

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Национальный исследовательский Томский политехнический университет»

На правах рукописи

Левочская Дарья Валентиновна

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ЗОЛУРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
СВЕТЛОЕ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)**

Специальность:

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

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
Доктор геолого-минералогических
наук, профессор Мазуров А.К.

Томск – 2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
1. ОБЗОР РАНЕЕ ПРОВЕДЁННЫХ РАБОТ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ СВЕТЛОЕ	10
2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	24
3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОЕ.....	29
3.1 Стратиграфия	29
3.2 Магматизм.....	34
3.3 Тектоника	38
4. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОЕ.....	44
4.1 Тектурные особенности кварца	53
4.2 Метасоматическая зональность рудной зоны Эми	54
4.3 Метасоматическая зональность рудных зон Елена, Людмила, Тамара.....	59
4.4 Метасоматическая зональность рудной зоны Лариса.....	63
4.5 Выводы.....	65
5. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ	67
5.1. Самородные элементы	67
5.2 Сульфиды	75
5.3 Блёклые руды	83
5.4 Теллуриды и прочие минералы	93
6. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ.....	102
6.1 Флюидные включения рудной зоны Эми.....	102
6.2 Флюидные включения рудной зоны Елена	105
6.3 Флюидные включения рудной зоны Лариса	107
6.4 Флюидные включения рудной зоны Людмила	108
6.5 Термодинамические закономерности рудообразующего процесса.....	109
6.6 Выводы.....	113
7. МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ РУД И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОЕ	115
7.1 Гидротермальный этап.....	118
7.1.1. Околорудная стадия.....	118
7.1.2 Рудная стадия	122
7.2 Гипергенная эпоха	128
7.3 Выводы.....	131
8. КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОЕ	139
8.1 Метасоматические критерии	139

8.2 Минералогические критерии	140
8.3 Термодинамические критерии.....	142
9. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОЕ	144
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	150
ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ОБОЗНАЧЕНИЯ, СОКРАЩЕНИЯ	152
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	153
СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ	161

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования обусловлена, с одной стороны, благоприятной конъюнктурой, сложившейся на Мировом рынке золота, так как золото является стратегическим ресурсом каждой страны, поскольку представляет собой важный актив финансово-экономической системы, от которого зависят экономическое положение государств и валют, определяющееся золотовалютными запасами. Геополитическая напряженность и, как следствие, экономическая неопределённость, способствует сохранению положительной динамики цен на драгоценный металл, так как золото является инструментом сохранения финансовых активов и консервативного инвестирования.

С другой стороны, важным является фактор истощения минерально-сырьевой базы традиционных типов золотых руд, известных объектов, целых добывающих регионов, что приводит к перенесению фокуса внимания на новые типы минерального сырья и недостаточно изученные регионы, такие как Дальний Восток России.

Золотосеребряные эпитермальное месторождения Тихоокеанского рудного пояса известны и эксплуатируются в Северной и Южной Америке, Новой Зеландии, Японии, на островах Фиджи, о. Суматра, о. Ява, о. Сулавеси, Папуа-Новой Гвинее, Филиппинах и на Северо-Востоке России. Значительная удалённость месторождений Северо-Востока России от энергетической и транспортной инфраструктуры, низкие средние содержания благородных металлов не позволяли рассматривать их в качестве минерально-сырьевой базы золота в предыдущие периоды. Однако, совершенствование технологий цианистого кучного выщелачивания: подача подогретых растворов, использование высокотехнологичных подложек под штабель, исключающих влияние многолетнемерзлых пород; конъюнктура рынка, позволяющая вовлекать в отработку руды с весьма низкими содержаниями полезного компонента – делают месторождения указанного типа привлекательными для эксплуатации.

Поэтому, учитывая относительно слабую опосредованность российского сегмента вулканогенных поясов Тихоокеанского кольца, проблема прогнозирования, оценки и изучения золото-серебряных эпитермальных месторождений является одной из актуальных задач для расширения минерально-сырьевой базы региона.

Целью настоящей работы является изучение вещественного состава и условий формирования Au-Ag месторождения Светлое, выделение закономерностей, признаков и критериев рудоносности, пригодных для локального прогноза в пределах перспективных поисковых площадей.

Для решения обозначенной цели выделены следующие **задачи**:

1. Определить главные минеральные ассоциации и этапы рудообразования, на основе комплексного анализа вещественного состава руд и метасоматитов с помощью традиционного минералого-петрографического подхода и прецизионных способов исследования вещества.

2. Реконструировать термодинамические условия формирования месторождения Светлое, определить типы эпитермального оруденения.

3. Разработать генетическую модель формирования месторождения Светлое, выделить признаки и критерии рудоносности.

Степень разработанности темы исследования. Рудопроявление Светлое выявлено в результате геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 (Шпак, 1974). Поисковые работы выполнены в 1975 г. Они включали поисковые маршруты, проходку единичных шурфов и канав, электро- и магниторазведку. Дана первичная характеристика гидротермально-метасоматических образований рудопроявления (Фролов, 1977). Площадные поисковые, оценочные и разведочные работы выполнены на месторождении Светлое в 2000-2010 гг. (Сахьянов, 2010; Литвинов, 2012). Открыта ранее неизвестная рудная зона Эми. Характеристика рудовмещающего массива вторичных кварцитов приведена в работах (Мишин, 2011), отрывочные данные о геологическом строении, специфической рудной минерализации зоны Эми в сообщениях (Alderton, 2007; Колесников, 2007; Иванов, 2011). На этапе эксплуатации месторождения (2011 г. – настоящее время) изучение вещественного состава руд направлены на установление технологических свойств. До настоящего момента не было выполнено детальное исследование минеральных ассоциаций, выделение этапов рудообразования, установление метасоматической зональности для рудных зон, не реконструированы термодинамические условия рудообразования.

Фактический материал и методика выполненных исследований. Основой работы является каменный материал, отобранный в ходе полевых работ 2019 года: образцы вмещающих пород и руд (> 700), отобранных из керна скважин колонкового бурения и бортов карьеров рудных зон Тамара, Лариса, Людмила, Елена, Эми эпитермального золоторудного месторождения Светлое (недропользователь ООО «Светлое», входит в АО «Полиметалл УК»). Положения работы базируются на аналитических данных и литературных материалах. Автором выполнен минераграфический и петрографический анализы полированных шлифов и аншлифов (> 300 препаратов), обработаны данные сканирующей электронной микроскопии с локальным рентгеноспектральным анализом (> 200 препаратов), микрометрии и Рамановской спектроскопии двуполированных пластин (>

50 препаратов), рентгенодифракционного анализа (> 50 препаратов), инфракрасной спектроскопии, термического анализа (около 100 определений).

Анализ полученных результатов выполнен с применением опубликованных литературных источников, фондовых материалов по месторождению Светлое и его окрестностям. Графическое представление и обработка данных исследования выполнены с применением программных комплексов Microsoft Office, Corel Draw Graphics Suite 2020, ArcMap 10.8.1.

Основные защищаемые положения

1. Оруденение эпитермального месторождения Светлое приурочено к зонально построенным телам вторичных кварцитов, образованных в вулканитах среднего и основного состава хетанинской свиты (K_{ht}), вмещающих рудную зону Эми и кислых вулканитах уракской свиты (K_{ur}), с которыми связаны рудные зоны Людмила, Тамара, Елена и Лариса. Оруденение представлено тремя минеральными ассоциациями (ступенями): пирит-кварцевой, голдфилдит-пирит-кварцевой, золото-серебро-теллуридно-полиметаллической.
2. Ранние минеральные ассоциации месторождения Светлое: пирит-кварцевая и голдфилдит-пирит-кварцевая сформировались при воздействии кислотнос-сульфатных растворов (HS-тип) с последующим отложением золото-серебро-теллуридно-полиметаллической продуктивной ассоциации (IS-тип), сопровождающейся обилием теллуридов и самородного теллура. Au-Ag и Au-Ag-Te типы оруденения проявлены в поздней продуктивной минеральной ассоциации и продуктах ее переотложения при процессах гипергенеза.
3. Разработана генетическая модель формирования месторождения Светлое, характеризующаяся следующими параметрами: оруденение формировалось при температурах 337-205°C, при давлении 20-140 бар, из флюида низкой солёности (0-0.18 мас. % NaCl-эквивалент), связанного со становлением уракской вулканоплутонической системы. Месторождение характеризуется составом руд и метасоматитов, специфичных для эпитермального кислотно-умеренно-сульфатного оруденения.

Научная новизна полученных результатов. Впервые разработана парагенетическая схема основных минеральных ассоциаций в соответствии со стадиями рудообразования месторождения Светлое. Установлен термодинамический режим образования рудных зон, определены типы эпитермального благороднометалльного оруденения.

Установлены закономерности локализации, критерии и признаки золотого эпитеpmального оруденения, характерные для месторождения Светлое, которые могут быть использованы для прогнозирования рудных зон как в пределах поисковых площадей Ульинского прогиба Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, так и за его пределами.

Практическая значимость. Результаты исследований могут быть использованы на стадии прогнозирования, поисков и оценки эпитеpmальных объектов кислотно-сульфатного и умеренно-кислого типов Уенминского рудно-россыпного узла и других районов.

Личный вклад автора заключается в постановке цели и задач, выборе методики исследований, в организации, непосредственном участии в полевом этапе исследований, отборе проб, описании шлифов, аншлифов. Автором лично сформулированы защищаемые положения, проведена статистическая обработка и обобщение полученных результатов, которые изложены в диссертационной работе.

Апробации результатов работы и публикации. По теме диссертации опубликованы 4 печатные работы, в том числе в реферируемых изданиях, включенный в перечень ВАК и базу данных Scopus – 3 публикации. Положения диссертации были представлены на XXV, XXVI, XXVII Международных симпозиумах им. академика А.М. Усова (г. Томск), XII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» (ЦНИГРИ, г. Москва), Годичных собраниях Российского минералогического общества «Минералого-геохимические исследования для решения проблем петро- и рудогенеза, выявления новых видов минерального сырья и их рационального использования» и Фёдоровской сессии (Санкт-Петербургский горный университет), «Минералогические исследования в интересах развития минерально-сырьевого комплекса России и создания современных технологий» (КНЦ РАН, г. Апатиты).

Результаты исследований включены в технический отчёт, изложены в статье корпоративного журнала и продемонстрированы в рамках постоянно действующего геологического совещания при заместителе генерального директора по минерально-сырьевым ресурсам АО «Полиметалл УК» (г. Санкт-Петербург). Сформулированные критерии и рекомендации использованы сотрудниками геологической службы Хабаровского филиала АО «Полиметалл УК» в прогнозно-поисковых работах в пределах Ульинского прогиба (Охотский район, Хабаровский край).

Часть диссертационного исследования была выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект №FSWW-2023-0010).

Объём и структура работы. Диссертационная работа общим объёмом 170 страниц состоит из введения, текста 9 глав, заключения, содержит 77 рисунков и 24 таблицы.

Во *введении* обоснована актуальность выполненных исследований, приведены цель и задачи работы. В *первой главе* дан аналитический обзор истории ранее проведённых на месторождении Светлое работ, выделены 4 этапа изучения геологического строения, вещественного состава руд и вмещающих оруденение пород. Во *второй главе* приведена методика выполненных исследований. *Третья глава* содержит информацию о геологическом строении, геолого-структурной позиции месторождения Светлое. В *четвёртой главе* приведены данные о гидротермально-метасоматических образованиях, детально описана метасоматическая зональность, характеризующая особенности пяти рудных зон месторождения. *Пятая глава* содержит результаты изучения минералого-геохимических особенностей рудной минерализации. Детально описаны типоморфные особенности, химический состав, минералогическая зональность. *Шестая глава* включает информацию об условиях образования месторождения Светлое, результатах исследований газовой-жидких включений, реконструкции термодинамического режима формирования рудных зон месторождения Светлое. В *седьмой главе* приведены данные об установленных минеральных ассоциациях, описаны последовательность и выявленные закономерности процессов минералообразования. В результирующей части представлены парагенетическая схема минералообразования. В *восьмой главе* описаны метасоматические, минералогические и термодинамические критерии рудоносности месторождения Светлое, описан алгоритм интеграции выявленных критериев в прогнозно-поисковый комплекс работ. В *девятой главе* приведена схематическая генетическая модель формирования эпитепимального месторождения Светлое. В *заключении* перечислены основные выводы, подведены итоги исследования.

Благодарности

Автор работы благодарна за поддержку, помощь в разработке темы диссертационного исследования научному руководителю доктору геолого-минералогических наук, профессору Мазурову Алексею Карповичу.

Автор глубоко признательна доктору геолого-минералогических наук Ананьеву Юрию Сергеевичу, кандидату геолого-минералогических наук Савиновой Олесе Вячеславовне, кандидату геолого-минералогических наук Рудмину Максиму Андреевичу,

кандидату геолого-минералогических наук Рубану Алексею Сергеевичу за помощь в организации, выполнении и бесценные советы при написании текста разделов диссертации.

Особую благодарность автор выражает кандидату геолого-минералогических наук Якич Тамаре Юрьевне за бесконечную поддержку, мотивацию, консультации, совокупность которых привела к своевременному завершению работы.

Автор благодарит сотрудников компании АО «Полиметалл УК»: заместителя генерального директора по минерально-сырьевым ресурсам Трушина Сергея Ивановича и директора дирекции геологоразведочных проектов Хабаровского филиала кандидата геолого-минералогических наук Лесняка Дмитрия Викторовича за предоставление возможности выполнения диссертационного исследования.

1. ОБЗОР РАНЕЕ ПРОВЕДЁННЫХ РАБОТ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ СВЕТЛОЕ

Работы, предшествующие открытию месторождения Светлое, носили региональный характер. Основными направлениями исследований являлись геологическое картирование и аэрогеофизическая съёмка. Поисковые работы были ориентированы на выявление коренных и россыпных месторождений золота.

В изучении рудопроявления, а затем месторождения Светлое можно выделить 4 основных этапа.

Первый этап, предшествующий открытию месторождения Светлое. Работы 1930-1960 гг. Первые работы на юго-западе Охотского района Хабаровского края проводились в 1933-1934 г. трестом «Амурзолото», а также старательскими артелями и носили поисковый характер. В районе сохранились остатки разведочных горных выработок, датированные 1933-1934 гг. Линии шурфов были пройдены по ручьям Буралкит, Майок. Колка, Амундакит, Восточный. Сведений о результатах работ не сохранилось.

В 1936 г. по заданию НИГРИЗолото Серпуховым В.И. была проведена геологическая съёмка масштаба 1:500 000 в бассейне р. Нудыми. Перспективы золотоносности района были оценены отрицательно.

В 1944-1945 г. партией Охотской РайГРУ под руководством Куцаенко В.А., Трушковой Н.И., Воронко Т.П., Петишкина В.И., Ипатова М.П. проведено площадное рекогносцировочное картирование масштаба 1:500 000.

В 1945 г. по рекомендации Ипатова М.П. в бассейне р. Секча были проведены съёмочные и поисковые работы масштаба 1:1 000 000 Уенминской партией Охотского РайГРУ под руководством Лисицина А.А. В результате работ были составлены геологические карты масштаба 1:500 000 на глазомерной топоснове (в дальнейшем карты были переоценены до масштаба 1:1 000 000). По результатам работ дана оценка перспектив, преимущественно, россыпной золотоносности района, Восточная часть трапеции О-54-52 оценена авторами (Воротко Т.П., Куцаенко В.А.) как перспективная на поиски россыпного золота. Источниками сноса самородного золота в аллювиальных отложениях авторы считают зоны пиритизации и маломощные кварцевые жилы. Наиболее перспективными для поисков россыпного золота признаны долины рр. Ульи, Амундакит, Колка (Федотов С.И., Ипатов М.П., Лисицин А.А.).

В 1945 г. поисковая партия «Золторазведки» под руководством Петрова В.Я. в результате поискового опробования аллювиальных отложений на золото установила знаковую золотоносность бассейна р. Колка.

В 1946 г. Кондакитская партия Охотского РайГРУ под руководством Баранцевича А.А. провела детальное шлиховое опробование и шурфовочные работы по р. Амундакит и Алядакан (в верховьях которого в последствии будет открыто месторождение Светлое).

В 1958 г. в районе была проведена аэромагнитная съёмка масштаба 1:200 000 Алданской экспедицией ВАГТа под руководством Херувимовой Е.Г. Было установлено, что район имеет сложное неоднородное строение магнитного поля и входит в обширную аномальную зону северо-восточного простирания.

В 1959 г. Чертовских Г.Н. на основании перечисленных выше материалов и дешифрирования космоснимков, была составлена геологическая карта листа О-54 масштаба 1: 1 000 000 и записка к ней.

В 1964 г. в бассейне р. Амундакит поисковые работы на золото и детальную геологическую съёмку масштаба 1:25 000 провёл наземный заверочный отряд Охотской аэромагнитной партии ЦГЭ СВГУ под руководством Задорожко Л.И., Старникова Ю.Г. В результате этих работ была выявлена зона гидротермально изменённых пород. Содержание золота, по данным пробирного анализа, не превышало 0.8 г/т, серебра – 10 г/т. Несмотря на это авторы высоко оценили перспективность района на коренную золотоносность (Фролов, 1977; Литвинов 2012).

Второй этап поисковых исследований на рудопроявлении Светлое. Работы 1970-1980 гг. С 1970 – 1980 гг. выявление рудопроявления Светлое в рамках геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 и детальные поисковые работы (партия I Аэрогеологической экспедиции №2 объединения «Аэрогеология»): выполнены микроскопические исследования основных петрографических разностей, описана морфология золота, проведена оценка «ориентировочных геологических запасов» золота (Фролов, 1977; Шпак, 1979).

В 1973 г. были закончены геолого-съёмочные работы масштаба 1:200 000, проводимые Аэрогеологической экспедицией №2, партией 22 (нач.партии Шпак Н.С.) на территории листа О-54-XIV. В процессе этих работ был выявлен ряд участков коренной золотоносности, рекомендованных для постановки детальных работ в том числе и участок «Светлый». Была дана прогнозная оценка района, указывающая на его высокую перспективность, с рекомендацией постановки в пределах листа О-54-52 поисково-съёмочных работ масштаба 1:50 000 (Фролов, 1977).

Проявление «Светлый» установлено на водоразделе рр. Алалинджи (Алалинды) и Онёмны, расположенное в периферической части Дюльбакинской структуры проседания. Выявлено поле вторичных кварцитов общей площадью 11 км², сложенное монокварцевыми (5 км²), кварц-серицитовыми (4 км²), кварц-диккитовыми (2 км²) кварцитами в

горизонтально залегающих верхнемеловых лавах дацитов уракской свиты, прорванных гранит-порфирами. Отмечена интенсивная пиритизация пород. В штуфных пробах установлены содержания золота до 8 г/т.

Сделан вывод о высокой перспективности рудопроявления из-за значительной площади развития метасоматических пород, высоких содержаний металла. Рекомендовано проведение поисковых работ масштаба 1:10 000 (Шпак, 1974).

В 1974-1975 гг. на рудопроявлении Светлое проведены детальные поисковые работы партией №I Аэрогеологической экспедиции № 2 объединения «Аэрогеология».

Виды и объемы работ, выполненные на рудопроявлении «Светлое», приведены в Таблице 1.

Таблица 1.1 - Рудопроявление Светлое. Объемы выполненных работ за 1974-1975 гг., «Аэрогеология»

Виды работ	Ед. изм.	Объёмы	
		1974 г.	1975 г.
Поисковые маршруты	км	380	500
Проходка канав	м ³	-	1258
Проходка шурфов	м	150	384
Опробование бороздвое	проб	-	250
Опробование точечное	проб	200	744
Опробование шлиховое	проб	600	900
Опробование геохимическое	проб	286	90
Магниторазведка	пр.см	-	144.8
Электроразведка	пр.см	-	117.0

По результатам работ была составлена схематическая геологическая карта рудопроявления Светлое масштаба 1:10 000, выполнено петрографическое описание слагающих рудопроявление пород.

Гидротермальные образования разделены на три стадии: предрудную, рудную и пострудную. Важное внимание уделено петрографическому описанию разностей пород. Состав глинистых минералов подтвержден данными термического анализа.

Предрудная стадия охарактеризована метасоматической колонкой от пропицитов до вторичных кварцитов. Рассчитан баланс привноса-выноса вещества по методу Наквника Н.И. (1958), установлено, что золотоносность минеральных фаз вторичных кварцитов варьирует в широких пределах. Сделано предположение, что метасоматиты являются производными мелового магматизма.

К рудной стадии отнесены зоны пористого брекчиевого кварца, кварцевых брекчий, кварцевых жил, кварц-прожилковых зон. Сделаны выводы о том, что образование пород

рудной стадии произошло на следующем этапе формирования рудопоявления Светлое после тектонической и магматической активизации.

«Ориентировочные геологические запасы» золота оценены для рудопоявления Светлое в 159 т при подвеске на 100 м (123 т в брекчиевидном кварце, 8 т в кварцевых брекчиях, 28 т в зонах тонкопрожилкового окварцевания).

К пострудной стадии отнесены аргиллизированные породы и кварц-баритовые жилы.

Выполнено изучение поведения химических элементов (Фролов, 1977). Использованы химические (Таблица 1.2) анализы пород. Баланс привноса-выноса вещества был рассчитан по методу Наковника Н.И. (1958) для чего были выбраны наиболее характерные химические анализы всех фаций вторичных кварцитов (Таблица 1.3). Результаты расчётов изображены в виде диаграмм (Рисунок 1). Из анализа диаграмм сделаны следующие выводы:

1. При содержании кремнезёма в покровных дацитах в пределах 65-70% во вторичных кварцитах его количество уменьшается и достигает минимального в переходной диккит-алунит-кварцевой фации. Большой привнос кремнезёма (до 97%) свойственен монокварцевой фации.

2. Глинозём обнаруживает высокую подвижность, образуя зоны обогащения и обеднения. Процесс метасоматоза идёт с привносом глинозёма, достигая максимума при образовании переходной диккит-алунит-кварцевой фации (152%), далее его количество уменьшается. Образование монокварцевой фации происходит с резким выносом глинозёма (80%).

3. Щелочные металлы (K, Na, Ca, Mg) ведут себя различно в процессе образования вторичных кварцитов. Однозначно ведут себя Ca и Mg – они выносятся из всех фаций. Относительная разница в содержаниях 75-90% тоже выносятся из всех фаций. Только в диккит-кварцевой и алунит-кварцевой фациях часть Na, выщелоченного из пород, может.

Таблица 1.2 - Химический состав (вес.%) вторичных кварцитов (Фролов, 1977)

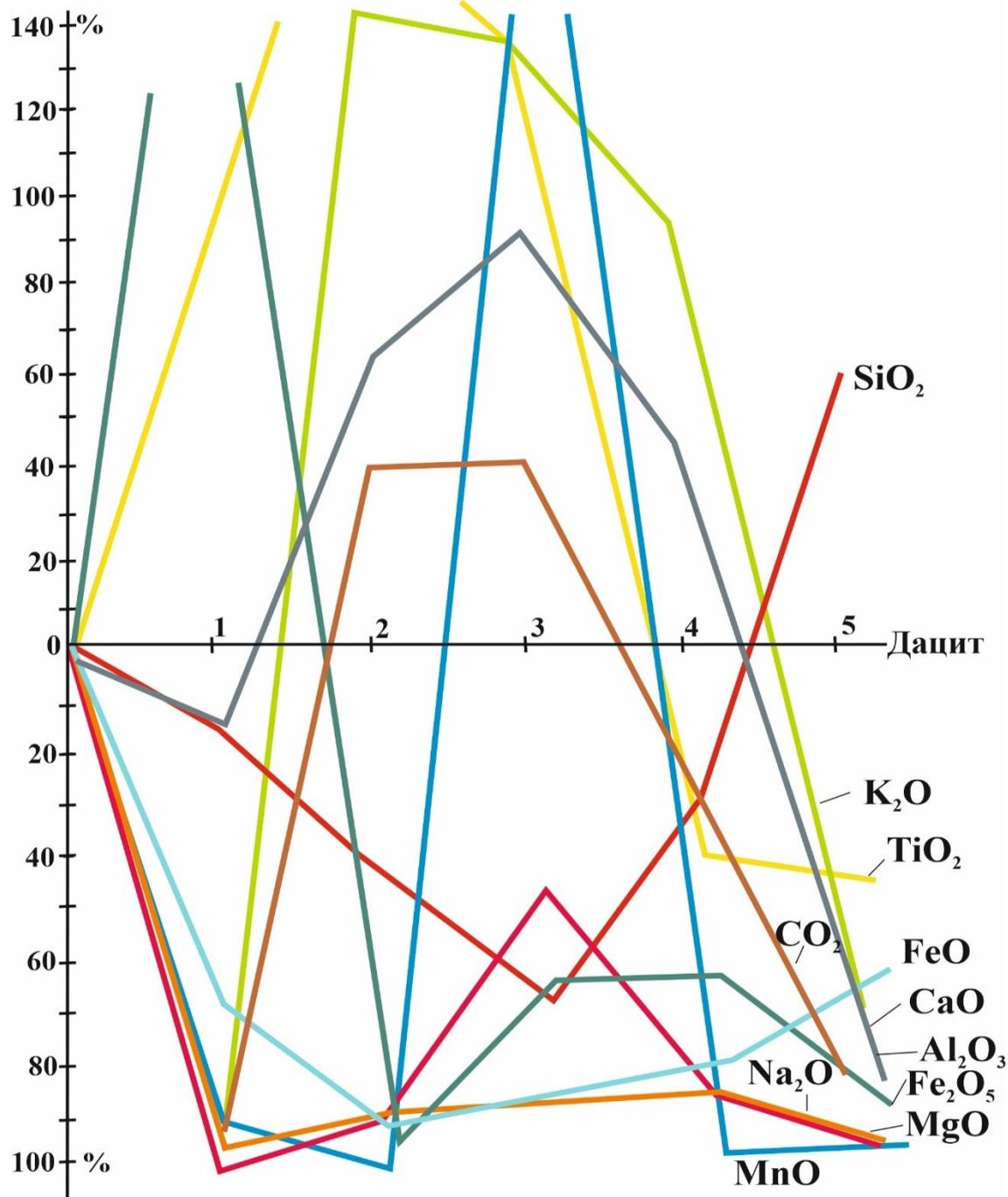
Окисел	Номер пробы												
	1286	1243	1244	1561	1318	1563	1334	1235	1516	1363	1303/1	1320	1517
	Гидрослюдистые* (серицитовые) вторичные кварциты	Гидрослюдисто* (серицит)-диккитовые вторичные кварциты	Диккитовые вторичные кварциты			Диккит- алунитовые вторичные кварциты	Алунитовые вторичные кварциты			Монокварциты			
SiO ₂	54,7	56,1	33,98	42,98	33	19,1	43,7	43,26	49,8	97,2	96,24	95,28	93,9
Al ₂ O ₃	14,5	25,4	27,55	21,91	28,1	32,28	23,45	21,46	19,4	0,8	0,98	0,13	1,07
Fe ₂ O ₃	19,04	1,16	0,12	1,61	0,12	1	1	0,11	сл.	0,24	0,38	1,01	сл.
FeO	0,57	0,35	0,14	0,28	0,14	0,21	0,28	0,5	0,86	0,57	0,43	0,43	1,76
TiO ₂	1,09	0,78	1,4	0,72	1,5	1,27	0,3	0,3	0,49	0,28	1,08	0,25	0,52
MnO	0,01	сл.	сл.	0,01	сл.	0,28	сл.	сл.	сл.	сл.	0,02	0,16	0,01
CaO	0,49	0,48	0,48	0,49	0,48	0,72	0,59	0,48	0,49	0,49	0,5	0,5	0,49
MgO	0,17	0,17	0,17	0,09	0,2	0,17	0,17	0,34	0,17	сл.	0,18	0,18	сл.
K ₂ O	сл.	сл.	5,29	3,34	5,3	5,1	4,13	4,74	2,98	сл.	сл.	сл.	сл.
Na ₂ O	сл.	0,08	0,36	1,24	0,38	2,17	0,4	0,66	0,92	сл.	сл.	сл.	сл.
SO ₃	0,22	сл.	0,12	0,27	0,2	0,39	0,28	0,21	0,22	0,01	0,08	0,07	0,07
P ₂ O ₅	0,1	0,26	0,28	0,2	0,2	0,28	0,2	0,23	0,22	сл.	0,04	0,24	0,02
ппп	9,21	8,02	29,5	26,7	31,2	36,1	25,53	25,09	24,55	0,42	0,31	1,21	2,94
Сумма	100,1	92,8	99,4	99,8	100,82	99,1	100,03	97,4	100,1	100	100,2	99,5	100,8

* Использована терминология авторов. Термин «гидрослюды» является устаревшим и должен быть заменён на «минералы группы слюд с дефицитом межслоевых катионов», возможно, имелся в виду иллит

Таблица 1.3 - Таблица пересчёта к диаграмме «привнос-вынос» (Фролов, 1977)

Окисел	Дацит	Серицитовые кварциты			Диккитовые кварциты			Диккиг-алунитовые кварциты			Алунитовые кварциты			Монокварциты		
	не приведён	вес.%	%	отн.%	вес.%	%	отн.%	вес.%	%	отн.%	вес.%	%	отн.%	вес.%	%	отн.%
	с-1317	с-1286			с-1244			с-1563			с-1334			с-1353		
SiO ₂	64,88	54,7	15,7	-	33,98	47,63	-	19,1	70,56	-	43,72	32,61	-	97,2	49,82	+
Al ₂ O ₃	17,35	14,5	16,4	-	27,55	58,79	+	32,28	86,05	+	23,45	35,16	+	0,8	95,39	-
Fe ₂ O ₃	3,15	19,04	504	+	0,12	96,19	-	1	68,25	-	1	68,25	-	0,24	92,38	-
FeO	1,88	0,57	69,6	-	0,14	92,55	-	0,21	88,83	-	0,28	85,11	-	0,57	69,68	-
TiO ₂	0,55	1,09	98,1	+	1,4	154,5	+	1,27	130,9	+	0,3	45,45	-	0,28	50,91	-
MnO	0,1	0,01	90	-	сл.	100	-	0,28	180	+	сл.	100	-	сл.	100	-
CaO	2,5	0,49	80,6	-	0,48	80,8	-	0,72	71,2	-	0,59	76,4	-	0,49	80,4	-
MgO	1,68	0,17	95,4	-	0,17	89,9	-	0,17	89,9	-	0,17	89,88	-	сл.	100	-
K ₂ O	2,2	сл.	100	-	5,29	140,4	+	5,1	131,8	+	4,13	87,73	+	сл.	100	-
Na ₂ O	4,3	сл.	100	-	0,36	91,6	-	2,17	49,5	-	0,4	90,7	-	сл.	100	-
CO ₂	0,08	сл.	100	-	0,11	37,5	+	0,11	37,5	+	0,05	37,5	-	сл.	100	-

Примечание. Объёмный вес пород фаций вторичных кварцитов существенно не различается, не учитывался в процессе пересчёта



Вторичные кварциты: 1 – серицит-кварцевые, 2 – диккит-кварцевые, 3 – диккит-алуни-
кварцевые, 4 – алунитовые; 5 – монокварциты

Рисунок 1 - Диаграмма «привнос-вынос» вещества при формировании вторичных кварцитов месторождения Светлое (Фролов, 1977)

связываться в дикките и алуните. Калий в процессе метасоматоза привносится, в монокварцевой фации выносится.

4. Титан является одним из самых подвижных элементов: привнос его достигает 154%, а вынос 50%. Вынос Ti падает на алунитовую и монокварцевые фации. Привнос Ti совпадает с образованием высокоглинозёмистых пород.

5. Трёх- и двухвалентное железо ведёт себя различно. FeO, как правило, выносится, причём наименьший вынос падает на гидрослюдисто- (серицит)-кварцевую фацию. Закисное железо интенсивно привносится с началом процесса метасоматоза (300%), а затем постепенно выносится (50-95%) (Фролов, 1977)

По результатам детальных поисковых работ была дана рекомендация о переходе к поисково-оценочной стадии, материалы переданы Охотской ГРЭ (Фролов, 197).

Дальнейшие работы на рудопроявлении не выполнялись до начала 2000-х годов, основными причинами этого стали:

1. Значительная удаленность района рудопроявления от инфраструктуры при невысоких средних содержаниях металла;
2. Новый для Охотского района тип рудопроявления (эпитермальный кислотно-сульфатный) при широком развитии рудопроявлений жильного и жильно-прожилкового кварцевого и адуляр-кварцевого типов;
3. Акцент авторов отчёта на линейных минерализованных зонах, занижающий потенциал рудопроявления;
4. Значительное завышение показателя «ориентировочных геологических запасов» золота, позволяющее интерпретировать полученные результаты как очевидно завышенные.

В этот же период выполнены гравиметрическая съёмка масштаба 1:1 000 000 (Шапочка, 1976) и комплексная аэрогеофизическая съёмка масштаба 1:25 000 (Ермилова, 1980).

Третий этап поисковых, оценочных, разведочных работ на месторождении Светлое. Работы 2000-2010 гг. В 2000-2001 гг. территория рудопроявления Светлое входила в площадь поисковых работ на рудное золото, проводимых артелью старателей «Прибрежная» (Ардашев, 2002). Однако никаких геологических исследований непосредственно на рудопроявлении Светлое проведено не было. Работы были сконцентрированы на сопредельных с севера золоторудных проявлениях Ягодка, Колка и др.

ООО «ПД РУС» («Фелпс Додж Россия», принадлежащая Phelps Dodge Exploration Corporation (США), с 2005 года собственник Fortress Minerals (Канада)) на основании изучения фондовых материалов в 2001 г. провело полевую экспертную оценку

рудопроявления и по получению лицензии (2003 г.) приступило к планомерному изучению рудопроявления Светлое.

В 2003-2009 гг. выполнен комплекс поисковых работ, включавший литохимическую съёмку по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:50 000, 1:10 000, поисково-геофизические работы (наземная магниторазведка 100×20 м, СЭП-ВП 250-400×50 м). По результатам работ сделан вывод о низкой эффективности поисковых геофизических исследований (осложняющихся работой в зоне развития островных многолетнемерзлых пород и полях рассеянного пирита) и высокой эффективности геохимических методов (Литвинов, 2012).

По результатам литохимических поисков масштаба 1:50000-1:10000, канавных и буровых работ на лицензионной площади были локализованы 5 перспективных участков развития рудоносных вторичных кварцитов (в дальнейшем рудные зоны Елена, Тамара, Людмила, Лариса и Эми), на которых в 2004-2005 гг. были продолжены поисковые и поисково-оценочные горно-буровые работы (Литвинов, 2012). Следует отметить, что площадь рудной зоны Эми не изучалась работами 1974-1975 гг. (Фролов, 1977), она была установлена в ходе поисковых работ этого периода. Область распространения вторичных кварцитов в результате проведённых исследований увеличилась до 30 км².

В итоге этих работ было открыто Светлое золоторудное месторождение (2006 г.), подсчитаны оперативные запасы золота и попутного серебра по месторождению, обоснованы временные кондиции для подсчёта запасов (Колесников, 2006).

В 2006-2009 гг. поисково-оценочные работы на месторождении были продолжены. Объёмы выполненных работ за 2003-2009 гг. приведены в Таблице 2.

По итогам полевых работ 2006-2008 гг. был произведен подсчет оперативных запасов золота и попутного серебра по месторождению по состоянию на 01.05.2009 г. Суммарная авторская оценка запасов (Сахьянов, 2010) золота и серебра месторождения по категории C₁+C₂ составила: руда 9267,8 тыс. т, золото 31364 кг при среднем содержании 3,38 г/т, серебро 28028 кг при среднем содержании 1,2 г/т, что позволяет отнести месторождение Светлое к средним по объёму запасов (Сахьянов, 2010).

Новый этап геологоразведочных работ сопровождался изучением вещественного состава руд и гидротермально изменённых пород, геодинамики, магматизма, генетических особенностей месторождения.

В 2006 году представлено сообщение Алдертон Д., Брамелда Ф., где впервые описана специфическая теллуридно-висмутовая минерализация рудопроявления (далее рудная зона) Эми (Alderton, Brameld, 2006; Колесников, 2007).

В 2007 г. опубликованы тезисы коллектива авторов под руководством Колесникова А.Г. Описано зональное строение массива гидротермально изменённых пород площадью около 30 км² с переходами снизу-вверх и периферия-центр от гидрослюдистых аргиллизитов, кварц-гидрослюдистых, кварц-диккиг-алунитовых, алунит-кварцевых вторичных кварцитов к монокварцитам. Зоны пористого брекчиевого кварца и кварцевых брекчий, выделенные (Фролов, 1977) в отдельный тип наложенных рудоносных образований были классифицированы как разновидности монокварцитов пористая и брекчиевая. Морфологически установлены две разности рудоносных кварцитов:

Таблица 1.4 – Выполнение основных видов работ на месторождении Светлое в 2003-2009 гг. (Литвинов, 2012)

Виды работ	Ед. изм.	2003	2004	2006	2007	2008	2009	Всего
Литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния, 500×100 м	проба	1545						1545
Литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния, 100×40 м	проба		1852	765	359		902	3878
Механизированная проходка канав	м		606.9	1355.9	2181.3	3137.5	1109.8	8391.4
	м ³		8132.5	18169.1	29229.4	42042.5	14871.3	112445
Колонковое бурение	м	1913	1775	4748.7	7809.9	16695.4	9506.9	42449

плитообразные залежи, несущие большую часть запасов месторождения, и линейные тела. Рудная минерализация охарактеризована как убогая. Отмечена тонкодисперсная размерность золотин и их высокая проба (более 950‰) с характерными примесями Ag (1,6–3,9%), Sb (до 11%), Bi (до 5%), Pb (до 0,6%).

Установлено, что для оконтуривания рудных зон в пределах массива вторичных кварцитов успешно использован мультипликативный показатель $Au \times Ag \times Bi$, отмечена ассоциация золота с Ag, Sb, Bi, Pb во вторичных ореолах рассеяния.

Для монокварцитов рудной зоны Эми установлена температура гомогенизации флюидных включений 240-270 °С, а для прожилков и гнезд в областях развития рудной минерализации – 330-370 °С (Колесников, 2007).

В 2009 г. на месторождении было проведено объёмное картирование гидротермально изменённых пород. Отбирались образцы с поверхности рудных зон по

единичным профилям с шагом 50-100 м и из характерных скважин. Выполнены минералого-петрографические исследования, произведена диагностика отдельных минералов с использованием инфракрасной спектроскопии (портативный спектрометр ПИМА), рентгеноструктурного анализа и электронной микроскопии, выполнен анализ изотопного состава серы и кислорода. По результатам работ в 2011 г. опубликованы тезисы и статьи Иванова В.В. и Мишина Л.Ф.

В статьях Мишина Л.Ф. особое внимание уделено структурам и зональности залежей вторичных кварцитов. Установлено, что вторичные кварциты слагают разобщённые поля, представляющие собой фрагменты неравномерно эродированной залежи. Выделяется обширная пластовая залежь и субвертикальные линейные монокварцитовые килевидные и жилородные зоны. Дана общая схема метасоматической зональности, где осевую часть залежи слагают алунитовые кварциты с линзами монокварцитов, верхняя и нижняя часть залежи представлена кварц-диккитовыми кварцитами и метасоматитами, в подошве залежи описаны кварц-гидрослюдистые аргиллизиты сильно пиритизированные.

Для монокварцитов выделены массивная, пористая и брекчиевидная разновидности.

На участке Эми описаны серицитовые вторичные кварциты. Пористые монокварциты обрамляются пиррофиллит-серицитовыми с диаспором, реже с диккитом вторичными кварцитами, которые на флангах сменяются пиритизированными кварц-гидрослюдистыми породами, что, по мнению Мишина Л.Ф., связано с наибольшей эродированностью зоны Эми в сравнении с остальными участками месторождения Светлое.

Впервые описаны брекчии обрушения, развитые в верхних уровнях пластовой залежи в виде линз и гнёзд. Брекчии состоят из обломков пород, пропитанных гидроокислами железа, и гипергенного ярозита, сцементированных скорытокристаллическим гематитом.

При сравнительном анализе содержания золота и серебра в различных текстурных разновидностях монокварцитов корреляционной связи между содержаниями металла и пористостью не установлено.

Описаны геохимические особенности вторичных кварцитов и аргиллизитов месторождения Светлое: повышенные содержания Ba, As, Se, Cu, Mo, Pb и Zn, корреляция содержания золота с Ag, Ba, Se, Mo, Te, присутствие висмута в большинстве проб, но отсутствие корреляционных связей с содержаниями других рудных элементов.

На основании комплекса полученных данных Мишиным Л.Ф. были сделаны выводы о генетической природе и типе месторождения Светлое:

- Широкое распространение алунитовых и диккитовых разновидностей вторичных кварцитов позволяет отнести вторичные кварциты месторождения Светлое к

среднетемпературному типу. Поскольку на рудной зоне Эми преобладает серицитовая фация вторичных кварцитов, присутствуют диаспор и пирофиллит, то кварциты отнесены к более высокотемпературному типу.

- По результатам изучения изотопии сделан вывод, что сера пиритов месторождения имеет эндогенный характер, а состав кислорода и водорода диакитов свидетельствует о существенно метеорном составе гидротерм.

- Выделены три основных этапа минералообразования месторождения Светлое, базирующихся на изучении морфологии минералов кремнезёма: дорудный (становление вторичных кварцитов), рудный (заполнение пор и полостей колломорфным кварцем), пострудная перекристаллизация за счёт воздействия остаточных флюидов.

На основании проведенных исследований сделан вывод о необходимости проведения ревизии на всех массивах вторичных кварцитов с широко проявленной алунитовой фацией на предмет выявления золоторудных месторождений кислотно-сульфатного типа (Мишин, 2011).

Ивановым В.В. установлено, что размещение гипабиссальных и субвулканических тел подчинено системам разломов, ограничивающих фланги рудного поля. Локализация рудных зон приурочена к крутопадающим разломам высокого порядка; меридиональному (Эми), субмеридиональному (Тамара), северо-восточному (Елена), северо-западным (Лариса, Людмила), которые служили рудоподводящими каналами.

Образование пористых текстур метасоматитов, по мнению Иванова В.В., происходило вследствие газовой «продувки» неконденсированными флюидами зон кислотного выщелачивания в областях повышенной проницаемости, о чём свидетельствует образование пленочных, корковых, перепончатых сублиматов (кварц, опал, тридимит, кристабалит, сульфаты, халькогениды, простые вещества) на стенках пустот.

Изучение морфологии золота установило преобладание в рудах тонкодисперсной и ультратонкодисперсной минерализации, образование которой Ивановым В.В. объясняется механизмом «кластерной самосборки» при конденсации из газовой среды в связи с фумарольными процессами.

Для рудной зоны Эми описаны два генетических типа самородного золота: первичное и вторичное. Отмечено «сквозное» развитие висмутовой и сурьмяно-висмутовой (с теллуrom) минерализации. Описаны гипергенные минералы, в том числе редкие оксиды (оксиды TR, цинкит и теллуриит), гидроксидов и водных кислородных солей Te, Sb, S, P, As (теллурииты, антимониты, антимонитотеллурииты, теллуриитоантимониты, сульфотеллурииты, сульфоантимониты и сульфосфосфаты).

По мнению Иванова В.В. структурно-вещественные особенности оруденения Алалиндинского рудного поля (в дальнейшем месторождение Светлое) явно отличаются от прочих гидротермально-вулканогенных месторождений Северо-Востока Азии, что объясняется необычно широким проявлением здесь явлений глубокой флюидно-метасоматической проработки вмещающих пород вследствие сверхинтенсивной дегазации близко расположенного магматического очага.

Оруденение месторождения Светлое отнесено к золото-порфировому типу, а по соотношениям Au/Ag и Te/Se к золотому типу теллурическому с селеном подтипу (Иванов, 2011).

Четвертый эксплуатационный этап. Изучение, направленное на восполнение минерально-сырьевой базы. Работы 2011 г. – наше время. С 2011 г. месторождение геологоразведочные работы на месторождении Светлое проводит ОАО «Полиметалл УК» (далее ООО «Светлое»).

В 2012 г. составлен отчёт о результатах поисковых и разведочных работ в междуречье Алалиндыя – Онёмна, обобщающий результаты, полученные ООО «ПД РУС» в 2003-2009 гг. (Литвинов, 2012).

В 2014 г. были защищены постоянные разведочные кондиции для подсчёта запасов золота и серебра на месторождении Светлое с подсчётом запасов металлов по категориям C₁+C₂ по состоянию на 01.01.2013 г. (Шувал-Сергеев, 2013).

С 2016 г. на месторождении ведутся добычные и эксплуатационно-разведочные работы. С 2018 г. проводятся работы с целью прироста запасов по разведке флангов и глубоких горизонтов.

