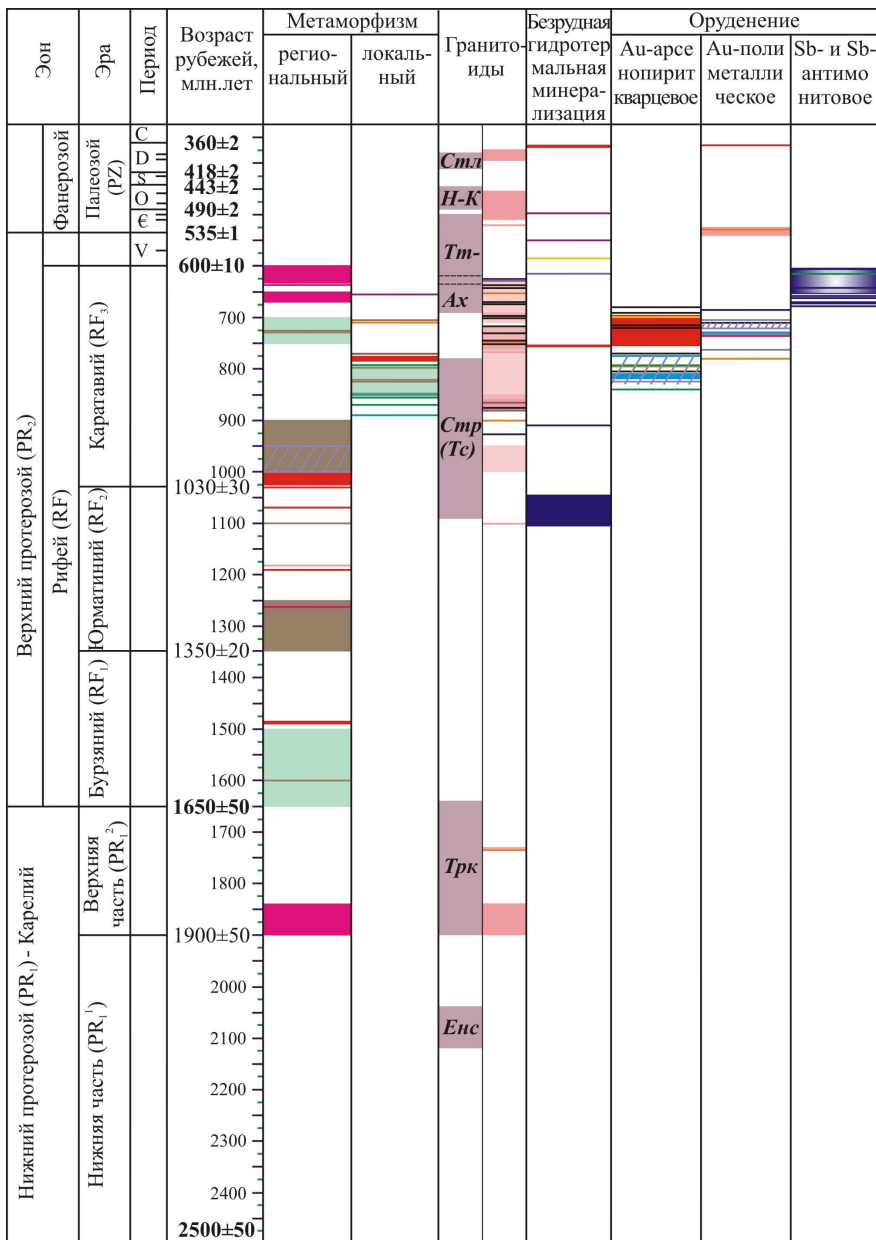


Рисунок 4.8. – Сопоставление изотопного датирования метаморфизма, магматизма и рудообразования по данным разных авторов, в пределах Енисейского кряжа (составили Т.В. Полева, А.М. Сазонов). Лист 1

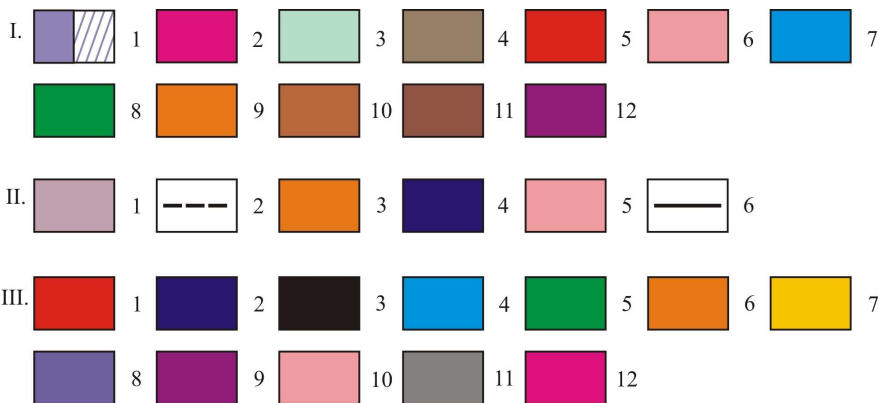


Рисунок 4.8 – Лист 2. Условные обозначения. **I. Метаморфизм региональный и локальный:** 1– данные по Енисейскому кряжу в целом; 2 – Ангаро-Канский, Предивинский, Исаковский террейны, Чапинский комплекс; 3 – регионально-метаморфические образования серий; 4 – метаморфические образования свит; 5-12 – данные по месторождениям: 5 – Благодатное, 6 – Богунайское, 7 – Советское, 8 – Олимпиадинское, 9 – Эльдorado, 10 – Пролетарское, 11 – Ударное, 12 – Александрo-Агеевское. **II. Гранитоиды:** 1–2 – магматические комплексы по Ф.П. Кренделеву и др. []. 1 – Енисейский, Таракский, Стрелковский (Тейский), Татарско-Аяхтинский, Нижнеканский (Чистопольский), Столбовский, 2 – граница между Татарским и Аяхтинским комплексами; 3-6 – возраст гранитоидных массивов и комплексов по современным данным других авторов; 3 – пегматиты, 4 – щелочные граниты, 5-6 – гранитоиды. **III. Безрудная гидротермальная минерализация и оруденение (месторождения):** 1 – Благодатное; 2 – Удерейское; 3 – Ведугинское; 4 – Советское; 5 – Олимпиадинское; 6 – Эльдorado; 7 – Васильевское; 8 – Аяхтинское; 9 – Александрo-Агеевское; 10 – Богунайское; 11 – Попутнинское; 12 – Раздольнинское

В частности преобразования пород проходили в пределах Ангаро-Канского (гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы) – 1900-1840, Исаковского (метабазиты, метапелиты) – 1262 и 630-600, Предивинского (метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы) террейнов –637-628 и Чапинского (карбонатиты, щелочные метасоматиты) комплекса (Приложение) – 670-650 млн. лет.

Проявление жильной и метасоматической минерализации в рудных полях рассматриваемой территории по данным абсолютного возраста (см. рис. 4.8, см. Приложение) фиксируется в широком возрастном интервале (1106-364 млн. лет), что свидетельствует о длительности формирования рудоносных структур. Продуцентом гидротермального минералообразования, в том числе кварцево-жильного, сульфидного и площадных метасоматитов (турмалинизации, мусковитизации и альбитизации) явился локальный динамотермальный метаморфизм кианит-силлиманитового типа в узких тектонических зонах смятия. Этот метаморфизм сопровождался дислокационными преобразованиями исходных пород (региональных метаморфитов андалузит-силлиманитового типа) и интенсивным кристаллобластезом под воздействием глубинных флюидов, поступающих из зон гранитизации. Минерализованные метасоматиты с рудными телами обычно занимают внутренние участки в зонально построенных метаморфических аномалиях. Возраст пород локального метаморфизма по многочисленным определениям, в основном, лежит в интервале 890-773 млн. лет (с единичными более молодыми замерами – 710, 706 и 653 млн.лет). Собственно рудные образования, несущие арсенопиритовую с золотом минерализацию, имеют возраст 847-682 млн. лет (см. рис. 4.8, см. Приложение). Проявляется постепенное омоложение золотооруденения этого этапа в южном направлении (рис. 4.9).

Минеральные ассоциации второго этапа рудообразования, в составе которых с золотом преобладают сульфиды полиметаллов (халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин и др.), сформировались в интервале 780-364 млн. лет (см. рис. 4.8, см. Приложение). Абсолютные датировки – 364-368 и 526-538 млн. лет, выявленные нами на месторождениях Благодатном, Эльдorado и Богунайское, вероятно, характеризуют более поздние гидротермально-метасоматические преобразования в золото-полиметаллических рудах, образовавшихся преимущественно в интервале 780-685 млн. лет.

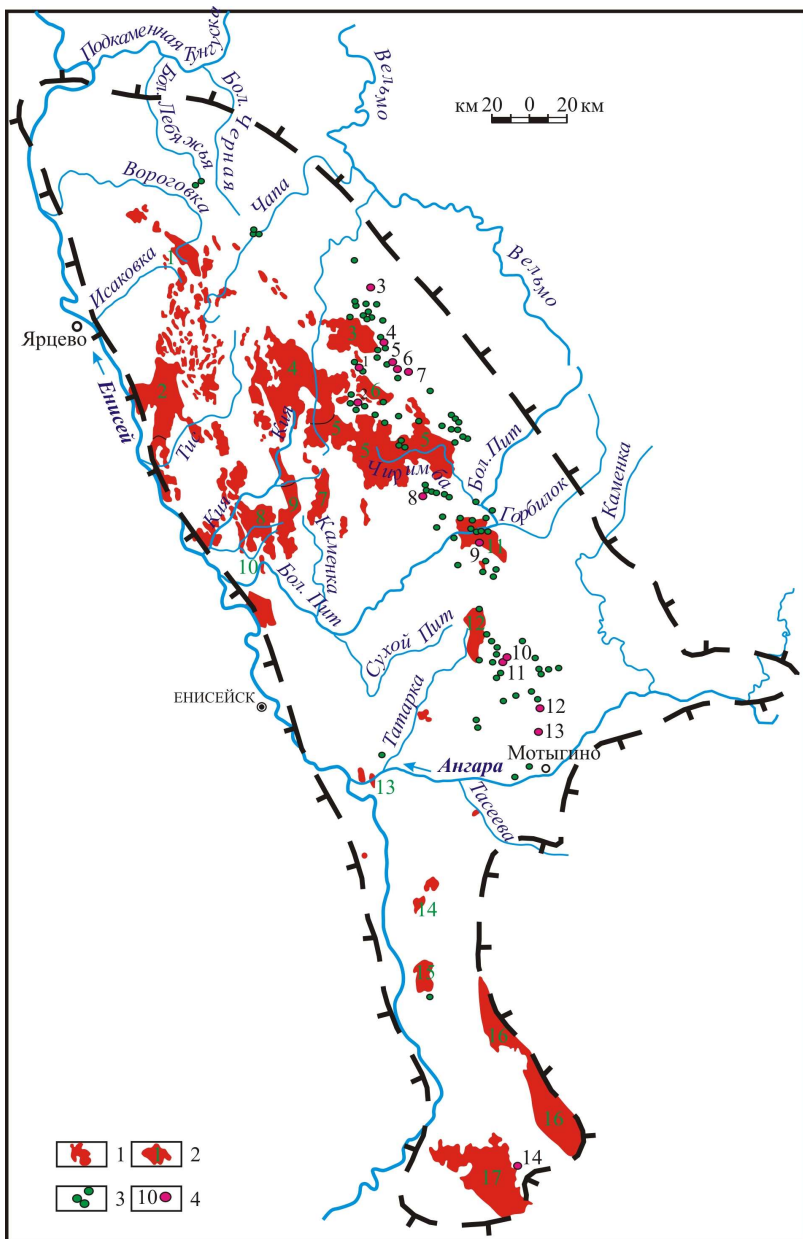


Рисунок 4.9 – Схема размещения гранитоидных массивов, золоторудных месторождений и рудопроявлений Енисейского края (составлена по данным В.В. Жабина, Ф.П. Кренделева и геологов Красноярского территориального геологического управления). Условные обозначения к

рисунку 4.9. 1-2 – выходы гранитоидных интрузий и их номера: 2 – гранитоидные массивы, с приведенными в приложении и на рис. 4.8 изотопными датировками абсолютного возраста: 1 – Исаковский, 2 – Гаревский, 3 – Каламинский, 4 – Тейский, 5 – Чиримбинский, 6 – Гурахтинский (Ерудинский по Ф.П. Кренделеву), 7 – Лендахский, 8 – Киликейский, 9 – Гремяхинский, 10 – Глушихинский, 11 – Аяхтинский, 12 – Татарский, 13 – Стрелковский, 14 – Чистопольский, 15 – Посольненский, 16 – Таракский, 17 – Нижне-Канский; 3-4 – золоторудные месторождения, рудопоявления и их номера: 4 – месторождения, с приведенными в приложении и на рис. 4.8 изотопными датировками абсолютного возраста: 1 – Благодатное, 2 – Олимпиадинское, 3 – Советское, 4 – Александро-Агеевское, 5 – Пролетарское, 6 – Ударное, 7 – Эльдорадо, 8 – Ведугинское, 9 – Аяхтинское, 10 – Удерейское, 11 – Васильевское, 12 – Раздольненское, 13 – Попутненское, 14 – Богунайское

Абсолютный возраст сурьмяной и золото-сурьмяной минерализации, имеющей в некоторых случаях промышленное значение, лежит в интервале 677-605 млн. лет (см. рис. 4.8, см. Приложение).