В 2019 г. был выполнен оперативный прирост запасов по рудным зонам Елена, Людмила (Лесняк, 2019), в 2020 г. – по рудной зоне Эми (Лесняк, 2020), в 2022 г. – по участкам Людмила, Елена, Эми (Архипов, 2022).

С 2019 года стала актуальна задача воспроизводства минерально-сырьевой базы месторождения Светлого и поиска аналогичных объектов для переработки руд на уже действующей фабрике кучного выщелачивания.

По результатам анализа и дешифрирования мультиспектральных космических снимков высокого пространственного разрешения (Ikonos, WorldView-1, WorldView-2, QuickBird) и низко-, среднего пространственного разрешения (Modis, Landsat, Aster) с использованием материалов радарных съёмок SRTM и AsterGDEM для получения цифровой модели рельефа была разработана иерархическая прогнозно-поисковая модель эпitherмальных-золото-серебряных месторождений кислотного сульфатного типа. Разработаны структурные и структурно-вещественные критерии регионального,

локального и детального уровня. Построены региональная, локальная и детальная космоструктурные схемы месторождения Светлое. Дан прогноз перспективности юго-восточного и восточного флангов месторождения (Ананьев, 2019).

На основании анализа спектрональных космоснимков, аэрогеофизических и площадных литохимических съёмок сформулированы критерии и признаки золотого эпитермального оруденения, пригодные для прогнозирования объектов на региональном, локальном и детальном уровнях (Лесняк, 2022).

На данный момент остались дискуссионными вопросы о генетическом типе месторождения, составе рудоносных растворов, последовательности и механизмах рудоотложения золота и попутных металлов и металлоидов (Bi, Te, Sb, Hg). Остаются нерешенными также вопросы в области объяснения разнообразия как жильной, так и сульфидной минерализации в различных рудных зонах.

Для решения этих вопросов была проделана настоящая работа, заключающаяся в комплексном исследовании вещественного состава околорудных метасоматитов, гипогенных сульфидов и золотого оруденения с использованием современных прецизионных способов исследования. На основе проведенных минералогическо-петрографических исследований с использованием современных методик выявлены основные этапы рудообразования, построены схемы метасоматической зональности и разработана парагенетическая схема минералообразования, обоснован генетический тип оруденения, предложена генетическая модель.

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для выполнения исследований в августе 2019 г. было отобрано около 700 проб из керна скважин колонкового бурения рудных зон Елена (EL0001, EL0002, EL0003, EL0004), Эми (AM0001, AM0002, AM0003, AM0004) Людмила (LD0001, LD0002), Лариса (LR0001) и взяты сколковые пробы из бортов карьеров рудных зон Елена, Эми, Тамара (TR0001, TR0002, TR0003, TR0004) (Рисунок 2.1). Отбор проб из керна скважин производился с интервалом около 3 м, охватывая все петрографические разности пород.

Для решения поставленных задач использовалась методика детальных петрографических, минералогических и термобарогеохимических исследований, имеющая следующий алгоритм:

1. минераграфический и петрографический анализы полированных шлифов и аншлифов для определения микротекстурных и структурных особенностей, общей минеральной ассоциации (изучено более 300 препаратов);
2. сканирующая электронная микроскопия с локальным рентгеноспектральным анализом как основной метод точной идентификации минералов и их ассоциаций (изучено более 200 препаратов);
3. микротермометрия и Рамановская спектрометрия двуполированных пластин для определения температур фазовых переходов, солёности и состава газовой-жидких включений (изучено более 50 препаратов);
4. диагностика минерального состава в направлении основных околорудных изменений на основе рентгенодифракционного анализа, включая детальную съемку с количественной и качественной характеристикой глинистых минералов (изучено более 50 проб);
5. для получения дополнительных минералогических характеристик (при необходимости): Рамановская или инфракрасная спектрометрия, термический анализ (около 100 определений).

Объемы изготовленных шлифов, аншлифов, пластин приведены в Таблице 2.1

Петрографические и минераграфические исследования полированных шлифов и аншлифов выполнялись на микроскопе (ZEISS Axio Imager.A2m).

Сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) или растровая электронная микроскопия (РЭМ) проводилась с использованием микроскопа TESCAN VEGA 3 SBU (TESCAN, Чехия), оснащенного приставкой для рентгенофлуоресцентного

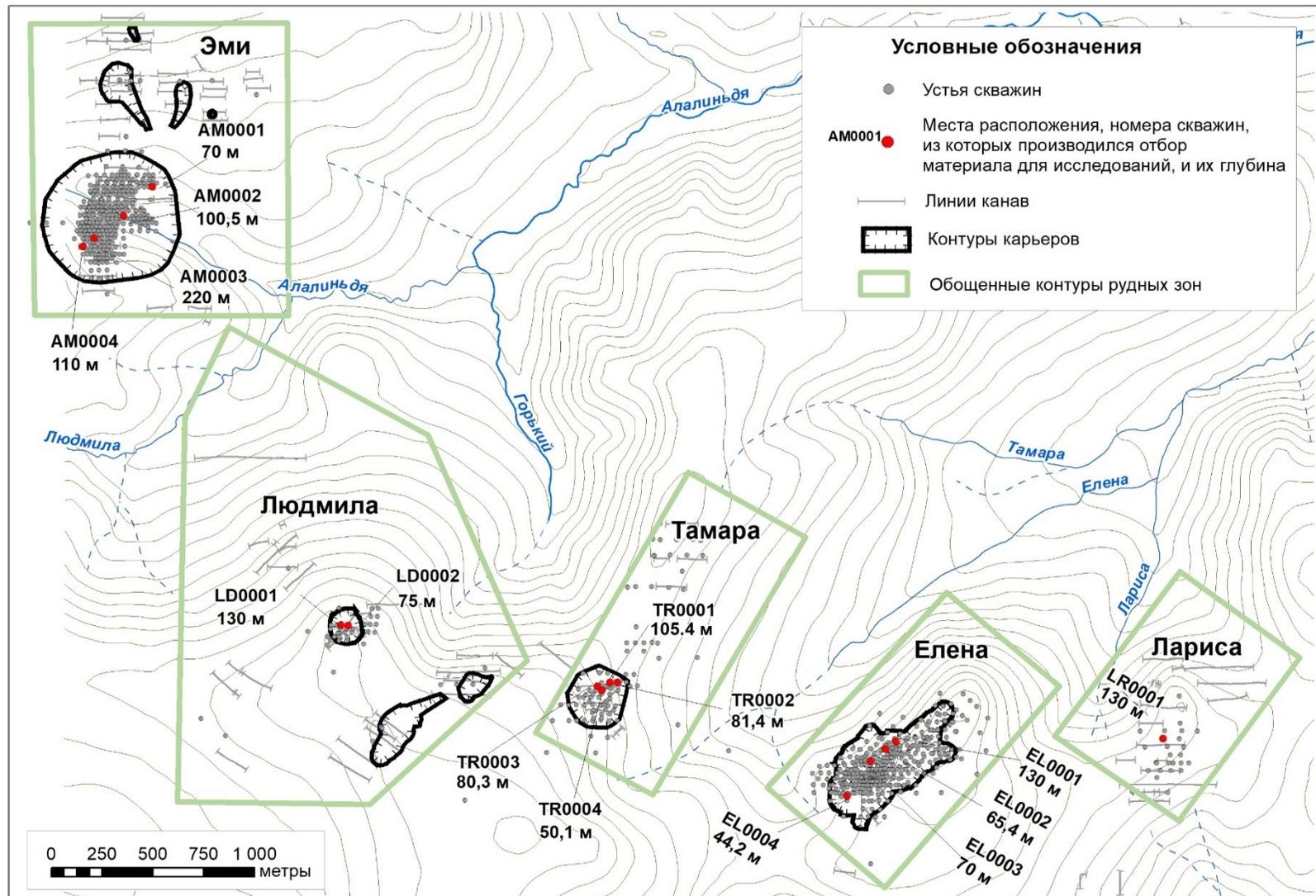


Рисунок 2.1 –Месторождение Светлое. Схема расположения скважин, из которых проведен отбор проб для исследований

Таблица 2.1 - Месторождение Светлое. Объёмы шлифов, аншлифов, двуполированных пластин

Препарат	Рудная зона					Всего
	Елена	Эми	Людмила	Тамара	Лариса	
Шлиф	73	107	36	3	15	234
Аншлиф	31	46	6	1	10	94
Двуполированные пластины	16	20	1	1	4	42

энергодисперсионного анализа (ЭДС) OXFORD X-Max 50 с Si/Li кристаллическим детектором. Ускоряющее напряжение для СЭМ съёмки и анализа было 20 кВ с интенсивностью тока зонда в пределах 4-11.5 нА. Локальный рентгеноспектральный анализ выполнялся с предварительной калибровкой интенсивности зонда (11.4-11.5 нА), производившейся по кобальтовому стандарту, при рабочем (фокусном) расстоянии 15 мм.

СЭМ фотографии накапливались для двух основных детекторов: вторичных электронов (SE – secondary electrons) и обратно-рассеянных электронов (BSE – backscattered electrons). Снимки, полученные при детекторе SE, отражают контраст рельефа поверхности (или топо-контраст), снимки при детекторе BSE – контраст состава поверхности (или фазовых контраст). Далее по тексту в подписях рисунков с СЭМ-снимками указывается соответствующий тип детектора.

Подсчёт формул рудных минералов осуществлялся по методике нормирования на серу и её аналоги – теллур и селен (Борнеман-Старынкевич, 1964).

В ходе исследования методом термобарогеохимии (микробиотермометрии) газовой фазы во флюидных включениях (фв, гжв) выполнялось определение палеотемпературы, состава флюидов.

Общая схема термобарогеохимических работ выглядела следующим образом:

1. Из представительных образцов керна (критерии отбора: наличие кварцевых прожилков и других прозрачных минералов) изготовлены двуполированные пластины. Каждая пластина детально изучалась под оптическим микроскопом с целью определения последовательности образования метасоматических и рудных минеральных ассоциаций. Определены генерации флюидных включений.

2. Снятие необходимого участка пластины с предметного стекла, промывка спиртом для удаления термокля, механическое дробление пластины для получения участков с флюидными включениями.

3. Микротермометрические исследования флюидных включений проводились с использованием криотермокамеры Lincam THMSG 600 (Великобритания), совмещенной с оптическим микроскопом Carl Zeiss Axio A1, позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале от -196 до $+600^{\circ}\text{C}$ и наблюдать за ними при увеличениях до $500\times$. При достижении предполагаемых диапазонов фазовых переходов, шаг нагрева снижался до $0.1^{\circ}\text{C}/\text{мин}$ при точности измерения 0.2°C для криометрии и 0.5°C для термометрии.

Определение температур фазовых переходов:

– *температура полной гомогенизации* – нагревание включения до состояния полной гомогенизации: вся газовая/жидкая фаза переходит в жидкость/газ; данная температура указывает температуру захвата включения и определяет температуру минералообразующей среды в процессе кристаллизации той зоны роста или залечивания трещины (для вторичных включений), в которой находится изучаемое флюидное включение.

– *температура плавления льда* – температура, при которой исчезает последний кристалл льда, определяет общую солёность флюида. В случае нахождения в системе газогидрата (клатрата), определяется *температура плавления клатрата* (устойчив до $+12^{\circ}\text{C}$). В таком случае определение истинной солёности флюида невозможно.

Валовый минеральный состав, структурные особенности и идентификация глинистого минерала определены с использованием рентгенодифракционного анализа (РДА). Пробы были высушены, затем раздроблены на щековой дробилке, далее перетерты на мельнице до состояния порошка (пудры, не более 10 мкм), далее измерены в металлической кювете. Глинистая фракция (менее 2 мкм) для всех образцов была получена последовательными процедурами: разрушения, дисперсии обломков в ультразвуковой ванне, создание суспензии, удалением терригенной части (кварц, полевые шпаты). Далее полученная суспензия выстаивалась в столбе дистиллированной воды от 8 до 16 часов (согласно закону Стокса, но на усмотрение оператора), верхняя не осевшая часть суспензии отбивалась на центрифуге ($3000\text{ об}/\text{мин}$) и шла на анализ. Необходимо также подчеркнуть, что анализ глинистой фракции выполнялся по методике для пород-коллекторов нефтегазовых месторождений с максимальным удалением терригенной части породы (кварца и полевых шпатов) с получением фракции менее 2 мкм . Данный показатель крайне важен, так как размерность отбираемых и анализируемых частиц глинистой фракции, например, стандарты $<10\text{ мкм}$, $<5\text{ мкм}$, $<2\text{ мкм}$, $<1\text{ мкм}$ и т.д., могут приводить к разным соотношениям глинистых минералов в препаратах.

Диаграммы записывались на дифрактометре Rigaku Ultima IV (Rigaku, Япония) на Cu K α аноде при 40 kV и 30 mA. Съемка проводилась в диапазоне 3–65° по шкале 2 Θ , со скоростью 1° в минуту с шагом 0.02°. Глинистая фракция кроме того, снималась в сухом, насыщенном органической жидкостью (этиленгликолем) и после нагрева/прокаливания при температуре 550° C для диагностики каолинита. В целом, все процедуры выполнялись согласно общепринятым рекомендациям (Moore, Reynolds Jr., 1997). Количественный расчет выполнялся по методу Ритвельда (Bish, Post, 1993). Средняя погрешность метода 1 %. Акцессорные минералы в расчетах не учитывались и вероятно составляют долю менее 0.5 %.

ИК-спектры образцов были получены в диапазоне 4000-400 см⁻¹ с использованием FTIR-спектрометра Shimadzu FTIR 8400S (Shimadzu, Япония) с высокочувствительным детектором с регулируемой температурой (DLATGS) из таблеток KBr с разрешением 4 см⁻¹ для выявления характера химических связей функциональных групп в пробах.

Рамановская спектроскопия выполнялся для решения двух задач: идентификация минералов (при необходимости) и качественная диагностика состава газовой-жидких включений. Рамановская спектроскопия проводилась с применением Thermo Fisher Scientific DXR2 при длине волны лазера 785 нм и мощности 20–25 мВт. Спектры получали в течение 30 с в диапазоне 0–3300 см⁻¹ с тройным накоплением.

Для исследования характеристик образцов при термическом разложении проведены термогравиметрический анализ (ТГА) и дифференциальная сканирующая калориметрия (ДСК) на синхронном термоанализаторе STA 449 F5 Jupiter (Netzsch, Германия). Параметры проведения анализа включали: масса образца составила 30 мг, скорость нагрева образцов – 10 К/мин, температурный интервал нагрева – 25-1000 °С. Анализы выполнены в инертной среде аргона (расход 50 мл/мин) с целью исключения окислительных реакций (процесса горения). Перед проведением экспериментов термоанализатор был откалиброван по входящим в состав его поставки стандартным образцам: индий (температура плавления 429.7 К), олово (температура плавления 505.0 К), висмут (температура плавления 544.5 К), цинк (температура плавления 692.6 К), алюминий (температура плавления 933.4 К), серебро (температура плавления 1224.6 К), золото (температура плавления 1337.3 К), никель (температура плавления 1728.1 К). Коррекция базовой линии ТГ выполнена по данным, полученным на пустом тигле при соответствующих измерению образцов параметрам.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОЕ

Месторождение Светлое расположено в бассейне ручьёв Алалиньдя и Онёмна (правые притоки р. Уенма – левый приток р. Ульи в верхнем течении) в 220 км к юго-западу от п. Охотск (Хабаровский край) (Рисунок 3.1).

Геологическое строение района приводится по данным геологосъёмочных работ масштаба 1:200 000 (Шпак, 1974; Ивлев, 1977), использована легенда геологической карты Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500 000 (Мартынюк, 1983) и легенда Охотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Фролов, 1998). Геологическое строение месторождения Светлое базируется на фондовых материалах (Колесников, 2006).

В минерагеническом отношении месторождение Светлое принадлежит Алалиньдинскому рудному полю Уенминскому рудно-россыпному узлу Среднеульинского рудно-россыпного района, входящего в состав Ульинской минерагенической зоны Охотско-Чукотской минерагенической провинции. Месторождение Светлое расположено в краевой северо-западной части Дюльбакинской вулcano-тектонической структуры оседания (грабена) в узле пересечения и сочленения Дюльбакинского регионального разлома с более мелкими поствулканическими разломами: северо-восточным Алалиньдинским, преимущественно субширотным Онёмнинским, северо-северо-восточным безымянным. Описанный структурный узел контролирует положение Светлинского поля вторичных кварцитов и Алалиньдинского рудного поля (Колесников, 2006).

В результате поисковых и разведочных работ 2003-2022 гг. утверждены балансовые запасы золота по категориям C1+C2 37.7 т, серебра – 37.5 т (Шувал-Сергеев, 2013; Лесняк, 2019; Лесняк, 2020; Архипов, 2022). Основные запасы сосредоточены в рудных зонах Елена и Эми.

3.1 Стратиграфия

Стратифицированные образования представлены меловыми вулканитами хетанинской, уракской, хакаринской свит и незначительно распространёнными рыхлыми четвертичными образованиями (Рисунок 3.1).

Хетанинская свита (K_2ht) закартирована в северной части изучаемой площади, а также слагает нижние части склонов долин в центральной и южной её частях. Залегание

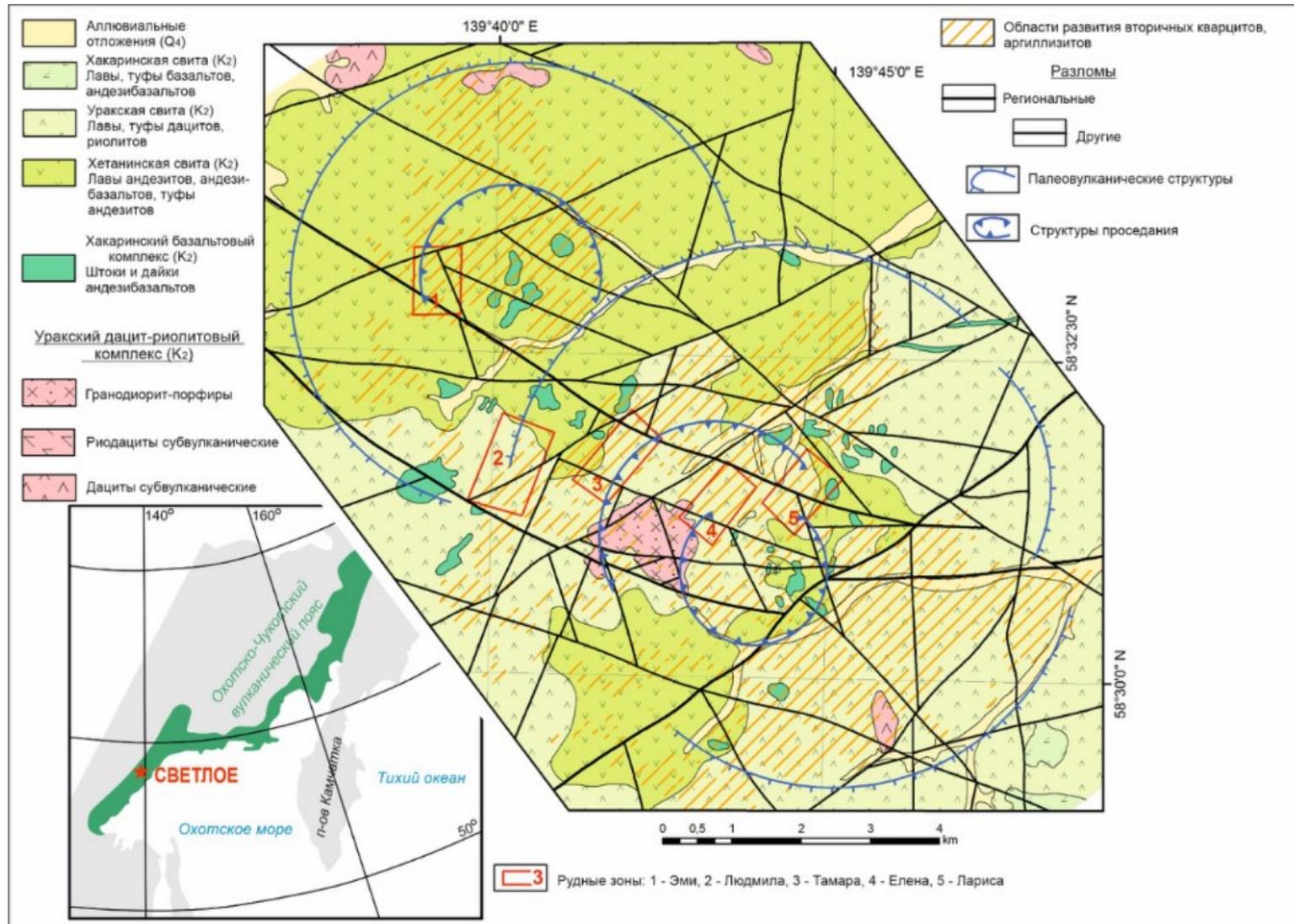


Рисунок 3.1 - Схематическая геологическая карта месторождения Светлое. Составлена Левочской Д.В. с использованием материалов (Колесников, 2006), Новосёлова Б.А.

пород хетанинской свиты на нижележащих отложениях в пределах площади работ не наблюдалось; по данным предшественников хетанинская свита залегает на неровной поверхности древнего рельефа, сложенного раннемеловыми, ранне-, позднемеловыми вулканогенными образованиями. Характерной особенностью хетанинской свиты является преобладание в её составе наслаивающихся друг на друга потоков андезитовых, андезибазальтовых лав; редко они переслаиваются туфами андезитов (преимущественно на склонах долины руч. Алалиндыя). По результатам буровых работ редко отмечается «равномерное» чередование потоков андезитовых лав и слоёв туфов андезитов мощностью 12-28 м (Колесников, 2006). Максимальная видимая мощность разреза хетанинской свиты на площади работ в верховьях руч. Онёмна составляет 200 м; полная её мощность по данным (Шпак, 1974) в бассейне р. Уенмы не превышает 340 м.

Андезиты, андезибазальты зеленовато-серого цвета мелко-, среднепорфировой структуры. Фенокристаллы плагиоклаза (андезин №45 в андезитах, лабрадор №50-60 в андезибазальтах; 80-90% от общего их количества), ромбического пироксена (10-15%), биотита (0-5%) размером от долей до 1,5-3 мм составляют 15-20% объёма пород. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и вулканическим стеклом; структура её гиалопилитовая, пилотакситовая, интерсертальная.

Туфы андезитов зеленовато-серого цвета мелко-, крупносаммитовые литокристаллокластические. Кристаллокласты размером от 0,5-0,7 до 1,5 мм представлены плагиоклазами и ромбическими пироксенами. Литокласты размером 1,5-20, иногда до 40-60 мм сложены преимущественно андезитами. Цемент туфов криптокристаллический с примесью хлорита, лейкоксена и рудного минерала.

Андезиты хетанинской свиты характеризуются высокими содержаниями щелочей и относительно низкими содержаниями окисей алюминия, магния, кальция. В них наблюдаются повышенные относительно кларковых содержания кобальта и пониженные содержания титана, циркония, марганца. Содержания меди и свинца равны кларковым. Химический состав вулканогенных пород хетанинской свиты приведен в Таблице 3.1. Здесь и далее табличные данные силикатных анализов приведены по замерам частных проб, аналитические работы выполнены в лаборатории ВНИИСТРОМ, Красково. (Фердман, 1977).

Возраст хетанинской свиты по флористическим находкам и определениям абсолютного возраста позднемеловой (Шпак, 1974).

Таблица 3.1 - Химический состав вулканогенных пород хетанинской свиты (вес.%) (Фердман, 1977)

Название породы	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	SO ₃	ппп	Сумма	CO ₂
Андезиты	57,9	0,75	17,83	4,2	1,96	0,02	2,21	5,3	3,22	3,68	0,04	сл	2,53	99,64	0,66
Андезиты	58,76	0,65	17,46	5,19	1,95	0,12	2,57	5,85	3,3	2,74	0,16	сл	1,75	100,5	нет
Андезиты	59,66	0,71	17,53	3,77	2,45	0,11	2,97	5,35	3,5	2,5	0,35	0,02	1,23	100,15	0,11
Андезиты	60,04	0,63	16,41	3,13	2,61	0,18	2,22	5,7	3,36	2	0,56	сл	2,66	99,5	0,1
Обломочные лавы андезитового состава	63,56	0,55	17,13	1,31	3,45	0,12	2,09	3,42	3,6	3,07	0,12	сл	2,43	100,85	0,27
Обломочные лавы андезитового состава	56,66	0,75	17,35	2,32	4,38	0,14	3,39	4,14	4,3	3,33	0,26	сл	2,61	99,63	0,38
Туфы андезитового состава	63,36	0,55	17,57	1,14	3,45	0,12	2,47	3,42	3,31	2,14	0,1	сл	3	100,63	0,38
Туфы андезитового состава	63,24	0,57	17,62	2,62	1,5	0,14	1,06	2,23	3,86	4,76	0,34	сл	2,28	100,22	0,49
Андезибазальты	50,84	1,19	18,12	5,92	2,86	0,12	4,24	6,85	3,88	1,5	0,33	нет	3,82	99,67	0,84
Андезибазальты	52,19	0,83	18,92	7,62	1,45	0,12	2,71	6,2	4,04	2,01	0,31	нет	4,04	100,44	0,78
Андезибазальты	58,16	0,73	17,42	5,17	1,8	0,05	2,49	6,18	4,21	2	0,3	нет	1,33	99,84	0,71
Базальты	50,38	0,83	19,46	4,52	3,58	0,14	5,41	8,81	2,75	1,19	0,24	нет	2,58	99,89	нет
Базальты	50,35	0,92	21,22	5,65	3,29	0,19	3,2	5,95	2,63	2,98	0,28	нет	3,42	100,08	0,33
Базальты	51,36	0,98	18,47	6,8	2,77	0,16	4,29	10,3	2,96	1,46	0,34	сл	0,84	100,73	нет
Базальты	51,4	0,96	18,76	5,66	3,66	0,17	4,17	8,71	3,9	0,62	0,35	сл	1,83	100,19	0,11
Туфы базальтового состава	49,57	0,63	18,21	5,93	2,85	0,15	6,29	4,23	3,51	1,74	0,18	нет	6,1	99,39	нет

Уракская свита (K_{2ur}) закартирована в центральной и юго-восточной частях площади работ; в юго-восточном борту Алалиньдинского разлома по площадному распространению она резко преобладает среди прочих геологических образований.

Уракская свита слабонаклонно или субгоризонтально залегает на неровной поверхности хетанинской и амкинской свит.

Отмечается изменение преобладания лавовой или взрывной фаций в разрезе уракской свиты в различных частях изученной площади. В западной части в разрезе свиты резко преобладают лавовые потоки дацитов; слои пирокластических пород слагают только верхние части склонов. В юго-восточной части (бассейн Онёмны, Прав.Онёмны) резко преобладающими являются мелкообломочные (псаммитовые) пирокластические породы (туфы дацитов); потоки лав дацитов слагают нижние части склонов и нижнюю часть разреза. В восточной части площади работ (правобережье низовьев руч. Алалиньдя, бассейны ручьёв Обманщик, Татьяна) разрез уракской свиты сложен исключительно пирокластическими образованиями – здесь характерно переслаивание разнообломочных (от мелкопсаммитовых до крупнопсефитовых) туфов дацитов (Колесников, 2006).

Неполная мощность уракской свиты в окрестностях месторождения Светлое составляет 250-400 м, отмечается увеличение мощности в направлении к центру Дюльбакинской вулканно-тектонической структуры оседания. Неполная перебуренная скважинами мощность уракской свиты на правобережье верховьев руч. Елена составляет 260-270 м (Колесников, 2006). По данным (Шпак, 1974) общая мощность уракской свиты в бассейне Уенмы варьирует от 250 до 1200 м.

Дациты представляют собой породы различных оттенков зеленовато-серого, сиреневого цветов порфировой (обычно среднепорфировой) структуры. Фенокристаллы составляют от 15-20 до 40-55% от общего объёма пород. Размер их колеблется от долей до 3-4 мм. Представлены олигоклазом №29 (55-75% от общего количества фенокристаллов), кварцем (5-25%), биотитом (15%), амфиболом (5%).

Туфы дацитов кристаллолитовитрокластические от мелкопсаммитовых до крупнопсефитовых. Кристалло- (полевые шпаты, кварц, биотит) и литокласты (риолиты, игнимбриты риолитов, андезиты) составляют от 20 до 40% объёма пород. Обломки вулканического стекла составляют связующую основную массу пород. В игнимбритах риолитов отмечается повышенное количество кристаллокластов кварца, основная масса «сварена», содержит фьямме (Шпак, 1974; Колесников, 2006).

Породы уракской свиты характеризуются повышенной щелочностью. Сумма щелочей составляет 8-9 вес.%. Соотношение окиси калия и окиси натрия в сумме щелочей составляет 0,7-1,5, приближаясь в среднем к 1,0. Уракские вулканиты пересыщены алюминием. В целом по особенностям химического состава они относятся к промежуточному между щелочным и известково-щелочным рядом пород. Химический состав вулканогенных пород уракской свиты приведен в Таблице 3.2 (Фердман, 1977).

Для пород уракской свиты характерны повышенные относительно кларковых содержания хрома, свинца и пониженные – никеля, титана и циркония.

Возраст уракской свиты позднемеловой (Шпак, 1974).

Хакаринская свита (K_2hk) слагает два локальных (650×650 м и 120-600×1700 м) поля в юго-восточной части площади на правом берегу верховьев руч. Прав. Онёмна. Залегает субгоризонтально на размытой поверхности вулканитов уракской свиты в виде покрова зеленовато-серых мелкопорфировых андезибазальтов мощностью от 30-50 до 100-110 (Колесников, 2006). Возраст хакаринской свиты, согласно легенде (Фролов, 1998) позднемеловой.

Четвертичная система, современно звено (Q_{IV}). Представлено аллювиальными галечниками с песком, супесью, делювиально-солифлюкционными, делювиально-коллювиальными, пролювиальными супесями, щебнем и дресвой. Аллювиальные отложения слагают поймы и первые надпойменные террасы; мощность их невелика – от 1-2 до 3-5 м. Делювиально-солифлюкционные шлейфы развиты на нижних частях пологого левого склона в среднем течении руч. Елена, делювиально-коллювиальные образования – на правом берегу верховьев ручьев Людмила и Елена. Мощность их не превышает 3-6 м. Элювиальные и делювиальные четвертичные образования, покрывающие вершины и склоны сопки, вследствие их небольшой мощности (от 0,5-1 до 2-3 м) сняты с геологических карт (Колесников, 2006).

3.2 Магматизм

Интрузивные образования в районе месторождения принадлежат к субвулканической фации глубинности и объединены в два позднемеловых субвулканических комплекса – уракский дацит-риолитовый и хакаринский базальтовый (Фролов, 1998). Непосредственного, прямого влияния на локализацию и структурный контроль оруденения они не имеют.

Таблица 3.2 - Химический состав вулканогенных пород уракской свиты (вес.%) (Фердман, 1977)

Название породы	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	SO ₃	ппп	Сумма	CO ₂
Дациты	64,6	0,44	16,23	3,39	0,94	0,14	1,27	2,9	3,58	2,74	0,46	нет	2,99	99,68	0,26
Дациты	63,8	0,61	16,33	4,02	0,94	0,11	1,51	3,75	4,06	2,62	0,56	0,01	1,13	99,45	нет
Трахидациты	64,06	0,37	16,96	4,53	0,86	0,11	0,89	2,97	3,36	3,94	0,2	0,02	1,24	99,51	0,55
Трахидациты	64,6	0,35	15,64	2,89	1,73	0,11	1,07	2,73	4,12	4,24	0,27	сл	2,13	99,88	0,22
Трахидациты	64,16	0,61	17,31	2,72	1,18	0,11	0,95	3	4,28	4,64	0,25	сл	1,67	100,88	сл
Трахидациты	64,05	0,42	16,44	3,57	1,48	0,11	0,81	2,29	4,49	4,94	0,27	нет	1,29	100,16	нет
Туфы трахидацитового состава	68,06	0,31	15,4	2,01	0,36	0,1	0,46	1,63	4,93	6	0,17	нет	0,49	99,92	нет

Уракский дацит-риолитовый комплекс проявлен на площади работ весьма ограниченно и представлен субвулканическими телами гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\lambda K_{2ur}$), риолитов (λK_{2ur}), дацитов (ζK_{2ur}).

Гранодиорит-порфиры слагают штокоподобное тело в истоках руч. Елена. Оно приурочено к узлу пересечения северо-восточных и северо-запад-западных разрывных нарушений. Выход тела на дневную поверхность имеет в целом неправильную изометричную форму размером 1400×1550 м. Контакт тела с вмещающими породами резкий неровный с заливами, выступами, апофизами различных размеров. Иногда в эндоконтакте в зоне закалки мощностью не менее 15 м тело сложено тонкофлюидальными дацитами; переход субвулканических дацитов в гранодиорит-порфиры не наблюдался.

Гранодиорит-порфиры зеленовато-серого, иногда темного зеленовато-серого или розовато-серого цвета порфировой структуры. Порфировые выделения составляют 15-25% общего объема пород и представлены плагиоклазом – андезин № 30-35 (60-70%), кварцем (10-15%), роговой обманкой (15-20%), биотитом (5-10%). Основная масса представляет тонкокристаллический агрегат вышеперечисленных минералов; структура основной массы микролитовая, микропойкилитовая.

Субвулканические дациты слагают шток на левобережье руч. Прав. Онёмна. Форма тела в плане удлинненно-овальная размером 250×580 м. Дациты среднепорфировые, гломеропорфировые. Фенокристаллы составляют 15-20% объема пород; представлены плагиоклазом, биотитом и роговой обманкой. Основная масса стекловатая.

Субвулканические витрориолиты слагают дайкообразное тело протяженностью 820 и мощностью 70 м на левобережье низовьев руч. Елена. Породы темного зеленовато-серого цвета массивные; содержат фенокристаллы полевых шпатов (10-15% объема пород). Структура основной массы витрофировая (Шпак, 1974; Колесников, 2006).

Породы урацкого комплекса характеризуются повышенными содержаниями алюминия, входящего в состав фемических минералов; большими колебаниями избыточного кремнезёма; повышенной щелочностью при заметном преобладании калия (Шпак, 1974). Химический состав пород урацкого комплекса приведен в Таблице 3.3 (Фердман, 1977).

Породы урацкого комплекса подвержены процессам гидротермального метасоматоза: гранодиорит-порфиры локально изменены до гидрослюдисто-каолинитовых аргиллизитов (от слабо- до полнопроявленных), дациты превращены в полнопроявленные кварц-диккит-алунитовые вторичные кварциты.

Таблица 3.3 - Химический состав пород уракского комплекса (вес.%) (Фердман, 1977)

Название породы	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	SO ₃	ппп	Сумма	CO ₂
Гранодиорит-порфиры	65,56	0,51	16,09	0,89	3,15	0,06	1,71	2,49	3,68	2,37	0,16	0,14	2,84	99,65	0,17
Гранодиорит-порфиры	68,03	0,49	15,11	1,99	1,89	0,04	1,49	2,28	3,85	2,76	0,15	0,01	1,61	99,7	0,33
Гранодиорит-порфиры	61,88	0,52	16,61	3,18	1,36	0,26	1,39	2,9	5,2	3,94	0,35	сл	2,39	99,98	0,05
Риодациты порфиновые	68,47	0,4	15,75	1,3	1	0,08	0,7	1,3	4,46	5,76	0,12	нет	0,9	100,24	0,49
Риодациты порфиновые	71,12	0,18	14,52	2,25	1,07	0,09	0,7	0,74	3,9	5,56	0,08	0,04	0,69	100,94	0,28
Дациты порфиновые	65,82	0,47	16,72	2,35	1,29	0,12	1,2	2,23	4,68	4,74	0,2	0,01	0,74	100,57	0,19
Дациты порфиновые	68,76	0,35	14,78	2,26	3,23	0,13	0,71	2,48	3,8	3,04	0,11	0,17	0,4	100,22	0,21

Таблица 3.4 - Химический состав пород хакаринского комплекса (вес.%) (Фердман, 1977)

Название породы	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	SO ₃	ппп	Сумма	CO ₂
Андезиты порфиновые	55,52	0,66	18,4	3,91	3,44	0,14	2,49	5,82	3,46	4,2	0,44	0,04	1,76	100,28	0,49
Андезиты порфиновые	56,14	0,82	17,12	3,22	3,81	0,1	3,64	5,38	3,53	1,59	0,21	нет	3,95	99,51	1,3
Андезибазальты	55,66	0,73	19,03	2,41	3,66	0,12	2,7	5,54	3,9	4,14	0,46	0,02	2,34	100,71	нет
Андезибазальты	52,46	0,78	18,41	2,99	4,88	0,15	3,6	7,3	3,52	2,98	0,41	сл	2,28	99,76	нет
Андезибазальты	53,63	0,74	17,5	4,31	3,43	0,18	3,08	6,4	4,12	2,64	0,53	сл	3,11	99,67	0,6

Каких-либо связей субвулканических образований уракского комплекса с рудными образованиями на площади работ не установлено (Колесников, 2006).

Хакаринский базальтовый комплекс представлен штоками и дайками андезибазальтов ($\alpha\beta K_2hk$), реже андезитов (αK_2hk), закартированными на лево- и правобережье ручьев Алалиньдя и Онёмна, в бассейнах ручьев Людмила, Горький, Лариса. Форма штоков в плане изометрично-округлая, овальная, размеры от 70×150 до 650×830 м. Дайки имеют мощность 20-50 м, протяженность от 250 до 1600 м.

Установлено два участка максимальной концентрации субвулканических тел хакаринского комплекса:

- цепочка штоков, протягивающаяся в северо-северо-восточном направлении от устья руч. Лариса до среднего течения руч. Ники и совпадающая с системой разрывных нарушений аналогичной ориентировки. Последняя является восточным ограничением Алалиньдинского рудного поля и месторождения Светлое;

- неравномерная цепочка штоков, даек, вытянутая в субширотном направлении от правобережья руч. Людмила, через долины ручьев Горький, Елена до правобережья руч. Лариса. Эта цепочка размещается в зоне контакта хетанинской и уракской свит, а также в зоне системы северо-северо-западных, субширотных разломов, являющихся северным ограничением Алалиньдинского рудного поля и месторождения Светлое.

Андезибазальты имеют темный зеленовато-серый, почти черный, цвет массивную текстуру мелкопорфировую структуру. Состоят из фенокристаллов (5-15% объема пород) основного плагиоклаза, авгита, роговой обманки и микролитовой основной массы.

Химический состав пород хакаринского комплекса приведен в Таблице 3.4 (Фердман, 1977).

Породы хакаринского субвулканического комплекса не несут наложенных гидротермально-метасоматических изменений, редко слабо пропилитизированы. Проявлений рудной минерализации в них не установлено (Шпак, 1974; Колесников, 2006).

3.3 Тектоника

Район работ расположен в юго-западной части Ульинского прогиба (площадь около 35 тыс. км²) Охотской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Прогиб выполнен меловыми вулканогенными образованиями (второй структурный ярус), фундаментом которых является чехол Охотского массива, сложенный пологозалегающими покровами верхнедевонских

вулканитов и субгоризонтально – залегающими триасовыми осадочными отложениями (первый структурный ярус). Структурами первого порядка, осложняющими западную часть Ульяновского прогиба, являются раннемеловая Матийская (ранний этап становления Ульяновского прогиба; моноклинально залегающие вулканиты преимущественно среднего состава) и ранне-позднемеловые – позднемеловые Секчинская и Девочкинская (поздний этап становления Ульяновского прогиба) вулканно-тектонические депрессии (Рисунок 3.2). Вулканиты Матийской депрессии являлись субстратом, на котором развивались позднемеловые вулканические структуры.

Секчинская вулканотектоническая депрессия представляет собой обширную (50×55 км) округлой формы отрицательную структуру, ограниченную чаще всего кольцевыми и линейными разломами (амплитуда опускания до 100-150 м). Депрессия выполнена мощной (800-1600 м), в основном, полого погружающейся к центру толщей ранне-позднемеловых, позднемеловых вулканитов амкинской, хетанинской и уракской свит. Наиболее погруженные части депрессии представлены позднемеловыми структурами второго порядка – Дюльбакинской и Уенминской вулканотектоническими структурами оседания.

Дюльбакинская вулканотектоническая структура оседания представляет собой изометричный (25-28×28-30 км), ограниченный северо-западными и северо-восточными разломами, грабен, выполненный риолитами, дацитами, их туфами, игнимбритами уракской свиты. Породы полого погружаются на северо-восток и север от периферии к северо-восточной части грабена. Здесь находится ещё более опущенный блок, ограниченный системой дугообразных и прямолинейных разломов и выполненный мощными горизонтально лежащими потоками игнимбритов уракской свиты (вероятно, кальдера провала). Месторождение Светлое локализовано в северо-западной части Дюльбакинского грабена.

Уенминская вулканотектоническая структура оседания - это локальный (7×8 км) клинообразный в плане грабен восток - северо-восточного простирания, сложенный горизонтально или полого залегающими (с падением на юго-восток) породами уракской свиты. В южной части Уенминской структуры находится рудопроявление Ягодка, а в юго-восточной её периферии - рудопроявление Колка.

В краевых частях вулканно-тектонических депрессий локализуются многочисленные разнообразные по размерам субвулканические штоки, дайки, силлы преимущественно уракского, реже хетанинского комплексов. Группируясь вокруг структур

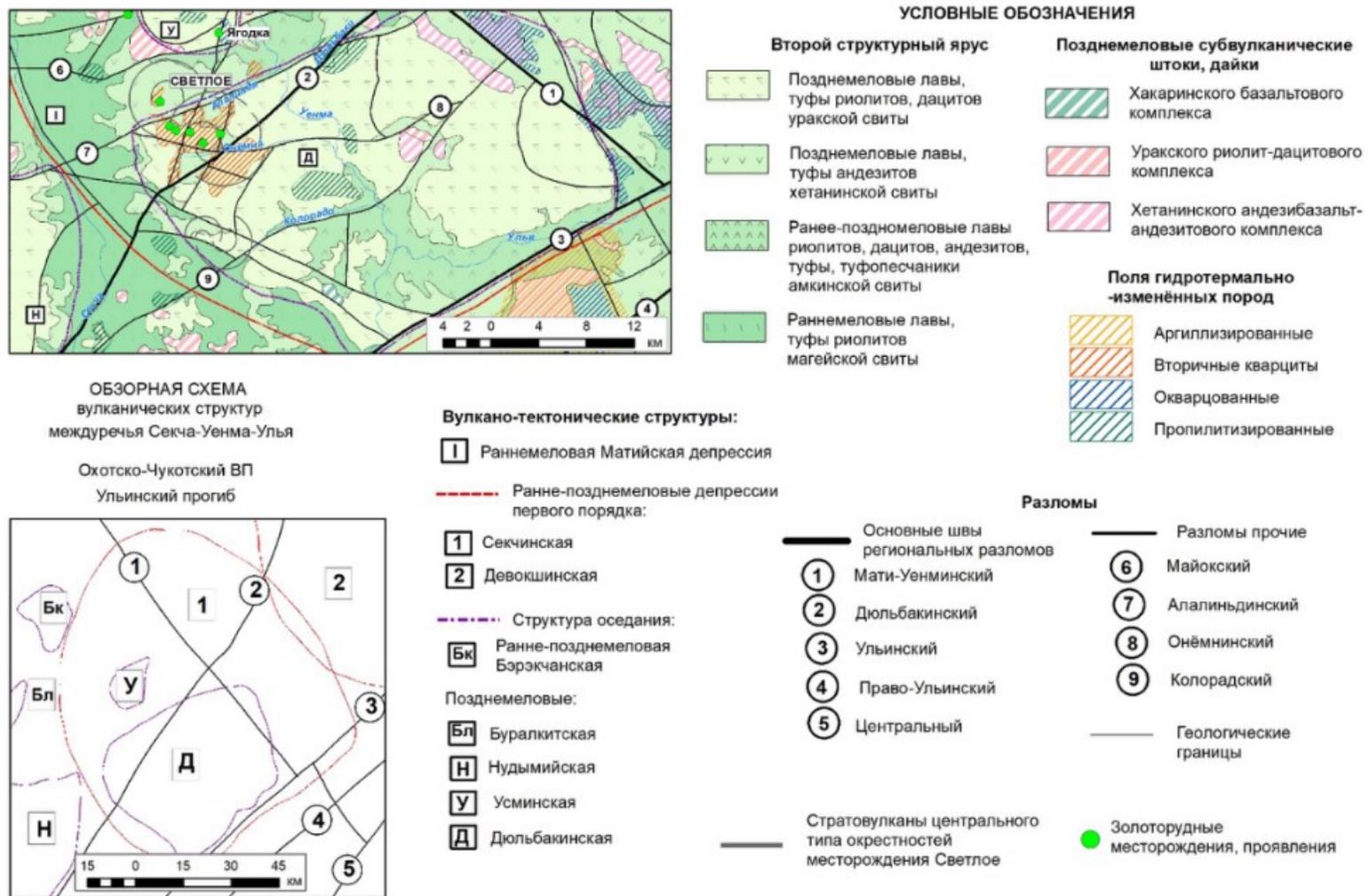


Рисунок 3.2 -Тектоническая схема Дюльбакинской вулкано-тектонической структуры оседания. Масштаб 1: 400 000. Составила Левочская Д.В. с использованием материалов (Колесников, 2006; Лесняк, 2022)

оседания и являясь корнями хетанинских и уракских покровов, они трассируют зоны повышенной магматической проницаемости.