Гранитоидный магматизм в золотоносном регионе, с которым обычно генетически связывают оруденение, непрерывно проявился в интервале 1000-625 млн. лет (см. рис. 4.8, см. Приложение). В литературе приводятся следующие данные по отдельным массивам (см. рис. 4.9): гранито-гнейсы Тейского массива – 1000-950; щелочные граниты Гурахтинского массива – 928; пегматиты в Аяхтинском массиве – 900; гранитоиды Ерудинского массива – 880; гранитоиды Каламинского, Ерудинского, Гаревского и Тейского массивов – 880-752; гранитоиды Чиримбинского и Аяхтинского массивов – 767-720; гранитоиды Глушихинского, Лендахского, Верхне-Киликейского, Гремяхинского, Стрелковского, Гаревского, Аяхтинского, Гурахтинского, Татарского, Порожинского – 767-690; граниты Чиримбинского, Аяхтинского, Гурахтинского, Ягуновского, Татарского, Чистопольского массивов – 680-625. Граниты Посольненского и Нижнее-Канского массивов, расположенные в южной части Енисейского кряжа, формировались на рубеже 521-374 млн. лет, что тоже говорит о постепенном омоложении гранитообразования в южном направлении. Скорее всего, связь гранитообразования и оруденения носит парагенетический, нежели генетический характер.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии изложены материалы авторских исследований, которые в кратком виде можно сформулировать в следующих выводах:

1. Структура рудного поля определяется его положением во фронтальной части Борзецовского надвига, представленного пакетом тектонических пластин, осложненных системой клавишных субмеридиональных пострудных взбросов, проходящих по долинам руч. Благодатного и Оловянного. Рудоносная минерализованная зона локализована в автохтоне, сложенном стратифицированными терригенно-глинистыми отложениями верхнекординской подсвиты (породы образуют сопряженную пару асимметричных наклонных складок), на которые с северо-востока надвинуты отложения среднекординской подсвиты и известково-силикатные отложения рязановской свиты нижнего протерозоя. Рудоносная минерализованная зона приурочена к генеральному S-образному сбросо-сдвигу с простираем 315° и падением на северо-восток под углами $65-80^\circ$. Рудовмещающий сбросо-сдвиг располагается субпараллельно фронтальной линии надвиговой пластины. Его заложение связано с компенсационными явлениями в автохтоне при формировании надвига. Дифференциальные подвижки вдоль генерального S-образного сбросо-сдвига привели к образованию линзовидных блоков пород, ограниченных второстепенными сбросами. Породы, ограниченные генеральным и второстепенными дизъюнктивами сбросо-сдвига, расщеплены по сланцеватости и реликтовой слоистости на пластины многостепенных порядков, что способствовало проникновению в них гидротермально-метасоматического рудоносного флюида и отложению рудного вещества.

2. Согласно петрографической и петрохимической аттестации пород рудного поля и их положения в стратиграфическом разрезе установлено, что вмещающая толща относится к песчано-алеврито-глинистой серии, сформировавшейся в условиях регрессивного седиментогенеза в окраинноконтинентальном или внутриконтинентальном бассейне. Сопоставление литохимических вариаций пород рудного поля и пород опорных

разрезов кординской, горбилокской и удерейской свит позволяет интерпретировать породы рудного поля в качестве временных и химических аналогов пород кординской свиты. Литолого-стратиграфический контроль оруденения определяется положением минерализованной зоны в контактовой области пятнистых ставролитовых сланцев (kd_3^1) и ритмично-слоистых двуслюдяных и кварцитовидных сланцев (kd_3^2). В северной части месторождения рудное тело №1 приурочено к двуслюдянным и кварцитовидным сланцам верхней пачки верхнекординской подсвиты. Рудные тела №№ 2 и 3 (Южный участок) приурочены к кровле нижней пачки верхнекординской подсвиты.

3. Признаком рудоносной минерализованной зоны является сульфидизация сланцев, насыщенных в разной степени плотности кварцевыми жилами, желваками, жилками и нитевидными кварц-карбонатными прожилками, содержащими пирит, пирротин, арсенопирит, леллингит, халькопирит, сфалерит, галенит и видимое золото. Минерализованная зона оконтурена по появлению в сланцах пирита. Рудоносная минерализованная зона прослежена горными выработками по простиранию на 3,1 км, по вертикали на 400 м. Мощность минерализованной зоны в раздувах достигает 250 м.

4. По содержанию $Au \geq 1$ г/т опробованием оконтурены три рудные тела, для них характерна пластовая (плоско-линзовидная) форма. Средняя мощность рудного тела №1 около 45 м, протяженность около 900 м. Рудные тела №№ 2 и 3 вместе достигают в раздувах мощности 150 м, а протяженность составляет более 1 600 м. Рудные тела представляют собой участки тектонически нарушенных, гидротермально-метасоматически измененных кристаллических сланцев, в которых локализуются кварцевые четковидные жилы, линзы, желваки, кварц-карбонатные прожилки. Сульфидная и золотая минерализация распространена в сланцах и жильных образованиях.

5. В пределах рудоносной минерализованной зоны выявлено пять типов сульфидных минеральных ассоциаций (1. пиритовая – $P \pm X_{п}$; 2. пирит-

пирротиновая – $\text{P}\pm\text{Pr}\pm\text{Xп}$; 3. арсенопиритовая – $\text{Ar}\pm\text{Лл}\pm\text{P}\pm\text{Pr}\pm\text{Xп}$; 4. пирротиновая – $\text{Pr}\pm\text{Xп}$; 5. сфалеритовая – $\text{Сф}\pm\text{Xп}\pm\text{Гл}$) и семь типов «телескопированных» ассоциаций (участков совмещения разновозрастных типов сульфидной минерализации). Распределение ассоциаций рудных минералов в пределах минерализованной зоны полосчато-зональное. Во внешних участках развита преимущественно пиритовая минерализация. Во внутренних зонах распространен арсенопирит с сопутствующими пиритом и пирротинном. Участки с развитием арсенопирита окаймлены пирит-пирротиновой зоной. Среди полосчатого комплекса арсенопиритовой и пирит-пирротиновой зон отмечаются узкие ленты существенно пирротинизированных пород. Поздняя убогая сфалеритовая и халькопиритовая вкрапленность отмечается в пределах арсенопиритовой, пирит-пирротиновой, пирротиновой и пиритовой зон. Рудные тела контролируются преимущественно распространением арсенопирита.

6. По структурно-текстурным особенностям выделено три природных типа руд: 1) вкрапленные руды – представлены сульфидизированными сланцами (23,1 %); 2) прожилково-вкрапленные руды – представлены сланцами с сульфидной и кварцево-жильной минерализацией (28 %) и 3) нитевидно-прожилковые руды – сланцы с нитевидной кварц-карбонатной и сульфидной минерализацией (48,9 %). Пространственно они встречаются вместе в пределах рудоносной минерализованной зоны, в том числе и рудных тел.

В сланцевых вкрапленных рудах развиты пиритовая, пирротин-пиритовая, арсенопиритовая и пирротиновая минеральные ассоциации. Прожилково-вкрапленные и нитевидно-прожилковые типы руд кварцево-жильных зон и участков сближенного кварц-карбонатного прожилкования представлены более широким спектром сульфидных ассоциаций, чем сланцевые вкрапленные руды.

Количественное распределение главных рудообразующих сульфидов в рудных телах №№ 1, 2, 3 изменяется следующим образом (в %): пирит – 0,2; 1,3; 0,9; пирротин – 0,7; 1,2; 0,8; арсенопирит – 1,8; 3,8; 1,8; марказит – 0,8; 0,3;

<0,1. Общее содержание сульфидов для рудных тел 1 и 3 одинаково и составляет 3,6 %, а в рудном теле 2 – 6,6 %, при среднем содержании по всем рудным телам – 5,1 %, что соответствует малосульфидному типу руд.

7. В околорудных породах среднее содержание золота составляет 0,05 г/т, коэффициент концентрации золота около 10.

Повышенной золотоносностью в пределах рудоносной минерализованной зоны характеризуются участки развития кварцевых жил и прожилков (среднее содержание золота (\bar{C}) составляет 2,1 г/т). Наиболее продуктивны в них участки распространения арсенопиритовой ($\bar{C}=3,1$ г/т), пиритовой ($\bar{C}=2,3$ г/т), сфалеритовой ($\bar{C}=2,2$ г/т) и «пограничных» с арсенопиритовой ассоциаций. Кроме того, содержание золота более 2,0 г/т наблюдаются в сланцах с наложением пирротиновой и сфалеритовой ассоциациями, и в участках развития нитевидного кварц-карбонатного прожилкования с арсенопиритовой ($\bar{C}=2,0$ г/т), а также с совмещенной арсенопиритовой и сфалеритовой ($\bar{C}=2,1$ г/т) ассоциациями.

Золотоносность сульфидных, гидротермальных метасоматических ассоциаций в контурах рудных тел различна. В целом по рудным телам повышенные концентрации золота наблюдаются в участках развития арсенопиритовой и сфалеритовой ассоциаций. Также повышенной золотоносностью характеризуются части рудных тел с развитием пиритовой (рудное тело 1, $\bar{C}=2,7$ г/т), пирротиновой (рудное тело 2, $\bar{C}=2,7$ г/т) и пирит-пирротиновой (рудное тело 3, $\bar{C}=3,0$ г/т) ассоциациями. Наиболее повышенные концентрации золота отмечаются в пределах развития пиритовой и арсенопиритовой (содержание золота до 8,5 г/т), пирит-пирротиновой и арсенопиритовой (содержание золота до 5,12 г/т) и арсенопиритовой со сфалеритовой (содержание золота до 6,5 г/т) «телескопированных» ассоциаций.

8. Золото в рудных телах присутствует в свободной цианируемой форме (91,4-95,6 %) – в кварце, сульфидах и в агрегате породообразующих минералов метасоматически измененных сланцев. В мусковитизированных сланцах с рудными концентрациями, но расположенных вне контура рудного тела, присутствует (до 30 %) сорбированная форма. В рудах зоны окисления

присутствует (до 50,7 %) ферри-форма. Материалы по фазовому анализу золота предварительные и требуют доизучения в процессе обработки технологических проб разных природных сортов руд.

Золото как минеральный вид встречается обычно в жильном кварце в ассоциации с арсенопиритом, пирротином и в виде автономных выделений. В сланцах оно встречается, но макроскопически плохо диагностируется. Большая часть (83 %) наблюдений видимого золота приходится на рудные тела, причем в рудах с содержанием >4 г/т частота встречаемости видимых частиц повышается в 4 раза по сравнению с рудами рядовых концентраций (1-4 г/т). Повышенной частотой встречаемости видимого золота (58 %) характеризуются руды представленные минерализованными углеродистыми мусковитовыми сланцами. Выделения золота образуют агрегатную вкрапленность цепочно-линейной и облаковидной морфологии, занимая среди рудной массы небольшие объемы (2-4 мм³). Это указывает на локальные («шнурковые») пути миграции и разгрузки золотоносных растворов. Крупные частицы металла сопровождаются ореолами мелких, вплоть до «лептонных» полей золота.

Гранулометрический состав рудного золота по нашим материалам следующий (%): крупное (>2 мм) – 4, среднее (-2 +1) – 5, мелкое (-1 +0,14) – 67, очень мелкое ($<0,14$) – 25. Установлено, что в рудах (>1 г/т) количественная доля макрозолота ($>0,025$ мм) изменяется от 17 до 97 %. В породах ореольного пространства ($Au=0,99\pm 0,1$ г/т) присутствует только дисперсное (-0,025 +0,015 мм) и кластерное (-0,015 +0,003 мм) золото. Морфология частиц интерстициальная – пластинчатая, крючковатая, комковатая, губчатая, изометрично-округлая с бугорчатыми поверхностями. Редко встречаются октаэдрические кристаллы и зерна с отдельными гранями октаэдра.

Средняя пробность золота месторождения – 878 ‰. Незначительные отклонения пробности от среднего отмечаются в рудных телах № 1 (885), № 2 (880). В рудном теле № 3 средняя пробность – 907, а апофизах рудного тела № 1 – 934. Пробность золота зависит от размера частиц: (-5 +2 мм) – 826, (-2 +1) – 914, (-1 +0,25) – 871, (-0,25 +0,14) – 865, (-0,14 +0) – 862. Макро- и

микрозолото имеют разнообразную пробность, часто неоднородную в пределах зерна. Наиболее разнообразные по пробности частицы встречаются в богатых рудах (>4 г/т), в безрудных участках и на флангах рудных тел обычно высокопробное золото. По содержанию примесей золото разделяется на ртутистое ($Hg=0,006-1,73$ мас. %), медьсодержащее (до 0,15 мас. %) и серебросодержащее без примесей Cu и Hg. Ртутистое и медьсодержащее золото отмечается в тесной ассоциации с арсенопиритом. При увеличении содержания золота в рудах отмечается повышение распространенности в них частиц золота без примеси Hg и Cu.

9. Отложения пород рудного поля регионально метаморфизованы в условиях высокотемпературной области зеленосланцевой фации (B_4). Породы минерализованной зоны претерпели локальный многоступенчатый аллохимический метаморфизм и метасоматические изменения березитового профиля. Локальный метаморфизм в зоне смятия представлен минеральными ассоциациями прогрессивного и регрессивного этапов. На прогрессивном этапе в породах фиксируются пять ассоциаций порообразующих минералов последовательно развивающегося метаморфизма от высокотемпературной области зеленосланцевой фации (региональный метаморфизм) до высокотемпературной пограничной зоны эпидот-амфиболитовой (B_3) и дистен-мусковитовой фаций (C_3) (локальный приразломный динамотермальный метаморфизм). Преобразования регрессивного этапа локального метаморфизма, характеризуются формированием хлоритовых парагенезисов в породах. Завершение регрессивного метаморфизма отвечает условиям низкотемпературной области зеленосланцевой фации (B_4). Среди метасоматитов выделяются лентовидные тела окварцованных, мусковитизированных, хлоритизированных, турмалинизированных и углеродизированных пород практически всегда несущих сульфидно-вкрапленную и короткопрожилковую минерализацию.

10. Отложение гидротермально-метасоматических минералов рудных тел проходило стадийно с перерывами различной временной продолжительности.