Разрывные нарушения по их протяженности, значимости, морфологии и времени заложения разделены на три группы: 1) региональные, 2) синвулканические, 3) поствулканические.

Региональные разломы протяженностью более 100 км имеют северо-восточную (продольные по отношению к Охотско-Чукотскому поясу - Ульяновский, Дюльбакинский) или северо-западную (поперечные – Мати-Уенминский) ориентировку. Они определяют блоковое строение фундамента; в плане прямолинейные, иногда искривленные или дугообразные. Представляют собой протяженные вертикальные или круто наклонные сбросы с амплитудой смещения от первых метров до 250-300 м. Разломы заложались в домеловое время и неоднократно подновлялись - в раннем мелу более, а в позднем – менее интенсивно. Сопровождаются зонами повышенной трещиноватости, субвулканическими телами, полями гидротермально-измененных пород.

Синвулканические разломы представлены сближенными кольцевыми, полукольцевыми, дугообразными вертикальными или круто наклонными сбросами. Они располагаются концентрически или радиально относительно вулканно-тектонических структур оседания и определяют их блоковое строение. К ним тяготеют поля гидротермально-измененных пород и интрузивные тела. Заложение синвулканических разломов произошло в позднемеловое время и связано с многостадийными оседаниями игнибритово-лавовых полей над периферическими магматическими очагами.

Поствулканические разломы являются прямолинейными разрывами преимущественно северо-восточной, реже субширотной ориентировки. Морфологически это протяженные вертикальные сбросы, амплитуда которых колеблется от нуля до первых сотен метров (Алалиньдинский). Они сопровождаются обширными зонами трещиноватости и полями гидротермально-измененных пород (Алалиньдинский разлом Светлым, Колорадский - одноимённым полями вторичных кварцитов), поясами и роями даек (Майокский разлом), кварцевыми жилами (Уенминской структура), зонами смятия вблизи Дюльбакинской и Уенминской структур оседания. Поствулканические разломы являются более поздними по отношению к синвулканическим; они пересекают вулканно-тектонические депрессии, включая и их наиболее поздние элементы – кальдеры провала (Шпак, 1974; Колесников, 2006).

На современном этапе исследований выполнено построение структурно геологических схем Уенминского рудно-россыпного узла и Светлого (Алалиньдинского) рудного поля с применением дешифрирования космоматериалов ASTER, Landsat ETM+,

Sentinel и цифровой модели рельефа по данным Shuttle radar topographic mission, интерпретация аэрогеофизических данных магнитометрической и гаммаспектроскопической съемок. Установлены системы кольцевых структур, интерпретируемых как частные палеовулканические постройки центрального типа, положение которых контролируется узлами сопряжения продольных северо-восточных (мантийного заложения) и поперечных северо-западных (коровых) дизъюнктивов, и кальдеры проседания в их центральных частях. Кальдеры проседания тяготеют к узлам сопряжения коровых разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания (Лесняк, 2022). Интерпретированные структурные элементы вынесены на схематическую геологическую карту месторождения Светлое и тектоническую схему Дюльбакинской структуры оседания (Рисунки 3.1, 3.2).

Структурные особенности месторождения Светлое. Дюльбакинский рудный узел (775км²), структурно сопряженный с одноименной вулканно-тектонической просадкой (грабеном) располагается в узле пересечения региональных разломов: северо-восточного продольного к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу (ОЧВП) в целом и Ульинскому прогибу в частности, проходящему по долинам рек Дюльбаки, Девокша, истокам р. Гырбыкан и контролирующему размещение расположенных далее к северо – востоку рудопроявлений и месторождений Хоторчан, Гырбыкан, Юрьевское, Чачика, Хаканджинское и северо-западного поперечного к ОЧВП (Матийско-Уенминский разлом I порядка по (Ермилова, 1980)), проходящего по долинам рек Мати, Уенма.

Алалиньдинское рудное поле (60км²), расположенное в северо-западной части Дюльбакинского рудного узла в бассейне верховьев ручьев Алалиньдя и Онёмна, приурочено к обширному полю гидротермально изменённых пород (преимущественно вторичных кварцитов), контролируемому узлом пересечения разломов трех систем: северо-восточной (40-60°) – Алалиньдинский и Дюльбакинский, северо-северо-восточной (20°) и субширотной (80°) – Онёмнинский. В зоне северо-северо-восточных разломов размещены месторождение Светлое, рудопроявления Ягодка (в 9 – 10 км к северу от Светлого) и Левобережное (в 20–22 км к северу от Светлого).

Месторождение Светлое контролируется системой северо-западных - субширотных разломов, определяющих размещение полосы максимальной концентрации разнообразных по морфологии и размерам тел монокварцитов. Условные границы месторождения определяются обобщённым контуром интенсивных ($\geq 0,1$ г/т) вторичных литогеохимических ореолов рассеяния золота. С севера и востока месторождение окаймляется прерывистой цепочкой штоков и даек андезибазальтов хакаринского

комплекса, с юга в центральной части прорывается штоком гранодиорит-порфиров уракского комплекса.

Установлена рудовмещающая роль разрывных нарушений северо-восточной 40-60° (рудная зона Елена) меридиональной (рудная зона Эми) и северо-западной (300-335° - линейные зоны и метасоматические жилы на правобережье истоков руч. Лариса) ориентировки (Колесников, 2006).

4. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОЕ

Гидротермально-метасоматические породы развиты на площади месторождения Светлое весьма широко. Поле изменённых пород занимает площадь порядка 40 км² в междуречье верхнего и среднего течения р. Алалиньды и Онёмна, морфология его неправильно изометричная с удлинёнными «выступами» вдоль разрывных нарушений. Локальные изолированные поля и линейные зоны метасоматитов развиты на левобережье истоков Алалиньды (рудная зона Эми), на правобережье низовьев Алалиньды, в бассейне рр. Обманщик, в верховьях р. Ники (Колесников, 2006).

Для золоторудного месторождения Светлое характерно разнообразие гидротермально-метасоматических образований, наложенных на вулканогенно-осадочные толщи кислого состава уракской свиты и среднего, основного состава хетанинской свиты. В результате петрографического анализа около 300 образцов керн скважин рудных зон Елена, Эми, Людмила, Лариса, Тамара с проведением дополнительных рентгенодифракционных анализов отдельных филлосиликатов были выделены следующие типы метасоматитов: вторичные кварциты (монокварциты, алунитовые, диккитовые, алуни-диккитовые, серицитовые), кварц-карбонатные, кварц-иллит-хлоритовые и кальцит-кварц-лептохлоритовые метасоматиты.

Рудовмещающими являются монокварциты (массивные, пористые, брекчированные) (Рисунок 4.1), алунитовые кварциты, алуни-диккитовые кварциты, диккитовые кварциты, серицитовые кварциты и серицит-кварцевые, кварц-иллит-хлоритовые метасоматиты.

Пропилиты, установлены в горных выработках ограничено в краевых частях поля вторичных кварцитов (на юго-восточном фланге рудопроявления Эми, в междуречье ручьёв Елена, Лариса, Онёмна) и на глубине в единичных скважинах. Степень изменения пород варьируется от слабой до полной. Новообразованные минералы представлены хлоритом, минералами группы слюд с дефицитом межслоевых катионов, карбонатами, монтмориллонитом, кварцем, пиритом; акцессорные – апатитом. Отмечаются редкие хлорит-карбонатные, пирит-кварцевые, карбонат-кварцевые микропрожилки. Переход от иллит-хлоритовых метасоматитов к пропилитам постепенный (Колесников, 2006).

Породы протолита были охарактеризованы пробками, отобранными в пределах рудных зон Людмила и Эми. Исходные андезибазальты, андезиты и туфы, преимущественного андезитового состава в разной степени метасоматически изменены процессами наложенной аргиллизации, что выражается в замещении полевых шпатов и

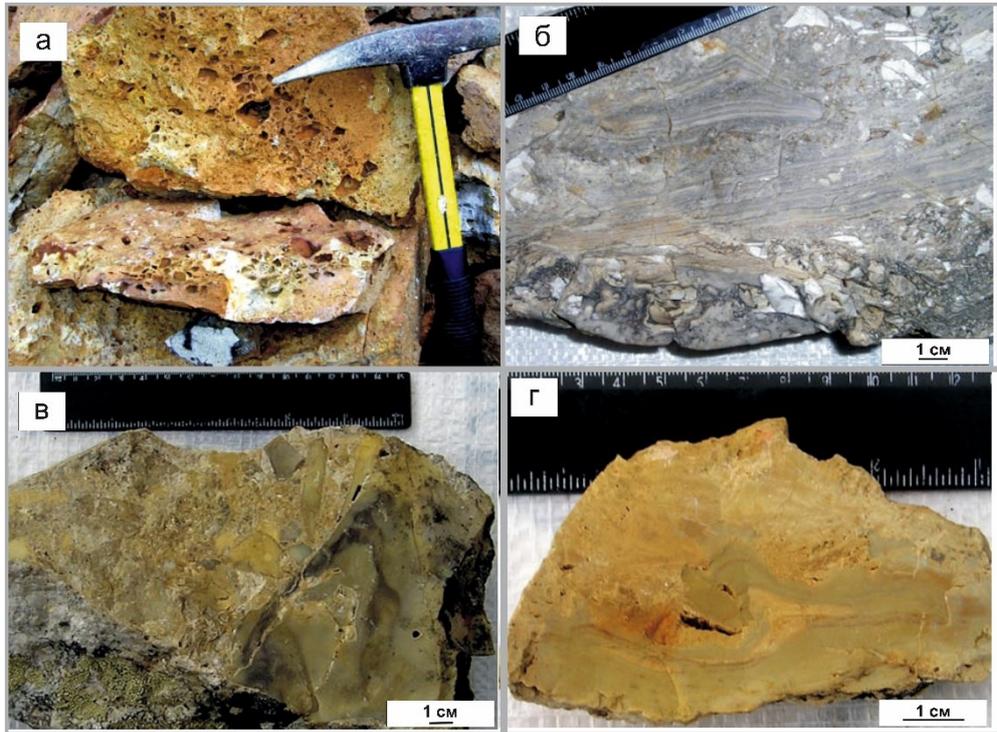


Рисунок 4.1 - Текстуры особенности монокварцитов месторождения Светлое: а – пористые (рудная зона Эми), б – брекчиево-полосчатые, в – граница массивных (серые) и брекчиевых разностей, г – метафлюидалные (б, в, г – рудная зона Елена)

темноцветных минералов (роговая обманка, биотит) глинистыми минералами и минералами группы слюд с дефицитом межслоевых катионов (Рисунок 4.2).

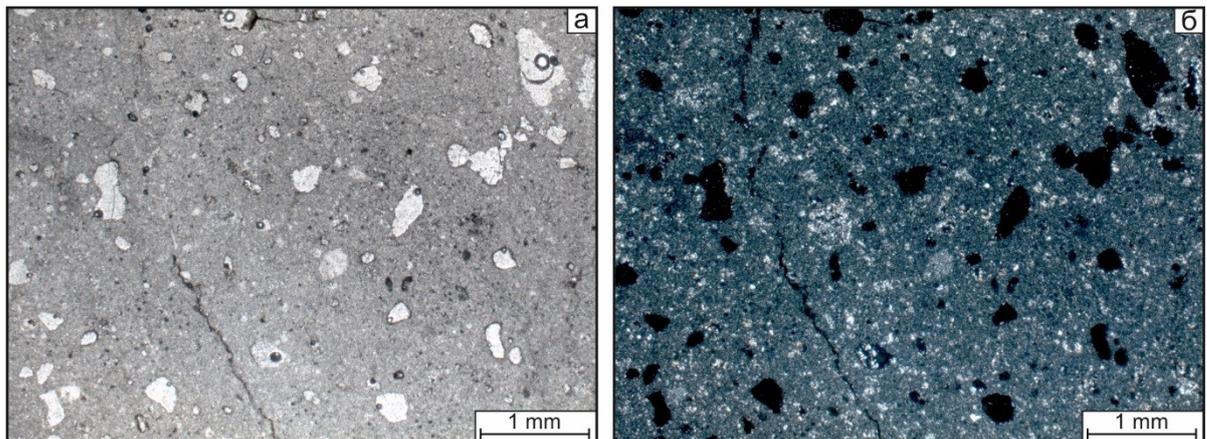


Рисунок 4.2 - Замещенные глинисто-иллитовым веществом кристаллы полевых шпатов и обломки эффузивных пород в изменённом туфе (рудная зона Людмила, скв. LD0001, гл. 3.0). а – николи II, б – николи +

Обобщенная характеристика гидротермально-метасоматических, вулканических и вулканогенно-осадочных пород, выполненная по результатам исследований шлифов по рудным зонам, приведена в Таблице 4.1, схематическая карта гидротермально-метасоматических изменений месторождения Светлое – на Рисунке 4.3. Построение периферийной зоны, представленной кварц-иллитовыми метасоматитами и хлоритовыми

Таблица 4.1 - Сводная петрографическая характеристика гидротермально-метасоматических, вулканических и вулканогенно-осадочных образований

Типы гидротермально-метасоматических образований	Минеральный состав	Структуры пород	Текстуры пород	Текстуры кварца
1	2	3	4	5
Рудная зона Эми				
Монокварциты массивные	Кварц – 80-100%, глинистые минералы – 0-10%, рудные минералы (включая гидроокислы железа) – 0-15%	Неравномернозернистая, реликтовая бластопорфировая	Неоднородная, полосчатая, гнездовая, трещиноватая, прожилковая	Колломорфная, перистая, крустификационная, мозаичная
Монокварциты пористые	Кварц – 80-100%, глинистые минералы – 0-10%, рудные минералы (включая гидроокислы железа) – 0-15%	Неравномернозернистая	Неоднородная, гнездовая, пористая, трещиноватая	Колломорфная, перистая, крустификационная, мозаичная
Монокварциты брекчированные	Кварц – 75-85%, глинистые минералы – 10-15%, рудные минералы (включая гидроокислы железа) – 5-10%	Микрозернистая	Неоднородная, брекчиевидная, пятнистая, трещиноватая	–
Алунитовые кварциты	Кварц – 60-70%; алунит – 30-40%	Микрозернистая, гетеробластовая, порфиробластовая	Неоднородная, прожилковая, пятнистая	Мозаичная
Диккитовые кварциты	Кварц – 75-80%, диккит – 15%, рудные минералы – 5-10%	Неравномернозернистая, гетеробластовая,	Неоднородная, трещиноватая, прожилковая	Мозаичная

Продолжение Таблицы 4.3

1	2	3	4	5
Серицитовые кварциты	Кварц – 65-70%, серицит – 25-30%, рудные минералы – 5%	Микрозернистая, порфиробластовая	Пористая, трещиноватая, прожилковая, пятнистая.	Крустификационная, мозаичная
Андезиты пропилитизированные	Плагиоклаз – 50-75%, вулканическое стекло – 15-35%, кальцит – 5-30%, роговая обманка – 5-10%, биотит – 5-10%, хлорит – 5%, серицит – 5%, рудные минералы – <1-15%	Порфировая	Прожилковая, трещиноватая	–
Туфы андезитов аргиллизированные, пропилитизированные	Плагиоклаз – 15-40%, вулканическое стекло – 20-70%, кальцит – 10-40%, кварц – 5-15%, иллит+хлорит+серицит – 15-50%, рудные минералы – <1-20%	Литокластическая, кристаллокластическая, литокристаллокластическая	Массивная, пористая, прожилковая	–
Рудная зона Елена				
Монокварциты массивные	Кварц 80-100%, глинистые минералы – 0-10%, рудные минералы (включая гидроокислы железа) – 0-15%	Микрозернистая, реликтовая бластопорфировая	Неоднородная, полосчатая, пятнистая, гнездовая, трещиноватая, прожилковая	Крустификационная, мозаичная,

Продолжение Таблицы 4.3

1	2	3	4	5
Монокварциты пористые	Кварц – 80-100%, глинистые минералы – 0-5%, рудные минералы (включая гидроокислы железа) – 0-20%	Неравнозернистая, реликтовая бластопорфировая	Неоднородная, пористая, пятнистая, трещиноватая, плейчатая, прожилковая	Крустификационная, мозаичная, колломорфная
Монокварциты брекчированные	Кварц – 75-85%, глинистые минералы – 10-15%, рудные минералы (включая гидроокислы железа) – 5-10%	Неравнозернистая, реликтовая бластопорфировая	Неоднородная, брекчиевидная, пятнистая, трещиноватая	Мозаичная, крустификационная, колломорфная
Алунитовые кварциты	Кварц – 50-70%, алунит – 20-50%, рудные минералы (включая гидроокислы железа) – 0-20%	Неравнозернистая, микрозернистая гетеробластовая, реликтовая бластопорфировая, порфириобластовая	Неоднородная, пористая, трещиноватая, пятнистая	Крустификационная, мозаичная
Алунит-диккитовые кварциты	Кварц – 30-50%, алунит – 20-35, диккит – 20-35%, рудные минералы (включая гидроокислы железа) – 5-10%	Микрозернистая, гетеробластовая, бластопорфировая, порфириобластовая, гранобластовая	Неоднородная, пористая, трещиноватая, пятнистая, прожилковая	Крустификационная, мозаичная

Продолжение Таблицы 4.3

1	2	3	4	5
Диккитовые кварциты	Кварц – 50-70%, диккит – 20-50%, агрегат карбоната и минералов группы слюд с дефицитом межслоевых катионов – 0-10%, рудные минералы (включая гидроокислы железа) – 0-10%, барит – 0-1%	Неравнозернистая, микрозернистая, гетеробластовая,	Неоднородная, пористая, трещиноватая, пятнистая	Крустификационная, мозаичная
Рудная зона Лариса				
Алунит-диккитовые кварциты	Кварц – 30-50%, алунит – 20-30%, диккит – 20-30%, глинисто-иллитовый агрегат – 0-15%, рудные минералы – 0-10%	Микрозернистая, гетеробластовая, реликтовая бластопорфировая	Неоднородная, пятнистая, пористая	Крустификационная
Диккитовые кварциты	Кварц – 50-60%, диккит – 30-40%, рудные минералы – 1-15%, барит – 1%	Микрозернистая, гетеробластовая, реликтовая бластопорфировая	Неоднородная, пятнистая, пористая, колломорфная, прожилковая, гнездовая	Крустификационная
Кальцит- кварц-лептохлоритовые метасоматиты	Кварц – 20-30%, лептохлорит – 30%, вермикулит – 20%, кальцит – 10%, рудные минералы – 10%	Неравнозернистая, реликтовая, фельзитовая	Массивная, пятнистая, прожилковая	–

1	2	3	4	5
Кварц-иллит-хлоритовые метасоматиты	Кварц – 0-30%, полевые шпаты (измененные глинистыми агрегатами) – 0-50%, глинистые минералы (лептохлорит, иллит-лептохлорит, лептохлорит-сметит, иллит-сметит) – 20-50% кальцит – 0-15%, рудные минералы – 0-20%	Микрозернистая, лепидогранобластовая, Неполнокристаллическая реликтовая с фельзитовой, стекловатой структурой протолита	Пористая, ориентированная	–
Кварц-кальцитовые метасоматиты	Кальцит – 60-70%, плагиоклаз (альбит) + глинистые минералы – 15-20%, кварц – 15-20%, рудные минералы (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит) – 1-2%	Неравномернозернистая, порфиробластовая	Неоднородная, пятнистая, массивная	–
Рудная зона Людмила				
Монокварциты пористые	Кварц – 80-85%, рудные минералы (включая гидроокислы железа) – 15-20%	Неравномернозернистая, микрозернистая	Неоднородная, пористая	–
Алунитовые кварциты	Кварц – 45-50%, алунит – 40-50%, рудные минералы – 5-10%	Неравномернозернистая, гетеробластовая, гранобластовая	Неоднородная, пористая, трещиноватая, пятнистая	–

Продолжение Таблицы 4.3

1	2	3	4	5
Диккитовые кварциты	Кварц – 65-70%, диккит – 15-25%, рудные минералы – 5-10%, барит – <1%	Неравномернозернистая, порфиробластовая	Неоднородная, полосчатая, пористая,	–
Кварц-иллитовые метасоматиты	Кварц – 30-40%, иллит 40-50%, пирит 10-20%	Кристаллокластическая	Неоднородная, пористая, линейная	–
Андезиты пропилитизированные	Плагиоклаз – 60-65%, кварц – 10-15%, роговая обманка – 10%, биотит – 5%, кальцит – 5%, рудные минералы – 5%	Порфировая	Массивная	–
Туфы кислого состава аргиллизированные	Кварц – 25-40%, вулканическое стекло – 30-50%, плагиоклаз – 0-30%, иллит+хлорит+серицит – 5-25%, рудные минералы – 1-5%	Литокластическая, кристаллокластическая, литокристаллокластическая	Массивная, прожилковая, трещиноватая	–

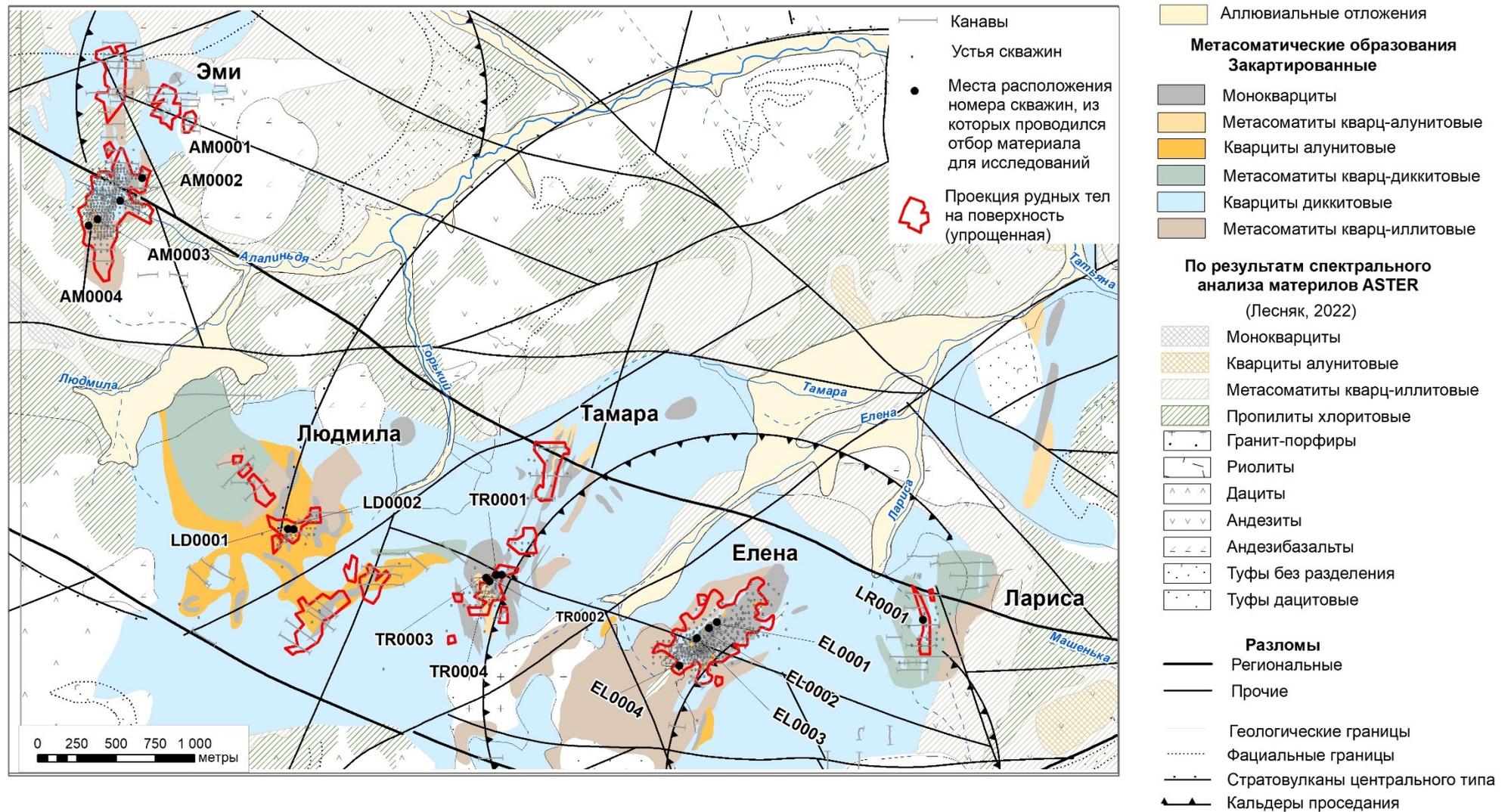


Рисунок 4.3 - Схематическая карта гидротермально-метасоматических изменений месторождения Светлое, масштаб 1:25 000. Составлена Левочской Д.В. с использованием материалов (Мишин 2011, Лесняк, 2022)

пропилитами с останцами вторичных кварцитов (показаны штриховкой), базируется на интерпретации результатов спектрального анализа многозональных космических снимков ASTER (Ананьев, 2019), а также с учётом классических моделей эпитермальных золоторудных месторождений (Hedenquist и др., 1995; Sillitoe, 2010; Vila, Sillitoe, 1991).

4.1 Текстуры особенности кварца

Были изучены текстурные особенности гидротермально-метасоматического кварца во всех разновидностях вторичных кварцитов месторождения, выделены три типа характерных текстур: аллотриоморфная, колломорфная, крустификационная (мозаичная, перистая) (Рисунок 4.4).

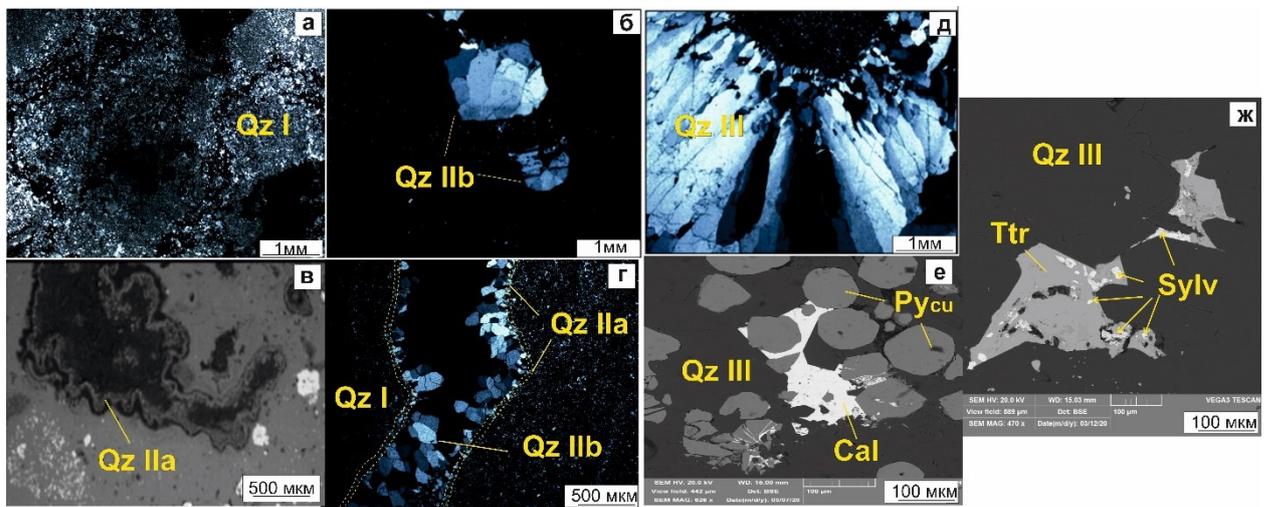


Рисунок 4.4 - Микрофотографии в отраженном свете (а, б, г, д) свете и СЭМ-снимки в детекторе BSE (в, е, ж) текстурных особенностей жильного кварца (Qz): аллотриоморфная (Qz I) (а), колломорфная (Qz IIa) (в), мозаичная (б), крустификационная (г), (Qz IIb), крустификационная (е, ж), перистая (д) (Qz III). Скв. AM0003 31.6 м (в, е), 38.8 м (ж), 40.9 м (е), 49.8 (д), 200 м (а), скв. EL0001 91.8 м (б), скв. EL0003 12.5 м (г)

Наиболее широко распространен ранний аллотриоморфный кварц метасоматитов Qz I (Рисунок 4.4а). Колломорфный Qz IIa (Рисунок 4.4 в), мозаичный Qz IIb (Рисунок 4.4 б) и перистый Qz IIb (эвгедральный) (Рисунок 4.4 д) жильный кварц формируется на более поздних стадиях гидротермального процесса при смешении магматогенного флюида с метеорными водами, а также при быстром падении температуры и/или давления (Moncada и др., 2012).

На первой стадии формировался колломорфный кварц, который обрамляется более крупнокристаллическим кварцем мозаичной текстуры. Подобная зональность, вероятнее всего, указывает на многоактное (или пульсационное) поступление флюидов. Кристаллический кварц Qz IIb развивается по стенкам порового пространства и трещин.

Этот текстурный тип жильного кварца, отмечен во всех вторичных кварцитах, за исключением брекчированных монокварцитов.

В целом в пределах залежи вторичных кварцитов отмечается приуроченность колломорфного и перистого кварца к пористым и, реже, к массивным монокварцитам. Мозаичный кварц распространен более широко и встречается во всех типах вторичных кварцитов, часто заполняя поры и трещины.

Кварц поздней генерации Qz III (Рисунок 4.4 д-ж) выполняет прожилки рудной ступени, заполняет трещины, пустоты и, в первую очередь устанавливается по парагенезису с минералами золото-серебро-теллуридно-полиметаллической ассоциации, характеризуется колломорфной, мелкокристаллической, крустификационной (Рисунок 4.4 у, ж), перистой (Рисунок 4.4 д) текстурами. Кварц поздней стадии наложен на все разности вторичных кварцитов, серицит-кварцевые и кварц-иллит-хлоритовые метасоматиты рудных зон месторождения Светлое.

По результатам выполненных работ построены схематические карты гидротермально-метасоматических изменений (Рисунки 4.3, 4.6) для рудных зон Эми, Лариса и обобщённая для рудных зон Людмила, Тамара, Елена.

4.2 Метасоматическая зональность рудной зоны Эми

По результатам минералого-петрографических исследований установлено, что в пределах рудной зоны Эми околорудные изменения вмещающих пород представлены, главным образом, *вторичными кварцитами* (монокварциты, пористые и брекчированные кварциты (Рисунок 4.5, а-г)), в значительно меньшей степени *алуниновыми* и *диккитовыми кварцитами* (Рисунок 4.5, д-з) и *кварц-серицитовыми метасоматитами* (Рисунок 4.5 и-к). Неизмененных вмещающих пород в пределах зоны Эми обнаружено не было, все исходные андезитовые породы и их туфы преобразованы в той или иной степени процессами метасоматической серицитизации, карбонатизации, хлоритизации, пелитизации, с сохранением реликтовых очертаний порфировых вкрапленников, замещенных серицитом или мусковитом (Рисунок 4.5, л-м).

Латеральная и вертикальная метасоматические зональности продемонстрированы на Рисунках 4.6 и 4.7.

Монокварциты: Основная масса пород сложена аллотриоморфнозернистым, микрозернистым (0.01-0.02 мм) кварцем среди которого наблюдаются локальные включения более крупных кристаллов кварца (до 1 мм). Порода пронизана множеством разноориентированных взаимно-пересекающихся трещин. Трещины полностью заполнены

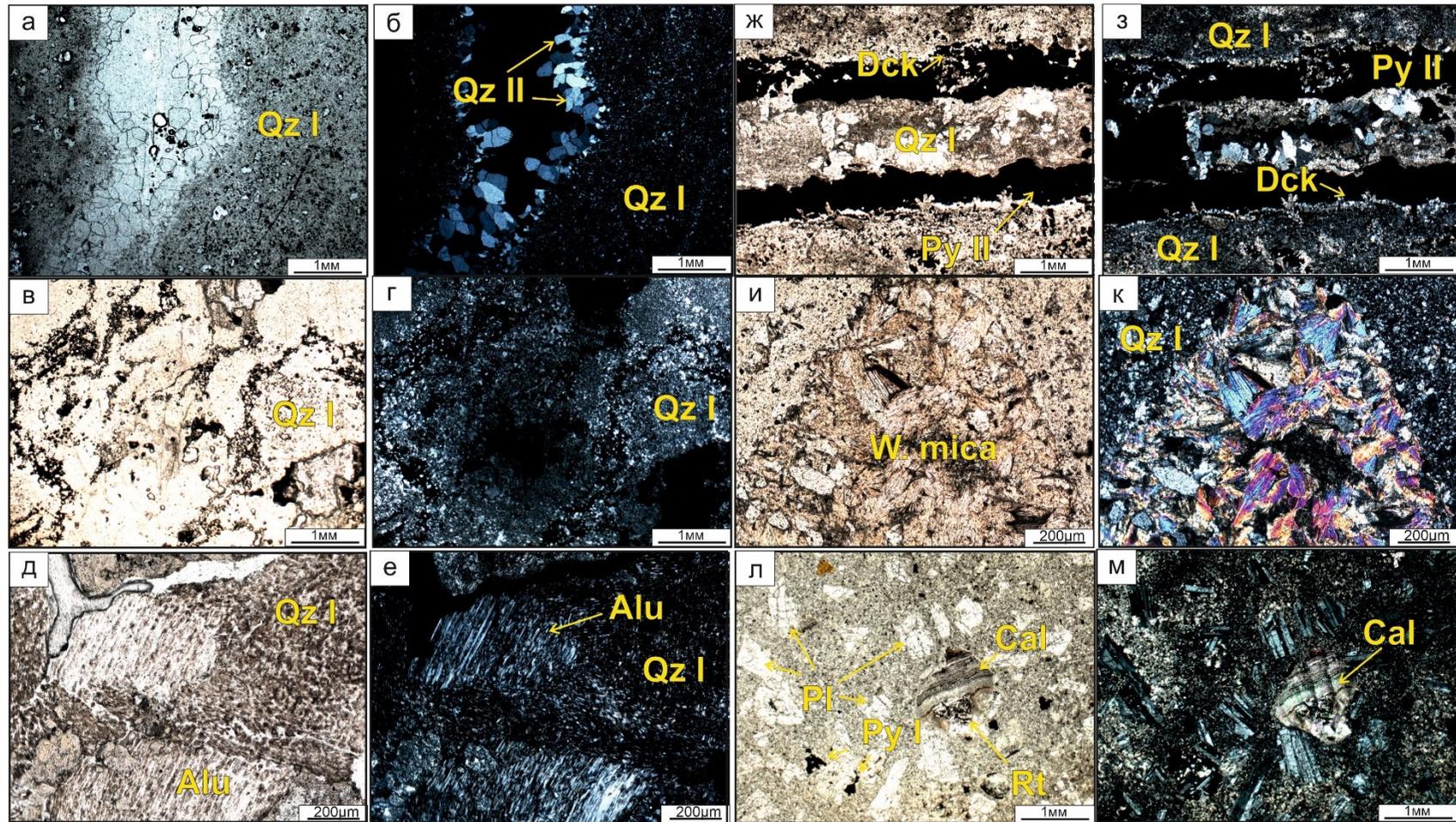


Рисунок 4.5 - Фотографии полированных шлифов метасоматитов рудной зоны Эми в параллельных (а,в,д,ж,и,л) и скрещенных (б,г,е,з,к,м) николях. Пористые монокварциты, представлены кварцем (Qz) различных морфологических типов – мозаичным и перистым (скв. Am0003, гл. 40.9 м) (а-б); брекчированные кварциты с повышенной трещиноватостью (скв. Am0003, гл. 109.8м) (в-г); алунитовые (Alu) кварциты (скв. Am0003, гл. 13.6 м) (д-е); диккитовые (Dck) кварциты с прожилками пирита (Py) (скв. Am0003, гл. 200 м) (ж-з); кварц-серицитовые (W.mica) метасоматиты (скв. Am0002, гл. 62.5 м) (и-к); андезиты, метасоматически изменённые, с реликтовыми вкрапленниками плагиоклазов (Pl) на фоне измененной основной массы стекла с вкрапленностью пирита (Py) неправильной формы и зональным зерном кальцита (Cal) с вкрапленностью игольчатого рутила (Rt) (скв. Am0001, гл. 21.8 м) (л-м)

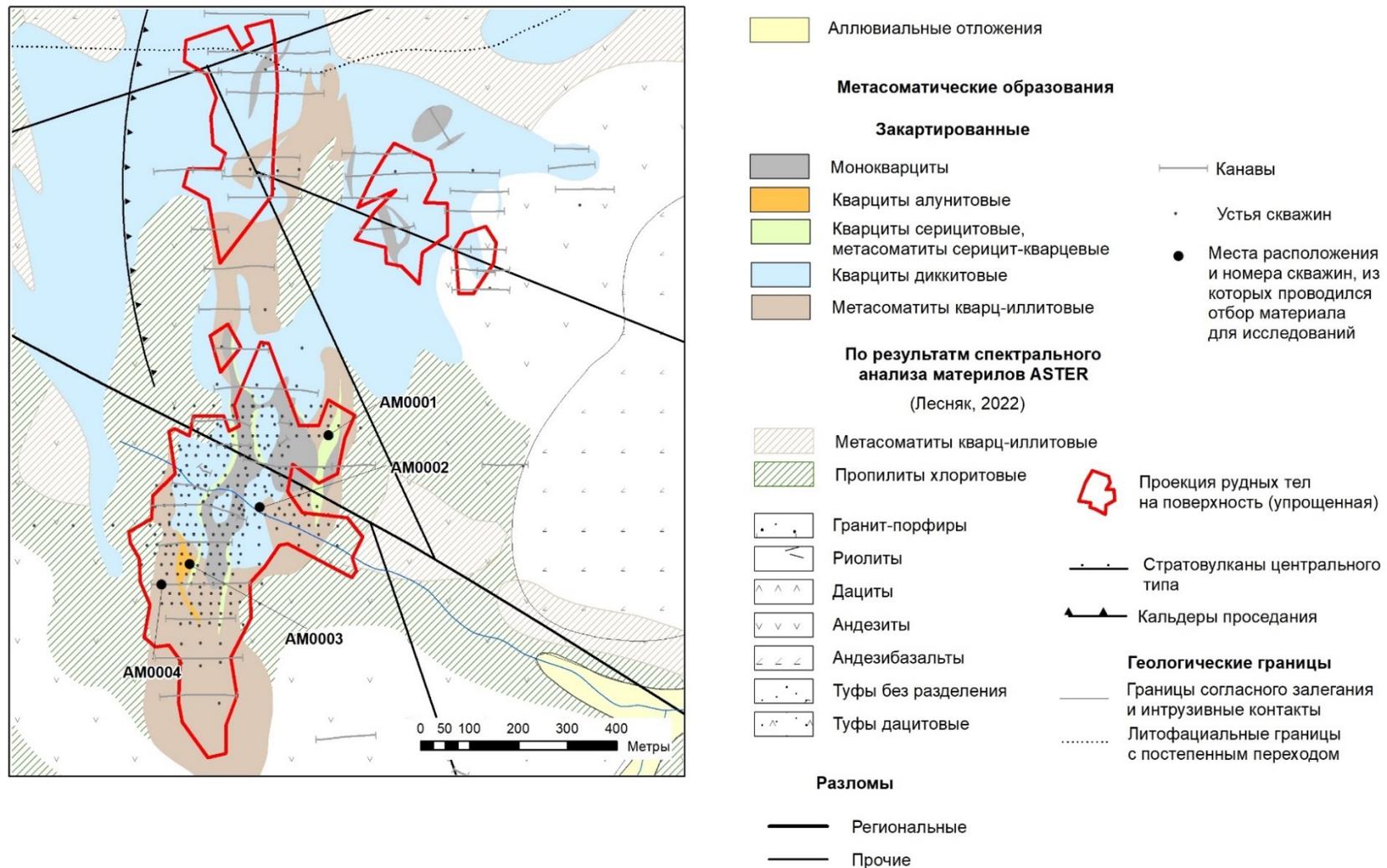


Рисунок 4.6 - Схематическая карта гидротермально-метасоматических изменений рудной зоны Эми, масштаб 1:10 000. Составлена Левочской Д.В. с использованием материалов (Мишин 2011, Лесняк, 2022)

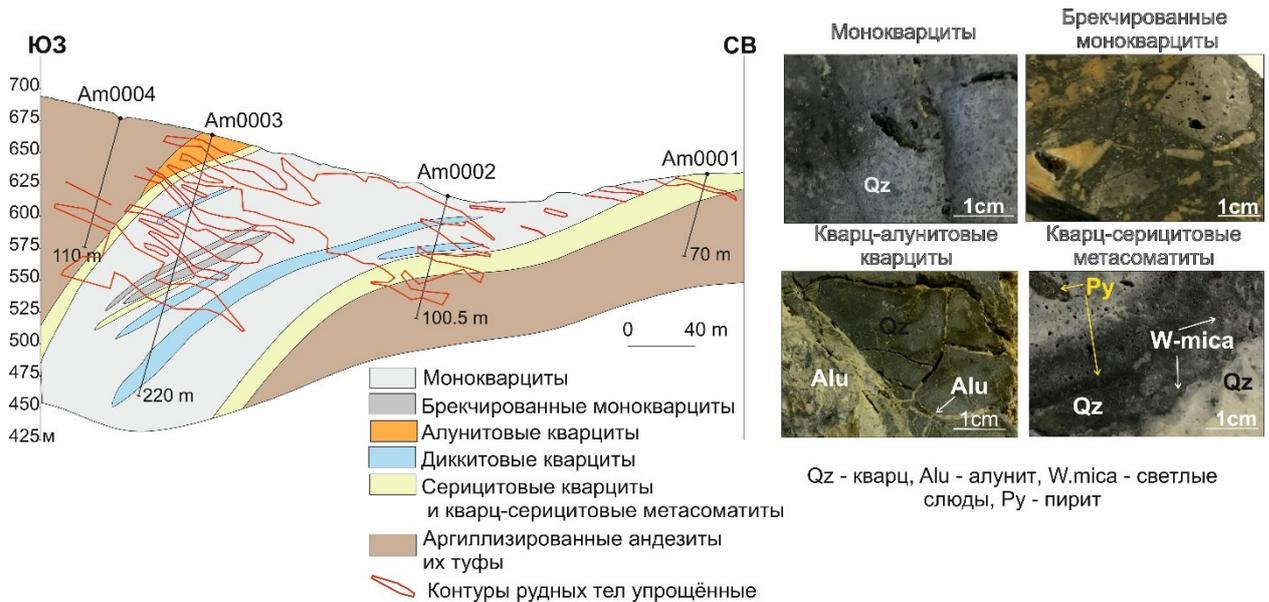


Рисунок 4.7 - Рудная зона Эми. Схематический разрез, демонстрирующий вертикальную зональность гидротермально-метасоматических изменений. Составлен Левочской Д.В., Рубан А.С.

кварцем, образуя систему пересекающихся прожилков. Относительно крупные трещины (до 4 мм) локально зияющие, характер заполнения трещин – друзовый. Отмечено 3 генерации кварца: 1-я генерация – аллотриоморфнозернистый микро- и, реже, мелкозернистый кварц, слагающий основную массу породы; 2-я генерация – микро- и мелкозернистый укрупненный кварц, развивающийся по трещинам; 3-я генерация – мелкозернистый хорошо раскристаллизованный крупный (до 1 мм) мозаичный кварц, заполняющий трещины и поры, а также образующий в основной массе породы скопления до 2 мм в поперечнике. Породы характеризуются высоким содержанием рудных минералов. В некоторых шлифах содержание пирита достигает 40-50% объемных процентов от общего объема прозрачного полированного шлифа. Рудные минералы образуют линейные (Рисунок 4.5, ж) и гнездовидные скопления (Рисунок 4.5, л), а также могут присутствовать в виде равномерно рассредоточенных в основной массе единичных зерен.