Вмещающие породы подвергались прогрессивному этапу локального метаморфизма на протяжении временного интервала 785-775 млн. лет назад. Регрессивный метаморфизм, метасоматоз и формирование первых трех стадий гидротермально-метасоматического процесса (рудообразование первого этапа) протекало в длительном временном интервале 754-698 млн. лет назад. Возраст второго этапа рудообразования, проявившийся в образовании зон нитевидных кварц-карбонатных прожилков с золото-сульфидно-полиметаллической минерализацией (галенит-сфалерит-халькопиритовая стадия), по флюориту оценивается в 368-364 млн. лет.

В раннем этапе выделены три стадии. Первая стадия характеризуется метасоматическими преобразованиями сланцев и является предрудной, или рудоподготовительной. В это время образовались частично ранние метаморфогенно-метасоматические кварцевые жилы, линзы, прожилки с сегрегациями биотита, мусковита, турмалина, апатита, полевого шпата. Во вторую стадию, после незначительного перерыва, отлагались ранние пирит и пирротин, заполняя приоткрытые трещинки кливажа в сланцах. Породообразующий биотит интенсивно замещался хлоритом и рутилом. Существенных концентраций золота в эту стадию не формировалось, но общий фон золотоносности сульфидизированных пород повысился до первых десятков мг/т. Третья стадия, пирит-пирротин-арсенопиритовая, является главной минералообразующей в формировании рудных тел. В это время образован каркас рудных тел. Началу пирит-пирротин-арсенопиритовой стадии предшествовали мощные тектонические подвижки, приведшие к образованию серии рудоподводящих трещин, заполненных позднее новой сульфидной ассоциацией и кварцем. Стадия характеризуется максимальным развитием мышьяковых минералов – данаита, Ni-данаита, Ni-Co-арсенопирита, Co-арсенопирита, собственно арсенопирита, леллингита, Ni-Co-леллингита и подчиненным выделением к концу стадии пирита, пирротина, марказита и мельниковита. Выделения самородного золота тесно ассоциируют с сульфидами, кварцем и хлоритом. Территориально минеральная ассоциация

проявлена в зонах дробления сланцев и прожилковом кварце. Стадия протекала длительный период времени, в течение которого происходило неоднократное (ступенчатое) отложение минерального вещества, дробление, растворение, собирательная кристаллизация и перекристаллизация. Отложением гидротермального вещества этой стадии закончился верхнерифейский этап рудообразования.

После длительного перерыва в рудоотложении и метаморфизме руд предыдущих стадий возобновление гидротермальной деятельности в рудном поле связано с образованием нитевидных кварц-карбонатных прожилков с пиритом, пирротином, арсенопиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом и марказитом. Сульфидная минерализация этой стадии убогая, но территориально она занимает 37,7 % объема минерализованной зоны и 48,9 % – рудных тел. Достоверных данных привноса золота гидротермальными растворами нет, но фиксируется переотложение металла с формированием рудных столбов.

Авторы надеются, что материалы изложенные в монографии, будут полезны исследователям золоторудных месторождений. Замечания, отзывы, пожелания и рецензии просим направлять в адрес авторов: sazonov_am@mail.ru, TPoleva@sfu-kras.ru. Ваши отзывы о работе будут нами учтены в процессе дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко, О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород [Текст]/ О.В. Авченко. – М.: Наука, 1982. – 104 с.
2. Ажгирей, Г.Д. Структурная геология [Текст]/ Г.Д. Ажгирей. – М.: изд-во МГУ, 1956. – 493 с.
3. Андреев, Б.С. Пирит золоторудных месторождений [Текст]/ Б.С. Андреев. – М.: Наука, 1992. – 143 с.
4. Антропова, Л.В. Формы нахождения золота в горных породах [Текст]/ Л.В. Антропова, А.З. Шуралева, Л.Ф. Фарфель, Ф.М. Айзенберг, Г.А. Приемов // Методика и техника разведки. – Ленинград, 1980. – № 136. – С. 5–21.
5. Аранович, Л.Я. Биотит-гранатовые равновесия в метапелитах [Текст]/ Л.Я. Аранович // Очерки физико-химической петрологии. – М.: Наука. – 1983. – Вып. 11. – С. 121–136.
6. Беляев, О.А. Прогрессивный зональный метаморфизм раннего протерозоя северо-запада Кольского полуострова [Текст]/ О.А. Беляев // Метаморфизм докембрийских комплексов. Апатиты. – Изд-во КФ АН СССР. – 1976. – С. 31–49.
7. Берри. Минералогия [Текст]/ Берри, Б. Мейсон, Р. Дитрих. – М.: Мир, 1987. – 590 с.
8. Бибикова, Е.В. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа [Текст]/ Е.В. Бибикова, Т.В. Грачева, И.К. Козаков, Ю.В. Плоткина // Геология и геофизика. – 2001. – т. 42, № 5. – С. 864–867.
9. Бибикова, Е.В. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа [Текст]/ Е.В. Бибикова, Т.В. Грачева, В.А. Макаров, А.Д. Ножкин // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1993. – т. 1, № 1. – С. 35–41.
10. Великославинский, Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений [Текст]/ Д.А. Великославинский. – Л.: Наука, 1972. – 192 с.

11. Верниковская А.Е. Неопротерозойское анорогенное магматическое событие на Енисейском кряже: новые геохимические и изотопно-геохронологические данные [Текст]/ А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, Е.Б. Сальникова [и др.] // Докл. РАН, 2005. – т. 403, № 5. – С. 656–660.
12. Верниковская, А.Е. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий [Текст]/ А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, Е.Б. Сальникова [и др.] // Геология и геофизика, 2002. – т. 43, № 3. – С. 259–272.
13. Верниковская, А.Е. Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Th-Pb данные по цирконам [Текст]/ А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, М.Т. Вингейт [и др.] // Докл. РАН, 2004. – т. 397, № 2. – С. 225–230.
14. Верниковская, А.Е. Неопротерозойские А-граниты Гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и обстановка формирования [Текст]/ А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, Е.Б. Сальникова [и др.] // Петрология, 2006. – т. 14, № 1. – С. 1–13.
15. Верниковская, А.Е. Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды Глушихинского комплекса Енисейского кряжа [Текст]/ А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, Е.Б. Сальникова [и др.] // Петрология, 2003. – т. 11, № 1. – С. 54–68.
16. Верниковская, А.Е. О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже [Текст]/ А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, В.М. Даценко [и др.] // Докл. РАН, 2004. – т. 397, № 3. – С. 374–379.
17. Верниковский, В.А. Новые U-Pb данные возраста формирования палеостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа [Текст]/ В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская, Е.Б. Сальникова [и др.] // Геология и геофизика, 1999. – т. 40, № 2. – С. 255–259.
18. Верниковский, В.А. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? [Текст]/ В.А. Верниковский,

А.Е. Верниковская, Е.Б. Сальникова, Н.Г. Бережная [и др.] // Доклады Академии наук. Геология, 2008. – том 419, № 1. – С. 90–94.

19. Верниковский, В.А. Порожинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже [Текст]/ В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская, А.И. Черных [и др.] // Докл. РАН, 2001. – т. 381, № 6. – С. 806–810.

20. Верниковский, В.А. Постколлизийный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750-720 млн. лет [Текст]/ В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская, Е.Б. Сальникова [и др.] // Докл. РАН, 2002. – т. 384, № 2. – С. 221–226.

21. Верниковский, В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) [Текст]/ В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская, А.Д. Ножкин, В.А. Пономарчук // Геология и геофизика, 1994. – т. 35, № 7-8. – С. 169–180.

22. Верниковский, В.А. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа [Текст]/ В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская // Геология и геофизика, 2006. – т. 47, № 1. – С. 35–52.

23. Власов В.С. Особенности формирования золоторудной минерализации Удерейского месторождения: автореф. дис. ... канд. геолого-минералогических наук: 04.00.14 [Текст]/ Власов Виктор Семенович. – Томск, 1985. – 20 с.

24. Воган, Д. Химия сульфидных минералов [Текст]/ Д. Воган, Дж. Крейг. – М.: Изд-во «Мир», 1981. – 575 с.

25. Войткевич, Г.В. Радиогеология и ее значение в познании истории Земли [Текст]/ Г.В. Войткевич; под ред. В.И. Баранова. – М.: Гос. Науч-техн. Изд-во Литературы по геологии и охране недр, 1956. – 112 с.

26. Волобуев, М.И. Магматические комплексы и формации Енисейского кряжа [Текст]/ М.И. Волобуев, Е.Ф. Зацепина, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова // Вопросы геологии Красноярского края: кн. / М.: изд-во МГУ, 1964. – С. 22–52.

27. Волобуев, М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа [Текст]/ М.И. Волобуев // Геотектоника, 1993. – № 6. – С. 82–87.

28. Волобуев, М.И. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского края по геологическим и радиологическим данным [Текст]/ М.И. Волобуев, С.И. Зыков, С.И. Мусатов, Н.И. Ступникова // Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы: кн. / М.: Изд-во «Недра», 1964. – С. 3-58.
29. Гибшер, Н.А. Контактный метаморфизм кварцевых жил северной части Алдах-Юньского золоторудного узла (Якутия, Россия): по данным изучения флюидных включений [Текст]/ Н.А. Гибшер, А.А. Томиленко // Геохимия. – 2003. – № 3. – С. 293-303.
30. Гибшер, Н.А. Характер распределения углекислоты в кварцевых жилах участка южный кварц-золоторудного месторождения Жолымбет (Северный Казахстан) [Текст]/ Н.А. Гибшер, А.А. Томиленко // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Вып. 3. Летучие компоненты. – Новосибирск, 1994. – С. 101-116.
31. Годовиков, А.А. Минералогия [Текст]/ А.А. Годовиков. – М.: Изд-во «Недра», 1975. – 520 с.
32. Годовиков, А.А. Минералогия [Текст]/ А.А. Годовиков. – М.: Изд-во «Недра», 1983. – 647 с.
33. Даценко, В.М. Конкреционный комплекс сухопитской серии Енисейского края, корреляционная и рудолокализирующая роль [Текст]/ В.М. Даценко, А.П. Лопатин, В.Г. Прохоров // Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. – Новосибирск: Изд-во «Наука», 1983. – С. 67–75.
34. Джоплин, Дж.А. Определение возраста пород [Текст]/ Дж.А. Джоплин, Дж.Р. Ричардс, К.А. Джоплин; под. ред. чл.-корр. АН СССР А.И. Тугаринова – М.: Изд-во «Мир», 1976. – 151 с.
35. Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур: метод. пособие [Текст]/ Е.С. Кутейников, Н.С. Кутейникова, А.К. Худoley [и др.]. – СПб.: Изд-во Роскомнедра ВСЕГЕИ, 1994. – 191 с.

36. Динер, А.Э. Эталон захребетнинского трахибазальт-щелочнотрахитового комплекса (Енисейский кряж) [Текст]/ А.Э. Динер. – Красноярск: КНИИГиМС, 2000. – 112 с.

37. Дир, У.А. Породообразующие минералы. В 5 т. Т. 3. Листовые силикаты [Текст]/ У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман. – М.: Изд-во «Мир», 1966. – 317 с.

38. Дир, У.А. Породообразующие минералы. В 5 т. Т. 5. Несиликатные минералы [Текст]/ У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман. – М.: Изд-во «Мир», 1966. – 408 с.

39. Добрецов, Н.Л. Структурно-минералогические критерии метаморфогенного оруденения (на примере колчеданных месторождений) [Текст]/ Н.Л. Добрецов, А.А. Мелеховецкий [и др.]. – Новосибирск: Изд-во «Наука», 1987. – 167 с.

40. Добрецов, Н.Л. Фации метаморфизма [Текст]/ Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев [и др.]. – М.: Изд-во «Недра», 1970. – 432 с.

41. Долгов, Ю.А. Флюидный режим формирования и термобарогеохимические критерии золотоносности кварцевых жил в метаморфических породах [Текст]/ Ю.А. Долгов, А.А. Томиленко, Н.А. Гибшер // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Вып. 1. Общие вопросы: сб. науч. тр. – Новосибирск, 1990. – № 1. – С. 7-19.

42. Другова, Г.М. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме [Текст]/ Г.М. Другова, В.А. Глебовицкий // Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. – М.: Изд-во «Наука», 1965. – С. 145-153.

43. Дэвис, Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. В 2 кн. Кн. 2 [Текст]/ Дж. С. Дэвис; пер. с англ. В.А. Голубевой; под ред. Д.А. Родионова. – М.: Изд-во «Недра», 1980. – 427 с.

44. Ермаков, Н.П. Геохимические системы включений в минералах [Текст]/ Н.П. Ермаков. – М.: Недра, 1972. – 175 с.

45. Ермаков, Н.П. Термобарогеохимия [Текст]/ Н.П. Ермаков, Ю.А. Долгов. – М.: Недра, 1979. – 271 с.
46. Ефремова, С.В. Петрохимические методы исследования горных пород: справочное пособие [Текст]/ С.В. Ефремова, К.Г. Стафеев. – М.: Недра, 1985. – 511 с.
47. Звягина, Е.А. Состав породообразующих минералов и термодинамические условия метаморфизма месторождения Благодатного [Текст]/ Е.А. Звягина, А.М. Сазонов, И.В. Авзин // Современные технологии освоения минеральных ресурсов: сб. научн. тр. Материалы 4 международной научно-технической конференции: под общ. ред. В.Е. Кислякова. – Красноярск: ГУЦМиЗ, 2006. – С. 144-164.
48. Зеленов, В.И. Методика исследования золотосодержащих руд [Текст]/ В.И. Зеленов. – Изд. 2-е, перераб. и доп. – М.: Изд-во «Недра», 1978. – 302 с.
49. Золоторудное месторождение Мурунтау [Текст]/ главн. ред. Т.Ш. Шаякубов. – Ташкент: Изд-во «ФАН» АН респ. Узбекистан, 1998. – 539 с.
50. Иванов, В.В. Экологическая геохимия элементов: Справочник. В 6 кн. Кн. 5. Редкие d-элементы [Текст]/ В.В. Иванов; под ред. Э.К. Буренкова. – М.: Изд-во «Экология», 1977. – 576 с.
51. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений [Текст]/ М-во геологии СССР. – М.: Недра, 1983. – 191 с.
52. Интерпретация геохимических данных: учеб. пособие [Текст]/ Е.В. Складов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская [и др.]; под ред. Е.В. Складова. – М.: Интернет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
53. Исаенко, М.П. Определитель главнейших минералов руд в отраженном свете: учебн. пособие для вузов [Текст]/ М.П. Исаенко, С.С. Боришанская, Е.Л. Афанасьева – Изд. 2-е, перераб. и доп. – М.: Недра, 1986. – 382 с.
54. Качевский, Л.К. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Изд. 2-е). Серия Енисейская. Лист О-46-IV [Комплект]/ Л.К. Качевский [и др.]. – М.: 1999.

55. Классификация и номенклатура метаморфических пород: справ. пособие [Текст]/ под ред. Н.Л. Добрецова, О.А. Богатикова, О.М. Розена. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. – 205 с.
56. Ковригина, Е.К. Геологическая карта СССР, масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Р-46, 47 [Текст]/ Е.К. Ковригина [и др.]. – Байкит, 1981.
57. Козлова, О.Г. Рост и морфология кристаллов. Издание 2, переработанное и дополненное [Текст]/ О.Г. Козлова; под ред. акад. Н.В. Белова – М.: Изд-во Московского университета. – 1972. – 304 с.
58. Колмаков, Ю.В. Особенности естественной электрической поляризации пород и руд золотосульфидного месторождения «Благодатное» (Енисейский край) [Текст]/ Ю.В. Колмаков, А.М. Сазонов, Е.В. Потехина, С.И. Леонтьев, П.А. Тишин, И.Ф. Гертнер, Т.В. Полева // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. – 2008. – № 2 (2008 1). – С. 103–116.
59. Колмаков, Ю.В. Петромагнитная и минералогическая неоднородности и золотоносность рудной зоны месторождения Благодатного [Текст]/ Ю.В. Колмаков, А.М. Сазов, А.Ю. Пинсон, Е.В. Потехина, И.Ф. Гертнер, П.А. Тишин // Известия Томского политехнического университета. – 2006. – Т. 309. № 2. – С. 46–53.
60. Кольцов, А.Б. Условия образования слюд и хлоритов переменного состава в метасоматических процессах [Текст]/ А.Б. Кольцов // Геохимия. – 1992. – №6. – С. 846–857.
61. Кориковский, С.П. Фации метаморфизма метапелитов [Текст]/ С.П. Кориковский. – М.: Наука, 1979. – 263 с.
62. Коробейников, А.Ф. Геохимические особенности пирита золоторудных месторождений [Текст]/ А.Ф. Коробейников, А.Я. Пшеничкин // Геохимия. – 1985. – № 1. – С. 93–104.
63. Коробейников, А.Ф. Закономерности формирования и размещения месторождений благородных металлов Северо-Восточного Казахстана [Текст]/

А.Ф. Коробейников, В.В. Масленников. – Томск: изд-во Том. Ун-та, 1994. – С. 196–239.

64. Коробейников, А.Ф. Пириты золоторудных месторождений (свойства, зональность, практическое применение) [Текст]/ А.Ф. Коробейников, В.А. Нарсеев, А.Я. Пшеничкин, П.С. Ревякин, Ч.Х. Арифлулов. – М.: ЦНИГРИ, 1993. – 213 с.

65. Котов, Н.В. Термодинамика процессов ката- и метабазиса (по экспериментальным и природным данным) [Текст]/ Н.В. Котов // Термодинамический режим метаморфизма. – Л.: Наука, 1976. – С. 147–159.

66. Красиков, А.И. Стадийность золотого оруденения Западной Тувы [Текст]/ А.И. Красиков // Рудные формации и месторождения Сибири. – Томск: ТГУ, 1979. – 5 с.

67. Кренделев, Ф.П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа [Текст]/ Ф.П. Кренделев. – М.: Наука, 1971. – 376 с.

68. Кривцов, А.И. Прикладная металлогения [Текст]/ А.И. Кривцов. – М.: Недра, 1989. – 288 с.

69. Лаврентьева, И.В. Фазовое соответствие в системе биотит-гранат. Экспериментальные данные [Текст]/ И.В. Лаврентьева, Л.Л. Перчук // Докл. АН СССР. – 1981. – Т. 260, №3. – С. 731–734.

70. Летников, Ф.А. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов [Текст]/ Ф.А. Летников, В.Б. Савельева, С.О. Балышев. – Новосибирск: Наука, 1986. – 223 с.

71. Летувнинкас, А.И. К вопросу о стадийности гидротермального минералообразования [Текст]/ А.И. Летувнинкас // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 5–15.

72. Ли, Л.В. Геохимия золота в метаморфических и магматических сериях докембрия (на примере Енисейского кряжа) [Текст]/ Л.В. Ли, О.И. Шохина; отв. ред.: д-р геол.-минер. наук Н.А. Росляков; м-во геологии СССР, Сиб. Науч.-исслед. Ин-т геологии, геофизики и минер. сырья. – М.: Недра, 1985. – 133 с.

73. Лиханов, И.И. Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в Заангарской части Енисейского кряжа [Текст]/ И.И. Лиханов,

В.В. Ревердатто, П.С. Козлов, Н.В. Попов // Петрология, 2008. – Т. 16, № 2. – С. 148–173.

74. Лиханов, И.И. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar - ^{39}Ar -данным) [Текст]/ И.И. Лиханов, П.С. Козлов, О.П. Полянский, Н.В. Попов, В.В. Ревердатто, А.В. Травин, А.Е. Вершинин // Доклады Академии наук, 2007. – Т. 412, № 6. – С. 799–803.

75. Махлаев, М.Л. Легенда Ангаро-Енисейской серии ГКК РФ масштаба 1:1 000 000 (третье издание) [Комплект]/ М.Л. Махлаев, В.В. Комаров, О.Ю. Перфилова, В.К. Зуев; под ред. Ю.С. Глухова. – Красноярск.: ФГУП Красноярскгеолсъемка, 2009. – 151 с., 32 сх.

76. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов полезных ископаемых. Золото рудное. [Текст]. – М.: ГКЗ, 2007. – 49 с.

77. Минералы: Справочник. В 5 т. Т. 1. Самородные элементы. Интерметаллические соединения. Карбиды, нитриды, фосфиды. Арсениды, антимониды, висмутиды. Сульфиды. Селениды. Теллуриды [Текст]/ под ред. Ф.В. Чухрова. – М.: Изд-во Академии наук СССР, 1960. – С. 269-276 (617 с.)

78. Михеев, В.И. Реберные формы и штриховка на кристаллах. Кристаллография [Текст]/ В.И. Михеев, И.И. Шафрановский. – Т. 2, вып. 1. – 1957.

79. Модели месторождений золота Енисейской Сибири [Текст]/ С.С. Сердюк [и др.]; под ред. С.С. Сердюка; СФУ ИГДГГ. – Красноярск: СФУ, 2010. – 584 с.

80. Неволько, П.А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа: автореф. дис. ... канд. геолого-минералогических наук: 25.00.11 [Текст]/ Неволько Петр Александрович. – Новосибирск, 2009. – 21 с.

81. Неелов, А.М. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород [Текст]/ А.М. Неелов. – Наука, 1980. – 100 с.

82. Ножкин, А.Д. Изотопно-геохронологические (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) исследования субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа [Текст]/ А.Д. Ножкин, Е.В. Бибилова, О.М. Туркина, В.А. Пономарчук // Геология и геофизика, 2003. – Т. 44, № 9. – С. 881–891.

83. Ножкин, А.Д. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии [Текст]/ А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, Т.Б. Баянова, Н.Г. Бережная, А.Н. Ларионов, А.А. Постников, А.В. Травин, Р.Е. Эрнст // Геология и геофизика, 2008. – Т. 49, № 7. – С. 666–688.

84. Ножкин, А.Д. Протерозойские гранитогнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст [Текст]/ А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, Е.В. Бибилова [и др.] // Геология и геофизика, 1999. – Т. 40, № 9. – С. 1305–1313.

85. Ножкин, А.Д. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования [Текст]/ А.Д. Ножкин, А.А. Постникова, К.Е. Наговицин, А.В. Травин, А.М. Станевич, Д.С. Юдин // Геология и геофизика, 2007. – Т. 48, № 12. – С. 1307–1320.

86. Определение абсолютного возраста пород и минералов по стандартным константам: метод. указания [Текст]/ исполн. С.И. Зыков; разр. ИЛ АН СССР. – М.: ВИМС, 1983. – 118 с.

87. Перчук, Л.Л. Фазовое соответствие в минеральных системах [Текст]/ Л.Л. Перчук, И.Д. Рябчиков. – М.: "Недра", 1976. – 287 с.

88. Петров, В.Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы [Текст]/ В.Г. Петров; отв. ред. Ю.П. Казанский, Ю.Г. Щербаков // Труды института геологии и геофизики. – Новосибирск: Изд-во «Наука», Сиб. отд., 1976. – Вып. 320. – 216 с.

89. Петров, В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа [Текст]/ В.Г. Петров. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1974. – 138 с.

90. Петровская, Н.В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых образований на примере месторождений

Енисейского кряжа [Текст]/ Н.В. Петровская. – Тр. НИГРИ золото. – Вып. 21. – 1956.

91. Петровская, Н.В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях [Текст]/ Н.В. Петровская. – Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. – Ч. 84, № 3. – 1955.

92. Петровская, Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса) [Текст]/ Н.В. Петровская. – Новосибирск: Изд-во «Наука», 1973. – 347 с.

93. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 2-е, перераб. и доп. [Текст]/ под ред. В.И. Гинцбурга. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.

94. Полева Т.В. Особенности морфологии, состава и распределения золота месторождения Благодатного (Енисейский кряж) [Текст]/ Т.В. Полева // Молодежь и наука – третье тысячелетие: сб. материалов Всерос. науч. конф. студ., аспирантов и молодых ученых; сост. В.В. Сувейзда. – Красноярск: ГОУ ВПО «ГУЦМиЗ», КРО НС «Интеграция», 2005. – С. 630-633.

95. Полева, Т.В. Особенности распределения, кристалломорфологии и состава пирита золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже [Текст]/ Т.В. Полева, А.М. Сазонов, А.Я. Пшеничкин // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Матер. Всерос. петрогр. конф. – Томск: ТГУ, 2005. – Т. II, Вып. 5. – С. 282–288.

96. Полева, Т.В. Отражение уровня золотоносности руд в типоморфных свойствах пирита и арсенопирита [Текст]/ Т.В. Полева, С.И. Леонтьев, А.Я. Пшеничкин // Золото Сибири: геохимия, технология, экономика: Матер. IV Международного Симпозиума; КНИИГиМС. – Красноярск: КНИИГиМС, 2006. – С. 72-73.

97. Полева, Т.В. Типоморфизм пирита рудоносной минерализованной зоны месторождения Благодатное Верхнее-Енашиминского рудного узла в Енисейском кряже [Текст]/ Т.В. Полева // Современные технологии освоения

минеральных ресурсов: сб. научн. тр.; под общ. ред. В.Е. Кислякова. – Красноярск: ГУЦМиЗ, 2005. – С. 32–46.

98. Попов, В.А. Парагенезисы форм кристаллов минералов [Текст]/ В.А. Попов, В.И. Попова. – Научное издание. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 1996.

99. Прохоров, В.Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию) [Текст]/ В.Г. Прохоров // Труды СНИИГГИМС. – Вып. 102. – Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1970. – 188 с.

100. Пшеничкин, А.Я. Использование кристалломорфологии пирита при минералогическом картировании золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области [Текст]/ А.Я. Пшеничкин // Минералогическое картирование рудоносных территорий. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. – С. 60–71.

101. Пшеничкин, А.Я. Кристалломорфология искусственного пирита и распределения в нем золота [Текст]/ А.Я. Пшеничкин, А.Ф. Коробейников, А.М. Масалович // Записки Всесоюзного минерал. общ-ва, 1977. – Вып. 4, Ч. 106. – С. 469–474.

102. Пшеничкин, А.Я. Кристалломорфология пирита и её использование в практике поисково-разведочных работ на золото [Текст]/ А.Я. Пшеничкин // Геология и геофизика, 1989. – № 11. – С. 65-75.

103. Пшеничкин, А.Я. Морфологические и геохимические особенности пирита магматогенно-гидротермального и метаморфогенного генезиса [Текст]/ А.Я. Пшеничкин, Л.П. Рихванов // Проблемы метасоматизма и рудообразования Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 124–129.

104. Пшеничкин, А.Я. Необычная форма природных и искусственно выращенных кристаллов пирита [Текст]/ А.Я. Пшеничкин // Актуальные вопросы геологии и географии: Матер. науч. конф. – Томск: ТГУ, 1998. – Т. 3.– С. 124–129.

105. Пшеничкин, А.Я. Пирит и арсенопирит как индикатор золоторудных месторождений палеозойских складчатых областей [Текст]/ А.Я. Пшеничкин // Золоторудные формации Сибири: Тез. докл. регион. конф. – Томск: ТГУ, 1992. – С. 82–83.