Пористые монокварциты наиболее характерный тип кварцитов по отношению к другим структурно-текстурным разновидностям. Происхождение пор – процессы кислотного выщелачивания, характерные для эпитермальных месторождений (*vuggy quartz*, *vuggy silica*). Их минеральный состав аналогичен массивным монокварцитам. Размер пор изменяется в пределах от 0.05 до 2 мм (в среднем 0.2 мм), объемная пористость до 50% от площади шлифа. Пространственных закономерностей в вариациях размерности пор и объемной пористости не выявлено. Для пор характерны текстуры обрастания, выраженные

развитием друз идиоморфного кварца по стенкам порового пространства (Рисунок 4.5, а, б). Нередко каверны полностью заполнены более крупными (относительно основной массы) агрегатами мозаичного эвгедрального кварца, а также рудными минералами (преимущественно пиритом). Породы часто трещиноватые. Ширина трещин достигает 2.5 мм. По стенкам развивается друзовидный идиоморфный кварц. Как правило, трещины заполнены кварцем и рудными минералами, реже зияющие. В окисленных разностях поровое пространство и трещины заполнены гидроокислами железа.

Брекчированные монокварциты представлены монокварцитами, развивающимися по обломочным вулканическим породам. Порой наблюдается друзовидный кварц, обрастающий крупные полости (Рисунок 4.5, в). Основная масса этих пород сложена аллотриоморфнозернистым микрозернистым кварцем (0.01-0.03 мм) с равномерно рассредоточенным пиритом. Кварц с пиритом нарушен наложенными трещинами, что устанавливается визуально в полевых наблюдениях. Вкрапленность пирита имеет шпировый пятнистый характер. Пирит брекчированный, с ним ассоциируют призматические кристаллы рутила.

Алунитовым кварцитам свойственны трещиновато-прожилковая текстура и вторичная порфириовидная структура (Рисунок 4.5, д). Порода сложена темно-коричневым микрокристаллическим кварц-глинистым агрегатом, нарушенным трещинами шириной до 1 мм. Трещины заполнены микрозернистым алунитом, представленным длиннопризматическими кристаллами размером не более 0.01 мм. Помимо заполнения трещин, алунит образует мономинеральные скопления с размером в поперечнике до 1мм. В этих скоплениях алунит имеет игольчатую форму кристаллов с размером до 0.2 мм.

Диккитовые кварциты сложены микрозернистым кварцем (0.01-0.05 мм) аллотриоморфнозернистой структуры и мелкочешуйчатым диккитом, среди которых часто выделяются более крупные зерна микро- и мелкозернистого кварца (до 0.5 мм). Преобладающий минерал – диккит, что установлено по 1) данным рентгено-дифракционного анализа и 2) оптическому знаку. Содержание диккита около 15% от площади шлифа. В основной массе выделяются зоны с кристаллами идиоморфного призматического гексагонального габитуса кварца, имеющего зональное строение, размерностью от 0.5-1мм, с полостями между кристаллами до 2 мм. Кварцевые агрегаты имеют мозаично-блоковое строение. С этой зоной ассоциирует рудная минерализация представленная, преимущественно пиритом, который в отдельных шлифах и пластинах формирует протяженные зоны (Рисунок 4.5, ж).

Гидротермальные *кварц-серицитовые метасоматиты и кварциты* обнаружены в виде прослоев среди вторичных кварцитов. Основная масса породы сложена

аллотриоморфнозернистым, микрозернистым (0.01-0.02 мм) кварцем. В межзерновом пространстве отмечается развитие глинистых минералов: диккита, каолинита. Среди кварц-глинистого агрегата выделяются включения веерообразных скоплений кристаллов серицита (Рисунок 4.5, и). В основной массе наблюдаются участки, сложенные более крупными кристаллами кварца (до 0.2 мм). К этим участкам также приурочены веерообразные агрегаты серицита. В основной массе многочисленные поры диаметром ~0.5 мм. По стенкам пор развивается друзовидный идиоморфный кварц (текстуры обрастания), вплоть до полного заполнения пор. Предположительно серицитовые агрегаты заполняют поровое пространство (Рисунок 4.5, и). Порода рассечена многочисленными трещинами средней мощностью 0.5 мм. Наблюдается локальные расширения трещин до 2 мм. Трещины заполнены кварцем (размеры зерен до 1 мм) и серицитом (до 0.5 мм), рудными минералами (пирит, до 0.1 мм). Рудная минерализация отмечается как в прожилках, так и в виде мелкой вкрапленности, равномерно рассредоточенной в основной массе. Размеры зерен рудных минералов не превышают 0.02 мм.

Метасоматически изменённые туфы характеризуются литокластической, кристаллокластической, литокристаллокластической структурами при массивной, пористой, флюидальной и прожилковой текстурах. Среднее содержание минералов изменяется в следующем диапазоне: плагиоклаз – 15-40%, вулканическое стекло – 20-70%, кальцит – 10-40%, кварц – 5-15%, иллит+хлорит+серицит – 15-50%, рудные минералы – <1-20%.

Метасоматически изменённые андезиты характеризуются преимущественно реликтовой порфировой структурой, прожилковой и трещиноватой текстурой. Нередко основная масса изменённых андезитов сложена микрозернистым кварцем, среди которого обломки полевых шпатов, замещенные серицитом и мусковитом (Рисунок 4.5, л). Обломки угловатые, размер до 1 мм. Отмечается пелитизация полевых шпатов. Трещины открытые, зияющие, ширина около 0,5 мм. Рудные минералы образуют линейно вытянутые скопления, тяготеющие к трещинам.

4.3 Метасоматическая зональность рудных зон Елена, Людмила, Тамара

В разделе приведена обобщённая схема метасоматической зональности для рудных зон Людмила, Тамара, Елена. Рудная зона Елена выбрана в качестве эталонной в следствие локализации центральной части палеовулканической постройки урацкого времени (Рисунок 3.1) и наиболее полнопроявленной метасоматической колонки.

Исходя из проанализированного каменного материала околорудные изменения вмещающих пород представлены, главным образом, *вторичными кварцитами* (монокварциты и брекчированные кварциты (Рисунок 4.8, а-е), *алунитовыми* (Рисунок 4.8, ж) и *диккитовыми* кварцитами (Рисунок 4.8, и), а также их окисленными (Рисунок 4.8, а) и переходными (Рисунок 4.8, л-м) разновидностями. Монокварцитовые тела обрамляются алунитовыми кварцитами, при этом на локальных участках отмечается переход от монокварцитов к диккитовым, алунит-диккитовым и алунитовым кварцитам (Рисунок 4.9). Внутри алунитовой залежи наблюдается зональное распределение алунита в микрозернистом кварцевом базисе. Это выражается в постепенном увеличении содержания алунита от периферии (20-25%) к осевой части залежи (до 50 %). Увеличение содержания алунита сопровождается уменьшением размеров кристаллов и их более равномерным распределением в основной массе породы – в периферийных частях алунит представлен порфиروبластовыми включениями длиннопризматических кристаллов размером до 1 мм (Рисунок 4.8, ж), в осевой части - тонкозернистым агрегатом. В алунитовых кварцитах также отмечаются прослойки, представленные монокварцитами и алунит-диккитовыми кварцитами.

Монокварциты сложены аллотриоморфнозернистым микрозернистым кварцем (0.01-0.05 мм) среди которого выделяются более крупные зерна, как единичные, так и в виде изометричных и линейных скоплений, микро- и мелкозернистого мозаичного кварца (до 1 мм). При окислении в межзерновом пространстве основной массы обильно развиваются гидроокислы железа (Рисунок 4.8, а). В пределах рудной зоны Елена наблюдается зона окисления общей мощностью до 120 м (Рисунок 4.9), которая диагностируется по наличию минералов гипергенной стадии: лимонита, ярозита, микасаита, дидохита, церуссита, бурнонита. В породах развита рудная минерализация, в некоторых образцах процентное содержание рудных минералов, главным образом пирита, достигает 10-15%. Породы часто трещиноватые. Ширина трещин достигает 10 мм. Стенки трещин обрастают идиоморфным кварцем, образуя крустификационную текстуру. Часто относительно мощные трещины (> 0.5 мм) зияющие.

Брекчированные разновидности сложены аллотриоморфнозернистым кварцем, который образуется по первичным обломкам с размером в поперечнике до 3 мм (Рисунок 4.8, д). Межобломочное пространство заполняется сцементированным кремнисто-глинистым агрегатом, образующим полосы и вытянутые зоны. Среди основной массы многочисленны каверны и пустоты размером от 0.05 до 1.5 мм.

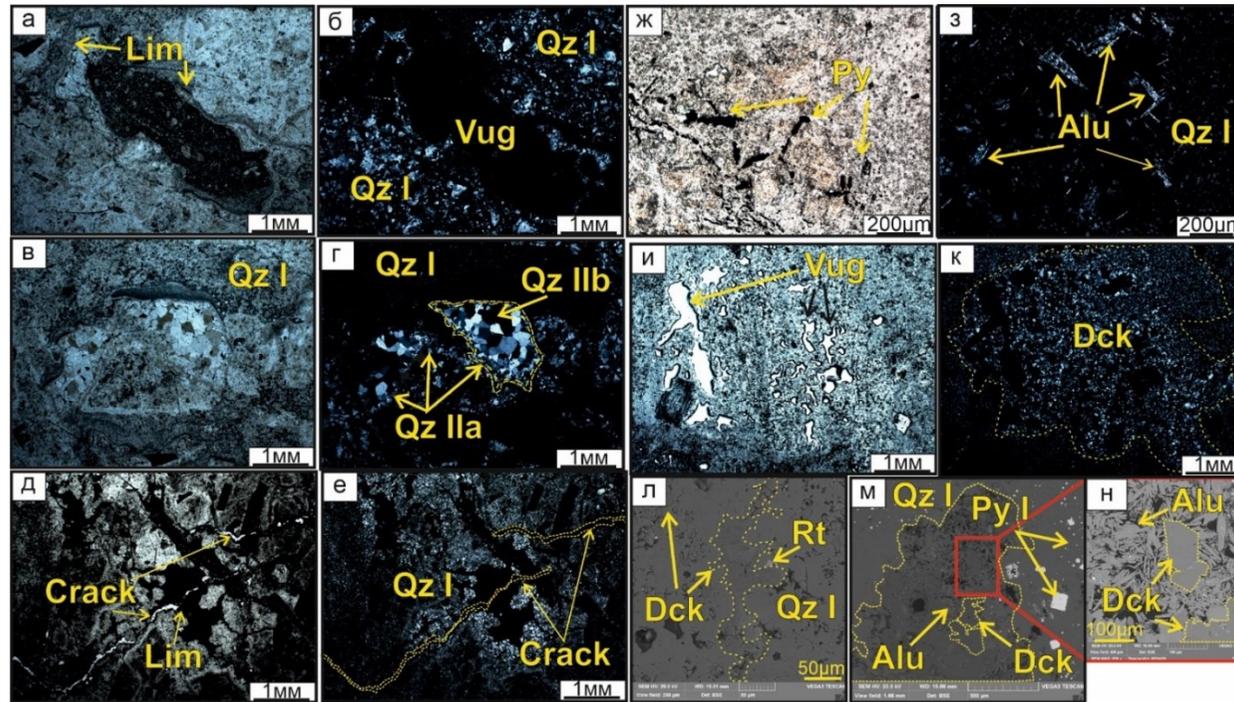


Рисунок 4.8 - Фотографии полированных шлифов метасоматитов рудной зоны Елена в параллельных (а,в,д,ж,и) и скрещенных (б,г,е,з,к) николях, а также обратно-отражённых электронах электронного сканирующего микроскопа (л,м,н). Пористые монокварциты из поверхностной зоны окисления, представлены кварцем (Qz) в ассоциации с лимонитом (Lim) (скв. E10003, гл. 0.8 м) (а-б); увеличенный фрагмент пористого монокварцита, отражающий несколько генераций кварца (Qz): микрокристаллический (неразлично зернистый) (I), мелкозернистый – перистый, формирующий структуры обрастания (II) и мелкозернистый мозаичный (III) (скв. E10003, гл. 0.8 м) (в-г); брекчиевые монокварциты (Qz) с обломочной текстурой и обильным количеством трещин (Crack), частично заполненных гидроксидами железа (Lim) (скв. E10003, гл. 11.3 м) (д-е); алунитовый (Alu) кварцит (Qz) с вкрапленностью рудных минералов, представленных преимущественно пиритом (Py) (скв. E10003, гл. 55.7 м) (ж-з); диккитовые кварциты, где диккит (Dck) заполняет гнезда и пустоты выщелачивания в кварце (Qz) (скв. E10001, гл. 61.3 м) (и-к); увеличенный фрагмент предыдущего образца диккитовых кварцитов в обратно-отраженных электронах сканирующего микроскопа, демонстрирующей зерно диккита (Dck) в ассоциации с рутилом (Rt) на фоне кварца (Qz) (скв. E10001, гл. 61.3 м) (л); алунит (Alu)-диккитовые (Dck) кварциты (Qz)ⁱ с вкраплениями пирита (Py) кубического габитуса (скв. E10003, гл/ 41.3 м) (м); увеличенный фрагмент предыдущего участка, показывающий тесные взаимоотношения вытянутых кристаллов алунита с доменными агрегатами диккита, выполняющие пустоты выщелачивания в кварце (скв. E10003, гл. 41.3 м) (н)

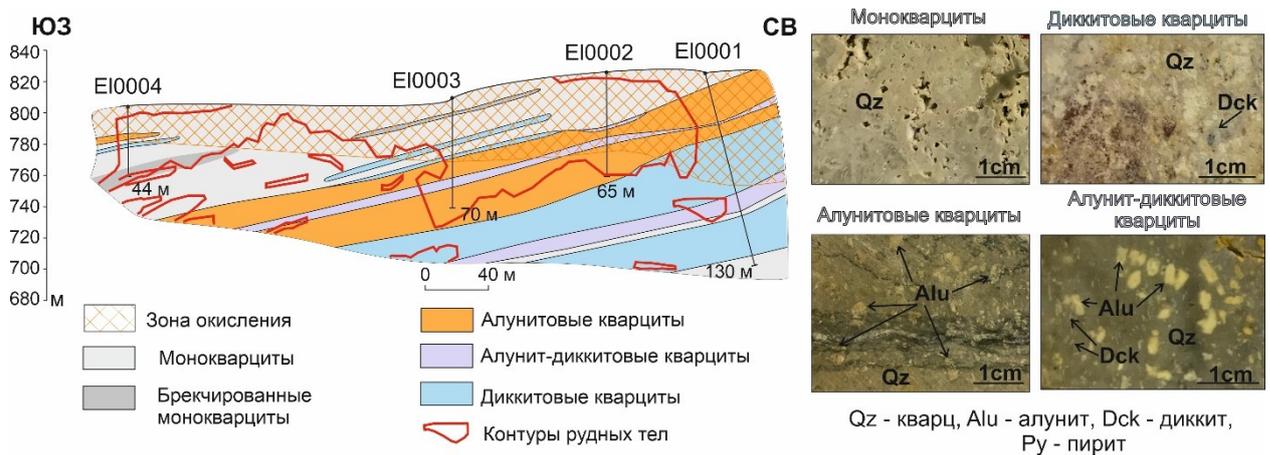


Рисунок 4.9 - Рудная зона Елена. Схематический разрез, демонстрирующий вертикальную зональность гидротермально-метасоматических изменений. Составлен Левочской Д.В., Рубан А.С.

Алунитовые кварциты. В зависимости от форм нахождения алуниита в пределах рудной зоны Елена выделяется 2 типа алунитовых кварцитов. Для первого характерно присутствие алуниита в виде скоплений крупных (до 1 мм по удлинению) кристаллов, часто порфирированных, находящихся среди основной мелкозернистой кварцевой массы, а также заполняющих каверны и трещины (Рисунок 4.8, ж). Во втором алуниит представлен мелкозернистыми (до 0.05 мм) удлинёнными кристаллами, равномерно распределёнными среди кварца и образующими скопления. Для этого типа характерно максимальное содержание алуниита (до 50%). Равномернозернистый кварц в основной массе встречается редко. Алуниит присутствует в 3-х генерациях:

1) микро- и мелкозернистые (0.01-0.05 мм) кристаллы вытянутой призматической формы, равномерно рассредоточенные среди кварца в основной массе и/или образующие мономинеральные скопления;

2) микро- и мелкозернистые кристаллы вытянутой призматической и таблитчатой формы, заполняющие каверны и трещины (вплоть до мономинеральных прожилков мощностью до 0.5 мм);

3) порфириобластовые включения длиннопризматических кристаллов алуниита (Рисунок 4.8, ж). Породы содержат реликты кристаллокластов (полевые шпаты, роговая обманка) таблитчатой и вытянутой призматической формы. При окислении в реликтах отмечаются гидроокислы железа.

К прожилковому кварцу приурочена густая вкрапленность зерен рудных минералов, а также их гнезда, прожилки, просечки; в основной массе рудные минералы представлены единичными зернами, а также гнездовидными скоплениями.

Алунит-диккитовые кварциты представляют собой переходные породы между алунитовыми и диккитовыми разностями.

Диккитовые кварциты обрамляют залежи монокварцитов, а также образуют в них линзы. Диккит присутствует в 2-х разновидностях: 1 – микрозернистые чешуйчатые кристаллы (0.02-0.04 мм), равномерно рассредоточенные среди кварца в основной массе и/или образующие мономинеральные скопления (предположительно, более ранняя генерация); 2 – микро- и мелкозернистые чешуйчатые и таблитчатые кристаллы (до 0.2 мм), заполняющие поровое пространство и, значительно реже, трещины (Рисунок 4.8, и). Диккит 2-й разновидности наиболее отчетливо проявляется в приконтактных зонах с алунитовыми кварцитами и монокварцитами (Рисунок 4.9).

Диккитовые залежи подстилаются кварц-иллитовыми метасоматитами, содержание кварца в которых, в большинстве случаев, не превышает 30%. В кварц-иллитовых метасоматитах сохраняются структурно-текстурные признаки и основные черты минерального состава исходных вулканических и вулканогенно-обломочных первичных пород. Поскольку наиболее полно разрез подстилающих диккитовые кварциты кварц-иллитовых метасоматитов был изучен на рудной зоне Лариса, описание кварц-иллит-хлоритовых метасоматитов будет приведено в следующем разделе.

4.4 Метасоматическая зональность рудной зоны Лариса

Значительную роль в метасоматической колонке рудной зоны Лариса играют кварц-иллитовые метасоматиты, развитые по туфам дацитового и риодацитового составов уракской свиты. В пределах зоны установлена следующая метасоматическая зональность (сверху вниз): алунит-диккитовые кварциты → диккитовые кварциты → кварц-иллитовые метасоматиты (Рисунок 4.10). По латерали в восточном направлении отмечается смена сульфатных метасоматитов на кварц-гидрослюдистые метасоматиты с прослоями кварц-кальцитовых метасоматитов (Рисунок 4.11). Описание кварцовой части метасоматической колонки не приводится, поскольку породы аналогичны соответствующим разновидностям кварцитов рудной зоны Елена (раздел 4.2).

Кварц-иллит-хлоритовые метасоматиты (Рисунок 4.11, а-в) развиты по туфам кислого состава уракской свиты. Преобладающие структуры микрокристаллическая, гранолепидобластовая с реликтами фельзитовой, стекловатой структуры протолита, ярко выражена ячеистая модель микроструктуры глинистых минералов в виде хаотичных или спутанных ультрамикроягрегатов субизометричной или вытянутой листовых форм; текстуры – пористая, реликтово ориентированная. Глинистые минералы (лептохлорит, иллит-лептохлорит, лептохлорит-сметтит, иллит-сметтит) слагают 20-50% объема пород,

пелитизированный плагиоклаз до 50%, кварц до 30%, кальцит до 15%, рудные минералы до 20%. Рудная минерализация распределена относительно равномерно, реже формирует микропрожилки и гнёзда.

Кальцит-вермикулит-лептохлоритовые метасоматиты (по литокристаллокластическим туфам) состоят из кварца – 20-30%, лептохлорита – 30%, вермикулита – 20%, кальцита – 10%, рудных минералов – 10%. Отмечаются прожилки

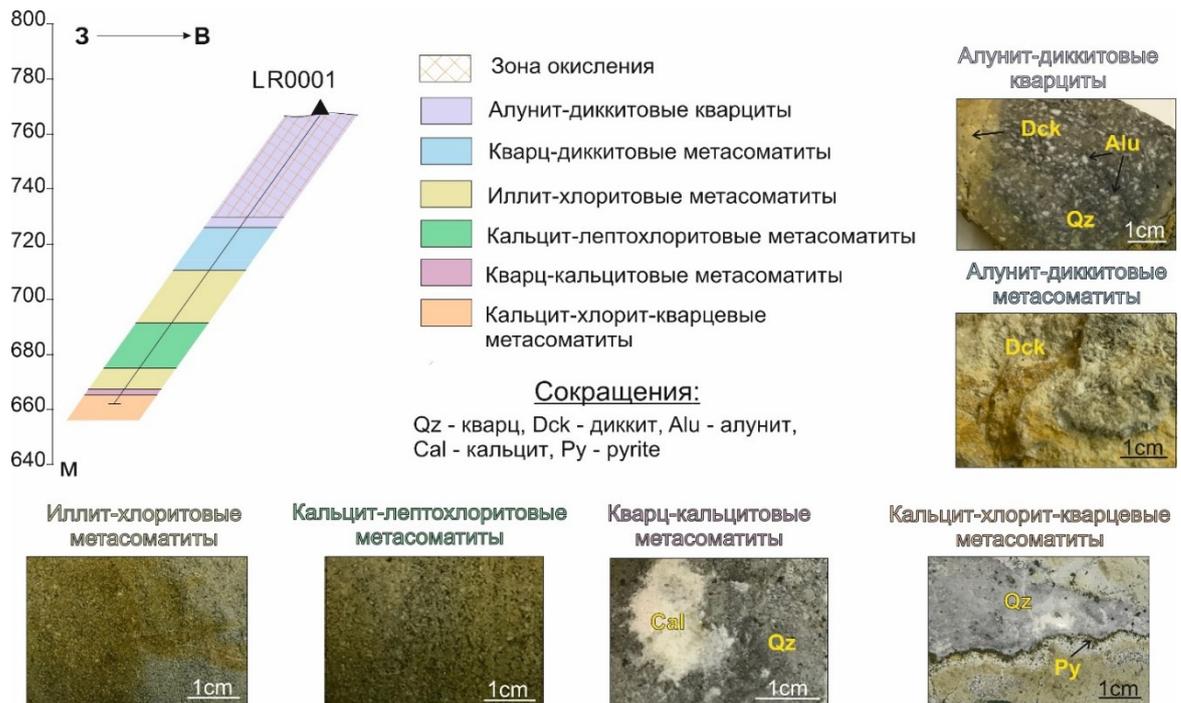


Рисунок 4.10 - Рудная зона Лариса. Схема гидротермально-метасоматической зональности по скважине LR0001. Составлен Левочской Д.В., Рубан А.С.

параллельно волокнистого минерала (крупночешуйчатого лептохлорита) мощностью до 0.25 мм (Рисунок 4.11 г-е).

Кварц-кальцитовые метасоматиты установлены только в пределах рудной зоны Лариса. Основная масса сложена разномерным кальцитом 60-70%, среди которого наблюдаются замещенные глинистым агрегатом кристаллокласты плагиоклаза 15-20%, а также мономинеральные скопления кварца 15-20%. Кальцит представлен ксеноморфными зернами размером от 0.1 до 0.5 мм, которые нацело замещают обломки и основную массу исходной породы (Рисунок 4.11, ж-и). Для пород характерна неравномернотекстурированная, порфиробластовая структура и неоднородная, пятнистая, массивная текстура. Рудные минералы представлены пиритом в виде редкой рассеянной вкрапленности идиоморфных зерен размером 0.05-0.2 мм.

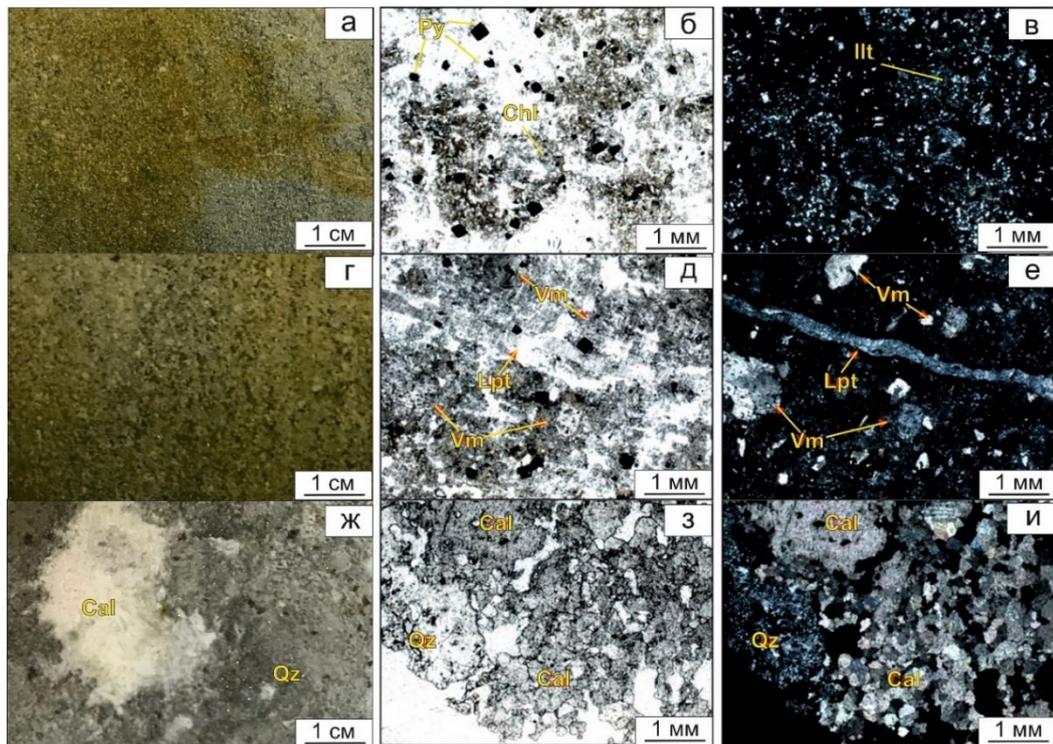


Рисунок 4.11 - Фотографии образцов (а, г, ж) полированных шлифов (б, в, д, е, з, и) метасоматитов рудной зоны Лариса в параллельных (б, д, з) и скрещенных (в, е, и) николях. Иллит (Ill)-хлоритовые (Chl) метасоматиты с вкрапленностью пирита (Py) (скв. LR0001, гл. 80.5 м) (а-в); лептохлоритовый прожилок в кальцит-вермикулит-лептохлоритовом метасоматиты (скв. LR0001, гл. 92.8 м; Vm – вермикулит, Lpt - лептохлорит) (г-е); кварц (Qz) –кальцитовые (Cal) метасоматиты (скв. LR0001, гл. 122. 0 м) (ж-и)

4.5 Выводы

Рудовмещающие гидротермально-метасоматические породы месторождения Светлое развиваются по вулканитам среднего, основного состава (рудная зона Эми) и кислого состава (рудные зоны Людмила, Тамара, Елена и Лариса. Петрографическим анализом установлены вторичные кварциты (монокварциты, алунитовые, диккитовые, алунит-диккитовые, серицитовые), кварц-карбонатные и кварц-иллитовые метасоматиты. Вторичные кварциты, вмещающие рудные тела месторождения Светлое, слагают разобщенные зонально построенные, в плане многослойные залежи неправильной вытянутой формы, имеющие наклонное залегание. Осевые части рудовмещающих залежей сложены монокварцитами, серицитовыми и диккитовыми кварцитами, которые подразделяются по текстурным особенностям на массивные, брекчированные и пористые разновидности. Наибольшее распространение имеют пористые монокварциты, поровое пространство в которых может оставаться пустым, либо быть заполненным друзовым кварцем, рудной минерализацией, сульфатами, филлосиликатами и др.

Метасоматиты, развитые в пределах рудных зон Елена, Тамара, Лариса, Людмила (алунитовые и диккитовые разности вторичных кварцитов, наряду с пористыми монокварцитами) содержат повышенное количество других сульфатов (барит, ярозит, микасаит, англезит и т.д.). Отсутствие адуляра и ограниченное распространение кальцита, спорадически отмечающегося в периферийных зонах месторождения, например, в пределах рудной зоны Лариса, позволяет сделать вывод о формировании околорудных метасоматитов месторождения Светлое в условиях повышенной кислотности фильтрующихся растворов согласно существующим представлениям об эпитегрмальных системах (Lindgren, 1933; White, 1955; Sillitoe, 1977, 1993; Hedenquist and Henley, 1985; Henley, 1991; White and Hedenquist, 1995; Sillitoe and Thompson, 1998; Heinrich, 2004; Chang, 2011; Cooke, 2017; Hedenquist, 2018; Melfos, 2019).

Упрощённая метасоматическая зональность рудной зоны Эми от осевой части к периферийной: монокварциты пористые, массивные – алунитовый, диккит-алунитовые, диккитовые вторичные кварциты – серицитовые вторичные кварциты / кварц-серицитовые метасоматиты – изменённые андезиты и их туфы. Наличие областей развития серицитовых метасоматитов в пределах рудной зоны Эми характерно для эпитегрмальных месторождений, **сформированных при участии нейтральных растворов (IS-тип)** (Wang, 2019).

Жильный кварц месторождения Светлое представлен тремя текстурными разновидностями – аллотриоморфной (метасоматической), колломорфной и крустификационной. Установленная микрizonaльность кварца (колломорфный → крустификационный, перистый) отражает многоактное (или пульсационное) поступление флюидов. В пределах залежи вторичных кварцитов отмечается приуроченность колломорфного и перистого кварца к пористым и реже к массивным монокварцитам. Мозаичный и крустификационный кварц встречаются во всех типах вторичных кварцитов

При этом было установлено три генерации кварца: первая – метасоматическая, вторая – ранняя гидротермальная и третья – поздняя гидротермальная. Колломорфный гидротермальный кварц сменяется эвгдральным, что характерно как для ранней, так и поздней разностей. Смена маркирует горизонты смешения магматогенного металлоносного флюида с метеорными водами, что приводит сначала к быстрому выпадению колломорфного кварца, а при смене условий кристаллизации на более спокойные – кристаллического. Ниже будут приведены факты, подтверждающие вышеизложенный тезис. Основное продуктивное оруденение, как будет показано далее, связано с поздней третьей генерацией кварца.

5. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Рудные тела месторождения Светлое представляют собой субпластовые линейные залежи килевидной формы с грибовидными раздувами. Параметры рудных залежей существенно изменчивы длиной до 700 м и шириной 100...240 м мощностью 12...60 м с раздувами в палеожерловинах до 110 м, вертикальный размах достигает 300 м. Падение рудных зон пологое, вблизи палеожерловин крутое с неравномерным или весьма неравномерным характером распределения полезного компонента. Структура руд: микро- и мелкозернистая, порфировидная, гипидиоморфнозернистая, колломорфная. Текстура руд: прожилковая (микропрожилковая), гнездовая, крустификационная, брекчиевидная, полосчатая.

Исследование минералого-геохимических особенностей рудной минерализации показали, что гидротермально-рудный процесс сопровождался формированием различных минеральных фаз, включающих как самородные элементы, так и разнообразные сульфиды, сульфосоли и теллуриды.

Минеральная ассоциация рудной зоны Эми отличается разнообразием в следствие отсутствия зоны окисления. Здесь подробно изучены голдфилдит, хемусит, кабацулит, калаверит, сильванит, петцит, мелонит. Эми – единственная рудная зона месторождения, где помимо пирита значимость в объеме проявления приобретают блёклые руды и теллуриды золота и серебра.

5.1. Самородные элементы

В пределах изученных рудных зон месторождения Светлое отмечается множество элементов, проявленных в самородном виде и их интерметаллических соединений: самородное золото, самородный теллур, самородный селен, самородная сера, самородное железо, самородный висмут, интерметаллические соединения селена и теллура ($\text{Se}_{0.84-0.85}\text{Te}_{0.15-0.16}$), ($\text{Te}_{0.80}\text{Se}_{0.21}$).

Наибольшее количество знаков *самородного золота* отмечено для рудной зоны Елена, при этом в большинстве случаев оно представлено зёрнами с размерностью в первые микроны (~ 4 мкм) и отличается высокой пробой ~ 95.7% Au. Золото имеет преимущественно самородную форму с примесями Ag до 9.3%, Se до 2.6%, в единичных случаях Cu 24.6%, Te 1.1% (Таблица 5.1). Золото высокопробное со средним содержанием Au 95.7% при вариациях 66.1-100.0%. Размеры частиц изменяются от 0.4 мкм до 34.6 мкм (в среднем 3.8 мкм). Отличительной чертой самородного золота рудной зоны Елена является широкий набор примесей и относительно большая размерность.

Таблица 5.1 - Составы самородного золота по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа

Номер скважины	Глубина, м	Размер (мкм)	Au	Ag	Se	Te	Cu	Hg	Fe	Сумма
Рудная зона Елена										
EL0001	8,6	2,2	92,71	7,29						100
EL0001	11,5	1	91,21	8,79						100
EL0001	16,9	0,4	91,1	8,9						100
EL0001	20,5	2,9	95,49	4,51						100
EL0003	18,3	9,46	100							100
EL0003	18,3	9,53	94,39	3,17	2,44					100
EL0003	18,3	6,29	100							100
EL0003	18,3	8	96,3	3,7						100
EL0003	18,3	1,5	92,66	4,77	2,57					100
EL0003	18,3	34,6	100							100
EL0003	18,3	4,33	98,93			1,07				100
EL0003	18,3	2	100							100
EL0003	18,3	13,76	91,64	8,36						100
EL0003	30	1	100							100
EL0003	33,5	8,15	100							100
EL0003	48,1	1,1	66,14	9,26			24,61			100
Рудная зона Людмила										
LD0002	48,2	1,75	89,95	10,05						100
Рудная зона Лариса										
LR0001	8,45	0,67	90,17	9,83						100
LR0001	12,6	3,14	100							100
LR0001	12,6	2,3	77,49	7,03				15,48		100
LR0001	15,8	1,3	97,15	2,85						100
LR0001	24,4	2,2	93,3	6,7						100
LR0001	24,4	0,74	90,89	9,11						100
LR0001	28,3	2,34	97,68	2,32						100
Рудная зона Эми										
AM0003	30,5	0,76	93,55	6,45						100
AM0003	31,6	0,8	97,22	2,78						100
AM0003	31,6	1,11	87,13	12,87						100
AM0003	38,8	2,38	86,98	13,02						100
AM0003	38,8	1,1	100							100
AM0003	46,4	2,4	90,97				6,69		2,34	100
AM0003	46,4	2,4	96,56	3,44						100
AM0003	57,6	1,06	91,47	8,53						100
AM0003	70,2	1	86,64	13,36						100
AM0002	8,8	1,3	100							100

Форма золотин в основном комковидная (Рисунок 5.1 а), либо проволочковидная (Рисунок 5.1 б, в). Иногда нано- или микрочастицы агрегируются в порах с формированием сложных микроагрегатов с угловатыми очертаниями (Рисунок 5.1 г-е).

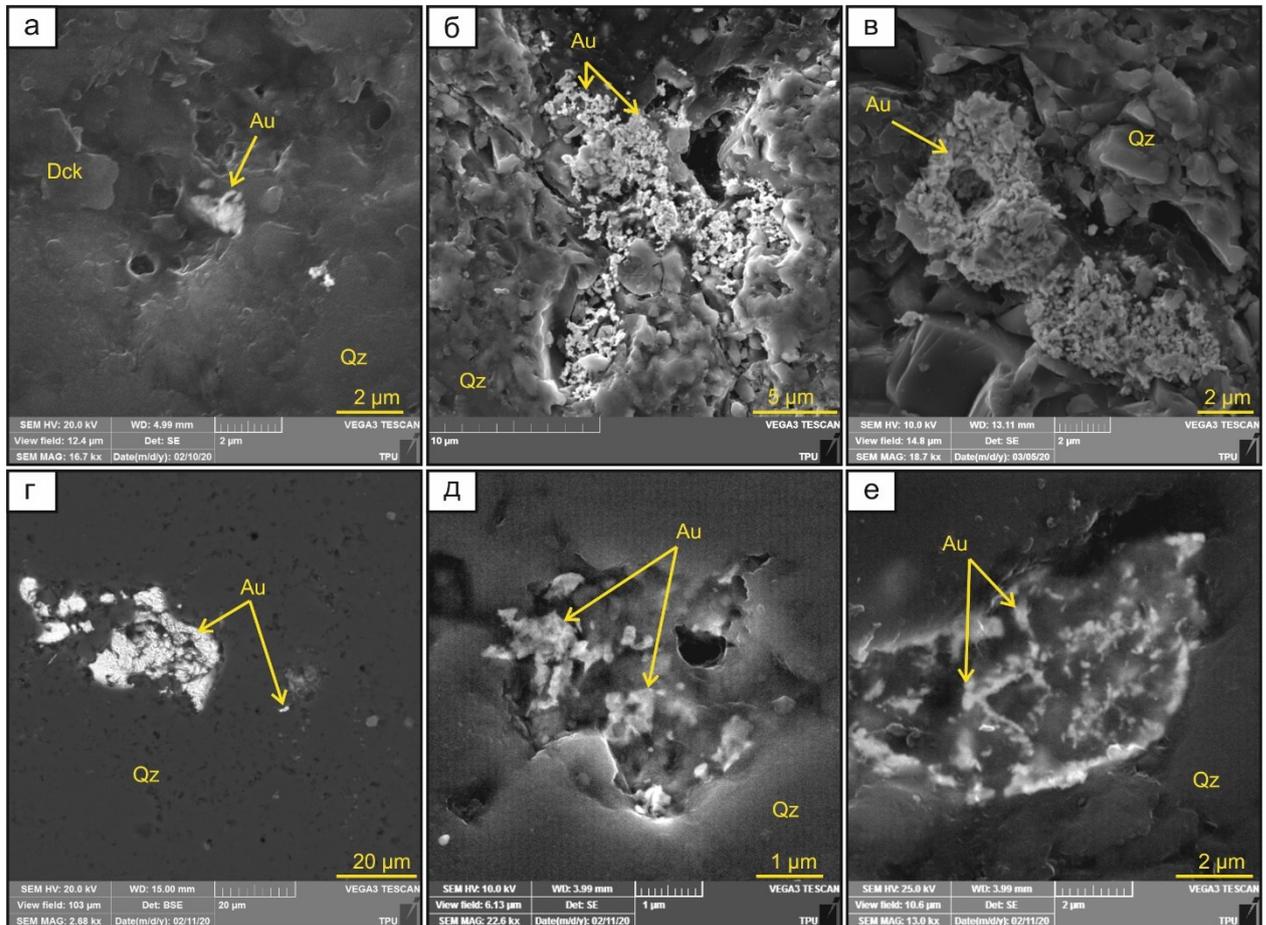


Рисунок 5.1 - Тонкодисперсные частицы золота в (а) диккитовом кварците и агрегированные микроагрегаты (б-е) в порах монокварцитов рудной зоны Елена (а – скв. EL0001, гл. 116.9 м, б-в – скв. EL0003, гл. 18.3 м, г-е – скв. EL0003, гл. 10.3 м): Au – золото, Dck – диккит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах SE (а-в, д-е) и BSE (г)

При детальном изучении наиболее крупных (до 34 мкм) агрегатов высокопробного золота ~ 99.9% Au на глубине 18.3 м скв. EL0003 рудной зоны Елена установлено, что золото несет признаки переотложенного характера. Оно состоит из отдельных наночастичек, приурочено к порам выщелачивания монокварцитов и находится в ассоциации с другими самородными металлами: *самородным теллуrom* и *селеном*. Отдельные анализы, показывают, что *золото* этого участка содержит примесь теллура и селена (Таблица 5.1), что также служит аргументом в пользу предположения о переотложенном характере золота за счет преобразования теллуридов золота.

Самородное золото участка Людмила тонкодисперсное (размер золотин 1.2-1.7 мкм), имеет слабо вытянутую форму (Рисунок 5.2 а), среднее содержание серебра достигает 10%. Зафиксировано самородное золото в зональном барите (Рисунок 5.2 б, в).

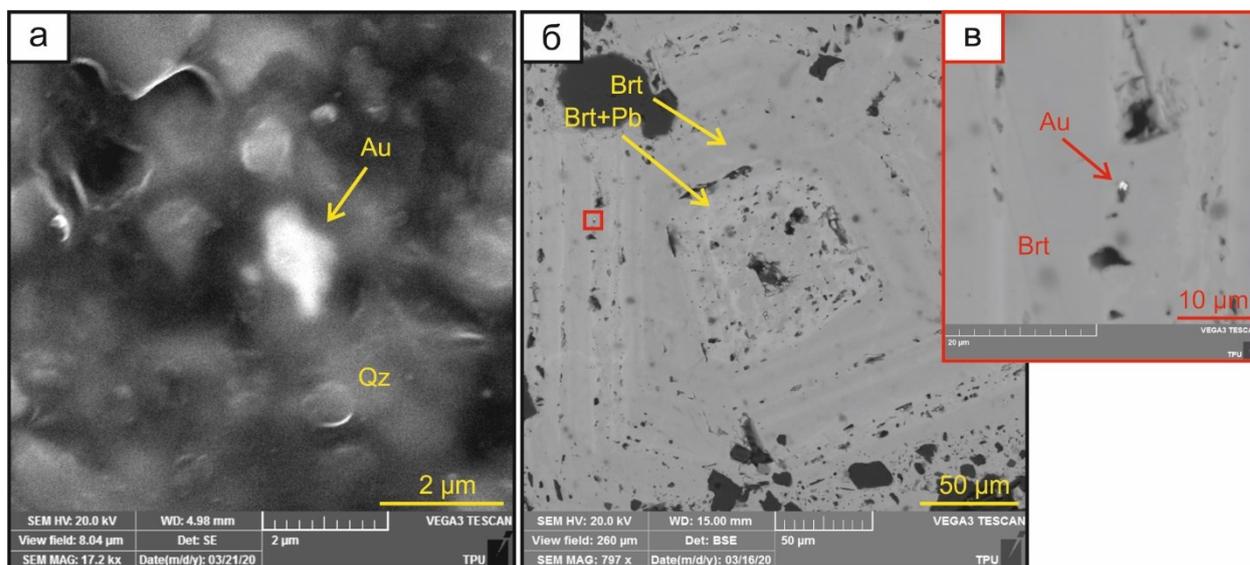


Рисунок 5.2 -Тонкодисперсные частицы золота (а) в кварце рудной зоны Людмила (скв. LD0002, гл. 48.2 м) и (б, в) микропоре зонального барита (скв. LD0002, гл. 45.7 м): Au – золото, Brt и Brt+Pb – барит и зона барита с повышенным содержанием Pb, соответственно, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах SE (а) BSE (б, в)

Самородное золото зоны Лариса характеризуется размерами 0.7-3.1 мкм при среднем 1.8 мкм. Микроформы золота преимущественно вытянутой формы, реже отмечаются субизометричные частицы. Тонкодисперсные частицы осаждаются в микропорах и микротрещинах размером от 0.5-2 мкм до 30-40 мкм среди ультрамикроагрегатов лептохлорита, реже иллита и выщелоченных кристаллов пирита. Золото в основном высокопробное (Au в среднем 93.5%) со следующими вариациями состава: Au 90.2-99.7%, Ag 2.2-9.8%. В единичном выделении содержится 15.5% Hg, при 77.5% Au и 7% Ag. В кварц-иллитовых метасоматитах в ассоциации с золотом присутствуют в виде отдельных вкраплений галенит, сфалерит, халькопирит и блёклые руды.

Самородное золото в пределах рудной зоны Эми имеет подчиненное значение относительно теллуридов благородных металлов. Размер тонкодисперсных частиц не превышает 2.4 мкм при среднем 1.8 мкм. Среднее содержание Au в них 90.0%, Ag 6.6%, в единичных случаях фиксируются примесь Cu 6.7% (Таблица 5.1). Микрочастицы золота приурочены, как правило, к трещинам и порам пирита (Рисунок 5.3). Форма золотин преимущественно неправильная, скелетная (проволочковидная, комковидная

(Рисунок 5.4). Золото ассоциирует с теллуридами золота и серебра: *креннеритом*, *сильванитом*, *петцитом*, *гесситом*, *штютцитом*, *аргентотетраэдритом*.