106. Пшеничкин, А.Я. Призматические и игольчатые кристаллы пирита из Коммунарковского золоторудного поля [Текст]/ А.Я. Пшеничкин, А.Ф. Коробейников // Минералогия и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. – Л.: Наука, 1974. – С. 46-51.
107. Пшеничкин, А.Я. Разворачивание кристаллов пирита в процессе регионального метаморфизма [Текст]/ А.Я. Пшеничкин, Ю.С. Ананьев // Структурный анализ в геологических исследованиях: Матер. науч. конф. – Томск: ЦНТИ, 1999. – С. 143–145.
108. Рамдор, П. Рудные минералы и их сростания [Текст]/ П. Рамдор. – М.: Изд-во иностр. лит-ры., 1962. – 1132 с.
109. Реддер, Э. Флюидные включения в минералах. В 2 т. Т. 1. Природа включений и методы их исследования. Т.2. Использование включений при изучении генезиса пород и руд [Текст]/ Э. Реддер. – М.: Мир, 1987. – 1192 с.
110. Реддер, Э. Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов [Текст] // Геохимия гидротермальных рудных месторождений: кн. – М.: Мир, 1970. – С. 428-478.
111. Рихванов, Л.П. Радиогеохимическая характеристика пирита золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области [Текст]/ Л.П. Рихванов, А.Я. Пшеничкин, З.В. Малясова // Записки Всесоюзного минерал. общ-ва, 1983. – Вып. 1, ч. 112. – С. 57–66.
112. Савичев А.А. Минералого-геохимическая зональность и условия формирования Au-Sb-W минерализации Верхне-Енашиминского рудного узла (Енисейский край): автореф. дис. ... канд. геолого-минералогических наук: 25.00.05 [Текст]/ Савичев Андрей Александрович. – СПб., 2004. – 24 с.
113. Савичев, А.А. Изотопно-геохимическая характеристика золото-сульфидного месторождения Олимпиада и его сателлитов (Енисейский край) [Текст]/ А.А. Савичев, С.С. Шевченко, М.И. Розинов, К.И. Лохов [и др.] // Региональная геология и металлогения. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. – С. 122–143.
114. Сазонов, А.М. Ассоциации микро- и наноразмерных обособлений благороднометалльного комплекса в рудах [Текст]/ А.М. Сазонов, Е.А. Звягина,

С.И. Леонтьев, М.В. Вульф, Т.В. Полева, В.С. Чекушин, Н.В. Олейникова // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. – 1 (2008). – С. 17–32.

115. Сазонов, А.М. Благороднометальная специализация интрузий щелочных пород [Текст]/ А.М. Сазонов, Е.А. Звягина, С.И. Леонтьев, Т.В. Полева, М.В. Вульф, Ю.В. Ежелый, С.А. Землянский // Новые идеи в науках о Земле: Матер. докл. VII Междун. конф. – Т. 2., S-V-S-XI. – М.: Универ. Книж. дом, 2005. – С. 176.

116. Сазонов, А.М. Благороднометальный потенциал щелочных интрузий [Текст]/ А.М. Сазонов, Е.А. Звягина, С.И. Леонтьев, Т.В. Полева, М.В. Вульф, А.В. Федорова, Ю.В. Ежелый, С.П. Гончарова, С.В. Цыкина // Стратегия развития минерально-сырьевого комплекса в XXI веке: Матер. Междун. конф. М.-Бишкек, 2004. – М: Изд-во РУДН, 2004. – С. 232–235.

117. Сазонов, А.М. Возрастные рубежи формирования золотосульфидного рудопоявления Благодатное (Енисейский кряж) [Текст]/ А.М. Сазонов, И.Ф. Гертнер, П.А. Тишин, Е.А. Звягина, В.В. Врублевский, Т.С. Краснова // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Росс. конфер. по изотопной геохронологии. – Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2003. – С. 447–450.

118. Сазонов, А.М. Генезис золотоносных руд г. Благодатной (Енисейский Кряж) [Текст]/ А.М. Сазонов, Е.А. Звягина, С.И. Леонтьев, Л.П. Костененко, Л.И. Свиридов, Т.В. Полева, П.А. Тишин // Состояние и проблемы геологического изучения недр и развития минерально-сырьевой базы Красноярского края: Матер. докл. науч.-практич. конф., посвящ. 60-летию Красноярской геологии. – Красноярск: КНИИГиМС, 2003. – С. 247–250.

119. Сазонов, А.М. Геолого-структурная позиция и типизация золоторудных полей Восточной части Енисейского кряжа [Текст]/ А.М. Сазонов, Е.А. Звягина, Т.В. Полева, А.Н. Хохлов, В.С. Власов, П.А. Тишин, К.И. Мальшева // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири: Матер. юбил. науч.-практич. конф. – Красноярск: ОАО «КРАСНОЯРСКГЕОЛСЪЕМКА», 2010. – С. 94–101.

120. Сазонов, А.М. Геохимия золота в метаморфических толщах [Текст]/ А.М. Сазонов. – Томск: Изд-во ТПУ, 1998. – 166 с.

121. Сазонов, А.М. Заангарский щелочной интрузив, Енисейский кряж: Rb-Sr-, Sm-Nd-изотопный возраст пород и источники фельдшпатоидных магм в позднем докембрии [Текст]/ А.М. Сазонов, В.В. Врублевский, И.Ф. Гертнер, А.В. Федорова, В.В. Гавриленко, Е.А. Звягина, С.И. Леонтьев // Геохимия: Докл. Акад. наук., 2007. – Т. 413, № 6. – С. 798–802.

122. Сазонов, А.М. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей [Текст]/ А.М. Сазонов, А.А. Ананьев, Т.В. Полева, А.Н. Хохлов, В.С. Власов, Е.А. Звягина, А.В. Федорова, П.А. Тишин, С.И. Леонтьев // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. –2010. – № 4 (2010 3). – С. 371-395.

123. Сазонов, А.М. Месторождение Благодатное вкрапленных золотосульфидных руд (Енисейский кряж) [Текст]/ А.М. Сазонов, Е.А. Звягина, С.И. Леонтьев, Л.П. Костененко, Т.В. Полева, Л.И. Свиридов, П.А. Тишин, И.Ф. Гертнер // Магматические, метасоматические формации и связанное с ними оруденение: Матер. науч. конф. – Ташкент: Изд-во «Fan va texnologiya», 2005. – С. 321–325.

124. Сазонов, А.М. Микро- и наноминеральные руды благородных металлов, их распространенность, промышленное значение [Текст]/ А.М. Сазонов, Е.А. Звягина, С.И. Леонтьев, Т.В. Полева, М.В. Вульф, В.С. Чекушин, Н.В. Олейникова // Современные технологии освоения минеральных ресурсов: Матер. 6-й Междун. науч.-технич. конф.; Сб. науч. трудов; под общ. ред. В.Е.Кислякова.– Красноярск: ИПК Сиб.федер. ун-та, 2008. – С. 45–72.

125. Сазонов, А.М. Минеральный состав и неоднородность рудных тел месторождения Благодатное в Енисейском кряже [Текст]/ А.М.Сазонов, С.И. Леонтьев, Л.П. Костененко, Т.В. Полева, С.П. Гончарова // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: тез. III Всерос. симп. с междун. участ. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. – С. 183-185.

126. Сазонов, А.М. Петрогенезис кристаллических сланцев рудоносной структуры месторождения Благодатное (Енисейский край) [Текст]/ А.М. Сазонов, Т.В. Полева, Е.А. Звягина, С.И. Леонтьев, П.А. Тишин, И.Ф. Гертнер // XI Всерос. петрограф. совещ. с участ. зарубеж. уч. «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». – Екатеринбург: УГГУ, 2010. – С. 201-202.

127. Сазонов, А.М. Петрография и петрология метаморфических и метасоматических пород: учеб. [Текст]/ А.М. Сазонов. – Красноярск: Сибирский федеральный ун-т; Ин-т цв. металлов и золота, 2007. – 324 с.

128. Сазонов, А.М. Промышленный потенциал золота и платиноидов нефелиновых руд Красноярского края [Текст]/ А.М. Сазонов, С.И. Леонтьев, М.В. Вульф, К.В. Симонов, Е.А. Звягина, А.В. Федорова, Т.В. Полева, В.С. Власов, В.С. Чекушин, Н.В. Олейникова, А.К. Вальд // «Природные ресурсы Красноярского края» / Специализир. информ.-аналитич. изд., 2010. – № 5. – С. 51–53.

129. Сазонов, А.М. Состав породобразующих минералов и термодинамические условия метаморфизма месторождения Благодатного [Текст]/ А.М. Сазонов, Е.А. Звягина // Современные технологии освоения минеральных ресурсов: сб. научн. тр. Материалы 4 международной научно-технич. конфер.; под общ. ред. В.Е. Кислякова; ГУЦМиЗ. – Красноярск, 2006. – С. 144-164.

130. Сазонов, А.М. Структурная эволюция метаморфогенной золото-сульфидной минерализации, на примере месторождения Благодатное (Енисейский край) [Текст]/ А.М. Сазонов, П.А. Тишин, И.Ф. Гертнер, Е.А. Звягина, Ю.В. Колмаков, С.И. Леонтьев // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып.4. Материалы Всерос. научн. конфер. – Томск: ЦНТИ, 2004. – С.283-289.

131. Сазонов, А.М. Термодинамические параметры метаморфизма и рудообразования в золоторудном поле месторождения Благодатное [Текст]/ А.М. Сазонов, Е.А. Звягина, С.П. Гончарова // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Тезисы 3-го Всерос. симпоз. с междунар. участ. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. – С. 87-89.

132. Сараев, С.В. Геохимические особенности и условия осадконакопления верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа [Текст]/ С.В. Сараев // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. – М.: Наука, 1983. – С. 127–137.
133. Скотт, С.Д. Использование сфалерита и арсенопирита для оценки температур и активностей серы в гидротермальных месторождениях [Текст]/ Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования: кн. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 41–49.
134. Скрипников, В.Е. Справочник полезных ископаемых Северо-Енисейского района Красноярского края [Текст]/ В.Е. Скрипников, О.Ю. Влащенко, А.П. Косоруков. – Красноярск: ООО «ГеоЭкономика», 2002. – 240 с.
135. Слюдянский кристаллический комплекс [Текст]/ Е.П. Васильев, Л.З. Резницкий, В.Н. Вишняков [и др.] – Новосибирск: Наука, 1981. – 197 с.
136. Соловов, А.П. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых [Текст]/ А.П. Соловов, А.Я. Архипов, В.А. Бугров [и др.]. – М.: Недра, 1990. – 335 с.
137. Стратиграфический кодекс России. Изд-е 3-е [Текст]/ Межведомственный стратиграфический комитет России; отв. ред. А.И. Жамойда. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.
138. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд [Текст]/ А.Г. Бетехтин, А.Д. Генкин, А.А. Филимонова, Т.Н. Шадлун. – М.: Недра, 1964. – 598 с.
139. Тектоника и металлогения Нижнего Приангарья [Текст]/ А.И. Забияка [и др.]; под ред. А.И. Забияки; Краснояр. НИИ Геологии и минерального сырья. – Красноярск: КНИИГиМС, 2004. – 328 с.
140. Теория и методология минералогии. В 2-х т. [Текст]/ Отв. ред. д.г.-м.н. Н.П. Юшкин // Теория и методология минералогии: Тез. докл. Всесоюз. совещ. – Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1985. – 340 с.

141. Типоморфизм минералов: Справочник [Текст]/ Под ред. Л.В. Чернышевой. – М.: Недра, 1989. – С. 355–362. (560 с.)
142. Томиленко, А.А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский край (по данным изучения флюидных включений) [Текст]/ А.А. Томиленко, Н.А. Гибшер // Геохимия. – 2001. – № 2. – С. 167-177.
143. Томиленко, А.А. Флюидные включения в золотокварцевых жилах рудопроявления «Благодатного» (Енисейский край, Россия) [Текст]/ А.А. Томиленко, Н.А. Гибшер // Золото Сибири: геохимия, технология, экономика: материалы IV международного симпозиума. – Красноярск: КНИИГиМС, 2006. – С. 30-31.
144. Требования инструкции к изучению вещественного состава руд золоторудных месторождений [Текст]/// Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов полезных ископаемых. Золото рудное. – М.: ГКЗ, 1999. – 49 с.
145. Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов [Текст]/ В.Е. Трегер. – М.: Государственное научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, 1958. – 170 с.
146. Федькин, В.В. Геотермобарометрия метапелитовых комплексов и проблема эволюции метаморфизма [Текст]/ В.В. Федькин // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. – М.: "Наука", 1986. – С. 183–200.
147. Фор, Г. Основы изотопной геологии [Текст]/ Г. Фор. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
148. Хаметовский, В.В. Верхний рифей Енисейского края [Текст]/ В.В. Хаметовский // Геология и геофизика, 2007. – Т. 48, № 9. – С. 921–933.
149. Четвериков, С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам [Текст]/ С.Д. Четвериков. – М.: Изд-во Государств. науч.-технич. литер. по геологии и охране недр, 1956.

150. Шафрановский, И.И. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы [Текст]/ И.И. Шафрановский. – М.: Гос. н.-тех. изд-во лит. по геологии и охране недр, 1961. – 332 с.
151. Шестаков, Ю.Г. Математические методы в геологии: учеб. пособие для студ. геологич. спец. [Текст]/ Ю.Г. Шестаков – Красноярск: Изд-во Краснояр. Ун-та, 1988. – 208 с.
152. Шефталъ, Н.Н. Аксессуары роста кристаллов [Текст]/ Н.Н. Шефталъ. – Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, 1947. – вып. 3.
153. Юдович, Я.Э. Геохимическая диагностика глубоководных осадочных пород [Текст]/ Я.Э. Юдович, В.Н. Пучков // Геохимия. – 1980. – №3. – С. 430–449.
154. Юдович, Я.Э. Основы литохимии [Текст]/ Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.
155. Юшко, С.А. Методы лабораторного исследования руд. Изд. 4-е перераб. и доп. [Текст]/ С.А. Юшко. – М.: Изд-во «Недра», 1971. – 344 с.
156. Bickle, M.J. The age and origin of younger granitic plutons of the Shaw Batholith in the Archean Pilbara block, Western Australia [Текст]/ M.J. Bickle, L.F. Bettenay, H.J. Chapman, D.I. Grovers, N.J. McNaughton, I.H. Campbell and de J.R. Laeter // Contrib. Mineral. Petrol. 101, 1989. – P. 361–376.
157. Cheney, J.T. Muscovite-Plagioclase equilibria in sillimanite + quartz-bearing metapelites, Puzzle Mountain Area, Northwest Maine [Текст]/ J.T. Cheney, C.V. Guidotti // Amer. Jour. Sci. – 1979. – P. 411-434.
158. De la Roche, H. Comportement geochemique didderentiel de Na et Al dans les formations volcaniques et sidimentaries: un guide pour L'etude des formations metamorphiques [Текст]/ H. De la Roche, M. Rouboult // Comptes Rendus. Acad. Sci. – Paris, 1968. – V.267.– P. 39–42.
159. DePaolo, D.J. Neodimium isotope geochemistry: An introduction [Текст]/ D.J. DePaolo // Springer Verlag. – New York, 1988.
160. Gold metallogeny and explorations [Текст]/ Ed. R.P. Foster. – Chapman & Hall (Second issue), 1996. – 453 p.