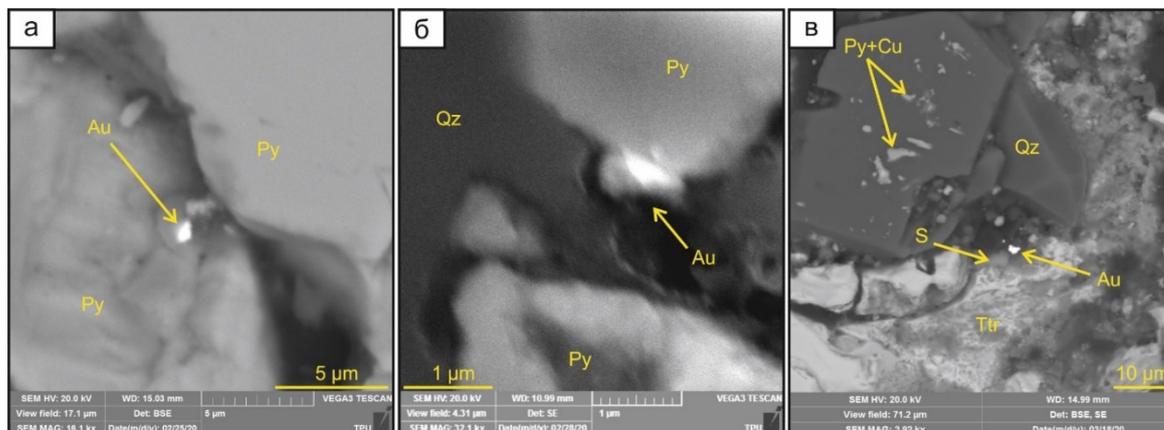


Рисунок 5.3 - Тонкодисперсные частицы самородного золота в микропорах и трещинках пирита или в пространстве между пиритом и кварцем среди метасоматитов рудной зоны Эми (а – скв. АМ0003, гл. 30.5 м, б – скв. АМ0003, гл. 38.8 м, в – скв. АМ0003, гл. 46.4 м): Au – золото, Py и Py+Cu – пирит и пирит с примесью меди, соответственно, Ttr – тетраэдрит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах SE (б) и BSE (а, в)

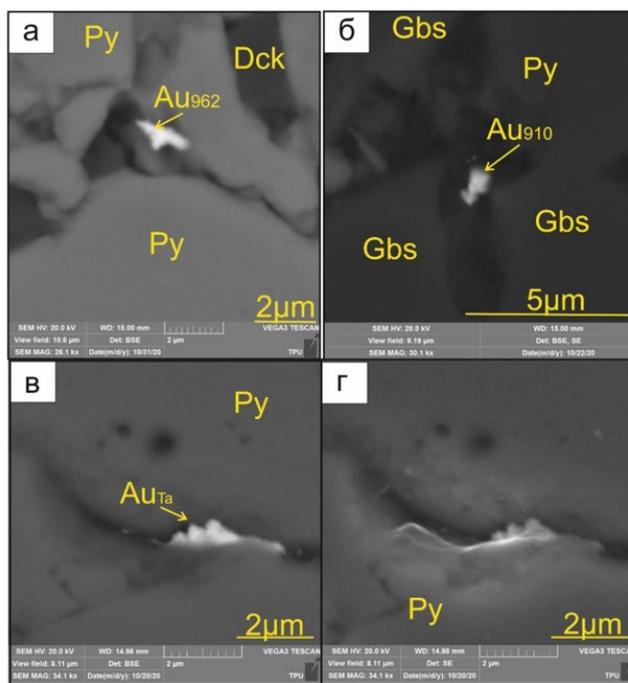


Рисунок 5.4 - Самородное золото (Au_{962} – цифровой индекс – проба) рудной зоны Эми: (а) в пирите (Py) скв. АМ0003, гл. 150.4 м.; (б) в гиббсите (Gbs) скв. АМ0003, гл. 157.3 м.; золото с примесью тантала (Au_{Ta}) в трещине пирита (Py) в обратно-отраженных (в) и вторичных (г) электронах скв. АМ0003, гл. 170.2 м

Самородная сера (S) носит наложенный характер, приурочена к порам выщелачивания в метасоматитах (Рисунок 5.5), установлена в пределах рудных зон Елена и Эми. В отдельных пробах (Эми) самородная сера тесно ассоциирует со смешанными

Таблица 5.2 - Составы самородных элементов, простых веществ по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа

Номер скважины	Глубина, м	Te	Se	Bi	Ag	Cu	As	Hg	Fe	S	B	Сумма	Минерал
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Рудная зона Елена													
EL0001	11,4									97,47		97,47	Сера самородная
EL0001	11,4									95,05		95,05	Сера самородная
EL0003	18,3	94,42										94,42	Теллур самородный
EL0003	18,3	97,55	0,66		1,79							100,00	Теллур самородный
EL0003	18,3		9,68						90,32			100,00	Железо самородное
EL0003	18,3	15,25	84,75									100,00	Селен-теллур
EL0003	18,3	15,59	83,91							0,5		100,00	Селен-теллур
EL0003	18,3	15,2	84,09							0,72		100,01	Селен-теллур
EL0003	18,3	79,48	20,52									100,00	Теллур-селен
EL0003	18,3		92,85							1,16		94,01	Селен самородный
EL0003	20,6		96,19									96,19	Селен самородный
EL0003	20,6		98,07									98,07	Селен самородный
Рудная зона Лариса													
LR0001	63,2	99,57										98,57	Теллур самородный
LR0001	63,2			97,34								97,34	Висмут самородный
LR0001	63,2	98,22										98,71	Теллур самородный
Рудная зона Людмила													
LD0002	26								97,6			97,6	Железо самородное
Рудная зона Эми													
AM0003	38.2	90.41				3.51	0.84	1.49	0.7	2.79		99.74	Теллур самородный
AM0003	38.2	86.47				1.21		4.51	3.53	4.27		99.99	Теллур самородный
AM0003	38.2	88.62				2.71			1.58	2.03	5.06	100	Теллур самородный
AM0003	38.2	93.27				2.19				4.54		100	Теллур самородный
AM0003	38.8	99,95										99,95	Теллур самородный

Продолжение Таблицы 5.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
AM0003	38.8	98.06							1.29	0.6		100	Теллур самородный
AM0003	38.8	95.36							0.45		5.09	100	Теллур самородный
AM0003	38.8	96.98							2.49	0.53		100	Теллур самородный
AM0003	38.8	96.25									3.76	100.01	Теллур самородный
AM0003	38.8	98.45										100	Теллур самородный
AM0003	38.8	100										100	Теллур самородный
AM0003	38.8	96.82									3.18	100	Теллур самородный

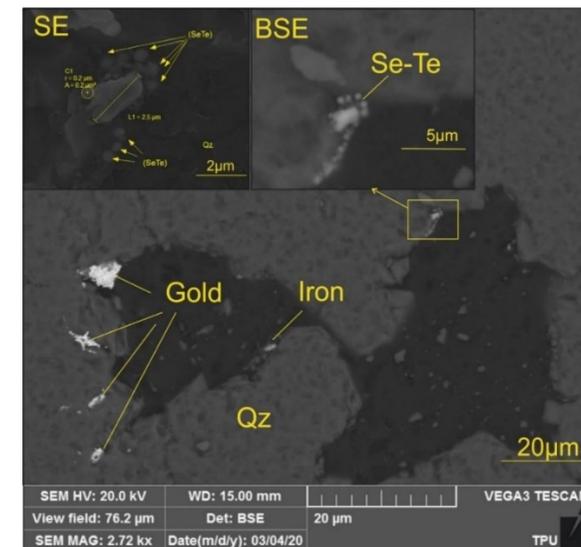
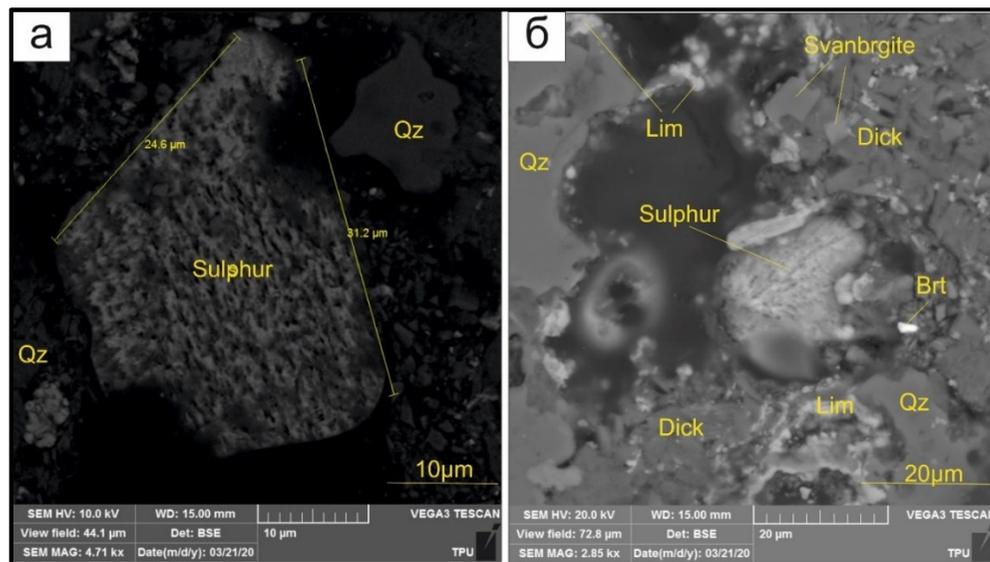


Рисунок 5.5 - Агрегаты самородной серы (Sulphur) в пустотах выщелачивания диккит-содержащего кварцита рудной зоны Елена (скв. EL0001, гл. 114.0 м): Dick – диккит, Brt – барит, Lim – лимонит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах BSE (а) и SE (б)

Рисунок 5.6 - Самородная минерализация золота (Gold), железа (Iron), селен-теллура (Se-Te) в диккит-содержащем кварците рудной зоны Елена (скв. EL0003, гл. 18.3 м): Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах BSE и SE

фосфатами и сульфатами сурьмы и теллура.

В диккитсодержащих кварцитах рудной зоны Елена к порам выщелачивания приурочено высокопробное беспримесное самородное золото с другими интерметаллическими соединениями и металлами в самородном виде, такими как *селено-теллур* ($\text{Se}_{0.85-0.86}\text{-Te}_{0.14-0.15}$), теллур-селен ($\text{Te}_{0.80}\text{Se}_{0.21}$), самородный селен с примесью серы ($\text{Se}_{0.93}\text{S}_{0.01}$), и, вероятно, *самородное железо* с примесью селена ($\text{Fe}_{0.9}\text{Se}_{0.1}$). Форма самородного селен-теллура проявляется в виде хорошо образованных сферул диаметром меньше 1 мкм (Рисунок 5.6).

Самородный теллур (Te) установлен в пределах рудных зон Елена и Лариса, Эми. В отдельных случаях содержит примесь бора до 7 вес %, а также примеси селена, железа, серы и меди (Таблица 5.2).

На участке Лариса, *самородный теллур* образует микронные включения в пирите.

Самородный теллур рудной зоны Эми образует вкрапленность размером 0.1-0.2 мм, встречен совместно с сивланитом, голдфилдитом, колорадоитом, обрастает более ранние выделения медьсодержащего пирита, хемусита, кавацилита (Рисунок 5.7). Самородный теллур содержит примеси В до 5%; S, Hg до 4.5%; Cu, Fe до 3.5%; As до 0.84% (Таблица 5.2).

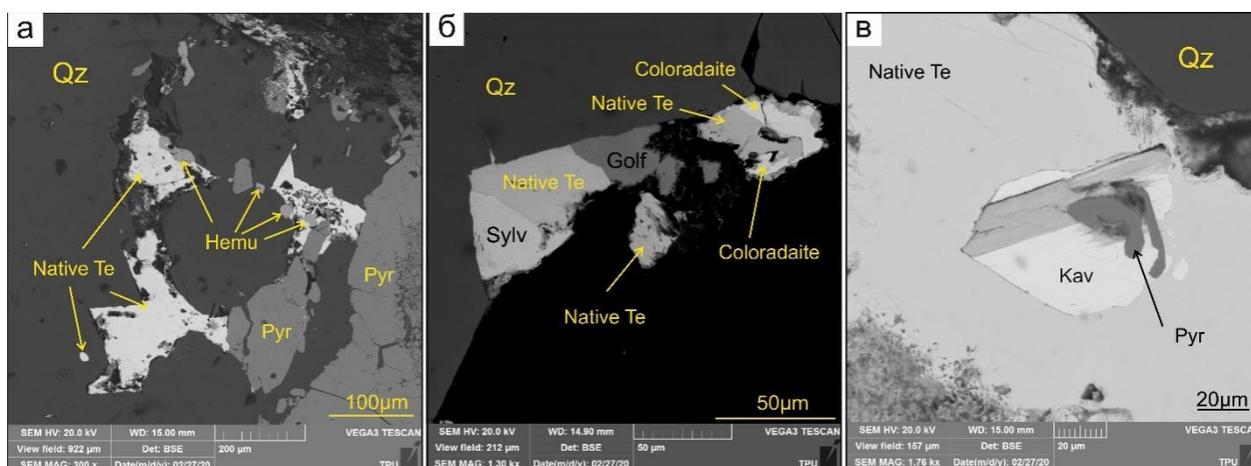


Рисунок 5.7 - Выделения самородного теллура (Native Te) неправильной формы, заполняющего пустоты в кварце (Qz II): (а) самородный теллур, цементирующий ассоциацию колломофорного и кристаллического медьсодержащего пирита (Pyr) и хемусита (Hemu); (б) срастание с сивланитом (Sylv), голдфилдитом (Gold), колорадоитом (Coloradoite); (в) содержит включение кавацилита (Kav) и колломофорного пирита (Pyr) (рудная зона Эми, скв. АМ0003 гл. 38.8 м). СЭМ-снимки в детекторе BSE

5.2 Сульфиды

Пирит месторождения Светлое по наличию типоморфных примесей, определённых энергодисперсионным рентгеноспектральным анализом с пределом обнаружения 0.1 вес.%, и морфологическим особенностям формирует две генерации.

Первая генерация *пирита* представлена изъеденными, корродированными зёрнами с большим количеством пустот выщелачивания, заполненных более поздними минералами, преимущественно кварцем и диккитом. Эта генерация пирита характеризуется отсутствием примесей, с содержаниями выше предела обнаружения энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа. К подобному пириту относятся кристаллы, обладающие кубическим габитусом. Местами по пириту развиваются псевдоморфозы лимонита с сохранением первоначальной формы исходного минерала. Также выщелоченный пирит ксеноморфной формы в тесной ассоциации с рутилом местами замещает исходные силикаты и сегрегируется в округлые обособления, приуроченные к алунит-диккитовым «ядрам», вокруг которых формируются кварцевые прожилки, усеянные пиритом более идиоморфного облика (Рисунок 5.8 б).

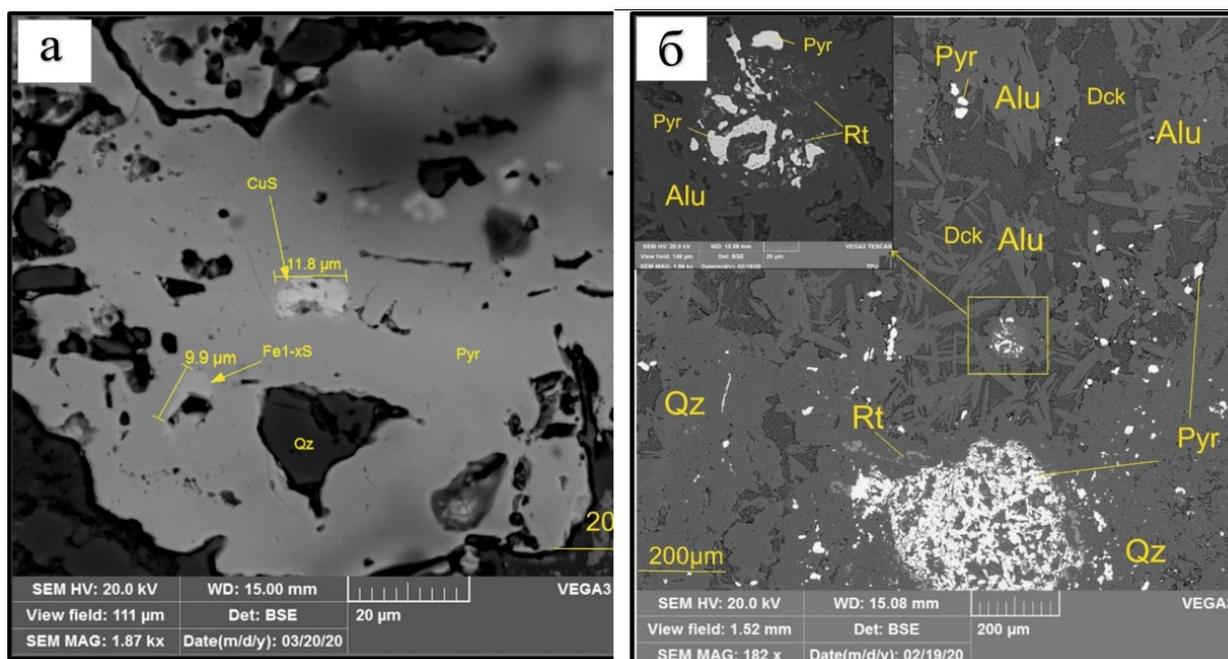


Рисунок 5.8 - Пириты (Pyr) рудной зоны Елена: (а) зерно неправильной формы с изъеденными границами и порами выщелачивания, заполненными кварцем (Qz) с включениями пирротина (Fe_{1-x}S) и ковеллина (CuS) (скв. EL0001, гл. 108.2 м); (б) вкрапленность пирита в диккит-алунитовых скоплениях (скв. EL0003, гл. 53.6 м). СЭМ-снимки в детекторе BSE

Пирит (Fe_{0.87-1.13},Cu_{0.0-0.12},As_{0.0-0.02},Sb_{0.0-0.06},Te_{0.006-0.03})(S,Se_{0.0-0.01})₂, принадлежащий к голдфилдит-пирит-кварцевой минеральной ассоциации отличается повышенным содержанием примеси Cu (до 4.7 вес.%), спорадически отмечаются примеси Sb, Te, Se

(Таблица 5.3). Установлены две различные по морфологии разновидности пирита (колломорфный и идиоморфный) (Рисунок 5.9); обе содержат примесь меди (Cu). Медьсодержащий пирит не несёт признаков кислотного выщелачивания и отличается свежим обликом кристаллов и агрегатов. Кристаллическая разность пирита характеризуется разнообразным внешним обликом идиоморфных кристаллов: пентагондодекаэдрическим, тетраэдрическим, призматическим. Участками идиоморфные кристаллы пирита характеризуются удлинённой формой, что отличает его от наиболее распространённой формы куба, широко развитой в пределах всего месторождения Светлое (Рисунок 5.9). На глубине 38.2 м скважины АМ0003 установлено, что кристаллический пирит обрастает колломорфный, формируя оторочки идиоморфных кристаллов вокруг радиально-лучистых неправильных агрегатов.

Пирит с изоморфной примесью меди встречается также в пределах рудных зон Елена и Людмила, но в значительно меньшем относительно рудной зоны Эми объёме.

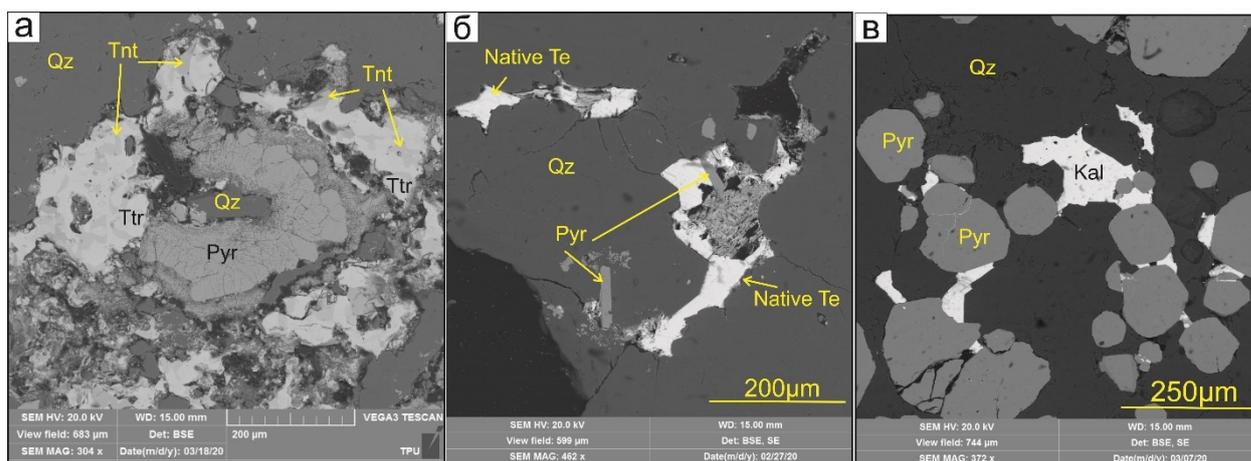


Рисунок 5.9 - Различные по морфологии и облику кристаллов разновидности пирита (Pyr): (а) колломорфные агрегаты, обрастающие блёклыми рудами (Ttr – тетраэдрит, Tnt – теннантит) и кварцем (Qz) (скв. АМ0003, гл. 46.4 м); (б) идиоморфные кристаллы пирита вытянутого внешнего облика сцементированные самородным теллуrom (Native Te) (скв. АМ0003, гл. 38.8 м); (в) кристаллы додекаэдрического габитуса, цементирующиеся калаверитом (Kal) в кварце (Qz). (скв. АМ0003, гл. 105.6 м) СЭМ-снимки в детекторе BSE

Медьсодержащий пирит также характеризуется менее значимой примесью мышьяка (Таблица 5.3).

В кварц-иллитовых метасоматитах рудной зоны Людмила отмечается пентагондодекаэдрический пирит размером 5-40 мкм.

Таблица 5.3 - Составы пиритов по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа

Номер скважины	Глубина, м	Cu	Fe	As	Sb	Te	Se	S	Сумма	Формула
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Рудная зона Елена										
EL0001	108,2		46,31					53,15	99,46	FeS ₂
EL0001	108,2		46,19					53,81	100	Fe _{0,99} S ₂
Рудная зона Людмила										
LD0001	64	1,8	45,7					52,5	100	Cu _{0,03} FeS ₂
LD0001	64	1,72	44,01					54,27	100	(Cu _{0,03} Fe _{0,93}) _{0,96} S ₂
LD0001	77,2		45,87					54,13	100	Fe _{0,97} S ₂
LD0001	126		45,56					54,44	100	Fe _{0,96} S ₂
Рудная зона Лариса										
LR0001	63,2		46,6					53,64	100,24	FeS ₂
LR0001	63,2		46,32				0,61	53,4	100,33	(Se _{0,01} Fe) _{1,01} S ₂
LR0001	84,5		46,4					53,6	100	Fe _{0,99} S ₂
LR0001	112,6		45,95					54,05	100	Fe _{0,98} S ₂
LR0001	124,4		46,68					53,32	100	Fe _{1,01} S ₂
LR0001	128,3		46,33					53,67	100	Fe _{0,99} S ₂
Рудная зона Эми										
AM0003	30,5		46,39					53,61	100	Fe _{0,99} S ₂
AM0003	31,6	0,69	45,47					53,97	100,13	(Fe _{0,97} Cu _{0,01}) _{0,98} S ₂
AM0003	38,2	2,32	43,14		0,87	1,05		52,61	99,99	(Fe _{0,94} Cu _{0,04} Sb _{0,01} Te _{0,01})S ₂
AM0003	38,2	0,98	44,84				0,59	53,6	100,01	(Fe _{0,96} Cu _{0,02} Ag _{0,01}) _{0,99} S ₂

Продолжение Таблицы 5.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
AM0003	38,8		45,55			0,77		53,68	100,01	$(\text{Fe}_{0,97}\text{Te}_{0,01})_{0,98}\text{S}_2$
AM0003	38,8	0,97	45,48					53,56	100,01	$(\text{Fe}_{0,97}\text{Cu}_{0,02})_{0,99}\text{S}_2$
AM0003	38,8	1,02	45,3			1,66		52,02	100	$(\text{Fe}_{1,00}\text{Cu}_{0,02}\text{Te}_{0,02})_{1,04}\text{S}_2$
AM0003	46,4	6,03	42,43					51,27	100	$(\text{Fe}_{0,95}\text{Cu}_{0,12})_{1,07}\text{S}_2$
AM0003	46,4	0,72	44,21		0,89			54,33	100,15	$(\text{Fe}_{0,93}\text{Cu}_{0,01}\text{Sb}_{0,01})_{0,95}\text{S}_2$
AM0003	49,8		45,9					53,8	99,7	$\text{Fe}_{0,98}\text{S}_2$
AM0003	55,2		46,24					53,76	100	$\text{Fe}_{0,99}\text{S}_2$
AM0003	57,6	1,24	44,94	0,76				53,07	100,01	$(\text{Fe}_{0,97}\text{Cu}_{0,02}\text{As}_{0,01})\text{S}_2$
AM0003	82,6		45,57					54,45	100,02	$\text{Fe}_{0,96}\text{S}_2$
AM0003	83,2	1,01	45,1					53,88	99,99	$(\text{Fe}_{0,96}\text{Cu}_{0,02})_{0,98}\text{S}_2$
AM0003	88,5		45,84					54,16	100	$\text{Fe}_{0,97}\text{S}_2$
AM0003	105,6		45,15			0,84		54,01	100	$(\text{Fe}_{0,96}\text{Te}_{0,01})_{0,97}\text{S}_2$
AM0003	109,8		46,13					53,87	100	$\text{Fe}_{0,98}\text{S}_2$
AM0002	8,8	1,27	43,85					54,88	100	$(\text{Fe}_{0,92}\text{Cu}_{0,02})_{0,94}\text{S}_2$

Пирит, содержащий примесь селена (Se), установлен в пределах рудной зоны Лариса, нередко он также характеризуется пентагондодекаэдрическим габитусом кристаллов и образует крустификационные текстуры обрастания кварцевых ядер вместе с диккитом.

Наибольший разброс значений по содержанию железа в пирите отмечается для рудных зон Эми и Людмила (Рисунок 5.10 а).

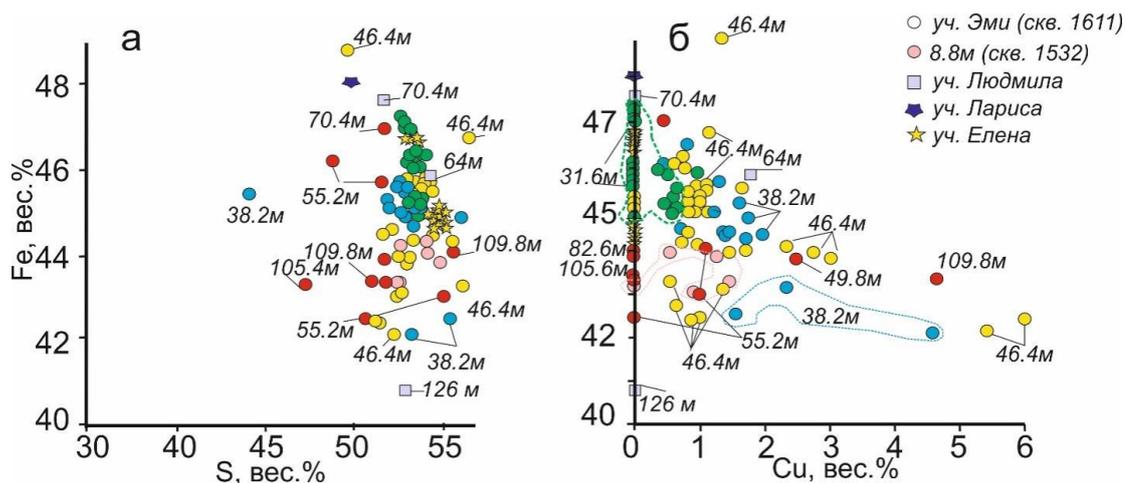


Рисунок 5.10 - Бинарные диаграммы составов пиритов месторождения Светлое в координатах: Fe – S (а); Fe – Cu (б). Числами указаны глубины обнаружения с соответствующими цветами

Фигуративные точки большей части проанализированных пиритов, содержащих примесь меди, попадают в поле 0.5-2.0 вес. % Cu, несмотря на среднее содержание по общей выборке на уровне 0.45 вес. % Cu. Максимально широкие вариации содержания примеси меди совпадают с разбросом фигуративных точек по содержанию железа и характерны для глубины 46.4 м скважине АМ0003 (Рисунок 5.10 б).

Прочие сульфиды представлены ограничено.

Халькопирит ($\text{Cu}_{0.68-1.09}\text{Fe}_{0.66-1.19}\text{S}_2$) встречается во всех изученных зонах, однако наиболее широкое распространение получил в пределах зоны Лариса. На участке Елена и Людмила – это единичные находки в виде мелких кристаллов (первые мкм) (Рисунки 5.11, 5.14 в). *Халькопирит* ($\text{Cu}_{0.68-1.09}\text{Fe}_{0.66-1.19}\text{S}_2$) рудной зоны Эми преимущественно развит на глубинах 46.5-76.2 м. Халькопирит находится тесной парагенетической связи с блеклыми рудами, в которых образует эмульсионные включения (Рисунок 5.12 а), теллуридами никеля – *мелонитом*, свинца – *алтаитом*, висмута – *теллуrowисмутитом*, сурьмы и висмута – *теллурантимоном*, золота и серебра – *сильванитом*. Халькопирит обрастает зёрна колломорфного медьсодержащего пирита (Рисунок 5.12 б).

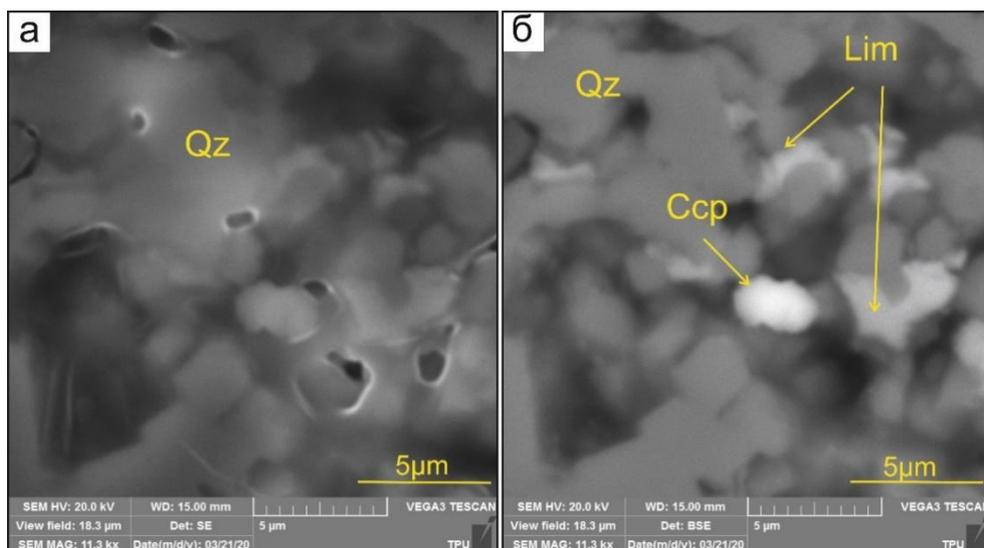


Рисунок 5.11 - Зерно халькопирита (Ccp) в полости выщелачивания алуниг-диккитового кварцита рудной зоны Елена (Скв. Е10003, гл. 58.5 м): Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах BSE (a) и SE (б)

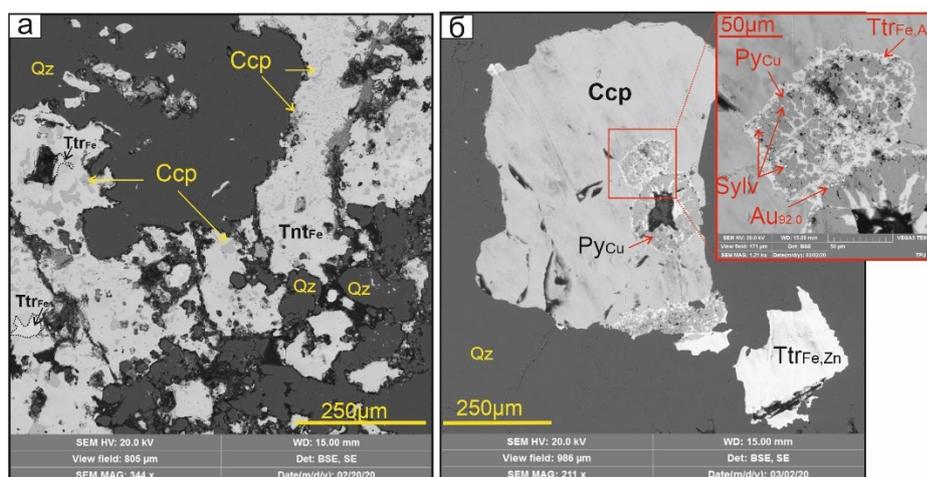


Рисунок 5.12 - Эмульсионные включения халькопирита (Ccp) и железистого тетраэдрита (Ttr_{Fe}) в железистом теннантите (Tnt_{Fe}) (a); Включения колломорфного медьсодержащего пирита ($Pycu$) в зерне халькопирита с тетраэдритом ($Ttr_{Fe,Ag}$), межзерновое пространство которых заполнено силванитом (Sylv) и самородным золотом (Au_{20}). Скв. АМ0003, гл. 59.5 м. СЭМ-снимки в детекторе BSE

Ковеллин ($Cu_{0.81-0.88}Fe_{0.03-0.13}S$) имеет ограниченное распространение и встречается в единичных пробах. В пределах рудной зоны Елена, он обнаружен как включение в пирите, возможно развит по первичному халькопириту (Рисунок 5.8 а).

В пределах рудной зоны Эми *ковеллин* установлен в скважине АМ003 на глубине 55.0 м, в виде агрегатов, имеющих пластинчатое (до игольчатого) строение: заполняющего пустоты выщелачивания в кварцитах и в виде каймы обрастания по халькопириту (Рисунок 5.13).

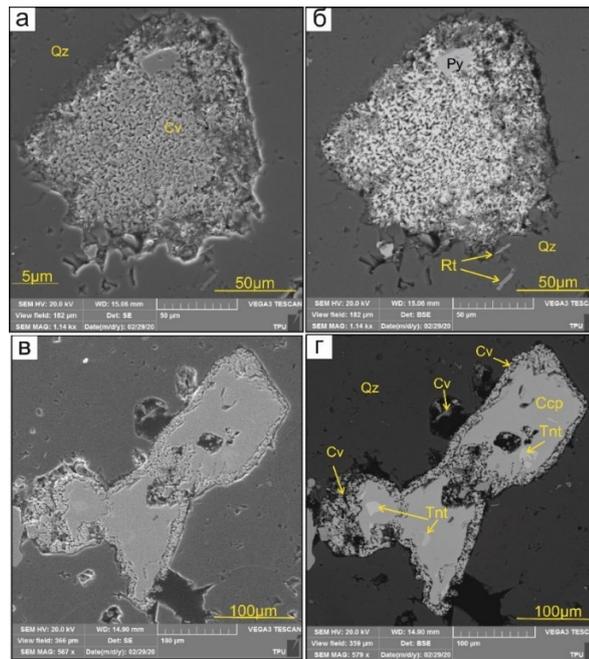


Рисунок 5.13 - Морфология кристаллов ковеллина (Cv): (а, б) в порах выщелачивания кварцита; (в,г) во внешних каймах обрастания по халькопириту (Ccp), который в свою очередь ассоциирует с теннантитом (Tnt; скв. АМ0003, гл. 55.2 м): Qz – кварц, Py – пирит, Rt – рутил. СЭМ-снимки в детекторах SE (а, в) и BSE (б, г)

Галенит ($Pb_{0.89-1.12}Fe_{0.0-0.14}S$) также как и пирит является сквозным минералом месторождения Светлое. Однако в отличие от пирита не представляет значимых объемов минерализации. Размеры его кристаллов, как правило, не превышают 10 мкм, они в виде единичных знаков приурочены к пустотам выщелачивания различных метасоматитов (Рисунок 5.14 а).

Сфалерит ($Zn_{0.74-1.0}Fe_{0.01-0.11}Cu_{0.01}Na_{0.19}S$) аналогично галениту не представляет значимых концентраций ни в одной из изученных рудных зон, хотя встречается повсеместно. Он характеризуется единичными зернами с размерностью первые мкм. В пределах зон Лариса и Елена имеет большую распространенность по сравнению с другими зонами (Рисунок 5.14 б).

Пирротин ($Fe_{6.86}S_8$) обнаружен в единичном знаке, как включение в пирите совместно с ковеллином в пределах рудной зоны Елена. В зоне Лариса отмечается сульфид железа по химическому составу ближе всего соответствующий *троилиту* ($Fe_{1.24}S$).

Киноварь ($Hg_{0.77-0.94}S$), встречается в виде мелких кристаллов микронного размера (до 10 мкм) в порах выщелачивания монокварцитов (Рисунок 5.15), алунит-диккитовых и диккит-алунитовых кварцитов в пределах рудной зоны Елена, и отвечает следующему химическому составу ($Hg_{0.77-0.94}S$). Аналогичные агрегаты киновари по размеру и близкие по химическому составу ($Hg_{0.92}S$) обнаруживаются в диккитовом кварците в пределах рудной зоны Тамара. В иллит-хлоритовом метасоматите в пределах участка Лариса

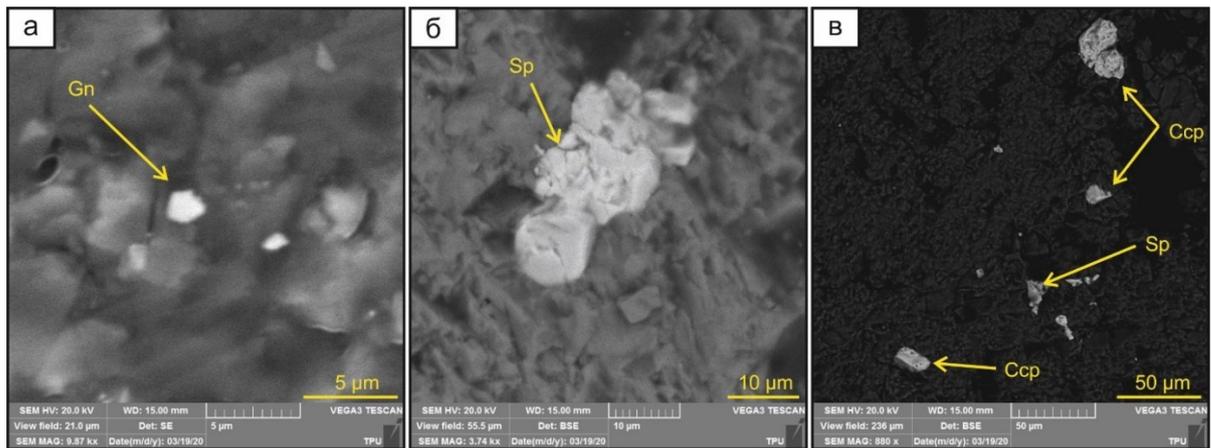


Рисунок 5.14 - Вкрапления и микрогнезда галенита (а), сфалерита (б) и халькопирита (в) в кварц-кальцитовом метасоматите рудной зоны Лариса (скв. LR0001, гл. 122.0 м): Ccp – халькопирит, Gn – галенит, Sp – сфалерит. СЭМ-снимки в детекторах SE (а) BSE (б, в)

остроугольные кристаллы киновари, приурочены к трещинам дробления в пирите и носят наложенный характер.



Рисунок 5.15 - Кристалл киновари (HgS) в полости выщелачивания монокварцита рудной зоны Елена (скв. EL0003, гл. 50.5 м): Qz – кварц. СЭМ-снимок в детекторе SE

Антимонит ($Sb_{1.87}S_3$) обнаружен в единичном зерне на рудной зоне Елена.

Акантит ($Ag_{1.81-2.61}S$) обнаружен только в пределах рудной зоны Людмила, где он совместно с йодидом серебра – *йодаргиритом* ($Ag_{1.03}(I, V)_{0.83}$), осаждается на лимоните в виде агрегатов микронного размера неправильной формы (Рисунок 5.16). Акантит меняется в размерах от 1.5 до 4 мкм.

Арсенопирит ($Fe_{1.09-1.26}As_{0.77-0.78}S$) имеет ограниченное распространение в пределах рудной зоны Эми. По химическому составу он обогащен железом и недосыщен мышьяком.

На глубине 184.0 м скважине AM0003 установлен *молибденит* (Рисунок 5.17) для этой глубины в самородном золоте отмечена примесь молибдена.

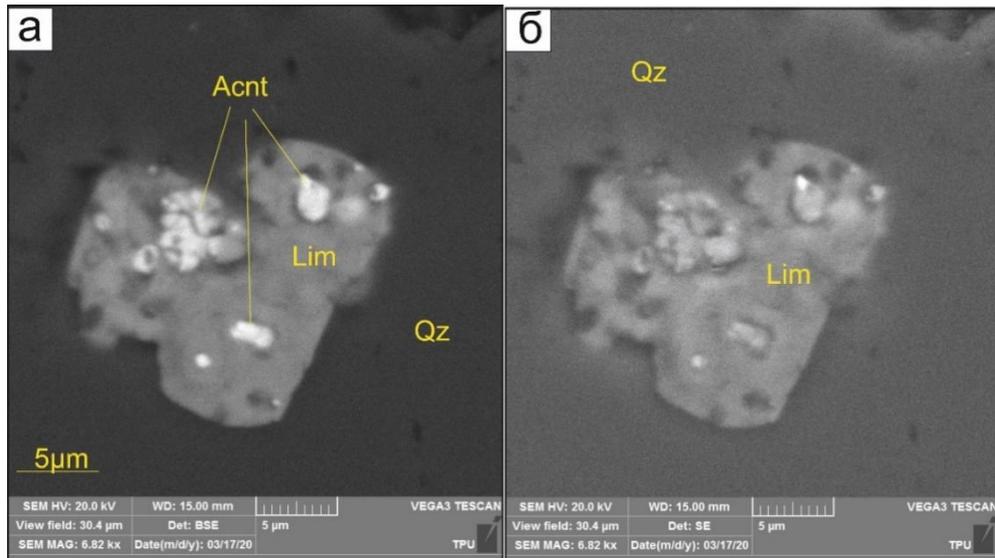


Рисунок 5.16 - Неправильные скопления акантита (Acnt) на лимонитовом агрегате (Lim) рудной зоны Людмила (скв. LD0001, гл. 74.0 м): Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах BSE (а) и SE (б)

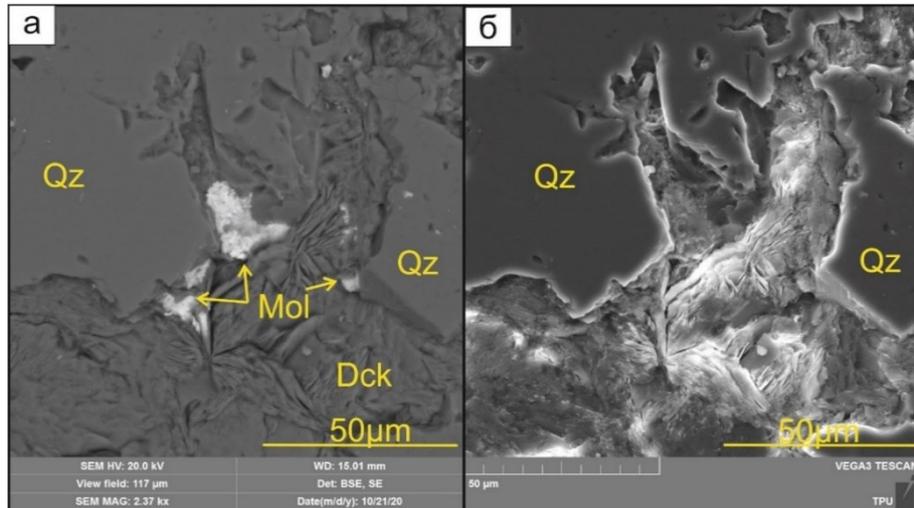


Рисунок 5.17 - Зёрна молибденита (Mol) в диккитовом агрегате (Dck), заполняющем полости в кварце (Qz) в обратно-отраженных (а) и вторичных (б) электронах. Скв. AM0003, гл. 184.0 м

5.3 Блёклые руды

Блёклые руды являются широко распространенной группой минералов эпитермальных месторождений золота и могут выступать чувствительным индикатором составов исходных растворов, участвующих при формировании месторождений. Учитывая способность блёклых руд образовывать твёрдые растворы, они являются подходящим петрогенетическим инструментом определения среды минералообразования (Hu et al., 2018; Keim et al., 2019; Lyubimtseva et al., 2019; Repstock et al., 2016; Плотинская и др., 2015 и пр.).