161. Green, T.H. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high-pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer [Текст]/ T.H. Green, P.L. Hellman // *Lithos*. – 1982. – v. 15. – P. 253-266.
162. Hansen, E. Strain Facies [Текст]/ E. Hansen. – Springer-Verlag, 1971. – 207 p.
163. Hodges, K.V. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire [Текст]/ K.V. Hodges, F.S. Spear // *Amer. Mineral.* – 1982. – v. 67. – P. 1118-1134.
164. Hoisch, T.D. A muscovite-biotite geothermometer [Текст]/ T.D. Hoisch // *Amer. Mineral.* – 1989. – v. 74. – P. 565-572.
165. Krogh, E.J. Temperature and dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites [Текст]/ E.J. Krogh, A. Raheim // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1978. – v. 66. – P. 75-80.
166. Ludwig, K. Isoplot for Windows. Version 2.0. [Текст]/ K. Ludwig. – U.S. Geol. Survey. – 1989.
167. Ramsay J.G., Hubert M.J. The techniques of modern structural geology. Vol. 2. [Текст]/ J.G. Ramsay, M.J. Hubert // *Fold and fractures*. – London: Acad. Press, 1987. – P. 308–700.
168. Rogers, N.W. Proterozoic age and cumulate origin for granulitic xenoliths, Lesotho [Текст]/ N.W. Rogers, Hawkesworth C.J. // *Nature*, 299. – 1982. – P.409–413.
169. Sazonov, A. Geochronology and source material for metamorphic processes producing gold deposits: An example from the Enisei ridge, Central Siberia [Текст]/ A. Sazonov, I. Gertner, P. Tishin, E. Zviaguina, T. Poleva, T. Krasnova // *AIG-6–6th International Symposium on Applied Isotope Geochemistry. Abstracts. International Association of Geochemistry*. – Prague, Czech Republic, 2005. – P. 209–210.
170. Sazonov, A. Ore-forming conditions of the Blagodot gold deposit in the Riphean metamorphic rocks of the Yenisey ridge according to geochemical and isotopic data [Текст]/ A. Sazonov, I. Gertner, E. Zvyagina, P. Tishin, T. Poleva, S. Leontyev, Y. Kolmakov, T. Krasnova // *Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies*. – 2 (2009 2). – P. 203–220.

171. Twiss, R.J. Structural geology [Текст]/ R.J. Twiss, E.M. Moores. – New York: W.H. Feerman and Company, 1992. – 532 p.

172. Vernikovskiy, V.A. Geochemistry and age of Isakov belt ophiolites (Yenisey Ridge) [Текст]/ V.A. Vernikovskiy, A.E. Vernikovskaya, A.D. Nozhkin, V.A. Ponomarchuk // Report No. 4 of the IGCP Project 283: Abstracts. – Novosibirsk, 1993. – P. 138–140.

173. Vernikovskiy, V.A. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge [Текст]/ V.A. Vernikovskiy, A.E. Vernikovskaya, A.B. Kotov [et al.]. // Tectonophysics, 2003. – v. 375, № 1-4. – P. 147–168.

Фондовая

174. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 в центральной части Енисейского кряжа на Олимпиадинской площади (листы О-46-III, О-46-IV). Отчет за 1994-2002 гг. [Текст]/ А.А. Стороженко. – Красноярск: КРАСНОЯРСКГЕОЛСЪЕМКА, 2002. – Кр.ТГФ. Инв. №28214. – 424 с.

175. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Енашимо (рр. Огне, Калами, Титимухта) Енисейский кряж (Окончательный отчет о работах Средне-Енашиминской ГСП за 1966-1967 гг. по геологической съемке масштаба 1:50000) [Текст]/ М.В. Крысин, В.В. Захаров [и др.]. – Красноярск, 1968. – Кр.ТГФ. Инв. №16184. – 347 с.

176. Золоторудное месторождение Благодатное (отчет геологоразведочной партии ЗАО «Золотодобывающая компания «ПОЛЮС» о разведочных работах за 2006-2008 г.г. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2008 г.) [Текст]/ Геологоразведочная партия ЗАО «Золотодобывающая компания «ПОЛЮС»; отв. исполн.: Л.П. Кровякова, Е.В. Пинкевич. – Красноярск, 2008. – № ГР 16-98-18/3. – Кр.ТГФ. Инв. № 29329. – 1310 с.

177. Золоторудное месторождение Благодатное (Отчет ГРП ЗАО Золотодобывающая компания «Полюс» об оценочных работах за 2000-2004 г.г. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2005 г.) [Текст]/ Геологоразведочная партия ЗАО «Золотодобывающая компания «ПОЛЮС»;

отв. исполн.: Л.П. Кровякова, В.И. Клюкас. – Красноярск, 2004. – Кр.ТГФ. Инв. №28494. – 1788 с.

178. Отчёт о геологическом доизучении площади Северо-Енисейского золотоносного района в масштабе 1:50 000 (листы Р-46-126-Г, Р-46-127-В, Р-46-138-Б, Г, Р-46-139-А, В, Г, О-46-7-А, Б) проведенном в 1976-80 гг. Центральной партией. п. Мотыгино [Текст]/ А.Ф. Цельковский, П.С. Козлов – Красноярск, 1980. – Кр.ТГФ. Инв.№21465. – 726 с.

179. Отчёт о поисково-ревизионных работах в бассейнах рек Енашимо и Еруды, проведенных Питской партией в 1956 г. [Текст]/ З.Г. Караева, Э.В. Михайлов, И.В. Давиденко [и др.]. – Красноярск, 1957. – Кр.ТГФ. Инв. №5381. – 636 с.

180. Отчет по производству радиологических и палеомагнитных работ по определению абсолютного возраста геологических формаций различных районов Красноярского края [Текст]/ С.Д. Сидорас, М.Н. Волобуев. – 1983. – Кр.ТГФ. Инв. №22629. – 626 с.

181. Оценить состояние и перспективы освоения и развития минерально-сырьевых ресурсов Северо-Енисейского района Красноярского края (карта перспектив минеральных ресурсов Северо-Енисейского района Красноярского края м-ба 1:500 000; каталог месторождений и проявлений полезных ископаемых). Отчет за 1993-1995 гг. [Текст]/ С.С. Сердюк, И.Д. Забияка, М.Н. Злобин. – Красноярск: КНИИГиМС, 1995. – Кр. ТГФ Инв. № 26991. – 320 с.

182. Палеомагнитные исследования по корреляции осадочно-метаморфических комплексов в складчатых районах в помощь геологосъемочным работам: отчет / С.Д. Сидорас. – Красноярск, 1998. – Кр.ТГФ. Инв. №27446. – 168 с.

183. Поиски и оценка рудного золота на Олимпиадинской площади. Отчет геологоразведочной партии ЗАО ЗК «Полос» 1998-2003 г.г. [Текст]/ В.И. Клюкас, Л.П. Кровякова. – Красноярск, 2004. – Кр.ТГФ. Инв. № 28321. – 1626 с.

184. Результаты геолого-прогнозных и поисковых работ в южной части Приенисейской зоны Енисейского кряжа. Геологический отчет Енисейской партии

№ 57 по геологическому заданию 57-19 за 1983-1985 гг. [Текст]/ Ю.М. Петров, П.И. Ермошин – Красноярск, 1986. – Кр.ТГФ. Инв. №26699. –314 с.

185. Результаты поисковых работ на рудное золото в перевалинском рудном узле за 1973-1976 г.г. п. Тея [Текст]/ В.С. Гонтарь, В.И. Зумарев – 1976. – Кр.ТГФ. Инв. №19620. – 227 с.

186. Составление прогнозно-металлогенической карты Нижнего Приангарья, м-ба 1:500 000 (листы Р-45, Р-46, О-45, О-46, О-47, О-48). Отчет по договору № 111 [Текст]/ КНИИГиМС; рук. С.С. Сердюк; исполн.: А.И. Забияка, В.Г. Ломаев [и др.]. – Красноярск: КНИИГиМС, 2001. – Кр.ТГФ. Инв. № 28096. – 770 с.

187. Строение земной коры междуречья Подкаменной Тунгуски и Ангары: отчет по контракту № 28 с «Красноярскгеолкомом» [Текст]/ В.С. Сурков, В.С. Старосельцев. – 1998. – Кр.ТГФ. Инв. №27399. – 119 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ. Изотопные датировки абсолютного возраста метаморфизма, магматизма и рудообразования по данным разных авторов, в пределах Енисейского кряжа (составили Полева Т.В., Сазонов А.М.)

Временной интервал, млн.лет	Событие	Абсолютный возраст, млн.лет (анализируемое вещество/ метод определения)	Автор, год [номер источника]
I. Метаморфизм региональный			
1900 - 1840	<i>Ангаро-Канский террейн:</i> гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы	1900-1840 ^{циркон/U-Pb}	Бибикова Е.В. и др., 1993 ^[91] Ножкин А.Д. и др., 2003 ^[82] Верниковский В.А. и др., 2006 ^[22] и 2008 ^[18]
1650 - 1490	<i>Тейская серия:</i> чапская антиклиналь (ядро – кварциты и кристаллические сланцы свиты хребта Карпинского, крылья – мраморы с кристаллическими сланцами)	1650-1500	Волобуев М.И. и др., 1968, 1973, 1976 ^[73]
	<i>Пенченгинская свита:</i> метакarbonаты и кристаллические сланцы	1600 ^{/Ar-Ar}	Волобуев М.И. и др., 1973 ^[74]
	<i>Благодатное месторождение:</i> регионально метаморфизованные отложения вмещающих пород кординской свиты	1490±600 ^{вал/Sm/Nd} 1486,9 ^{вал/Sm/Nd}	Полева Т.В.
1350 - 1000	<i>Кординская свита</i> (сухопитская серия): регионально-метаморфические породы низких давлений (Маяконский участок)	1350-1250	Ножкин и др., 2003 и 2004 ^[73]
	<i>Исаковский террейн:</i> метагабброиды	1262±100 ^{/Rb-Sr}	Верниковский В.А. и др., 1999 ^[17]
	<i>Благодатное месторождение:</i> двуслюдяные (36/171,36/136) сульфидизированные сланцы кординской свиты	1190±140 ^{вал/Sm/Nd}	Полева Т.В.
	<i>Богунайское месторождение:</i> вмещающие породы, гнейсы	1182 ^{биотит/K-Ar}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^[120]
	<i>Кординская свита</i> (сухопитская серия): породы низких давлений подвергшиеся коллизионному метаморфизму умеренных давлений (бассейны р.Еруды, Чиримбы)	1100±50	Волобуев М.И., и др., 1976 ^[74]
	<i>Благодатное месторождение:</i> двуслюдяные сланцы за пределами РМЗ и рудных тел (53/259, 53/200,5) То же и ставролит-мусковитовый сл. (53/259, 53/200,5, 67/51,7)	1070±130 ^{вал/Sm/Nd} 1030±130 ^{вал/Sm/Nd}	Полева Т.В.

Временной интервал, млн.лет	Событие	Абсолютный возраст, млн.лет (анализируемое вещество/ метод определения)	Автор, год [номер источника]
1350 - 1000	<i>Благодатное месторождение</i> : окружающие сланцы регионального метаморфизма отложений сухопитской серии (53/259, 67/51,7)	1030-1000 вал, мусковит, биотит/Rb-Sr	Сазонов А.М. и др., 2003 ^{/[117, 118, 123, 126]}
1000 - 900	<i>Енисейский кряж</i> : региональный метаморфизм низких давлений (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации)	1000-950	Ножкин и др., 1983, 1999, 2008; Козлов, Лепезин, 1995; Волобуев и др., 1976 ^{/[83- 85]}
	<i>Сухого хребта свита</i> (тунгусикская серия): осадочно-метаморфические породы низких давлений (ритмично переслаивающиеся кварциты и филлиты)	1000-900	Хабаров и др., 2004 ^{/[73]}
750 - 700	<i>Верхневороговская</i> (верхние свиты оленьинская, водораздельнинская) и <i>Чингасанская</i> (нижние свиты лопатинская и карьерная) <i>серии</i>	750-700	Ножкин А.Д. и др., 2008 ^{/[83]}
730 - 600	<i>Чапинский комплекс</i> : образование карбонатитов и щелочных метасоматитов; <i>приразломные метасоматиты</i>	670-650 650	Ножкин А.Д. и др., 2008 ^[83] и Неволько П.А., 2009 ^{/[80]}
	<i>Предивинский террейн</i> : метариолиты дифференцированной серии; комплекс осадочно-вулканогенных пород (базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, риолиты) метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации	637±5,7 637-628 циркон/U-Pb	Верниковский В.А. и др., 1999 ^{/[17]} и 2006 ^{/[22]} Лиханов И.И. и др., 2008 ^{/[73]}
	<i>Исаковский террейн</i> : метаморфические преобразования пород (метабазиты, метапелиты восточной части), обдукция террейна на пассивную континентальную окраину Сибирского кратона	630-600 метам. минералы/Rb-Sr, K-Ar	Vernikovsky V.A. at all, 1993 ^{/[172]} ; Волобуев М.И., 1993 ^{/[27]} ; Верниковский В.А. и др., 1994 ^{/[21]} и 2006 ^{/[22]}
II. Метаморфизм локальный			
890 -773	<i>Советское месторождение</i> : метаморфические породы	890 ^{/Ar-Ar} ; 850 ^{/Ar-Ar}	Томиленко и др., 2006 и Вершиник, 2008 ^{/[80]}
	<i>Олимпиадинское месторождение</i> : метаморфические породы; Метапелиты умеренных давлений	870 ^{/K-Ar} 856 биотит/K-Ar, 792 биотит/K-Ar	Томиленко и др., 2006, Вершиник, 2008 ^{/[80]} Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]} Звягина Е.А., 1989 ^{/[73, 74]}

Временной интервал, млн.лет	Событие	Абсолютный возраст, млн.лет (анализируемое вещество/ метод определения)	Автор, год [номер источника]
890 - 773	Ангарский участок: левобережье р.Ангара – Кулаковское поднятие (метаморфизм умеренных давлений, выраженный в формировании кианита при замещении андалузита в метапелитах)	856-792	Лиханов И.И. и др., 2008 ^[73]
	Породы низких давлений подверглись метаморфизму умеренных давлений – фация кианитовых сланцев (Маяконский участок, Енисейский кряж); Кульминационная стадия коллизионного метаморфизма кианит-силлиманитового типа (Заангарье Енисейского кряжа); Метапелиты (<i>кординская свита</i> , сухопитская серия) внутренней зоны (высокотемпературная часть) коллизионного метаморфизма вблизи Панимбинского надвига;	850 ^{/Ar-Ar} не древнее 848-851 ^{биотит/}	Лиханов и др., 2007 ^[73, 83] Лиханов и др., 2007 ^[74]
	Метапелиты (<i>кординская свита</i> , сухопитская серия) внешней зоны коллизионного метаморфизма вблизи Панимбинского надвига;	826,2±7,4 ^{биотит/Ar-Ar}	Лиханов и др., 2007 ^[74]
	Метапелиты (<i>кординская свита</i> , сухопитская серия) внутренней зоны (средняя часть) коллизионного метаморфизма вблизи Панимбинского надвига;	823,2±8,7 ^{биотит/Ar-Ar}	Лиханов и др., 2007 ^[74]
	Метапелиты (<i>кординская свита</i>) внутренней зоны (средняя часть) коллизионного метаморфизма вблизи Панимбинского надвига;	798,5±7,3 ^{биотит/Ar-Ar}	Лиханов и др., 2007 ^[74]
	<i>Благодатное месторождение:</i> Локальный метаморфизм прогрессивного этапа в зоне смятия (метаморфические сланцы в тектонической зоне); Пятнистый ставролитовый двуслюдяной сланец вне РМЗ Двуслюдяные кристаллические сланцы; Вмещающая метаморфическая толща. Ставролитовые сланцы Безрудный (Au<0,2) ставролит-мусковитовый сланец в 5м от рудного тела №1	785 - 775 785,3±1,7 ^{вал, мусковит, биотит/Rb-Sr} 785±45 ^{вал/Sm-Nd} 781,2±4,5 ^{вал, мусковит, биотит/Rb-Sr} 775±0,96 ^{вал, мусковит/Rb-Sr}	Сазонова А.М. и др, 2003 ^[117, 118, 123, 126] Полева Т.В.
<i>Ударное месторождение:</i> вмещающие породы, биотитовый сланец горбилкокской свиты	773 ^{вал/K-Ar}	Петров, 1974 ^[89, 120]	
710 - 706	<i>Эльдорадо месторождение:</i> вмещающие, биотитовый сланец горбилкокской свиты	710 ^{вал/K-Ar}	Петров, 1974 ^[89, 120]
	<i>Пролетарское месторождение:</i> вмещающие породы, кварц-серицитовый сланец удерейской свиты	706 ^{вал/K-Ar}	Петров, 1974 ^[89, 120]

Временной интервал, млн.лет	Событие	Абсолютный возраст, млн.лет (анализируемое вещество/ метод определения)	Автор, год [номер источника]
653	<i>Александро-Агеевское месторождение</i> : вмещающие, кварц-серичитовый сланец кординской свиты	653 ^{вал/К-Аг}	Петров, 1974 ^{/[89, 120]}
III. Гранитоиды			
2120 - 2040	<i>Енисейский комплекс</i>	2120 - 2040	Кренделев Ф.П., 1971 ^[67]
1900-1640	<i>Таракский комплекс</i>	1900 - 1640	Кренделев Ф.П., 1971 ^[67]
	<i>Ангаро-Канский террейн</i> : формирование гранитоидов <i>Таракского массива</i> и автохтонных чарнокитов (богунитов); Граниты <i>Таракского комплекса</i> ; Формирование аллохтонных гиперстеновых гранитов (кузеевитов), слагающих небольшие дайки и массивы, секущие породы Канского гранулитового комплекса	1900-1840 ^{широк/У-Рб} 1840 1734±4	Бибикова Е.В. и др., 1993, 2001 и Ножкин А.Д. и др., 2003 ^{/[9, 8, 22]} Верниковский В.А. и др., 2008 ^{/[18]} Бибикова Е.В. и др., 2001 ^{/[18]}
	<i>Ведугинское месторождение</i> : Пегматиты <i>Чиримбинского массива</i>	1736 ^{микроклин/К-Аг}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
1100 - 780	<i>Стрелковский (Тейский) комплекс</i>	1090 - 780	Кренделев Ф.П., 1971 ^[67]
	<i>Тейский гранитогнейсовый купол</i> : становление гранитоидов	1100 ^{широк/У-Рб}	Лиханов и др., 2008 ^{/[73]}
	<i>Гранитообразование</i> (в связи с гренвилльской орогенцией). Произошло формирование 2-х поясов синколлизионных гранитогнейсовых куполов <i>тейского типа</i> с многочисленными роями пегматитовых жил.	1000 - 950	Ножкин и др., 1983, 1999, 2008; Козлов, Лепезин, 1995; Волобуев и др., 1976 ^{/[83, 112, 113]}
	<i>Гурахтинский гранитный массив</i> : щелочной гранит	928 ^{вал/К-Аг}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
	<i>Аяхтинское месторождение</i> : пегматит	900 ^{мусковит/К-Аг}	Волобуев и др., 1963, 1964 ^{/[26-28, 120]}
	<i>Ерудинский массив</i> (Заангарье Енисейского кряжа): внедрение гранитоидов	880	Верниковская А.Е. и др., 2006 ^[74]
<i>Каламинский гранитный комплекс</i> : становление гранитоидов	880-865	Ножкин и др., 1999; Верниковский и др., 2006 ^[83] ; Верниковский и др., 2008 ^[18] ; Неволько П.А., 2009 ^[80]	
<i>Тейский гранитный комплекс</i> (Центрально-Ангарский террейн)	880-865		

Временной интервал, млн.лет	Событие	Абсолютный возраст, млн.лет (анализируемое вещество/ метод определения)	Автор, год [номер источника]
	<i>Тейский гранитный комплекс</i>	870-850	Верниковская А.Е. и др., 2006 ^[173]
1100 - 752	<i>Тейский комплекс</i> (Центрально-Ангарский террейн): Формирование Ерудинского, Каламинского, Тейского массивов возраст кристаллизации Ерудинского массива, Каламинского массива, Тейского массива	880 - 865 878±2 циркон/U-Pb 875±7 циркон/U-Th-Pb 866±16 циркон/U-Pb	Верниковская А.Е. и др., 2006 ^[122] Верниковская А.Е. и др., 2002 ^[122] Верниковская А.Е. и др., 2004 ^[122] Ножкин А.Д. и др., 1999 ^[122]
	<i>Татарско-аяхтинский комплекс.</i> Известково-щелочные низкокальциевые гранитоиды <i>Ерудинского массива</i> (гранитоиды промежуточного I-S-типа)	878±1,5	Верниковская А.Е. и др., 2006 ^[174]
	<i>Центрально-Ангарский террейн:</i> гранитоиды <i>Гаревского и Ерудинского массивов</i>	880-752 циркон/U-Pb	Vernikovsky V.A. et al, 2003 ^[173] , Ножкин А.Д. и др., 1999 ^[84] , Верниковская А.Е. и др., 2002 и 2004 ^[12, 13] , Верниковский и др., 2006 ^[122]
767 - 625	<i>Ведугинское месторождение:</i> гранит <i>Чирибинского массива</i>	767 биотит/K-Ar	Сазонов А.М. и др., 19 ^[120]
	<i>Чирибинский массив</i> (Аяхтинский комплекс, Центрально-ангарский террейн): возраст кристаллизации массива	761±8 циркон/U-Pb	Верниковская А.Е. и др., 2002 и Верниковский и др., 2006 ^[22, 83, 74]
	<i>Аяхтинский комплекс:</i> граниты, субщелочные граниты, лейкограниты; кварцевые сиениты	760 – 750	Неволько П.А., 2009 ^[80] , Ножкин А.Д., 2008 ^[83] , Верниковский В.А. и др., 2008 ^[18]
	Образование гранитоидов <i>Аяхтинского и Чирибинского массивов</i>	760 – 750	Vernikovsky V.A. et al, 2003 ^[173] , Верниковская А.Е. и др., 2002 ^[12] ,
	<i>Аяхтинский и Глушихинский комплексы, Чирибинский и Аяхтинский массивы</i>	760 - 720	Верниковский В.А. и др., 2008 ^[18]
	<i>Аяхтинский массив</i> (Аяхтинский комплекс, Центрально-Ангарский террейн)	750±2	Верниковская А.Е. и др., 2002 и Верниковский и др., 2006 ^[22, 83]
	<i>Гаревский массив</i> (<i>Глушихинский комплекс, Центрально-Ангарский террейн</i>): возраст кристаллизации массива	752±3 циркон/U-Pb	Верниковская А.Е. и др., 2006 и Верниковский и др., 2006 ^[122]

Временной интервал, млн. лет	Событие	Абсолютный возраст, млн. лет (анализируемое вещество/ метод определения)	Автор, год [номер источника]
767 - 625	Становление массивов <i>Глушихинского комплекса</i> (Глушихинский, Лендахский, Верхнекиликский, Гремяхинский, Стрелковский, Гаревский)	752-718 ^{циркон/U-Pb}	Vernikovsky V.A. et al, 2003 ^[173] , Верниковская А.Е. и др., 2003 ^[15] и ^[14] , Верниковский В.А. и др., 2002 ^[20]
	<i>Становление Глушихинского гранитоидного комплекса</i>	750-720	Неволько П.А., 2009 ^[80]
	<i>Лендахский массив (Глушихинский комплекс, Центрально-Ангарский террейн): возраст кристаллизации массива</i>	749±5 ^{монацит/U-Pb} 744±9 ^{циркон/U-Tg-Pb}	Верниковский В.А., Верниковская А.Е. и др., 2006 ^[22]
	<i>Район Олимпиадинского месторождения: пегматит Гурахтинского гранитного массива</i>	748 ^{мушкетит/K-Ar}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^[120]
	<i>Глушихинский массив (Глушихинский комплекс, Центрально-Ангарский террейн): возраст кристаллизации массива</i>	731±5 ^{циркон/U-Pb}	Верниковский В.А. и др., 2006 ^[22]
	<i>Стрелковский массив (Глушихинский комплекс, Центрально-Ангарский террейн): возраст кристаллизации массива</i>	718±9 ^{циркон/U-Pb}	Верниковская А.Е. и др., 2003 ^[22]
	<i>Район Васильевского месторождения: гранит Татарского массива</i>	700 ^{биотит/K-Ar}	Волобуев и др., 1964 ^[26, 28, 120]
	<i>Исаковский террейн: плагиограниты; офиолитовые островодужные комплексы</i>	700	Верниковский В.А. и др., 2008 ^[18]
	<i>Порожнинский массив (Приенисейский комплекс, Исаковский террейн): возраст кристаллизации массива</i>	697±4 ^{циркон/U-Pb}	Верниковская А.Е. и др., 2001 ^[22]
	<i>Исаковский террейн: островодужные плагиограниты</i>	697±4 ^{циркон/U-Pb}	Лиханов И.И. и др., 2008 ^[73] , Верниковский В.А. и др., 2001 ^[19]
	<i>Становление Кутукасского лейкогранитного комплекса</i>	700-690	Неволько П.А., 2009 ^[80] , Ножкин А.Д., 2008 ^[83]
	<i>Татарско-Аяхтинский комплекс Аяхтинский комплекс Татарский комплекс</i>	690-500 690-635 619-500	Кренделев Ф.П., 1971 ^[67]
	<i>Формирование гранитоидов Татарского комплекса</i>	675-630	Верниковский В.А., 2006 ^[22]
<i>Аяхтинское месторождение: мигматит Аяхтинского массива</i>	670 ^{биотит/K-Ar}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^[120]	