Основная часть исследованных блёклых руд обнаружена в пределах рудных зон Эми (скв. AM0002, AM0003) и Людмила (скв. LD0001, LD0002).

Минералы группы блёклых руд образуют зональные кристаллы размерностью 1-2 мм, зоны роста которых в последствии являются ловушками для концентрации теллуридной минерализации: самородного теллура, колорадоита, сильванита (Рисунок 5.18).

На карте элементного состава сросшихся кристаллов блёклой руды (Рисунок 5.18) хорошо видно, что зональное строение и зоны повышенной трещиноватости, заполненные более поздними (наложенными) сульфофосфатами сурьмяно-теллуридсодержащими с самородной серой повторяют друг друга и оказываются в значительной степени обогащены самородным теллуrom, колорадоитом и сильванитом.

Такое зональное строение характерно, не только для группы теннангита-тетраэдрита, но и для других сульфосолей, проявленных на участке Эми, например для голдфилдита $(\text{Cu}_{9.93-12.0}, \text{Fe}_{0.0-1.74}, \text{Ag}_{0-0.36})(\text{Te}_{1.41-2.68}, \text{Sb}_{0.0-2.54}, \text{Bi}_{0.0-0.28}, \text{As}_{0.0-1.28})\text{S}_{13}$ зональность выражается в различном распределении по зонам его роста примеси Вi.

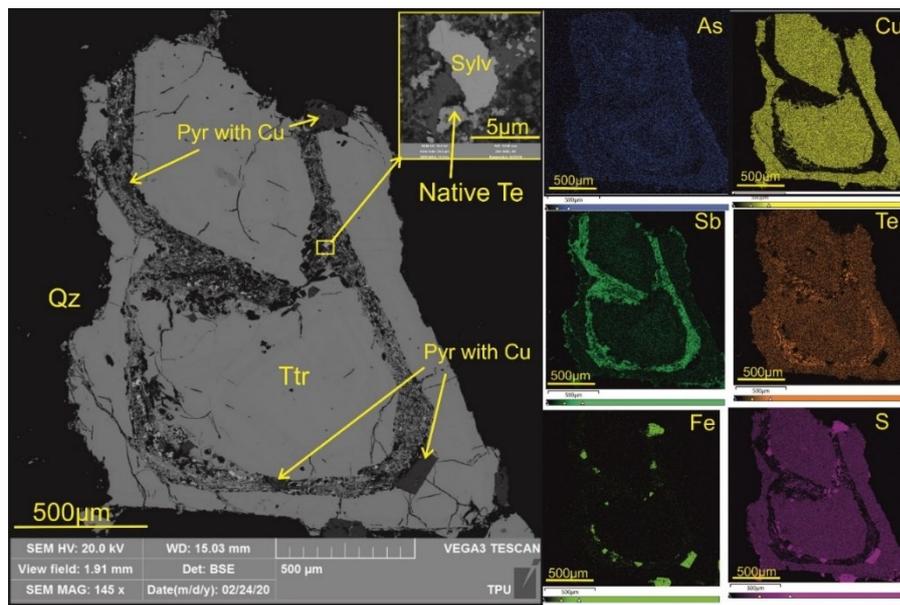


Рисунок 5.18 - Зональные кристаллы блёклых руд ряда теннангит-тетраэдрита (Ttr) в ассоциации с пиритом, содержащим примесь меди (Pyr with Cu) в кварце (Qz) (скв. AM0003, гл. 46.4 м). Зоны роста являются ловушками для наложенной теллуридной минерализации: сильванита (Sylv) и самородного теллура (Native Te). Карта элементного состава с использованием ЭДС-анализа сканирующего электронного микроскопа отражает неоднородный состав по содержанию мышьяка (As). СЭМ-снимки в детекторе BSE

В скважине АМ0003 рудной зоны Эми блёклые руды распространены в пределах глубин 31.6-110 м. Химические составы блёклых руд по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа приведены в Таблице 5.4.

В наиболее приповерхностных условиях на глубинах 31.6-38.2 м преобладающей их разновидностью является тетраэдрит с примесью серебра. В совместной минеральной ассоциации находится *аргентотетраэдрит* $(Ag_{8.65}Fe_{1.83}Cu_{1.28}Zn_{0.62})_{12.38}(Sb_{2.35}As_{1.59})_{3.94}S_{13}$ и теллуриды золота и серебра с преобладающей ролью последнего, главным образом, *петцит* $Ag_{2.93-3.4}Au_{0.93-0.97}, Fe_{0.17-0.44}Te_2$, развивающейся за счет него *штютцит* $Ag_{4.43-5.14}Au_{0.06-0.07}, Fe_{0.6}, Bi_{0.15}Te_3$, и в меньшей степени – *гессит* $Ag_{1.71}Au_{0.1}Te$.

Блёклые руды теннантит-тетраэдритового ряда, содержащие серебро (n = 9), развиты в интервале глубин 31.6-62.0 м скважины АМ0003. При этом серебросодержащие блёклые руды образуют два отдельных поля составов по содержанию сурьмы – мышьяково-теллуристые разности (3.94-6.11 вес.% Sb) и тетраэдритовые (14.55-21.34 вес.% Sb) соответственно (Рисунок 5.19). Блёклые руды с низким содержанием сурьмы развиты преимущественно на глубинах 38.2-62.0 м, в то время как тетраэдритовые разности, как уже отмечалось ранее, преобладают на глубине 31.6 м, единичный анализ отмечен на глубине 49.8 м. При этом отмечается положительная корреляционная связь между повышением содержания серебра и увеличением количества сурьмы, наиболее значимая зависимость объясняется появлением *аргентотетраэдрита* на глубине 31.6 м. (Рисунок 5.10).

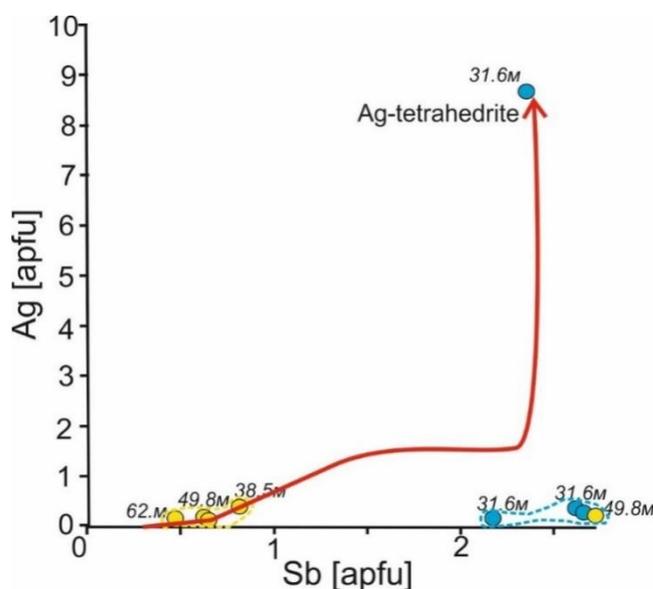


Рисунок 5.19 - Вариации содержания атомного количества (a.p.f.u.) Ag и Sb в составе блёклых руд рудной зоны Эми. Числами указаны глубины обнаружения с соответствующими цветами (желтые фигуративные точки для глубин 38.5-62 м, голубые – 31.6 м). Красная стрелка отражает линейный тренд изменчивости химического состава

Таблица 5.4 - Составы минералов группы блёклых руд рудной зоны Эми по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа

Номер скважины	Глубина, м	Cu	Fe	Ag	Zn	Sb	As	Bi	Te	S	Сумма	Формула
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Тетраэдрит												
AM0003	31.6	36.22	6.10	1.16	1.87	21.44	6.27			26.94	100.00	$(\text{Cu}_{9.09}\text{Ag}_{0.17}\text{Fe}_{1.74}\text{Zn}_{0.46})_{\Sigma 11.46}(\text{Sb}_{2.81}\text{As}_{1.33})_{\Sigma 4.14}\text{S}_{13.4}$
AM0003	49.8	42.04	6.90			10.51	13.16			27.39	100.00	$(\text{Cu}_{10.09}\text{Fe}_{1.88})_{\Sigma 11.97}(\text{As}_{2.68}\text{Sb}_{1.32})_{\Sigma 4.00}\text{S}_{13.03}$
AM0003	62.0	40.04	1.46		3.94	21.83	2.19			25.55	100.00	$(\text{Cu}_{10.38}\text{Zn}_{0.99}\text{Fe}_{0.43})_{\Sigma 11.80}(\text{Sb}_{2.95}\text{Te}_{0.64}\text{As}_{0.48})_{\Sigma 4.08}\text{S}_{13.12}$
AM0003	76.2	37.88	6.63			26.00	3.18			26.32	100.00	$(\text{Cu}_{9.65}\text{Fe}_{1.92})_{\Sigma 11.57}(\text{Sb}_{3.46}\text{As}_{0.69})_{\Sigma 4.14}\text{S}_{13.29}$
AM0003	83.2	37.27	6.54		0.7	27.93	1.73			25.83	100.00	$(\text{Cu}_{9.60}\text{Fe}_{1.92}\text{Zn}_{0.18})_{\Sigma 11.69}(\text{Sb}_{3.75}\text{As}_{0.38})_{\Sigma 4.13}\text{S}_{13.18}$
AM0003	109.8	35.74	9.04			26.45	2.24			26.54	100.00	$(\text{Cu}_{9.07}\text{Fe}_{2.61})_{\Sigma 11.67}(\text{Sb}_{3.50}\text{As}_{0.48})_{\Sigma 3.98}\text{S}_{13.34}$
Теннантит												
AM0003	46.4	40.92	7.29			5.31	16.58			27.77	100.00	$(\text{Cu}_{9.80}\text{Fe}_{1.99})_{\Sigma 11.97}(\text{As}_{3.37}\text{Sb}_{0.66})_{\Sigma 4.03}\text{S}_{13.18}$
AM0003	49.8	41.20	6.83			12.48	11.66			27.19	100.00	$(\text{Cu}_{9.99}\text{Fe}_{1.89})_{\Sigma 11.88}(\text{As}_{2.40}\text{Sb}_{1.58}\text{Te}_{0.08})_{\Sigma 4.06}\text{S}_{13.07}$
AM0003	70.2	38.49	8.68			11.16	13.85			27.82	100.00	$(\text{Cu}_{9.22}\text{Fe}_{2.37})_{\Sigma 11.58}(\text{As}_{2.81}\text{Sb}_{1.40})_{\Sigma 4.21}\text{S}_{13.21}$
AM0003	76.2	41.99	7.59			0.84	20.47			29.11	100.00	$(\text{Cu}_{9.66}\text{Fe}_{1.99})_{\Sigma 11.64}(\text{As}_{3.99}\text{Sb}_{0.1})_{\Sigma 4.09}\text{S}_{13.27}$
AM0003	83.2	42.21	7.64			1.02	20.36			28.76	100.00	$(\text{Cu}_{9.74}\text{Fe}_{2.01})_{\Sigma 11.74}(\text{As}_{3.98}\text{Sb}_{0.12})_{\Sigma 4.11}\text{S}_{13.15}$
Аргентотетраэдрит												
AM0003	31.6	4.11	5.16	47.12	1.99	14.47	6.11			21.05	100.00	$(\text{Ag}_{8.55}\text{Cu}_{1.27}\text{Fe}_{1.81}\text{Zn}_{0.60})_{\Sigma 12.22}(\text{Sb}_{2.33}\text{As}_{1.60})_{\Sigma 3.92}\text{S}_{12.85}$

Продолжение Таблицы 5.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Голдфилдит												
AM0003	38.2	42.25	1.60	2.39		6.11	3.12		19.00	25.52	100.00	$(\text{Cu}_{11.00}\text{Ag}_{0.37}\text{Fe}_{0.47})_{\Sigma 11.84}(\text{Te}_{2.46}\text{Sb}_{0.83}\text{As}_{0.69})_{\Sigma 3.98}\text{S}_{13.17}$
AM0003	38.8	44.93				9.19	2.83	3.01	15.44	24.60	100.00	$\text{Cu}_{11.90}(\text{Te}_{2.04}\text{Sb}_{1.27}\text{As}_{0.64}\text{Bi}_{0.24})_{\Sigma 11.90}\text{S}_{12.91}$
AM0003	38.2	44.16				6.97	4.17	2.43	16.95	25.32	100.00	$(\text{Cu}_{11.57})_{\Sigma 11.57}(\text{Te}_{2.21}\text{Sb}_{0.95}\text{As}_{0.93}\text{Bi}_{0.19})_{\Sigma 4.28}\text{S}_{13.15}$
AM0003	38.2	43.84				7.39	3.42	2.38	17.80	25.17	100.00	$(\text{Cu}_{11.55})_{\Sigma 11.55}(\text{Te}_{2.34}\text{Sb}_{1.02}\text{As}_{0.76}\text{Bi}_{0.19})_{\Sigma 4.31}\text{S}_{13.14}$
AM0003	38.2	44.91	0.61			8.04	3.16		17.55	25.73	100.00	$(\text{Cu}_{11.61}\text{Fe}_{0.18})_{\Sigma 11.79}(\text{Te}_{2.26}\text{Sb}_{1.08}\text{As}_{0.69}\text{Bi}_{0.19})_{\Sigma 4.04}\text{S}_{13.18}$
AM0003	38.2	44.07				4.88	5.88		19.03	26.13	100.00	$(\text{Cu}_{11.32})_{\Sigma 11.32}(\text{Te}_{2.44}\text{Sb}_{0.65}\text{As}_{1.28})_{\Sigma 4.37}\text{S}_{13.31}$
AM0003	38.2	46.08	0.37			6.85	2.42		19.08	25.19	100.00	$(\text{Cu}_{11.98}\text{Fe}_{0.11})_{\Sigma 12.09}(\text{Te}_{2.47}\text{Sb}_{0.93}\text{As}_{0.53})_{\Sigma 3.93}\text{S}_{12.98}$
AM0003	38.2	43.00	1.40			5.58	2.84		20.84	26.33	100.00	$(\text{Cu}_{11.09}\text{Fe}_{0.41})_{\Sigma 11.50}(\text{Te}_{2.68}\text{Sb}_{0.75}\text{As}_{0.62})_{\Sigma 4.05}\text{S}_{13.45}$
AM0003	38.2	43.54	0.35			6.85	4.06	3.05	16.79	25.37	100.00	$(\text{Cu}_{11.42}\text{Fe}_{0.10})_{\Sigma 11.53}(\text{Te}_{2.19}\text{Sb}_{0.94}\text{As}_{0.90}\text{Bi}_{0.24})_{\Sigma 4.28}\text{S}_{13.19}$
AM0003	38.2	46.09	0.91			8.34	2.89		16.24	25.54	100.00	$(\text{Cu}_{11.87}\text{Fe}_{0.27})_{\Sigma 12.13}(\text{Te}_{2.08}\text{Sb}_{1.12}\text{As}_{0.63})_{\Sigma 3.83}\text{S}_{13.03}$
AM0003	38.2	42.25	1.60	2.39		6.11	3.12		19.00	25.52	100.00	$(\text{Cu}_{11.00}\text{Ag}_{0.37}\text{Fe}_{0.47})_{\Sigma 11.84}(\text{Te}_{2.46}\text{Sb}_{0.83}\text{As}_{0.69})_{\Sigma 3.98}\text{S}_{13.17}$
Стибиоголдфилдит												
AM0003	62.0	43.02	0.38		0.80	14.30	1.98	1.98	12.23	25.32	100.00	$(\text{Cu}_{11.32}\text{Zn}_{0.21}\text{Fe}_{0.11})_{\Sigma 11.64}(\text{Sb}_{1.96}\text{Te}_{1.60}\text{As}_{0.44}\text{Bi}_{0.16})_{\Sigma 4.16}\text{S}_{13.20}$
AM0003	38.2	43.85	0.86		0.00	12.79	4.13		12.62	25.75	100.00	$(\text{Cu}_{11.32}\text{Fe}_{0.25})_{\Sigma 11.57}(\text{Sb}_{1.72}\text{Te}_{1.62}\text{As}_{0.91})_{\Sigma 4.25}\text{S}_{13.18}$

В интервале глубин 38.2-46.5 м преобладающей блеклой рудой является *голдфилдит* $Cu_{9.93-12.0}, Fe_{0.0-1.74}, Ag_{0-0.36} (Te_{1.41-2.68}, Sb_{0.0-2.54}, Bi_{0.0-0.28}, As_{0.0-1.28}) S_{13}$, в котором отмечается примеси висмута и серебра. Зональность кристаллов голдфилдита в пределах рудной зоны Эми обуславливается различным содержанием в нем примеси Bi (1.66-3.66 вес.%) (Рисунок 5.20). Отмечаются как линейные зоны обогащения висмутом и мышьяком (Рисунок 5.20 а), так и нелинейные (Рисунки 5.20 б, 5.21 б), что является свидетельством их пластичной деформации:

- а) возникающей за счет внутренних напряжений в кристалле;
- б) за счет внешних воздействий на еще незатвердевшие кристаллы.

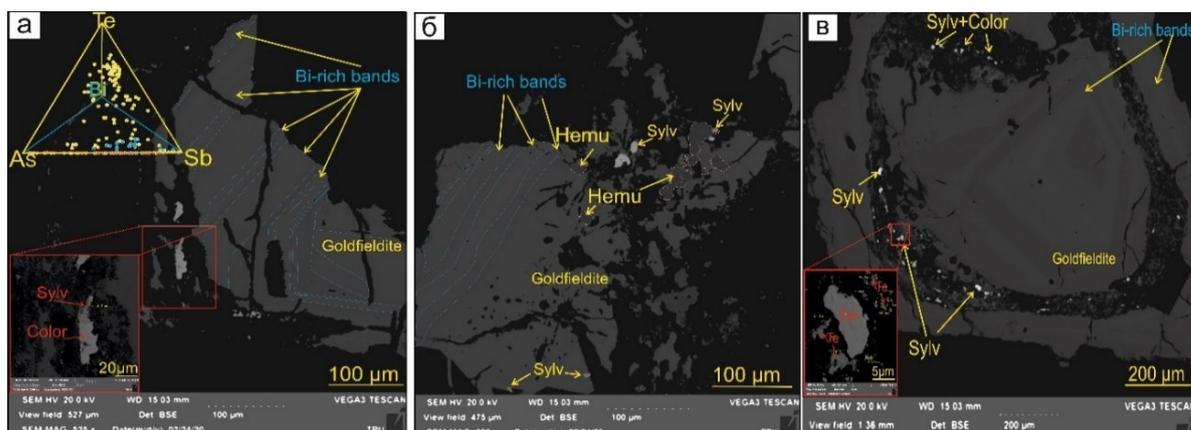


Рисунок 5.20 - Зональные кристаллы голдфилдита (Goldfieldite) (скв. AM0003, гл. 38.2-38.8 м), обогащенные примесью Bi (Bi-rich bands) в ассоциации хемуситом (Hemu) и более поздними сильванитом (Sylv), колорадоитом (Color) (а); сильванитом (Sylv); сильванитом (Sylv), колорадоитом (Color) и самородным теллуrom (Te). Диаграмма As-Sb-Bi-Te составов голдфилдита и теллуросодержащих разностей группы теннантит-тетраэдрита (а). СЭМ снимки в BSE детекторе

В виде наложенной минерализации по зонам повышенной трещиноватости, повторяющей зоны роста наиболее крупных зональных кристаллов *голдфилдита* концентрируются теллуриды ртути (*колорадоит* $Hg_{0.77-0.94}Te$), золота и серебра (*сильванит* $Au_{0.86-1.67}Ag_{0.4-2.31}, Fe_{0.06-0.39}, Mo_{0.2-0.77}, Ta_{0.04-0.08}Te_4$), а также *самородный теллур* (Рисунки 5.21, 5.22).

В интервале глубин 46.5-62.0 м отмечается промежуточная по составу блёклая руда между голдфилдитом и тетраэдрит-теннантитом с вариацией примеси теллура в пределах 0.64-12.83 вес.%; (a.p.f.u. = 0.09-1.58; (Рисунки 5.21, 5.22).

С теллур-тетраэдрит-теннантитовой серией твердых растворов в тесной парагенетической связи на глубине 46.5 м находятся теллуриды никеля – *мелонит* $Ni_{0.92-1.00}Te_2$, свинца – *алтаит* $Pb_{0.90}Te$, висмута – *теллуrowисмутит* $Bi_{1.82-1.93}Te_3$, сурьмы и висмута – *теллурантимон* $Sb_{1.65-2.2}, Bi_{0.15-0.7}Te_3$, золота и серебра – *сильванит* ($Au_{0.86-1.67}Ag_{0.4-2.31}, Fe_{0.06-0.39}, Mo_{0.2-0.77}, Ta_{0.04-0.08}Te_4$), а также *халькопирит второй генерации* (Рисунок 5.23).

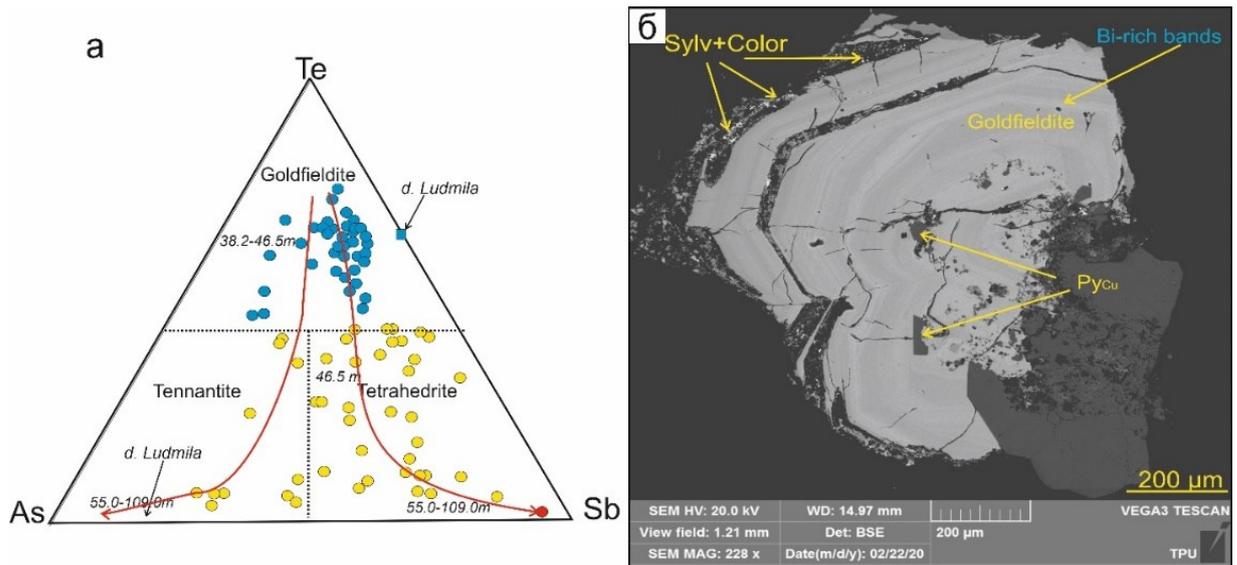


Рисунок 5.21 - Особенности химического состава блёклых руд рудных зон Эми и Людмила на тройной диаграмме As-Te-Sb (а). Числами указаны глубины обнаружения блёклых руд. Красными стрелками показаны линейные тренды изменчивости их химического состава с глубиной. (б) Контрастно-зональный кристалл голдфилдита (Goldfieldite) с сингенетичным пиритом, обогащенным примесью меди (Py_{Cu}) (рудная зона Эми, скв. АМ0003, гл. 38.2 м), с примесью Bi (Bi-rich bands) с поздними сильванитом (Sylv) и колорадоитом (Color). СЭМ снимок в BSE детекторе

Последний образует тесные сростания с теллуридами (Рисунок 5.23).

В целом, содержание мышьяка в составе блёклых руд зоны Эми значительно варьирует (Рисунок 5.22 а,б), при этом с глубиной отмечается два тренда развития устойчивых составов блёклой руды: с высоким содержанием мышьяка (теннантитовые разности) и высоким содержанием сурьмы (тетраэдритовые разности) (Рисунок 5.22 б).

На глубинах 60-80 м более распространён теннантит, при этом встречающиеся тетраэдритовые разности характеризуются наиболее высоким содержанием цинка (Рисунок 5.22 д). С глубиной в составе блёклых руд увеличивается содержание железа (Рисунок 5.22 е).

Таким образом, изменчивость химического состава блёклых руд с глубиной в пределах скважины АМ0003 рудной зоны Эми в направлении от 31.6→110 м представлена следующей последовательностью: тетраэдрит с примесью серебра → теннантит с примесью серебра → голдфилдит с примесью мышьяка, висмута и серебра → теллуросодержащие теннантит-тетраэдритовые разности → крайние члены теннантит-тетраэдритового ряда на фоне увеличения содержания цинка и железа.

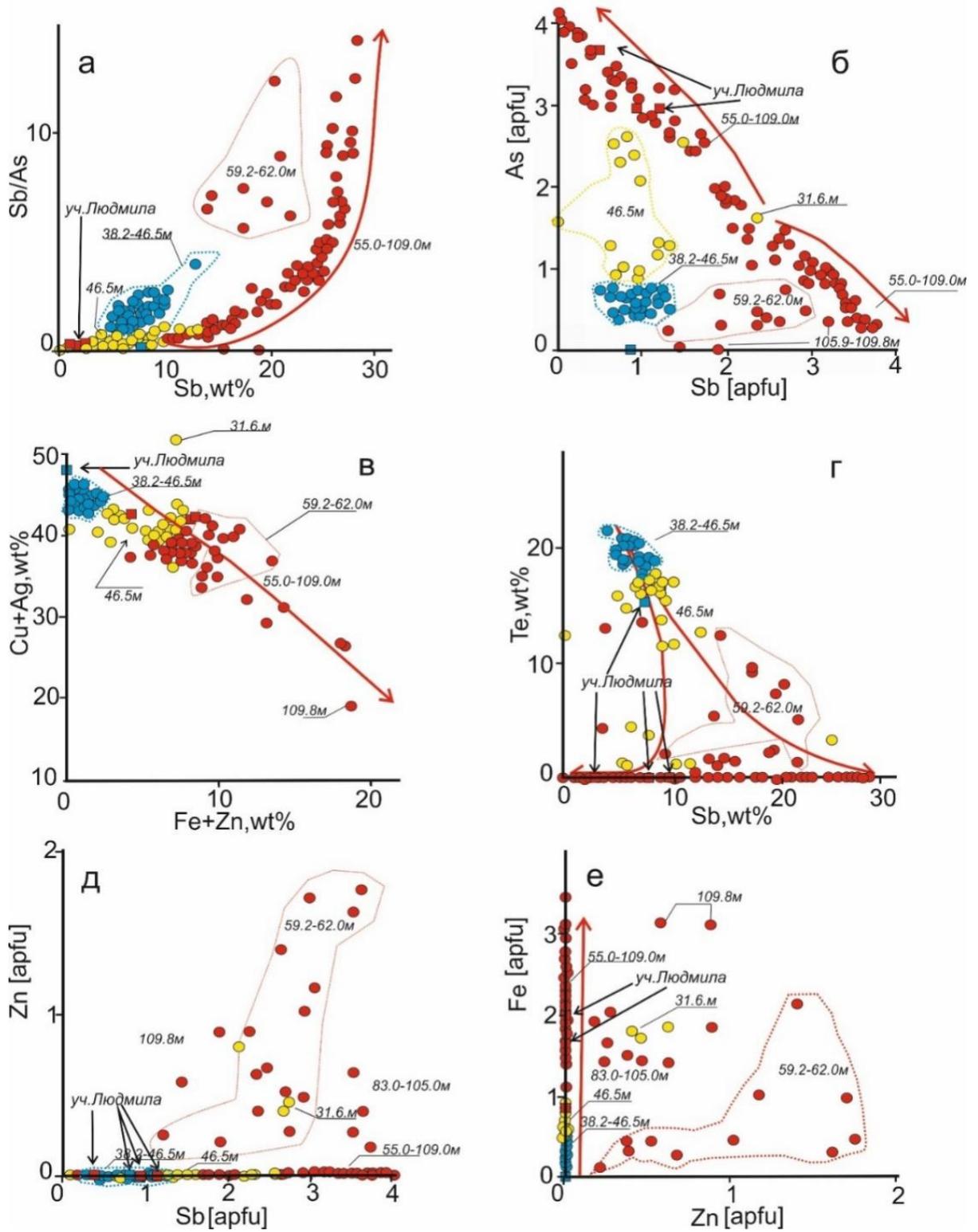


Рисунок 5.22 - Бинарные диаграммы, показывающие изменение химического состава блёклых руд рудных зон Эми и Людмила в координатах: Sb/As – Sb (а); As – Sb (б); Cu+Ag – Fe+Zn (в); Te – Sb (г); Zn – Sb (д); Fe – Zn (е) и линейные тренды изменчивости их химического состава с глубиной

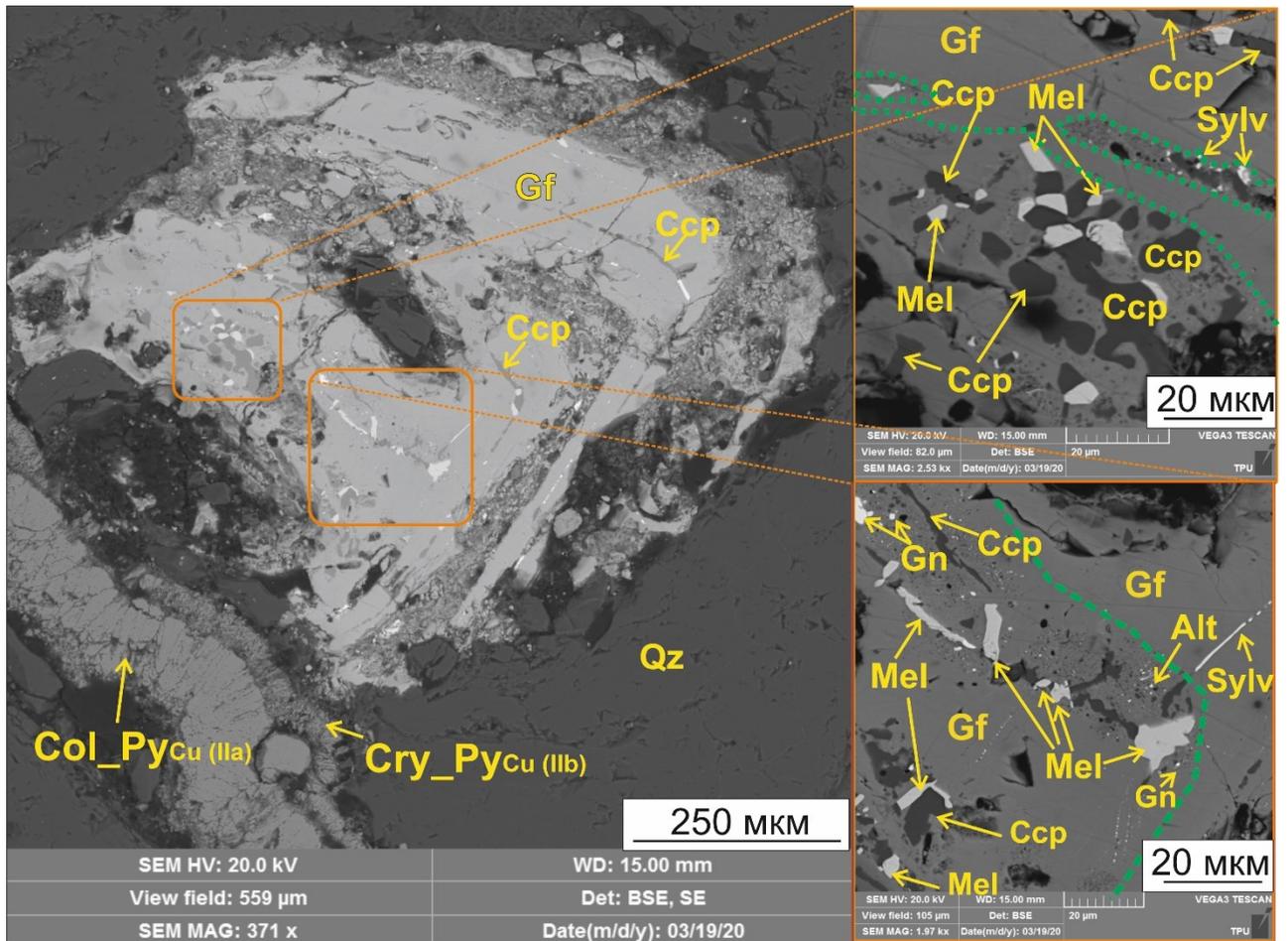


Рисунок 5.23 - Кристаллы голдфилдита (Gf) в ассоциации с колломорфным (Col_PyCu IIa) и кристаллическим медьсодержащим пиритом (Cry_PyCu IIb) в кварце (Qz). Зеленой пунктирной линией помечены места повышенной флюидонасыщенности теллури-тетраэдрит(Ttr_{Te})-теннантитовой (Tnt) серии блеклых руд с богатой и разнообразной теллуровой и сульфидной минерализацией: мелонитом (Mel), алтаитом (Alt), сильванитом (Sylv), халькопиритом (Ccp), галенитом (Gn). СЭМ снимки в BSE детекторе

Бурнонит $\text{Pb}_{0.83-0.96}(\text{Cu}_{0.90-1.09}, \text{Fe}_{0.0-0.91})(\text{Sb}_{0.64-0.98}, \text{As}_{0.0-0.41})\text{S}_3$ обнаружен в пределах рудных зон Елена, Лариса и Людмила. Этот минерал может развиваться за счет замещения более раннего галенита (Рисунок 5.24).

В пределах участка Елена (скв. EL0001) (Рисунок 5.25) с увеличением глубины от 58.2 → ~111 м отмечается два тренда изменчивости химического состава бурнонита от промежуточных разностей к высокомышьяковистым и высокосурьмянистым соответственно. Если сравнить тенденцию изменчивости химического состава блёклых руд ряда *теннантит-тетраэдрита* в вертикальном разрезе скв. AM0003 рудной зоны Эми (Рисунок 5.22) и аналогичный параметр бурнонита скв. EL0001 рудной зоны Елена (Рисунок 5.25), то устанавливается определенная взаимосвязь в изменчивости их химических составов в направлении от менее глубинных к более глубинным горизонтам с формированием контрастных высокосурьмянистых и высокомышьяковистых разностей.

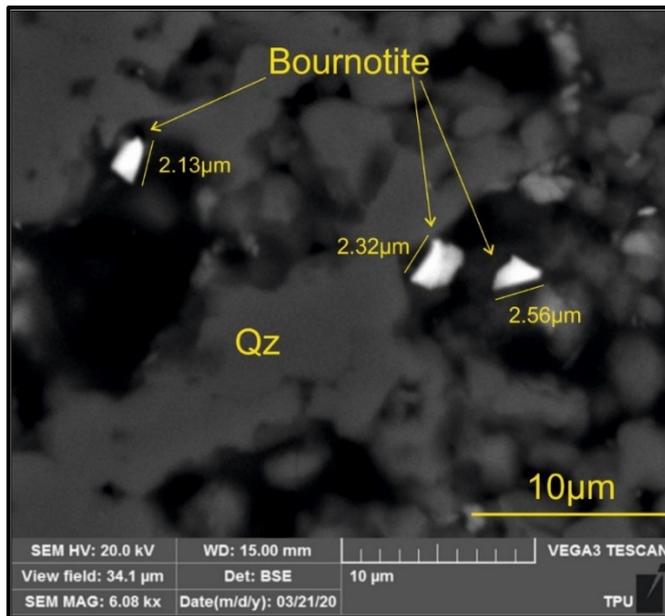


Рисунок 5.24 - Кристаллы бурнонита (bournatite) в порах выщелачивания диккитового кварцита рудной зоны Елена (скв. EL0001, гл. 58.2 м): Qz – кварц. СЭМ-снимок в детекторе BSE

Бурнонит рудной зоны Людмила отличается повышенными содержаниями мышьяка до 6.74 вес.%.

В пределах рудной зоны Людмила на глубине на глубине 45.5 м скв. LD0002 блёклая руда соответствует составу *голдфилдита*, в то время как на глубинах 66.0-72.0 м скв. LD0001 она отвечает составу *теннантита* с примесью железа от 3.29 до 7.71 вес.% (Таблица 5.5). *Голдфилдит* характеризуется отсутствием в своем составе мышьяка, висмута и серебра (Рисунки 5.21, 5.22), что отличает его от голдфилдита рудной зоны Эми.

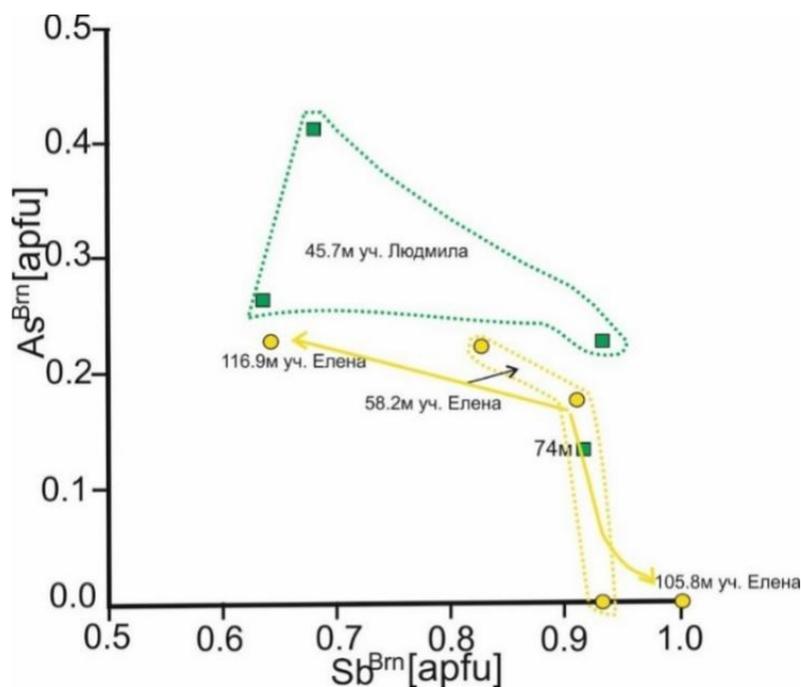


Рисунок 5.25 - Вариации содержаний атомного количества (a.p.f.u) Sb и As в формуле бурнонита (Brn) рудных зон Елена (EL0001) и Людмила (LD0001-LD0002). Числами указаны глубины обнаружения. Желтыми стрелками указаны линейные тренды изменчивости химического состава с глубиной

5.4 Теллуриды и прочие минералы

Отличительной особенностью минералогии рудной зоны Эми является обилие теллуридной минерализации, составы которой по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа приведены в Таблице 5.6.

В пределах зоны Эми установлены теллуриды никеля – мелонит $\text{Ni}_{0.92-1.00}\text{Te}_2$; свинца – алтаит $\text{Pb}_{0.90}\text{Te}$; висмута – теллуrowисмутит $\text{Bi}_{1.82-1.93}\text{Te}_3$; кавачулит $\text{Bi}_{2.65-3.08}\text{Te}_{2.88-3.3}\text{Se}$, сурьмы и висмута – теллурантимон $\text{Sb}_{1.65-2.2}, \text{Bi}_{0.15-0.7}\text{Te}_3$; ртути – колорадоит $\text{Hg}_{0.77-0.94}\text{Te}$; золота и серебра – сильванит $\text{Au}_{0.86-1.67}\text{Ag}_{0.4-2.31}, \text{Fe}_{0.06-0.39}, \text{Mo}_{0.2-0.77}, \text{Ta}_{0.04-0.08}\text{Te}_4$, петцит $\text{Ag}_{2.93-3.4}\text{Au}_{0.93-0.97}, \text{Fe}_{0.17-0.44}\text{Te}_2$, штютцит $\text{Ag}_{4.43-5.14}\text{Au}_{0.06-0.07}, \text{Fe}_{0.6}, \text{Bi}_{0.15}\text{Te}_3$, гессит $\text{Ag}_{1.71}\text{Au}_{0.1}\text{Te}$ и т. д. (Рисунок 5.26).

Наибольший промышленный интерес представляет теллуридная минерализация золота и серебра, которая обнаруживает определенные признаки вертикальной зональности, выражающейся в виде последовательной смены сверху вниз по разрезу скважин от преимущественно серебро-содержащих разностей (гессит, петцит, штютцит, ютенбогаардит, мутманнит), преобладающих на глубинах 30-40 м через золото-серебро-содержащий теллурид (сильванит), имеющий широкое распространение в интервале глубин от 40-80 м и с отложением золото-содержащего теллурида – калаверита на глубине 105.6 м (Рисунок 5.27).

Теллурид ртути – *колорадоит* ($\text{Hg}_{0.77-0.94}\text{Te}$) иногда содержит примесь Тl, развивается в трещинах голдфилдита, который в свою очередь содержит примесь висмута (Bi).

Теллурид никеля – *мелонит* ($\text{Ni}_{0.92-1.00}\text{Te}_2$), зачастую с примесью Co, до 1 вес.%, встречается в качестве включений в зонах роста голдфилдита (Te-блеклая руда) в ассоциации с халькопиритом и сильванитом.

Теллурид свинца – *алтаит* ($\text{Pb}_{0.90}\text{Te}$) в совместной теллуридной ассоциации с теллурантимоном, мелонитом, сильванитом, галенитом, гесситом обнаружен в областях роста голдфилдита. Алтаит образует вместе с теллурантимоном многочисленные мелкие идиоморфные кристаллы 1-3 мкм в кварце (Рисунок 5.28 а).

Теллурид сурьмы – *теллурантимон* ($\text{Sb}_{1.65-2.2}, \text{Bi}_{0.15-0.7}\text{Te}_3$) обнаруживает примесь мышьяка (As) и приурочен к зонам роста голдфилдита в совместной теллуридной ассоциации с мелонитом, сильванитом, галенитом, гесситом, самородным теллуром (Рисунок 5.28 б).