Временной интервал, млн.лет	Событие	Абсолютный возраст, млн.лет (анализируемое вещество/ метод определения)	Автор, год [номер источника]
767 - 625	<i>Гурахтинский гранитный массив</i> : пегматит	653 ^{микроклин/К-Аг}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
	<i>Олимпиадинское месторождение</i> : гнейсовидный гранит <i>Чиримбинского массива</i>	643 ^{биотит/К-Аг}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
	<i>Ягуновский массив (Предивинский террейн)</i> : плагиограниты	637±5,7 ^{циркон/У-Рb}	Верниковский В.А. и др., 1999 ^[19]
	<i>Татарский (Татарский комплекс) и Чистопольский массивы</i> : граниты и лейкограниты А-типа; граниты А-типа	680 - 630 ^{циркон/У-Рb} 650 - 630	Верниковский и Верниковская, 2007 ^[18] , Верниковский В.А. и др., 2006 ^[22, 18]
	<i>Татарский гранитный комплекс</i> : образование гранитов, субщелочных лейкогранитов	630	Неволько П.А., 2009 ^[80] , Ножкин А.Д., 2008 ^[83] , Верниковская А.Е. и др., 2005 ^[11]
	<i>Татарский массив (Средневороговский комплекс)</i> : щелочные граниты, сиениты	630 - 625	Ножкин А.Д., 2008 ^[83]
	<i>Ягуновский массив (Приенисейский комплекс, Предивинский террейн)</i> : возраст кристаллизации массива, плагиограниты	628±3 ^{циркон/У-Рb}	Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya et al., 2003 ^[173]
521 - 374	<i>Район Богунайского месторождения</i> : гранит <i>Нижне-Канского гранитного массива</i>	521 ^{вал/К-Аг}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
	<i>Нижнеканский (Чистопольский) комплекс</i>	490 - 445	Кренделев Ф.П., 1971 ^[67]
	<i>Посольненский, Нижне-Канский массивы</i>	510 - 455	Верниковская А.Е., Верниковский В.А. и др., 2004 ^[16]
	<i>Столбовский комплекс</i>	410 - 380	Кренделев Ф.П., 1971 ^[67]
	<i>Район Богунайского месторождения</i> : гранит <i>Нижне-Канского гранитного массива</i>	396 - 374 ^{микроклин/К-Аг}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
IV. Безрудная гидротермальная минерализация			
1046-1106	<i>Удереysкое месторождение</i> : филлитовидные сланцы удереysкой свиты	1106-1046 ^{гидрослюда/К-Аг}	Сазонов и др., 1980; Власов В.С., 1985 ^[23]

Временной интервал, млн.лет	Событие	Абсолютный возраст, млн.лет (анализируемое вещество/ метод определения)	Автор, год [номер источника]
916	<i>Удерейское месторождение:</i> кварц-мусковит-анкеритовый прожилок	916 мусковит/К-Аг	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
754	<i>Благодатное месторождение:</i> двуслюдяной сланец кординской свиты с убогой пирротиновой минерализацией за пределами р.т.	754, 1±7,2 вал., мусковит, биотит/Rb-Sr	Сазонов А.М. и др., 2003 ^{/[117, 118, 123, 126]}
616	<i>Аяхтинское месторождение:</i> околорудно-измененный кварц-серицитовый сланец горбилкокской свиты (Аяхтинский массив)	616 вал/К-Аг	Вершинник, 2008; Томиленко и др., 2005; Неволько, 2009 ^{/[80]}
583	<i>Васильевское месторождение:</i> околорудно-измененный серицитовый сланец горбилкокской свиты	583 серицит-мусковит/К-Аг	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
550	<i>Александро-Агеевское месторождение:</i> околорудно-измененный кварц-серицитовый сланец кординской свиты	550 вал/К-Аг	Петров, 1974 ^{/[88, 89, 120]}
498	<i>Александро-Агеевское месторождение:</i> кварц-мусковитовый прожилок	498 вал/К-Аг	Петров, 1974 ^{/[88, 89, 120]}
368-364	<i>Благодатное месторождение:</i> образование зон нитевидного кварца, кварц-карбонатного, калишпат-альбитового прожилкования, связанное с поздним этапом тектонической активизации	368-364 флюорит/Rb-Sr, Sm-Nd	Сазонов А.М. и др., 2003 ^{/[117, 118, 123, 126]}
V. Оруденение золото-кварцевое, золото-арсенопирит-кварцевое			
847-682	<i>Олимпиадинское месторождение:</i> рудные цоизитовые метасоматиты	847 биотит/К-Аг	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
	<i>Енисейский кряж:</i> золото-арсенопирит-кварцевый этап рудообразования	830 - 775	Вершинник, 2008; Томиленко и др., 2006; Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Енисейский кряж:</i> формирование и преобразование золото-арсенопирит-кварцевых руд	825	Вершинник, 2008; Томиленко и др., 2006; Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Советское месторождение:</i> золото-арсенопирит-кварцевый этап	830-820 ^{/Ar-Ar} 820,3±8,2 ^{/Ar-Ar}	Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Ведугинское месторождение:</i> золото-арсенопирит-кварцевый этап	805±6,3 ^{/Ar-Ar}	Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Енисейский кряж:</i> формирование и преобразование золото-арсенопирит-кварцевых руд	805	Вершинник, 2008; Томиленко и др., 2006; Неволько, 2009 ^{/[80]}

Временной интервал, млн.лет	Событие	Абсолютный возраст, млн.лет (анализируемое вещество/ метод определения)	Автор, год [номер источника]
847-682	<i>Эльдорадинское месторождение:</i> кварц-биотитовая жила	795 ^{/K-Ar}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
	<i>Олимпиадинское месторождение:</i> золото-арсенопирит-кварцевый этап	794±15 ^{/Rb-Sr}	Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Советское месторождение:</i> золото-арсенопирит-кварцевый этап	775,8±8,1 ^{/Ar-Ar}	Неволько, 2009 ^{/[80]}
	Енисейский кряж: формирование и преобразование золото-арсенопирит-кварцевых руд	775	Вершинник, 2008; Томиленко и др., 2006; Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Ведугинское месторождение:</i> золото-арсенопирит-кварцевый этап	770±15 ^{/Rb-Sr}	Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Благодатное месторождение:</i> образование минералов первых трех стадий (предрудных изменений, пирит-пирротиновой, пирит-пирротин-арсенопиритовой). Двуслюдяной сланец слабоминерализованный (Au=0,3). Сульфидизированные разности слюдяных сланцев из рудных интервалов (Au=0,5, 0,8, 1,8). Рубеж этапа метасоматоза, отвечающего за формирование продуктивной сульфидной минерализации	754-698 754,1±7,2 ^{вал, мусковит, биотит/Rb-Sr} 753±3,5 ^{вал, мусковит/Rb-Sr} 752±10 ^{вал, мусковит/Rb-Sr} 698±13 ^{вал, мусковит/Rb-Sr}	Сазонов А.М. и др., 2003 ^{/[117, 118, 123, 126]} Полева Т.В. Полева Т.В.
	<i>Ведугинское месторождение:</i> сульфидизированный серицитолит	715 ^{серицитто-мусковит/K-Ar}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
	<i>Ведугинское месторождение:</i> Золото-полисульфидный этап	720±15 ^{/Rb-Sr} 715 ^{/K-Ar}	Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Васильевское месторождение:</i> околорудно-измененный серицитовый сланец горбллокской свиты	699 ^{серицитто-мусковит/K-Ar}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
	<i>Ведугинское месторождение:</i> сульфидизированный серицитолит	691 ^{серицитто-мусковит/K-Ar}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}
<i>Ведугинское месторождение:</i> сульфидизированный серицитолит	682 ^{серицитто-мусковит/K-Ar}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^{/[120]}	

Временной интервал, млн.лет	Событие	Абсолютный возраст, млн.лет (анализируемое вещество/ метод определения)	Автор, год [номер источника]
VI. Оруденение золото-полиметаллическое			
780 - 685	<i>Эльдорадинское месторождение:</i> сфалерит-галенитовое гнездо в кварцевой жиле	780 ^{U-Pb}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^[120]
	<i>Попутнинское месторождение:</i> золото-полисульфидный этап	762 ^{K-Ar}	Неволько, 2009 ^[80]
	<i>Раздольненское месторождение:</i> золото-полисульфидный этап	735 ^{K-Ar}	Неволько, 2009 ^[80]
	<i>Попутнинское месторождение:</i> золото-полисульфидный этап	733 ^{K-Ar}	Неволько, 2009 ^[80]
	<i>Советское месторождение:</i> золото-полисульфидный этап	730 ^{Ar-Ar}	Неволько, 2009 ^[80]
	Енисейский кряж: Золото-полисульфидный этап (образование основной массы золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд)	720-710	Вершинник, 2008; Томиленко и др., 2006; Неволько, 2009 ^[80]
	<i>Удерейское месторождение:</i> золото-полисульфидный этап	711,6±3,4 ^{Ar-Ar}	Неволько, 2009 ^[80]
	<i>Попутнинское месторождение:</i> золото-полисульфидный этап	705 ^{K-Ar}	Неволько, 2009 ^[80]
	<i>Удерейское месторождение:</i> сурьмяный золото-арсениопиритовый этап. Формирование серицитового прожилка во вкрапленной руде	684,4±5,6 ^{Ar-Ar}	Неволько, 2009 ^[80]
538 - 526	<i>Богунайское месторождение:</i> флогопитовая оторочка кварцевой золотоносной жилы	538-526 ^{флогопит/ K-Ar}	Сазонов А.М. и др., 1998 ^[120]
	<i>Эльдорадинское месторождение:</i> околорудно-измененный сланец	529 ^{K-Ar}	Петров, 1974 ^[88, 89, 120]
368 - 364	<i>Благодатное месторождение:</i> кварц-карбонатные прожилки с флюоритовой и сульфидно-полиметаллической минерализацией	368±23 ^{флюорит/Sm-Nd} 364±13 ^{флюорит/Rb-Sr}	Сазонов А.М. и др., 2003 ^[117, 118, 123, 126]

Временной интервал, млн.лет	Событие	Абсолютный возраст, млн.лет (анализируемое вещество/ метод определения)	Автор, год [номер источника]
VII. Оруденение сурьмяное-, сурьмяно-антимонитовое			
677 - 605	<i>Енисейский кряж</i> : сурьмяный антимонитовый этап	676-643	Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Удерейское месторождение</i> : сурьмяный антимонитовый этап	676,6±2,8 ^{/Ar-Ar} 673±13 ^{/K-Ar}	Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Удерейское месторождение</i> : сурьмяный золото-арсенопиритовый этап. Серицит+вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды с золотом + сурьмяное оруденение	670,1±5,6 ^{/Ar-Ar}	Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Удерейское месторождение</i> : сурьмяный антимонитовый этап	663±22 ^{/K-Ar} 664±36 ^{/K-Ar} 659,1±5,7 ^{/Ar-Ar} 643,2±2,8 ^{/Ar-Ar}	Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Удерейское месторождение</i> : образование кварц-антимонитовых жил	652 - 605 ^{гидрослода/K-Ar}	Сазонов и др., 1980; Власов В.С., 1985 ^{/[23]}
	<i>Олимпиадинское месторождение</i> : сурьмяный антимонитовый этап	615±15 ^{/Rb-Sr}	Неволько, 2009 ^{/[80]}
	<i>Удерейское месторождение</i> : сурьмяные руды	605 ^{руда/K-Ar}	Ли, 1985 ^{/[72, 120]}
	<i>Удерейское месторождение</i> : сурьмяный антимонитовый этап	605±30 ^{/K-Ar}	Неволько, 2009 ^{/[80]}

Примечание. Датировки по метаморфизму региональному и локальному; гранитоидному магматизму; безрудной гидротермальной минерализации и оруденению даны в соответствии с рис. 4.8. Внутри подразделений **жирным** и **жирным курсивом** выделены данные по **Енисейскому кряжу** в целом и по **Кренделеву, 1971** (сборные данные более чем 20-ти авторов, в т.ч. таких как: Артемов, Герлинг, Богдасарян, Гукасян, Волобуев, Зыков, Ступникова, Мусатов, Гаврилов, Жиров, Крюков, Ножкин, Свешников, Гаррис, Казаков, Келлер, Кононова, Тугаринов и др.; для определения датировок использовались Rb-Sr, Pb-Th, Pb-U, K-Ar, Pb-Pb и др. методы определения). *Курсивом* набраны названия месторождений, массивов, комплексов, свит, серий, террейнов. [120] – цифры в квадратных скобках – номер источника из списка литературы

Монография

**Полева Татьяна Владимировна,
Сазонов Анатолий Максимович**

**Геология золоторудного
месторождения Благодатное
в Енисейском крае**

Верстка Е.О. Мельцас
Сдано в набор 10.03.12
Подписано в печать 15.03.12
Формат 148 х 210
Объем 16,9 п.л.
Тираж 1000 экз.

Институт исследования товародвижения
и конъюнктуры оптового рынка
125319, Москва, ул. Черняховского, д. 16

Тел./факс 8 (499) 156-75-41, тел. 8 (499) 152-18-23

E-mail: monograph@itkor.ru, melcase@mail.ru

www.itkor.ru

Совместный проект



Институт ИТКОР



**Издательский дом
«Экономическая газета»**

Издание авторских монографий

Мы гарантируем:

- СКОРОСТЬ
Необходимый Вам тираж издается в течение 30 дней
- КАЧЕСТВО
Монографии оформляются с выполнением всех требований для научных изданий

Мы предлагаем:

- присвоение международного кода ISBN
- допечатная подготовка: редактирование, корректура, верстка
- печать
- обязательная рассылка в Книжную палату РФ
- проведение независимого рецензирования научных работ

E-mail: monograph@itkor.ru, melcaseo@mail.ru

тел.: 8(499)152-18-23, 8-903-122-51-20

125319, Москва, ул. Черняховского, 16

www.itkor.ru

Подписка на журнал «**Финансовая жизнь**»

• в электронном каталоге “Российская периодика” (ЭК) на сайте www.palt.ru ;

• на почте, на основании Объединенного каталога “Пресса России” (индекс журнала - 42300), заполнив подписной абонемент (форма Ф.СП-1).

Подробности на сайте www.flife-online.ru



*Журнал
«Финансовая жизнь» –
это периодическое научно-
практическое издание
для руководителей
и специалистов коммерческих
компаний, банков,
преподавателей, аспирантов
и студентов экономических
факультетов и специальностей.
Целью журнала является
объединение профессионалов
финансовой, банковской и
налоговой сферы, а также
сближение науки, образования и
бизнеса.*