Таблица 5.5 - Составы блёклых руд зоны Людмила по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа

Номер скважины	Глубина, м	Cu	Fe	As	Sb	Te	S	Сумма	Минерал	Формула
LD0002	45,7	47,74			7,57	15,3	29,39	100	Голдфилдит	$Cu_{10.65}(Te_{1.7}, Sb_{0.88})_{2.58}S_{13}$
LD0001	64	40,17	7,71	18,04	3,15		27,87	96,94	Теннантит	$(Cu_{9.45}, Fe_{2.06})_{11.51}(As_{3.6}, Sb_{0.39})_{3.99}S_{13}$
LD0001	77,2	41,86	3,29	14,93	9,88		28,21	98,17	Теннантит	$(Cu_{9.73}, Fe_{0.87})_{10.6}(As_{2.94}, Sb_{1.2})_{4.14}S_{13}$

Таблица 5.6 - Составы теллуридов рудной зоны Эми по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа

Номер скважины	Глубина, м	Te	Au	Ag	Fe	Mo	Ta	Cu	Bi	S	Sb	Se	Ni	Co	Сумма	Формула
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Сильванит																
AM0003	38,2	61,54	23,77	13,19											99,03	$(Au Ag_{1.01})_{2.01}Te_4$
AM0003	38,2	61,61	24,41	13,32	0,67										100,01	$(Au_{1.03}Ag_{1.02}Fe_{0.1})_{2.15}Te_4$
AM0003	38,2	61,09	22,53	12,82			0,92								100	$(Au_{0.96}Ag_{0.99}Ta_{0.04})_{1.99}Te_4$
AM0003	38,2	61,52	23,23	13,22	1,35										100	$(Au_{0.98}Ag_{1.02}Fe_{0.2})_{2.2}Te_4$
AM0003	38,8	57,31	22,77	12,38	2,32	5,23									100	$(Au_{1.03}Ag_{1.02})_{2.05}Mo_{0.49}Fe_{0.37}Te_4$
AM0003	46,4	54,97	22,52	12,19	0,47										100	$(Au_{1.06}Ag_{1.05}Fe_{0.08})_{2.19}Te_4$
AM0003	46,4	58,33	23,98	12,75			1,55								100	$(Au_{1.07}Ag_{1.03}Ta_{0.07})_{2.17}Te_4$
AM0003	46,4	56,16	20,44	9,81											100	$(Au_{0.94}Ag_{0.83})_{1.77}Te_4$
AM0003	62	62,03	26,71	11,87											100,61	$(Au_{1.12}Ag_{0.91})_{2.03}Te_4$
AM0003	62	51,04	29,47	6,41	1,25	7,37									98,58	$(Au_{1.5}Ag_{0.59})_{2.09}Mo_{0.77}Fe_{0.22}Te_4$
AM0003	105,6	58,96	29,41	7,73											99,99	$(Au_{1.29}Ag_{0.62})_{1.91}Te_4$
Калаверит																
AM0003	105,6	57,4	39,3	2,85	0,46										100,01	$(Au_{0.89}Ag_{0.12}Fe_{0.04})_{1.05}Te_2$
AM0003	105,6	57,05	39,46	2,99	0,5										100	$(Au_{0.9}Ag_{0.12}Fe_{0.04})_{1.06}Te_2$
AM0003	105,6	56,35	39,06	3,04			1,55								100	$(Au_{0.9}Ag_{0.13}Ta_{0.04})_{1.07}Te_2$

Продолжение Таблицы 5.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
AM0003	105,6	57,71	39,48	2,81											100	(Au _{0.89} Ag _{0.12}) _{1.01} Te ₂
AM0003	105,6	57,54	38,9	3,07	0,49										100	(Au _{0.88} Ag _{0.13} Fe _{0.04}) _{1.05} Te ₂
AM0003	105,6	57,28	39,34	2,99	0,38										99,99	(Au _{0.89} Ag _{0.12} Fe _{0.03}) _{1.04} Te ₂
AM0003	105,6	57,62	39,51	2,87											100	(Au _{0.89} Ag _{0.12}) _{1.01} Te ₂
AM0003	105,6	55,57	37,56	3,38	2,35										100	(Au _{0.88} Ag _{0.14} Fe _{0.19}) _{1.29} Te ₂
AM0003	105,6	60,16	32,8	4,86				2,18							100	(Au _{0.71} Ag _{0.19} Cu _{0.15}) _{1.05} Te ₂
Штютцит																
AM0003	31,6	40,11	1,4	50,12	3,53				3,25	2,03					100,44	(Ag _{4.43} Fe _{0.6} Bi _{0.15} Au _{0.07}) _{5.25} Te ₃
AM0003	31,6	40,2	1,32	52,33	3,63					2,16					99,64	(Ag _{4.62} Fe _{0.62} Au _{0.06}) _{5.3} Te ₃
AM0003	31,6	32,58	2,39	47,19											97,59	(Ag _{5.14} Au _{0.14}) _{5.28} Te ₃
AM0003	105,6	34,67	11,54	51,83					1,61						99,65	(Ag _{5.31} Au _{0.65} Bi _{0.09}) _{6.05} Te ₃
Гессит																
AM0003	31,6	34	9,48	51,94	0,89	0,92									97,23	(Ag _{1.81} Au _{0.18} Fe _{0.06} Mo _{0.04}) _{2.09} Te
AM0003	31,7	32,58	2,39	47,19											97,59	(Ag _{1.71} Au _{0.05}) _{1.76} Te
AM0003	105,6	34,67	11,54	51,83					1,61						99,65	(Ag _{1.77} Au _{0.22} Bi _{0.03}) _{2.02} Te
Петцит																
AM0003	31,6	32,8	24,15	41,92	1,98										100,85	Ag _{3.02} (Au _{0.95} Fe _{0.28}) _{1.23} Te ₂
AM0003	31,6	31,03	23,24	40,08	3,01										100,51	Ag _{3.06} (Au _{0.97} Fe _{0.44}) _{1.41} Te ₂
AM0003	31,6	32,74	24,13	40,6	1,32										98,79	Ag _{2.93} (Au _{0.95} Fe _{0.31}) _{1.26} Te ₂
AM0003	31,6	32	24,04	40,98	1,26										98,28	Ag _{3.03} (Au _{0.97} Fe _{0.18}) _{1.15} Te ₂
AM0003	31,6	32,87	23,61	41,78	2,22										100,48	Ag _{3.01} (Au _{0.93} Fe _{0.31}) _{1.24} Te ₂
Мелонит																
AM0003	46,4	78,67											17,26		98,28	Ni _{0.95} Te ₂
AM0003	46,4	77,22											16,76		98,28	Ni _{0.94} Te ₂
AM0003	46,4	80,12											17,21		99,98	Ni _{0.93} Te ₂
AM0003	46,4	79,11											17,12		99,36	Ni _{0.94} Te ₂

Продолжение Таблицы 5.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
AM0003	46,4	76,17											17,45		98,28	NiTe ₂
AM0003	46,4	79,14											17,28		98,28	Ni _{0,95} Te ₂
AM0003	46,4	80,38											17,99		98,28	Ni _{0,97} Te ₂
AM0003	46,4	78,34											16,72	1,02	100,27	Ni _{0,93} Te ₂
AM0003	46,4	80,3											17,63		99,65	Ni _{0,95} Te ₂
Теллурантимон																
AM0003	46,4	55,56							4,81		33,16				99,64	(Sb _{1,88} Bi _{0,16}) _{2,04} Te
AM0003	46,4	53,31							3,39		33,03				98,28	(Sb _{1,95} Bi _{0,12}) _{2,07} Te
AM0003	46,4	56,73							3,3		36,01				98,28	(Sb ₂ Bi _{0,11}) _{2,11} Te
AM0003	46,4	39,54							7,56		27,71				98,28	(Sb _{2,2} Bi _{0,35}) _{2,55} Te
AM0003	46,4	44,35							17,01		23,26				99,69	(Sb _{1,65} Bi _{0,7}) _{2,35} Te
AM0003	46,4	43,94							2,71		31,07				98,28	(Sb _{1,22} Bi _{0,11}) _{2,33} Te
AM0003	76,2	59,54									38,48				100,01	Sb _{2,03} Te
AM0003	76,2	58,93									39,56				100	Sb _{2,11} Te
Теллурвисмутит																
AM0003	59,5	33,17							47,71			3,4			98,88	(Bi _{1,63} Se _{0,5}) _{2,13} Te ₃
AM0003	105,6	48,72							51,28						100	Bi _{1,93} Te ₃
AM0003	105,6	48,98							48,87		2,14				99,99	(Bi _{1,83} Sb _{0,14}) _{1,97} Te ₃
AM0003	105,6	48,45							49,76		1,79				100	(Bi _{1,88} Sb _{0,12}) _{2,0} Te ₃

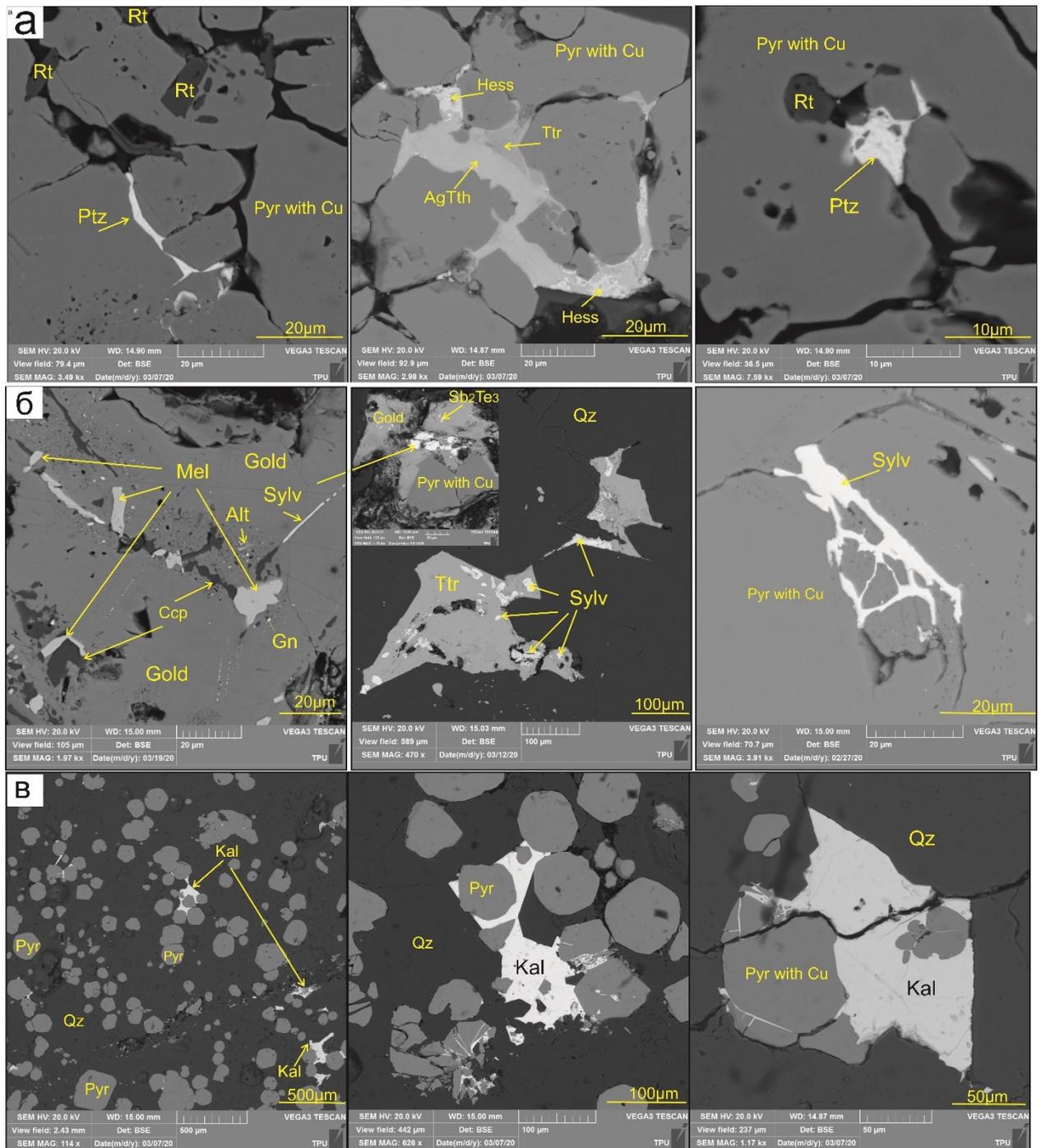


Рисунок. 5.26 - Теллуридная минерализация рудной зоны Эми (а): теллуридная ассоциация серебросодержащих минералов: I) петцита (Ptz); II) гессита (Hess) и аргентотетраэдрита (ArTth), заполняющих промежутки между кристаллами пирита, содержащего примесь Cu в ассоциации с рутилом (Rt) на глубине 31.6 м (скв. AM0003, гл. 31.6 м); (б) теллуридная ассоциация золото-серебросодержащего силванита (Sylv) I в зонах трещиноватости и повышенной насыщенности голдфилдита (Gold) в совместной ассоциации с другими теллуридами: мелонитом (Mel), алтаитом (Alt), теллурантимном (Sb₂Te₃); II) силванитом и тетраэдритом (Ttr); III) силванит заполняющий трещины в пирите, содержащем примесь меди на глубине от 38.2-62.0 (скв. AM0003, гл. 46.4 м); (в) золотосодержащий теллурид – калаверит (Kal) цементирующий сложно комбинированные кристаллы почти округлого габитуса пирита, содержащего медь в кварците на глубине 105.6 м (скв. AM0003, гл. 46.4 м). СЭМ-снимки в детекторе BSE

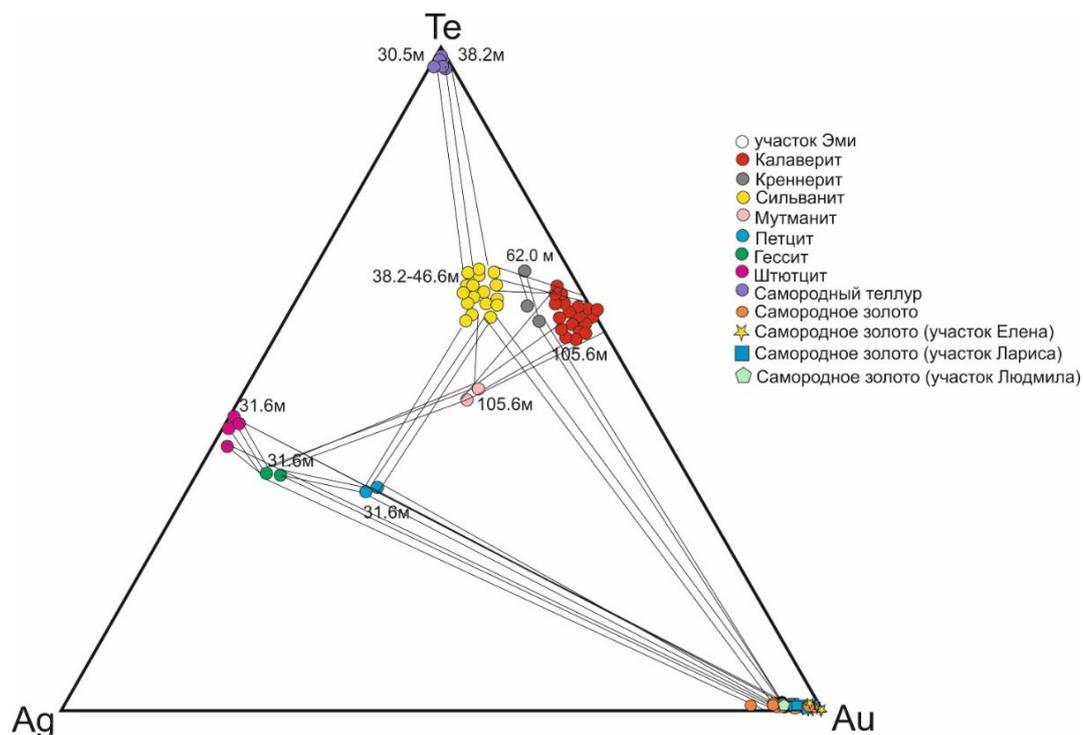


Рисунок 5.27 - Тройная Au-Ag-Te диаграмма для теллуридов благородных металлов, отражающая золото-серебро-теллуридную ассоциацию зоны Эми с самородным золотом других рудных зон месторождения Светлое. Числами указаны глубины обнаружения

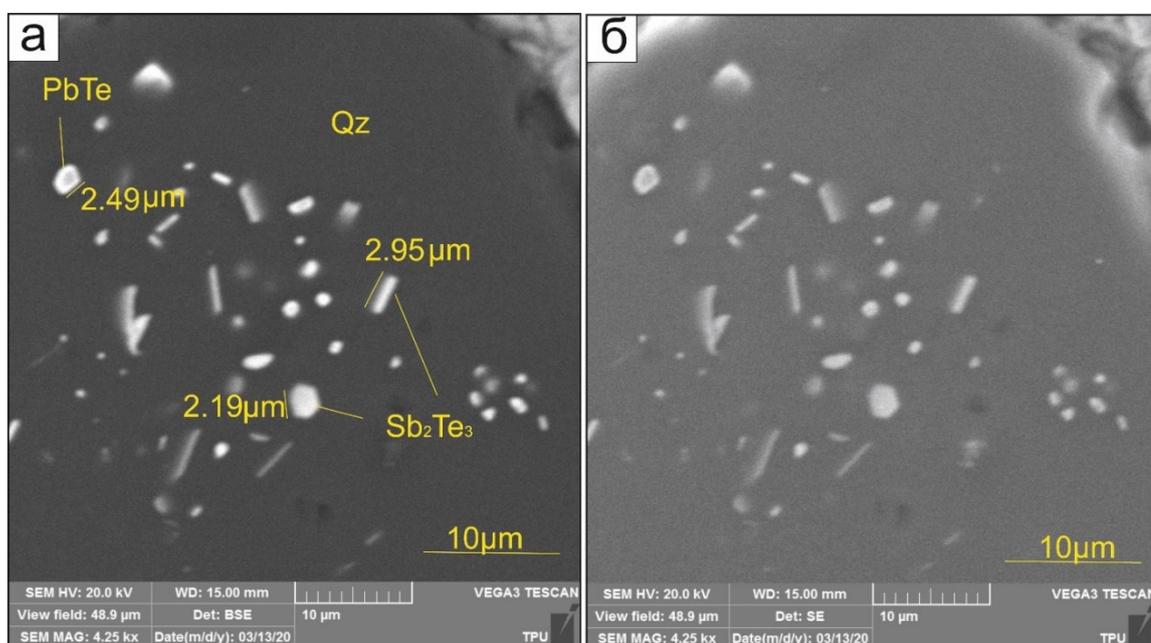


Рисунок 5.28. Многочисленные идиоморфные кристаллы теллуридов свинца (алтаита) и сурьмы (теллурантимоана) в кварце (Qz) рудной зоны Эми (скв. АМ0003, гл. 76.2 м). СЭМ-снимки в детекторах BSE (а) и SE (б)

Теллурид висмута – *теллуровисмутит* ($\text{Bi}_{1.82-1.93}\text{Te}_3$), содержит примесь Se.

В целом, на рудной зоне Эми в пределах глубин 31.6-110 м развита, согласно классификации (Sillitoe, 2003) теллуридная минеральная ассоциация IS-типа: блеклые руды теннантит-тетраэдритового ряда, теллуриды ртути, сурьмы, золота и серебра, самородный теллур.

В пределах рудной зоны Людмила установлен теллурид сложного состава Au-Ag-Bi-Te (Рисунок 5.29 б), который встречается в смежных агрегатах совместно с теллуридом Bi-Sb и акантитом (Рисунок 5.29 б).

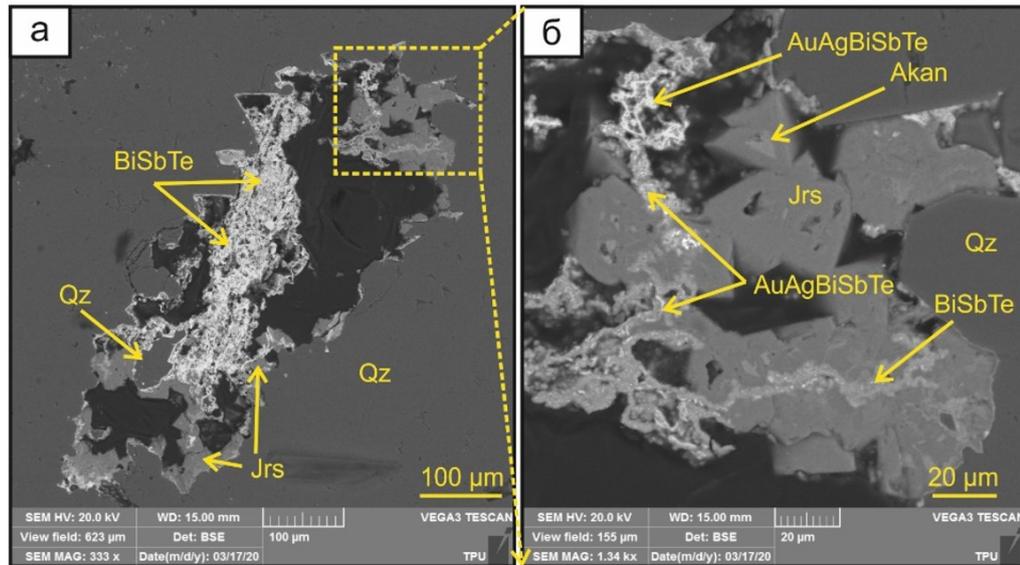


Рисунок 5.29 - Агрегаты BiSbTe и AuAgBiSbTe (а, б) и акантита (б) рудной зоны Людмила (скв. LD002, гл. 74.0 м): Akan – акантит, BiSbTe – теллурид Bi и Sb, AuAgBiSbTe – теллурид сложного состава Au, Ag, Bi, Sb, Jrs – ярозит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторе BSE

Хемусит встречается только в пределах рудной зоны Эми и его химический состав соответствует следующему $(\text{Cu}_{5.46-6.27}, \text{Fe}_{0.0-0.33})\text{Sn}_{0.75-1.07}(\text{Mo}_{0.93-1.32}, \text{Sb}_{0.0-0.27})\text{S}_8$, (Таблица 5.7). Хемусит образует идиоморфные кристаллы (10-50 мкм) правильной формы (Рисунок 5.30), не редко ассоциирующими с пиритом, содержащим примесь меди.

Обнаруженный на рудной зоне Эми теллуроселенид близок к *кавацулиту* и соответствует следующей формуле $\text{Bi}_{2.65-3.08}\text{Te}_{2.88-3.3}\text{Se}$, хотя и отличается от стехиометрического состава более высоким содержанием Te, при более низком содержании селена в нем фиксируется постоянная примесь молибдена. Условно нами этот минерал назван *кавацулит* (Таблица 5.8). *Кавацилит* находится в тесной ассоциации с пиритом, содержащем примесь Cu, голдфилдитом (Рисунок 5.7).

Таблица 5.7 - Состав хемусита рудной зоны Эми по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа

Номер скважины	Глубина, м	Cu	Fe	Sn	Sb	Mo	S	Сумма	Формула
AM0003	38,2	42,59	0,82	11,51	2,24	12,94	29,91	100,01	$(\text{Cu}_{5.75}, \text{Fe}_{0.13})_{5.88} \text{Sn}_{0.83} (\text{Mo}_{1.16}, \text{Sb}_{0.16})_{1.32} \text{S}_8$
AM0003	38,2	43,45	0,75	10,82	2,22	12,77	29,96	99,97	$(\text{Cu}_{5.85}, \text{Fe}_{0.11})_{5.96} \text{Sn}_{0.78} (\text{Mo}_{1.14}, \text{Sb}_{0.16})_{1.3} \text{S}_8$
AM0003	38,8	42,61		13,51		13,73	28,1	100	$\text{Cu}_{6.12} \text{Sn}_{1.04} \text{Mo}_{1.31} \text{S}_8$
AM0003	38,8	40,5		14,83		12,97	29,87	99,74	$\text{Cu}_{5.47} \text{Sn}_{1.07} \text{Mo}_{1.16} \text{S}_8$
AM0003	46,4	40,85	0,49	11,56	2,26	12,81	30,19	100	$(\text{Cu}_{5.46}, \text{Fe}_{0.07})_{5.53} \text{Sn}_{0.83} (\text{Mo}_{1.13}, \text{Sb}_{0.16})_{1.29} \text{S}_8$
AM0003	46,4	44,02		11,07	2,27	12,6	28,82	100,2	$\text{Cu}_{6.16} \text{Sn}_{0.83} (\text{Mo}_{1.17}, \text{Sb}_{0.17})_{1.34} \text{S}_8$
AM0003	46,4	44	0,74	11,36	2,39	11,94	29,57	100	$(\text{Cu}_{6.01}, \text{Fe}_{0.11})_{6.12} \text{Sn}_{0.83} (\text{Mo}_{1.08}, \text{Sb}_{0.17})_{1.25} \text{S}_8$
AM0003	46,4	43,19		11,92	2,29	11,81	27,8	100	$\text{Cu}_{6.27} \text{Sn}_{0.93} (\text{Mo}_{1.14}, \text{Sb}_{0.17})_{1.31} \text{S}_8$
AM0003	46,4	39,98	0,65	11,83	2,16	13,19	28,13	100	$(\text{Cu}_{5.74}, \text{Fe}_{0.11})_{5.85} \text{Sn}_{0.91} (\text{Mo}_{1.25}, \text{Sb}_{0.16})_{1.41} \text{S}_8$
AM0003	46,4	43,88		10,29	2,47	14,35	29,01	100	$\text{Cu}_{6.1} \text{Sn}_{0.77} (\text{Mo}_{1.32}, \text{Sb}_{0.18})_{1.5} \text{S}_8$
AM0003	62	42,55	1,1	14,23		12,07	30,05	100	$(\text{Cu}_{5.71}, \text{Fe}_{0.17})_{5.88} \text{Sn}_{1.02} \text{Mo}_{1.07} \text{S}_8$

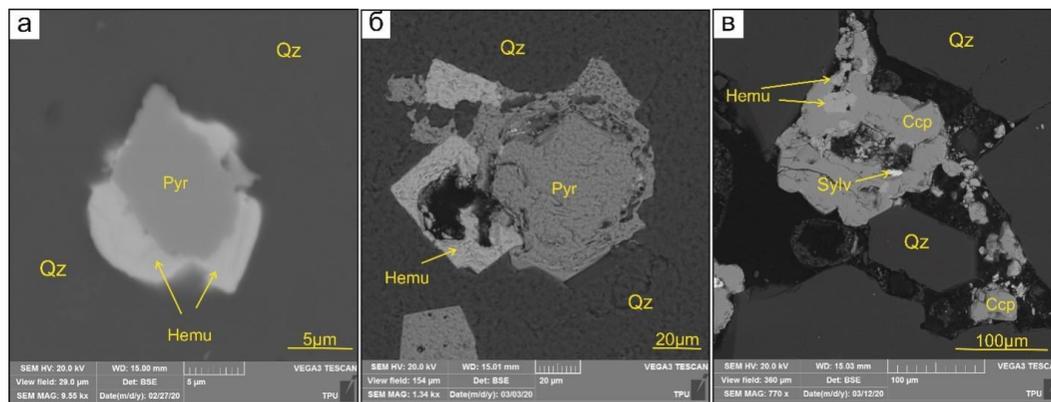


Рисунок 5.30 - Формы кристаллов хемусита (Hemu): (а) в ассоциации с пиритом (Pyr) в кварце (Qz), рудная зона Эми (скв. AM0003, гл. 38.8 м); (б) сростки кристаллов хемусита с пиритом (Pyr) (скв. AM0003, гл. 46.4 м); (в) идиоморфные кристаллы хемусита в халькопирите (Ccp) (скв. AM0003 гл. 62.0 м). СЭМ-снимки в детекторе BSE

Таблица 5.8 - Состав кавачулита рудной зоны Эми по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа

Номер скважины	Глубина, м	Bi	Te	Mo	Se		Сумма	Формула
AM0003	38,8	54,32	35,58	3,45	6,66		102,25	$\text{Bi}_{3,08}\text{Te}_{3,31}\text{Mo}_{0,01}\text{Se}$
AM0003	38,8	54,49	36,06		7,76		98,96	$\text{Bi}_{2,65}\text{Te}_{2,88}\text{Se}$
AM0003	38,8	53,67	34,26	3,88	6,58		99,57	$\text{Bi}_{3,08}\text{Te}_{3,22}\text{Mo}_{0,01}\text{Se}$

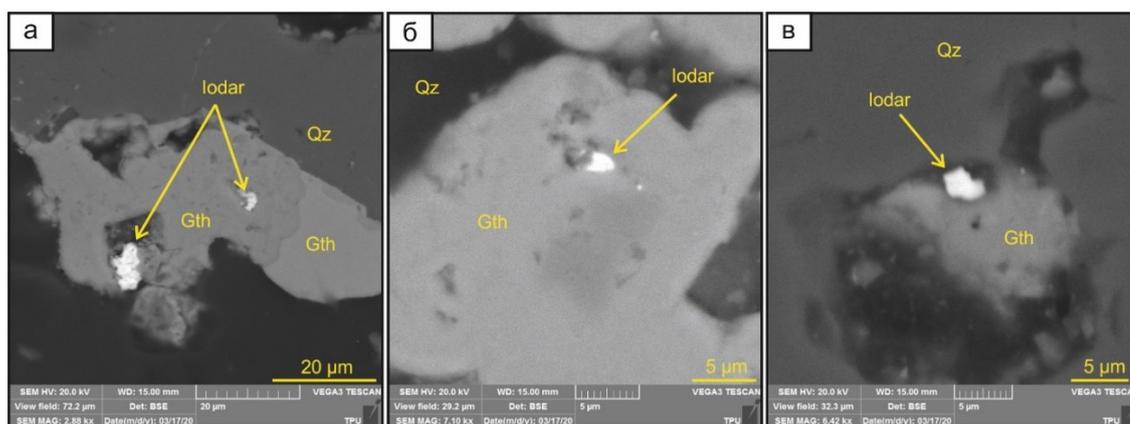


Рисунок 5.31 - Вкрапления йодаргирита среди гётита в микропорах кварцита рудной зоны Людмила (скв. LD0002, гл. 74.0 м): Gth – гётит, Iodar – йодаргирит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторе BSE

Единичные знаки йодида серебра, представленного *йодаргиритом* $\text{Ag}_{1.03}(\text{I},\text{V}_{0.83})$ с примесью бора, установлены в пределах рудных зон Эми и Людмила (Рисунок 5.31). Изометричные включения йодаргирита с ровными и реже сферическими очертаниями размером 1.1-8.1 мкм развиты среди пор полностью или частично заполненных ярозитом.

6. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Термобарогеохимические исследования двуполированных пластин кварца и кальцита из рудных зон месторождения Светлое показали, что флюидные включения образуют последовательные генерации, то есть группы одновременно образованных флюидных включений, захваченных минералом во время проявления различных минералообразующих процессов. В основном изучались первичные флюидные включения, представляющие собой изолированные включения, либо приуроченные к зонам роста кварца (рудные зоны Елена, Людмила и Эми) или кальцита (рудная зона Лариса). Вторичные включения, как правило, «трассируют» трещины в минерале и несут информацию о более поздних процессах минералообразования.

Исходя из наблюдений состояния и поведения фазовых компонентов при комнатной температуре, микротермометрии и результатов раман-спектроскопии, выявлено *три типа флюидных включений*, установленных в кварце, кальците: водно-углекислотные ($\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$, *Тип 1*), газовые (CO_2 , *Тип 2*) и водные ($\text{H}_2\text{O-NaCl}$, *Тип 3*). В свою очередь, по расположению флюидных включений и их типу, в минералах присутствует, как минимум, 4 генерации флюидных включений:

Генерация 1 (Тип 2) – первичные газовые (углекислотные) включения в сером колломорфном метасоматическом кварце с вкраплениями пирита и рутила;

Генерация 2 (Тип 1, Тип 2) – первичные двухфазовые и газовые включения в зонах роста и изолированные в эвгедральном (призматическом) кварце гидротермальной стадии, пластинчатом карбонате;

Генерация 3 (Тип 2, Тип 3) – вторичные газовые и водные включения, приуроченные к трещинам в эвгедральном кварце гидротермальной стадии;

Генерация 4 (Тип 1) – вторичные двухфазовые включения, приуроченные к трещинам в эвгедральном кварце гидротермальной стадии.

Основное внимание при изучении флюидных включений было уделено ассоциациям рудной стадии рудообразования (преимущественно исследованы включения в позднем эвгедральном кварце прожилков, выполнения порового пространства), поскольку основные обобщённые термодинамические характеристики для ранних метасоматических ассоциаций приведены в работе (Мишин, 2011).

6.1 Флюидные включения рудной зоны Эми

Флюидные включения локализованы в зонах роста эвгедрального (призматического) кварца поздней стадии (Рисунок 6.1). В зонах роста присутствуют как газовые, так и газовой-

жидкие включения. Совместное нахождение гетерофазных включений указывает на процессы смешения флюида с метеорными водами в процессе минералообразования. Размер включений варьирует от нескольких мкм до 30 мкм с изменениями соотношения газовой к жидкой фазе – 1:3, 2:3. Изучение проводилось только на крупных включениях от 10 мкм. Включения имеют разнообразную форму – овальные, удлиненные, с огренными формами и, как правило, для всех включений характерна «расшнуровка» (признаки перераспределения вещества внутри флюидного включения (Рисунок 6.2 б, в). Средняя температура гомогенизации 293 °С и соленость 0.13 мас.% NaCl-эквивалент.



Рисунок 6.1 - Первичные и вторичные включения в зонах роста эвгедрального кварца рудной зоны Эми

Вторичные включения в призматическом кварце встречаются в виде двухфазных и водных включений размером до 5 мкм и расположены вдоль трещин в кристалле (Рисунок 6.2 а, г). Доступные для изучения вторичные включения имеют среднюю температуру гомогенизации 253 °С и соленость 0-0.18 мас.% NaCl-эквивалент.

Изучены первичные двухфазовые включения в кварце с сульфидной (пирит) вкрапленностью. Размер включений от 5 до 20 мкм, имеют округлую, удлиненную форму с признаками «расшнуровки». Средняя температура гомогенизации таких включений 336 °С и соленость 0-0.18 мас.% NaCl-эквивалент.

Гидротермально-рудный процесс зоны Эми протекал при температурах 260-337°С. Относительно крупный размер газовой-жидких включений позволил проследить закономерное увеличение температур с глубиной участка (по скважине АМ0003) (Рисунок 6.3)

С двумя зонами максимальных температур гомогенизации в интервалах глубин 38-40 м и 198-200 м связана интенсивная минерализация кварцитов. При этом по мере

приближения по глубине к этим интервалам температура повышается. Так в промежутке от 30 до 40 м и от 50 до 200 м отмечается увеличение температуры гомогенизации ГЖВ от 260 до 337°C.

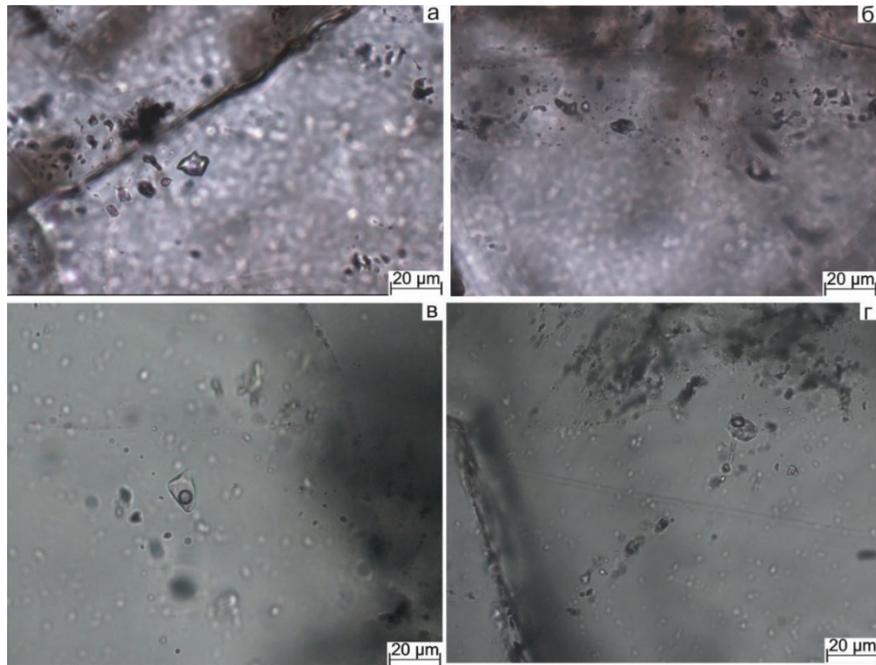


Рисунок 6.2 - Вторичные (а, г) и первичные (б, в) двухфазовые включения в кварце зоны Эми

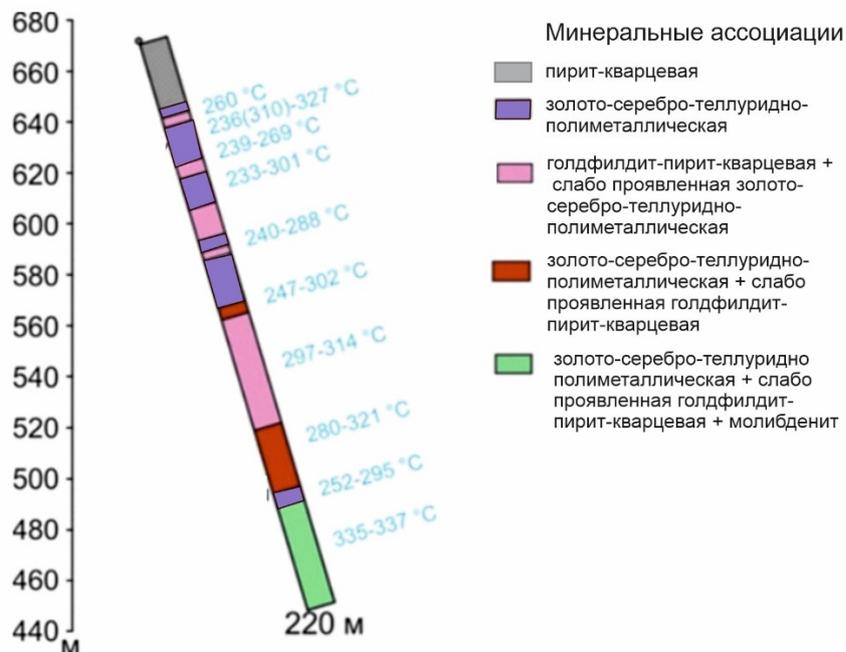


Рисунок 6.3 - Схематический разрез, показывающий изменение минеральных ассоциаций (Таблица 7.4) и температуры гомогенизации газовой-жидких включений по скважине AM0003 рудной зоны Эми

6.2 Флюидные включения рудной зоны Елена

В пределах рудной зоны Елена установлены флюидные включения нескольких генераций. Первичные газовые в аллотриоморфном метасоматическом сером кварце в ассоциации с пиритом и рутилом. Такие включения имеют ограниченную форму. Методом Раман-спектроскопии установлен состав газа этих включений – характерный пик на 1388 см^{-1} соответствует диоксиду углерода $^{12}\text{CO}_2$ (Рисунок 6.4 а).

Вторичные двухфазовые и водные флюидные включения локализованы вдоль зон трещиноватости во вкрапленниках прозрачного кварца (кварц II генерации) в основной массе метасоматита. Совместное нахождение разнофазовых включений в пределах одной зоны может свидетельствовать о гетерогенном состоянии минералообразующей системы. Для вторичных двухфазовых включений характерна овальная, удлинённая форма, линейный размер от 1-3 до 10-20 мкм (Рисунок 6.5). Соотношение газовой и жидкой фазы для двухфазных включений равно 1:3. Газовая фаза в подобных включениях, согласно данным Раман-спектроскопии, также представлена диоксидом углерода $^{12}\text{CO}_2$, имеющим в спектре пик на 1366 см^{-1} (Рисунок 6.6). Средняя температура гомогенизации вторичных включений жидкой фазы равна $251\text{ }^\circ\text{C}$. Для всех включений зафиксирована температура плавления льда $0\text{ }^\circ\text{C}$, что, вероятно, указывает на преобладание метеорных вод во флюидной системе.

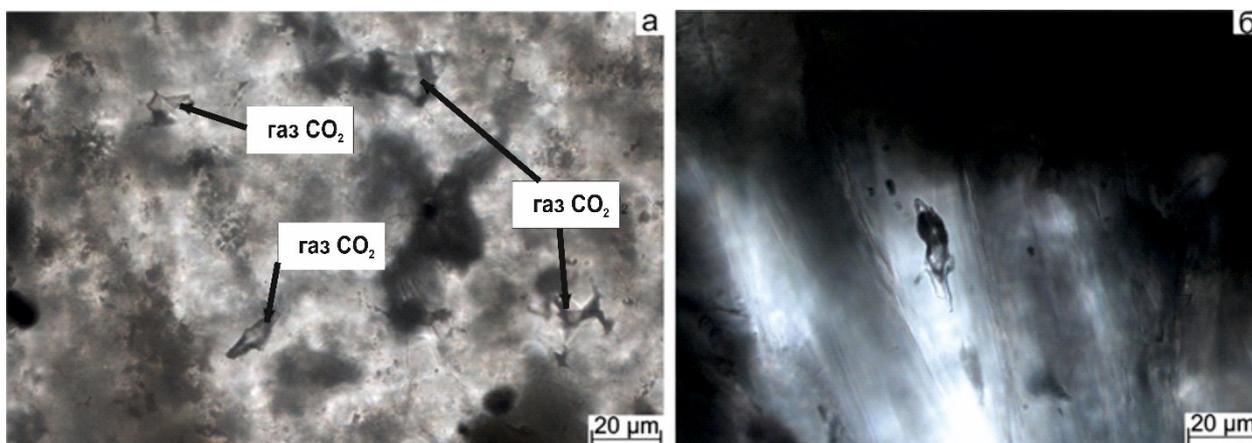


Рисунок 6.4 - Первичные газовые углекислотные включения в монокварците (а) и первичное двухфазовое включение в жильном кварце (б) рудной зоны Елена

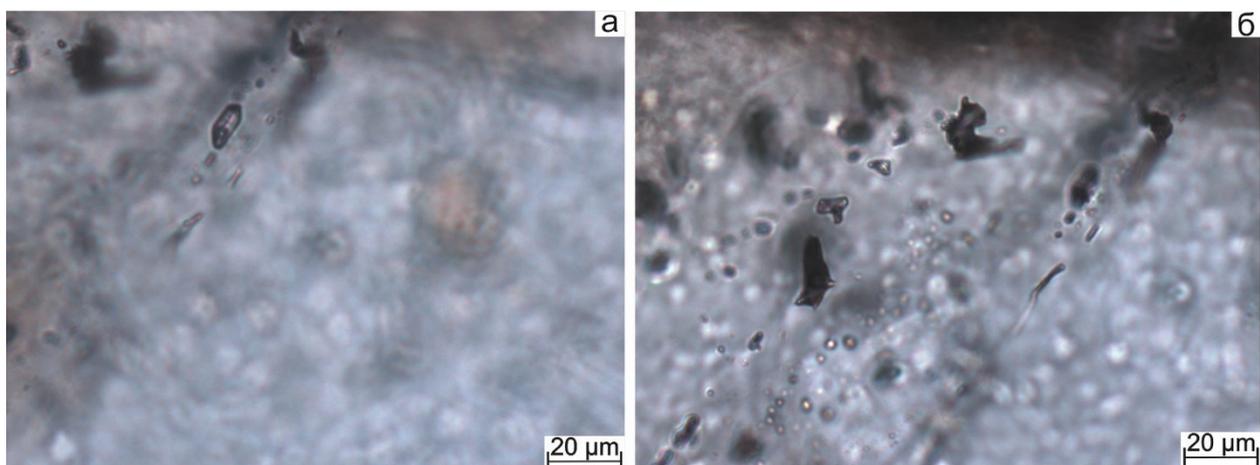


Рисунок 6.5 - Вторичные двухфазовые включения в кварце II генерации рудной зоны Елена

Микрокриотермометрические эксперименты указывают на температурный интервал гидротермального процесса 205-237 °С. Состав газовой-жидких включений преимущественно углекислотный. Низкая температура образования льда во вторичных включениях, вероятно, указывает на преобладание метеорных вод во флюидной системе. Учитывая сонахождение разнофазовых флюидных включений (на уровне одной пробы), минералообразующая система в пределах рудной зоны Елена характеризовалась неоднократными условиями смешения магматогенного флюида и метеорных вод.

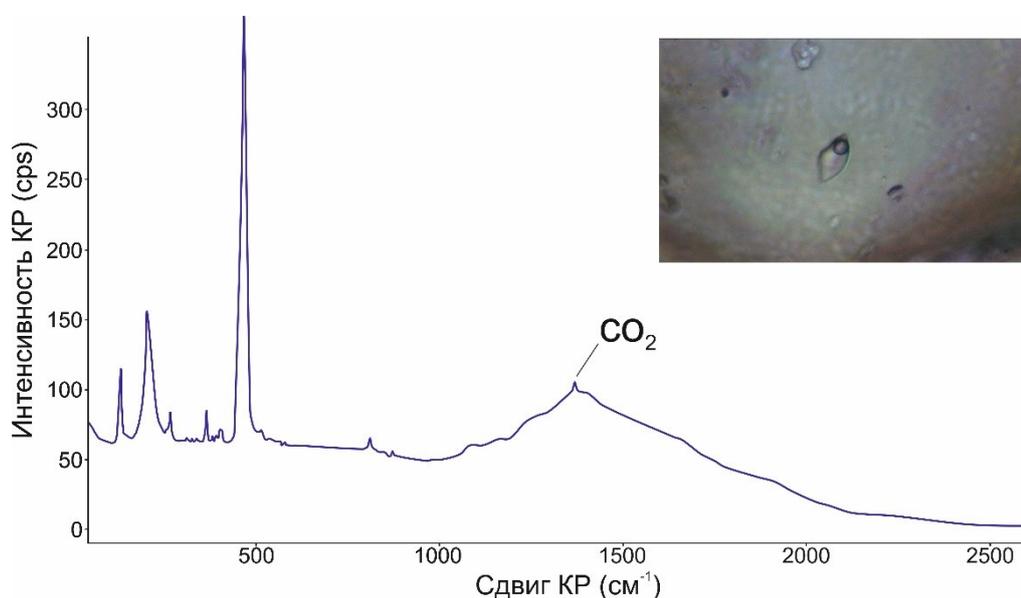


Рисунок 6.6 - Раман-спектр газовой фазы вторичного двухфазного включения в кварце рудной зоны Елена (скв. EL0003, гл. 49.5 м)

6.3 Флюидные включения рудной зоны Лариса

Первичные флюидные включения изучены в пластинчатых агрегатах кальцита. Петрографическое изучение показало, что агрегаты карбоната образовались после стадии брекчирования (гидротермальная брекчия) ранее образованного вторичного кварцита с рассеянной вкрапленностью пирита (I генерация; Рисунок 6.7).

Первичные включения локализованы в зонах роста кальцита (Рисунок 6.8) в виде отдельных групп. Размер включений варьирует от 10 до 30-35 мкм, при этом включения имеют характерную форму отрицательного кристалла (ограниченную), что является отражением кристаллической структуры минерала-хозяина (спайности по ромбоэдру). Все изученные включения являются газовой-жидкими с соотношением фаз равными 1:3, 2:3.

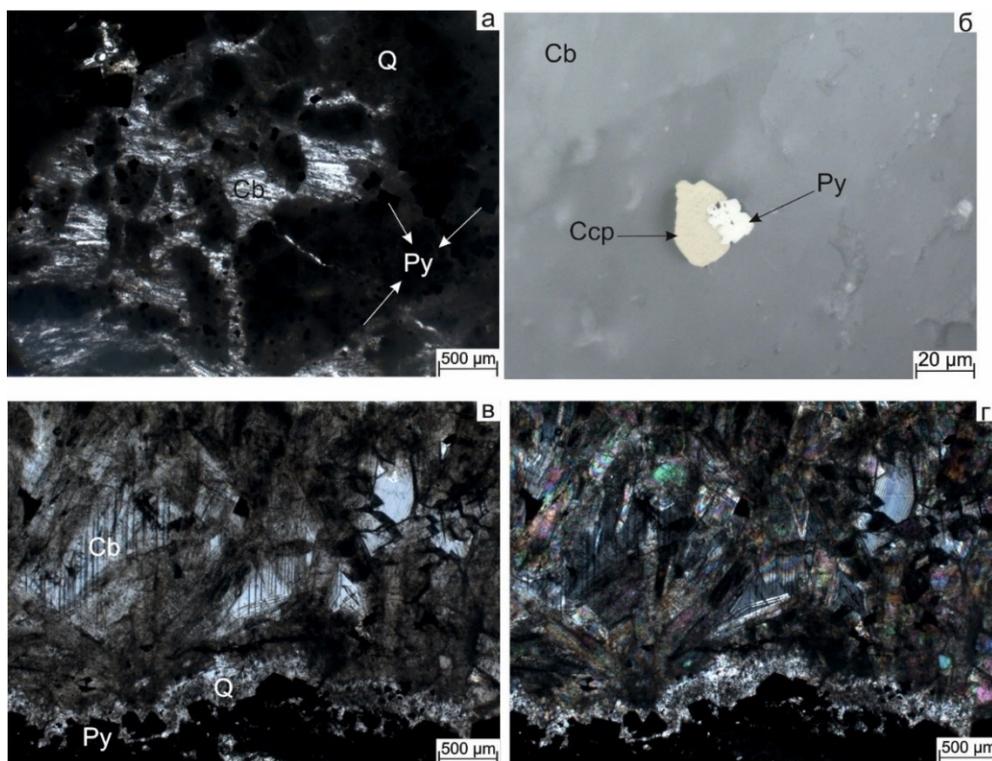


Рисунок 6.7 Брекчевидный вторичный кварцит с рассеянной вкрапленностью пирита (Py), сцементированной кальцитом (Cb) (а); пирит в ассоциации с халькопиритом (Ccp) в карбонате (б); пластинчатые агрегаты кальцита (в) рудной зоны Лариса. а, в – николи II, б – отраженный свет, г – николи +

Средняя температура гомогенизации равна 249 °С, при этом плавление последней кристаллической фазы проходило в интервале от +0.1 до +0.6 °С, что указывает на присутствие в водной фазе растворенной углекислоты и формирование при замораживании газогидратов (клатратов). Помимо первичных двухфазных включений, в минерале встречаются вторичные однофазовые (газовые/водные) включения. В карбонате

встречается редкая мелкая вкрапленность сульфидов: пирит (II генерация), халькопирит (Рисунок 6.7 б).

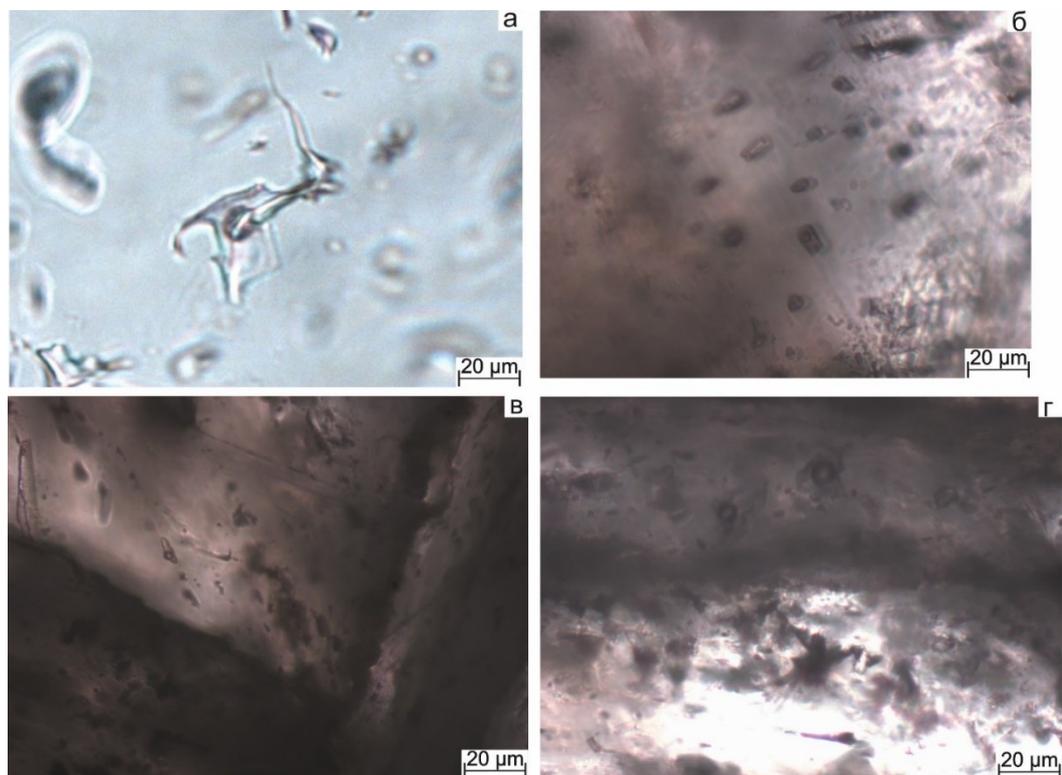


Рисунок 6.8 - Первичные двухфазовые включения в зонах роста кальцита рудной зоны Лариса

6.4 Флюидные включения рудной зоны Людмила

В кварце из пустот выщелачивания основной лимонит-гематитизированной массы вторичного кварцита изучены первичные и вторичные включения.

Первичное двухфазовое включение имеет неправильную форму и линейный размер до 30 мкм. Соотношение между газовой и жидкой фазой равно 1:3. Включение гомогенизировалось в жидкую фазу при температуре 237 °С. Температура плавления последнего кристалла льда равна -0.2 °С, что соответствует общей солености 0.35 мас.% NaCl-эквивалент. В этом же зерне кварца изучено вторичное включение, приуроченное к трещине (Рисунок 6.9). Температура гомогенизации вторичного включения равна 205 °С, температура плавления льда равна 0 °С. Понижение солености и температуры от первичных к вторичным включениям говорит об охлаждении минералообразующего флюида.

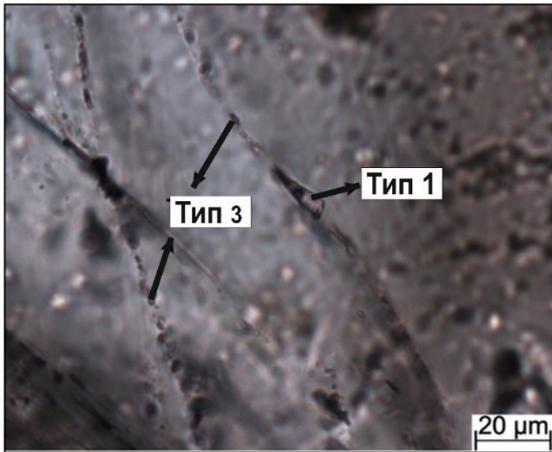


Рисунок 6.9 - Вторичные двухфазовые (Тип 1) и водные (Тип 3) включения в кварце, локализованные вдоль трещин, рудная зона Людмила

6.5 Термодинамические закономерности рудообразующего процесса

Важную роль в инициировании и образовании рудных комплексов играют процессы смешения магматогенных и метеорных вод. Более того, многие научно-производственные исследования (Hedenquist, Arribas, Gonzalez-Urien, 2000; Roedder, 1984) демонстрируют, что процесс смешения восходящих магматогенных флюидов с метеоритными водами вносит (возможно) наибольший вклад в механизм осаждения золота из флюидной системы.

В пределах месторождения Светлое в формировании продуктивных залежей участвовал флюидный поток низкой солёности (Рисунок 6.10), что в совокупности с минералого-геохимическими особенностями (формирование нескольких рудно-минеральных ассоциаций), указывает на смешение магматогенного флюида с метеорными водами (Рисунок 6.11). Помимо этого, явными индикаторами процессов смешения (Radmard и др., 2019; Moncada и др., 2012) являются такие признаки в пределах рудных залежей как наличие гидротермальных брекчий, что предполагает эпизодические колебания давления флюидной системы в процессе формирования месторождений; образование пластинчатого кальцита за счет быстрого роста кристаллов в результате дегазации флюида и потери CO_2 ; сосуществование преимущественно жидких и газовых включений в пределах одной генерации; текстурно-структурные особенности метасоматических образований (колломорфные, крустификационные, скрытокристаллические, мозаичные, перистые текстуры). Все изученные двухфазовые включения найдены в позднем эвгдральном кварце. Такой кварц визуалью имеет белый до прозрачного цвет, образует хорошо ограненные призматические, шестоватые кристаллы. Встречается в минеральных агрегатах в виде «щёток» и жеод, нарастающих в пустотах вмещающей породы, а также в

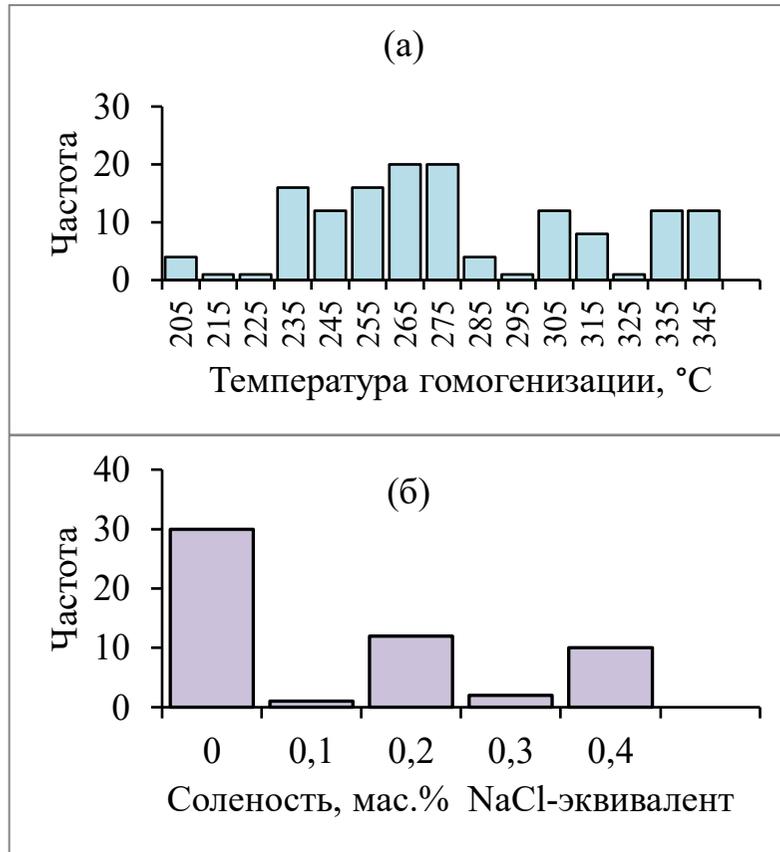


Рисунок 6.10 - Сводные гистограммы температур гомогенизации (а) и солености (б) для флюидных включений месторождения Светлое

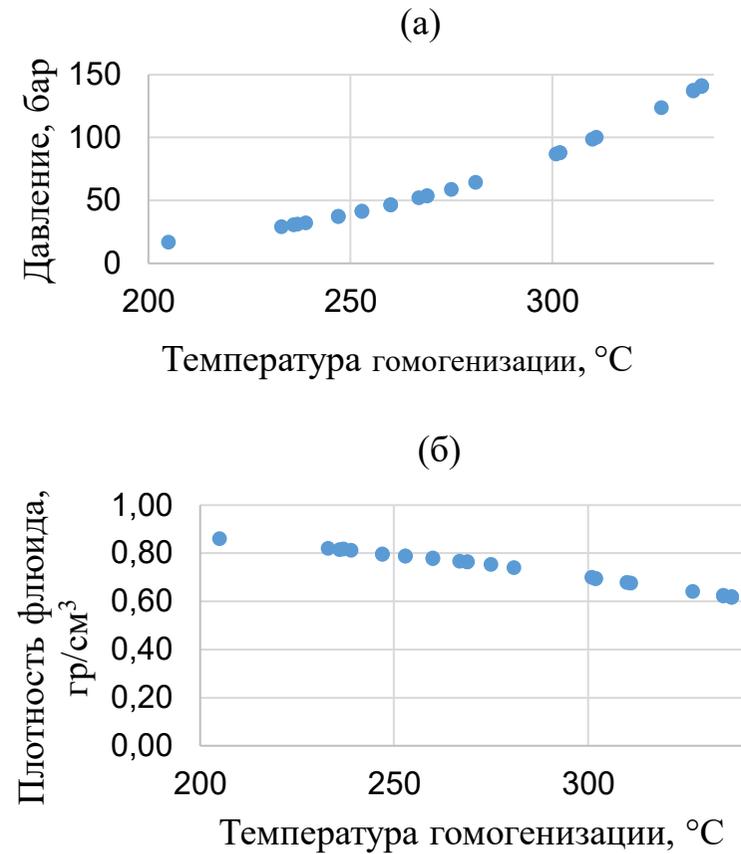


Рисунок 6.11 - Эволюционные кривые давления (а) и плотности флюида (б) с изменением температуры гомогенизации для флюидных включений месторождения Светлое

в виде секущих прожилков и просечек (Рисунок 6.12).

Наличие различных форм диоксида кремния и его текстур свидетельствует о смене рН среды вследствие смешения первичного магматического флюида и метеорными водами и последующего кипения. Так, в результате смешения и потери магматогенным флюидом газовой составляющей, растворимость кремнезема резко падает и отлагается аморфный и скрытокристаллический кварц с колломорфными и крустификационно-полосчатыми текстурами. Такая текстура кварца не является благоприятной для захвата первичных флюидных включений, тем не менее, о процессе можно судить по вторичным включениям в ранее образованных минералах. Так, в скрытокристаллическом кварце участка Елена были зафиксированы многочисленные первичные только газовые (CO_2) включения, что подтверждает нахождение флюида в паровом (газовом) состоянии в момент формирования минерала.

В пределах рудной зоны Эми первичные включения в зонах роста эвгедрального кварца имеют среднюю температуру гомогенизации $293\text{ }^\circ\text{C}$ и соленость $0\text{-}0.35\text{ мас.}\%$ NaCl-эквивалент. Для кварца с вкрапленностью пирита определены температуры гомогенизации $336\text{ }^\circ\text{C}$ и соленость $0\text{-}0.18\text{ мас.}\%$ NaCl-эквивалент. При этом вторичные включения, отражающие поздние процессы, имеют среднюю температуру гомогенизации $253\text{ }^\circ\text{C}$ и соленость $0\text{-}0.18\text{ мас.}\%$ NaCl-эквивалент.

Температура гомогенизации первичных включений в кварце зоны Людмила соответствует $237\text{ }^\circ\text{C}$ при солености $0.35\text{ мас.}\%$ NaCl-эквивалент. Температура гомогенизации вторичного включения равна $205\text{ }^\circ\text{C}$ при солености $0\text{ мас.}\%$ NaCl-эквивалент. Вторичные включения рудной зоны Елена имеют аналогичные средние температуры гомогенизации равные $251\text{ }^\circ\text{C}$ и соленость $0\text{ мас.}\%$ NaCl-эквивалент.

При интерпретации результатов микротермометрического анализа традиционно применяются цифровые (компьютерные) программы для расчета PVTX условий существования (эволюции) флюидной системы. В данной работе использована программа HOKIEFLINCS_H₂O-NaCl (Steele-MacInnis, Lecumberri-Sanchez, Bodnar, 2012) как наиболее оптимизированный вариант. Алгоритм программы основан на фундаментальных работах и расчетах в области моделирования флюидных систем по данным микротермометрии и позволяет рассчитать плотность, давление и соленость флюида, а также наклон изохоры для введения поправок при расчете давления по имеющимся прямым наблюдениям. Расчет палеоглубины захвата флюидных включений рассчитывался по методике, предложенной в работе (Haas, 1971).

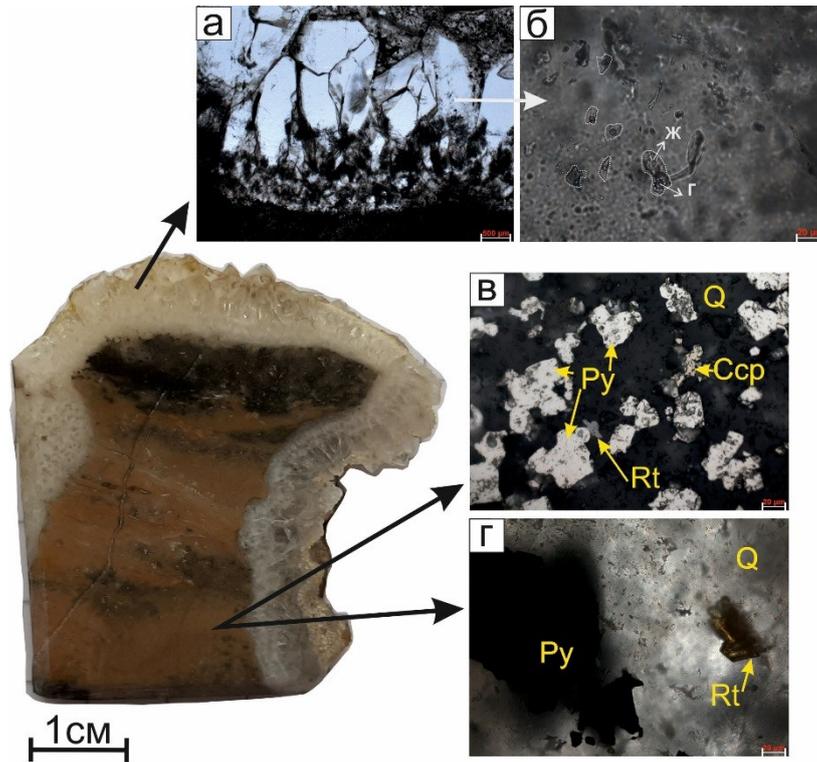


Рисунок 6.12 - Монокварцит, содержащий колломорфный и эвгедральный (друзовый, призматический) кварц: (а) призматический кварц (николи II); (б) группа первичных газожидких включений: пунктирной линией показаны контуры некоторых включений. На примере самого крупного включения указаны жидкая (ж) и газовая (г) фазы; (в) и (г) минеральная ассоциация монокварцита (в – в отраженном свете, г – в проходящем; николи II): Py – пирит, Csp – халькопирит, Rt – рутил, Q – кварц

Предложенная модель основана на предположении, что флюидный поток в процессе вскипания во время подъема находился в адиабатном состоянии. Палеоглубина рассчитывалась по формуле (Haas, 1971):

$$h = 10 \cdot \int_{p_0}^p \frac{1}{\rho} dp,$$

где h – палеоглубина; P и P_0 – значения гидростатического давления (на глубине h ниже зеркала грунтовых вод) и атмосферное давление на уровне моря (1.013 бар), соответственно; ρ – плотность флюида.

Сводные результаты расчета давления, плотности флюида и уровень эрозионного среза захвата флюидных включений для всех детально изученных участков месторождения Светлое приведены в Таблице 6.1. Различие между глубиной отбора пробы (ниже современной поверхности) и рассчитанной палеоглубиной отражает уровень эрозионного среза рудного поля. Исходя из полученных данных, можно заключить, что наибольшей денудации подверглась рудная зона Эми.

Таблица 6.1 - Результаты расчета давления, плотности флюида и уровня эрозионного среза захвата флюидных включений

Параметры	Рудная зона			
	Эми	Елена	Лариса	Людмила
Температуры, °С	337-233	253-247	273-230	237-205
Давление, бар	141-29	42-38		31-17
Эрозионный срез, м	550-720	412-468	400	136-316
Плотность флюида, гр/см ³	0.62-0.82	0.8		0.82-0.86

6.6 Выводы

Обобщая полученные данные по рудно-метасоматической зональности и термобарогеохимии, можно сделать вывод, что источником флюидов являлось интрузивное тело, предположительно, верхнемелового урацкого дацит-риолитового комплекса с глубиной заложения не менее 600-800 м, о чём свидетельствует уровень эрозионного среза при захвате флюидных включений рудной зоны Эми и размах оруденения, изученного на современном уровне среза.

Внедрение интрузивного тела повысило температуру вмещающих пород, а сопровождающие его тектонические подвижки, обусловили декомпрессию и движение флюида по ослабленным областям. На начальном этапе отделившиеся от магматического очага металлоносные растворы представляли собой насыщенный углекислым газом флюид, далее флюидный поток поднимался и при достижении уровня метеорных вод терял летучие компоненты, в системе начинались процессы кислотного выщелачивания. Концентрация флюида падала как за счёт смешения с метеорными водами, так и в процессе взаимодействия раствор-порода (Рисунок 6.11). Смешение с метеорными водами последующих флюидных импульсов в верхних гипсометрических палеоуровнях вело к смене РТХ-равновесия системы и образованию голдфилдит-пирит-кварцевой и продуктивной золото-серебро-теллуридно-полиметаллической ассоциаций. Подобный механизм рудообразования описан для эпитегрмальных систем в работах (Hedenquist, Arribas, Gonzalez-Urien, 2000; Roedder, 1984).

Условия, при которых формировалась рудная зона Лариса, хотя и сопоставимы с зонами Елена, Тамара и Людмила по температурному режиму растворов, отличаются от них повышенным уровнем рН. В результате при условиях близонейтральных рН при

смешении с метеорными водами происходило осаждение продуктивной минеральной ассоциации (Hedenquist и др., 1995). Это отразилось на минеральном составе (кварц-иллит-хлоритовые и кальцит-кварц-лептохлоритовые, кварц-кальцитовые метасоматиты), в которых в качестве основных минералов выступают филлосиликаты и кальцит. Образование специфических минеральных комплексов связывается нами с периферическим относительно центральной части гидротермальной системы положением рудной зоны.

Описанные метасоматические комплексы и газовой-жидкие включения, позволяют предполагать, что металлоносный флюид, участвующий в образовании оруденения зоны Эми, имел более высокую начальную температуру за счёт более близкого расположения к магматическому очагу, однако претерпел нейтрализацию при взаимодействии раствор-порода и смешении с метеорными водами, что привело к становлению минеральных комплексов, соответствующих эпитепмальным месторождениям, формировавшихся при участии умеренно кислотных-нейтральных растворов (IS-тип).

7.МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ РУД И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛОООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОЕ

Изучение вещественного состава жильных, гипогенных сульфидных и гипергенных минералов позволили построить парагенетическую схему минералообразования эпитермального месторождения Светлое.

Выделено два типа золотой минерализации и две генерации золота (гидротермального этапа и гипергенной эпохи); кварц, пирит околорудной метасоматической и рудной стадий минералообразования. Основные характеристики перечисленных генераций минералов сведены в таблицы 7.1-7.3 и проиллюстрированы на рисунках 7.1-7.2.

Таблица 7.1 – Характеристики генераций самородного золота

Характеристика	Золото (I) гидротермального этапа	Золото (II) гипергенной эпохи
Размер, мкм	0.4-2.4	0.4-34.6
Морфология	комковатая, проволочковидная	агрегаты неправильной формы в порах
Проба, ‰	661-978 (средняя 935)	916-1000 (средняя 988)
Примеси, % (по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа)	Cu до 24.6 Hg до 15.6	Fe до 11 Te до 1.1 Se до 2.6
Минеральная ассоциация	золото-серебро- теллуридно- полиметаллическая	гипергенная с переотложенным золотом
Иллюстрация	Рисунки 5.2-5.3	Рисунок 5.1

Рудный процесс на месторождении Светлое подразделён на гипогенную и гипергенную эпохи, в ходе которых были сформированы пирит-кварцевая (околорудная стадия), голдфилдит-пирит-кварцевая, золото-серебро-теллуридно-полиметаллическая (рудная стадия), карбонатная (пострудная стадия) и переотложенного золота с гидроокислами минеральные ассоциации.

Таблица 7.2 – Характеристика генераций кварца

Характеристика	Кварц (I)	Кварц (II)	Кварц (III)
Структура	Аллотриоморфная, микро-, реже мелкокристаллическая	Микрокристаллическая или мелко-, среднекристаллическая	Микро- и мелкокристаллическая
Текстура	Массивная	Колломорфная (IIa) или мозаичная, перистая, крустификационная (IIb)	Колломорфная, крустификационная, перистая
Морфология	Кварц метасоматических пород	Выполнение пор, пустот, трещин, прожилков	Выполнение пустот, трещин, прожилков
Минеральная ассоциация	- Пирит (I), рутил, алунит, диксит, иллит, хлорит, кальцит	- Пирит медьсодержащий (IIa, b), голдфилдит, хемусит, қавацулит	- Теллуриды Au, Ag, Pb, Bi, Sb, Ni, халькопирит, галенит, сфалерит, самородный теллур

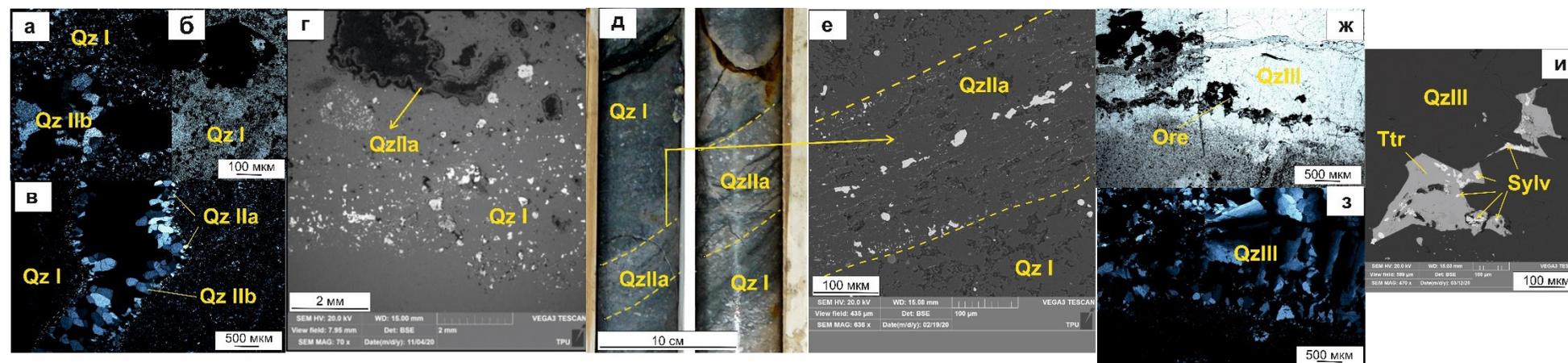


Рисунок 7.1 - Генерации кварца во вторичных кварцитах: Qz I микрокристаллический (неразлично зернистый) метасоматический (а-е); Qz II мелко-, микрозернистый, формирующий структуры обрастания (а-в) и прожилки (д, е), колломорфный (г); Qz III мелкокристаллический эвгедральный (ж-и). В параллельных (б, ж) и скрещенных (а, в, з) николях, керне (д), СЭМ-снимки в детекторе BSE (г, и). а, б – скв. EL0003, гл. 0.8 м; д, е – гл. 53.6 м; в, г, ж-и – скв. AM0003, гл. 40.9 м.

Таблица 7.3 – Характеристика генераций пирита

Характеристика	Пирит (I)	Пирит (II)
Габитус, внешний облик	Кубический, изометричный, часто выщелоченный, реликтовый	Призматический, тетраэдрический, пентагододекаэдрический, неправильный
Размер, мм	средний 0.01	0.05-3
Морфология	Рассеянная вкрапленность метасоматитов	Колломорфный пирит (IIa), кристаллический (IIb) прожилков, выполнения пор, трещин
Содержание примесей по данным энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа, %	Не установлены (ниже порога обнаружения)	Cu 0.43 ... 6.03 Sb 0.55 ... 4.32 Te 0.67 ... 2.09 Se 0.39 ... 0.69 As 0.51 ... 0.76
Минеральная ассоциация	- Кварц (I), рутил, алуниит, диксит, иллит, хлорит, кальцит	- Кварц (II a, b), голдфилдит, хемусит, кавацулит

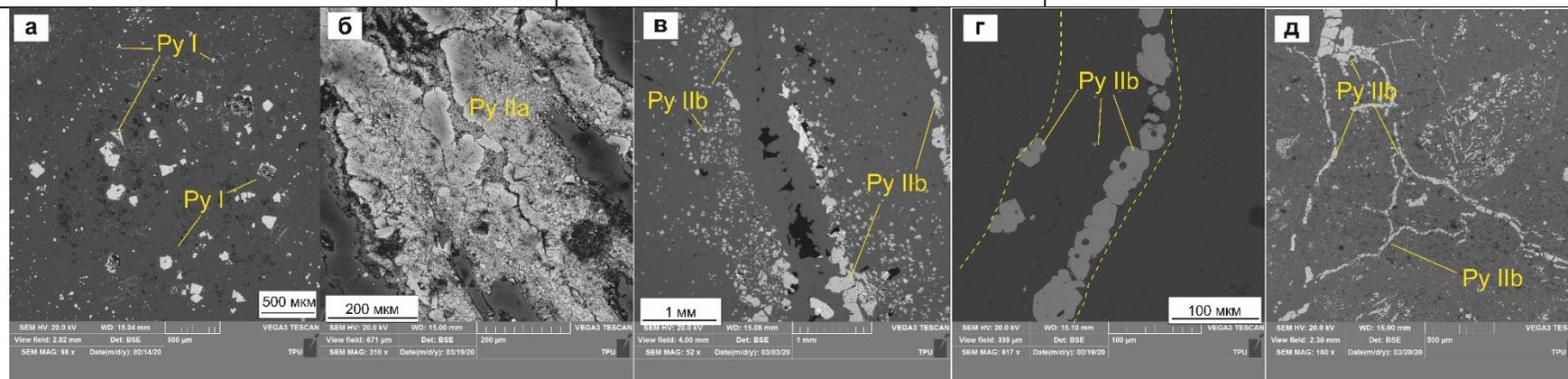


Рисунок 7.2 - Две генерации пирита вторичных кварцитов: рассеянная вкрапленность в метасоматитах Py I (а), медьсодержащий пирит колломорфный Py IIa (б) и кристаллический призматический, пентагододекаэдрический Py IIb (в), пирит прожилков кубический, изометричный Py IIb (г, д), СЭМ-снимки в детекторе BSE. Скв. EL0003 гл.50.5 м (а), гл. 64 м (г), гл. 65 м (д); скв. AM0003, гл. 46.4 м (б), гл. 57.6 м (в)

7.1 Гидротермальный этап

7.1.1. Околорудная стадия

Метасоматическая стадия минералообразования на месторождении Светлое отнесена к *пирит-кварцевой степени*. Установлено несколько минеральных ассоциаций, отражающих латеральную зональность в рамках единой метасоматической колонки.

Рутил-(пирит)-кварцевая ассоциация установлена для всех рудных зон месторождения Светлое, является наиболее ранней в гидротермальном процессе (Рис. 7.3).

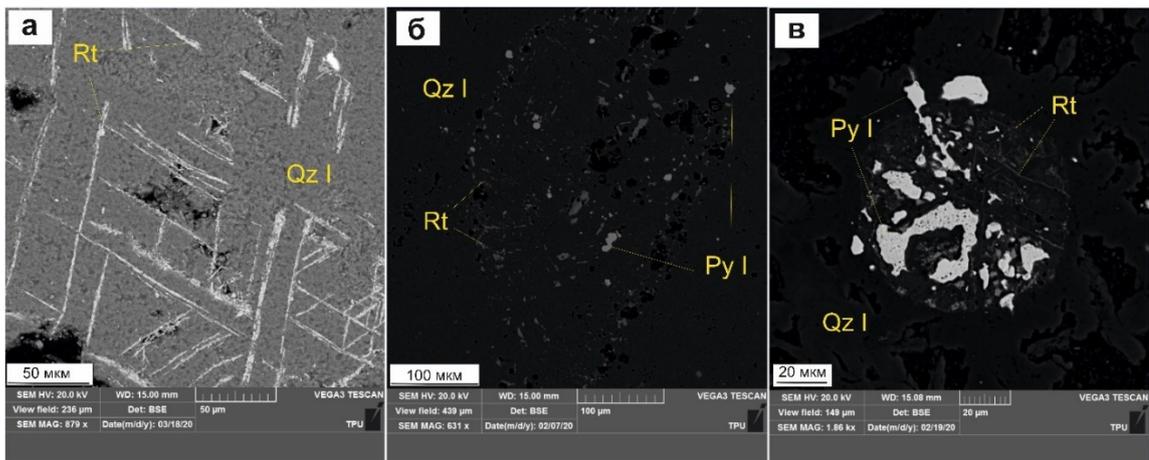


Рисунок 7.3 - Рутил-пирит-кварцевая минеральная ассоциация рудной зоны Елена (скв. EL003, глубины: а – 40.2 м, б – 19.5 м, в – 53.6 м). Py – пирит, Rt – рутил, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторе BSE

Кварц первой генерации (I) аллотриоморфнозернистый, микро-, реже мелкозернистый, слагающий основную массу метасоматических пород (Рисунок 7.1). Среди кварцевой массы формируются мелкокристаллические (не более 10 мкм) скопления игольчатого *рутила* (Рисунок 7.3). *Рутил* местами замещает исходные силикаты, кристаллизуясь по их межплоскостным дефектам или по спайности (Рисунок 7.3 а). Таким путём рутил формирует рисунок подобный сагенитовой решетке в кварце на месте исходных силикатов, либо ранних окислов. *Пирит I*, не содержащий примесей выше предела определения энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа, по зернистости соответствует рутилу (не более 10 мкм). Зёрна пирита в кварцитах часто выщелоченные, сохранены в виде реликтов (Рисунок 7.3 в), в кварц-иллитовых метасоматитах преобладающим габитусом *пирита I* является кубический.

Далее при активности кислых флюидов формируется *пирит-диксит-алунит-кварцевая ассоциация* (Рисунок 7.4), наиболее широко проявленная в пределах центральной части гидротермальной системы: рудных зон Людмила, Тамара, Елена. Формируются алунит, диксит, каолинит, барит, сванбергит, вудхаузит. Развитие сванбергита и

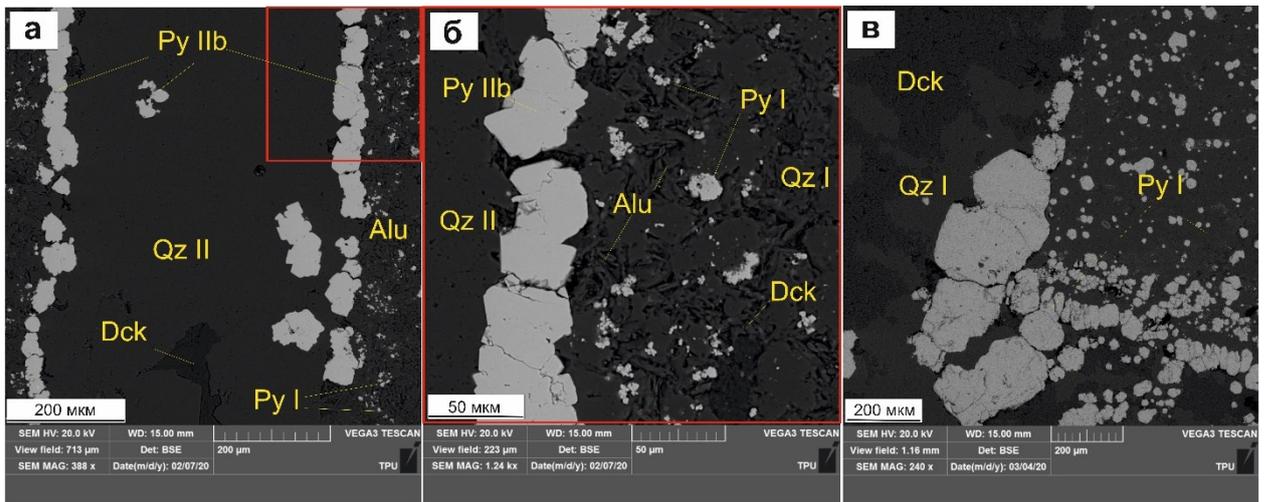


Рисунок 7.4 - Пирит-диккит-алунит-кварцевая минеральная ассоциация и поздний пирит-кварцевый прожилок полиметаллической сульфидной с золотом ассоциации (скв. EL0003, глубина 51.5 м (а-б), скв. EL0001, глубина 108.2 м (в)). Alu – алунит, Dck – диккит, Py – пирит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторе BSE

вудхаузеита отражает вертикальную зональность развития описываемой ассоциации, так как эти два минерала встречаются ниже горизонта -40 м от современной дневной поверхности.

Алунит (или минералы группы алунита) с усреднённой кристаллохимической формулой: $K_{0.7}Na_{0.2}Ca_{0.1}Al_{3.0}(SO_4)_2(OH)_6$ с примесями P_2O_5 до 3.7%, Fe_2O_3 (общ) до 2.1%, реже SrO до 2.0%, BaO до 1.1%. Алунит встречается в виде отдельных скоплений агрегатов удлиненных кристаллов размером до 200 мкм и редко 500 мкм (Рисунок 7.5, а), в основной массе с кварцем с размером удлиненных кристаллов 20-35 мкм (Рисунок 7.5, б), в виде агрегатов, замещающих реликтовые зёрна полевых шпатов.

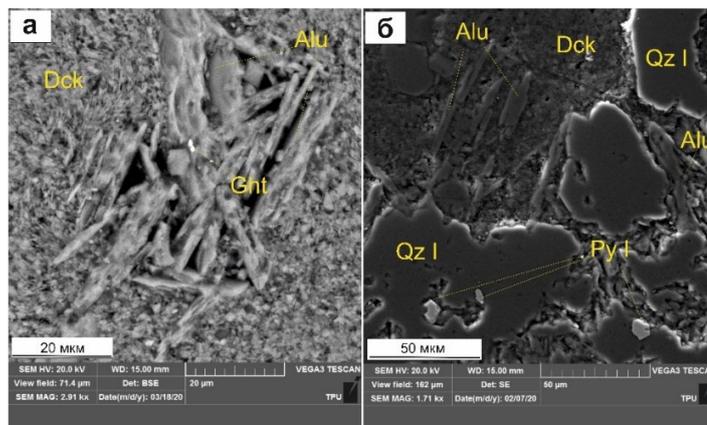


Рисунок 7.5 - Кристаллы алунита в виде отдельных скоплений (а) среди диккитового цемента (скв. EL0003, гл. 50.5 м) и в цементе (б) с диккитом и кварцем (EL0003, г. 51.5 м): Alu – алунит, Dck – диккит, Gth – гётит, Py – пирит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах BSE (а) и SE (б)

Диккит характеризуется усредненной формулой $Al_{2.8}Si_{3.1}O_{10}(OH)_2$ с примесями Na_2O 0.7-3.5 %, MgO 0.5-1.0 %, K_2O 0.1-2.0 %, CaO 0.2-5.3 %, Fe_2O_3 (общ) 0.2-5.7 %. Минерал в виде кристаллитов средней длиной 2-12 мкм иногда 8-22 мкм заполняет поры, формируя доменоподобные микроагрегаты из полигональных чешуйчатых ультрамикроагрегатов. В микроагрегатах диккита фиксируются твердые структурные элементы в виде включений золота (обычно высокопробного гипергенной эпохи), сульфидов (галенит, сфалерит, пирит) более позднего гидротермального этапа.

Каолинит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ имеет подчиненное значение среди филлосиликатов. От диккита отличается меньшей степенью кристалличности и смещением базальных рефлексов на рентгеновских дифрактограммах (Рисунок 7.6), а также интенсивностью основных пиков на Раман-спектрах. Зачастую формируется в ассоциации с диккитом, как внешняя зона относительно алунитовых кварцитов.

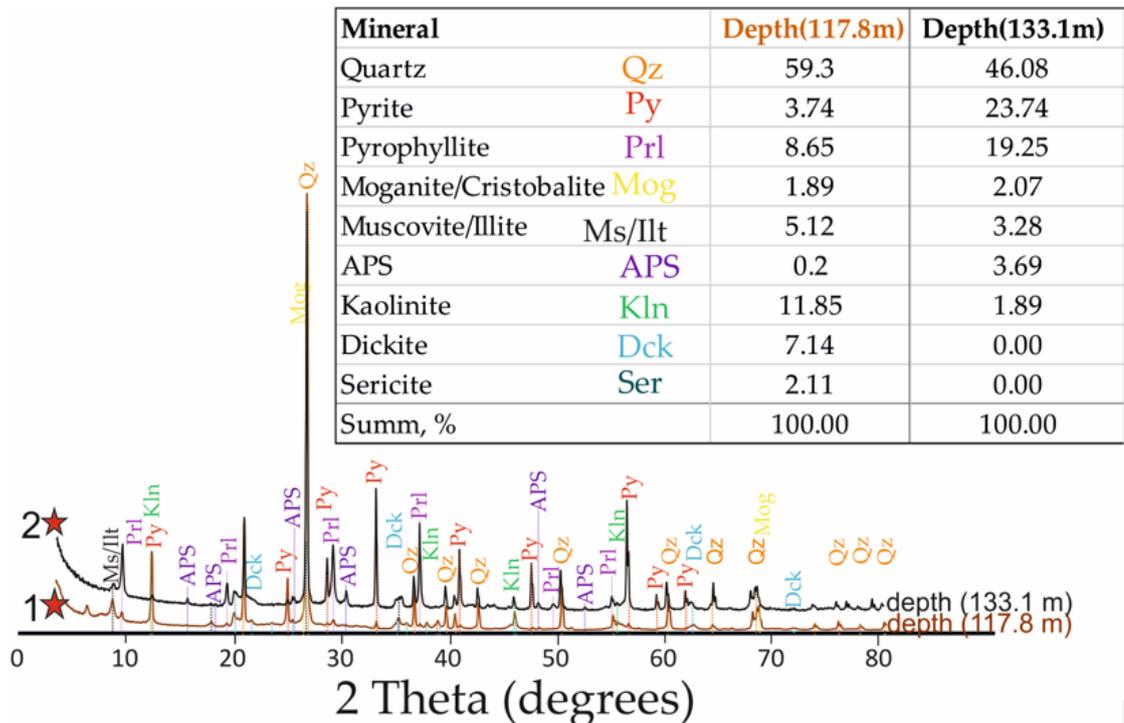


Рисунок 7.6– Рентгенограмма валового состава рудовмещающих метасоматитов рудной зоны Эми. Скв. АМ0003, гл. 117.8; 133.1 м

Барит характеризуется следующими вариациями химического состава: BaO 55.3-69.4%, SO_3 18.5-38.3%, и в качестве примесей SrO 1.5-5.5%, PbO 2.1-6.0%, Fe_2O_3 (общ) до 0.6%, Al_2O_3 0.7-2.3%, SiO_2 0.4-4.7%. Зёрна, состоящие их плотно расположенных таблитчатых кристаллов, заполняют пустоты и трещины, формируя микрогнёзда размером до 0.5 мм. В барите иногда отмечаются вкрапления более позднего пирита.

Сванбергит $\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ и *вудхаузеит* $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ зафиксированы в рудных зонах Елена и Людмила. В эпитермальных месторождениях данные минералы являются свидетельством гидротермального изменения апатита и гояцита при температурах выше 250°C (Dill, 2001; Hedenquist, Arribas R., Aoki, 2017; Stoffregen, Alpers, 1987). Кристаллы имеют уплощенную ромбоэдрическую форму размером 2.5-5.8 мкм (Рисунок 7.7 а), которые агрегируют в сплошные зерна, заполняющие поры размером до 100 мкм. В некоторых случаях отмечается реликтовый габитус кристаллов апатита, по которым происходило образование вудхаузеита (Рисунок 7.7 б). Часто смешанные зерна сванбергита и вудхаузеита имеют зональное строение. Ядерные части таких агрегатов сложены фазой обогащенной барием или стронцием, а краевые (контурные) обогащены кальцием или стронцием.

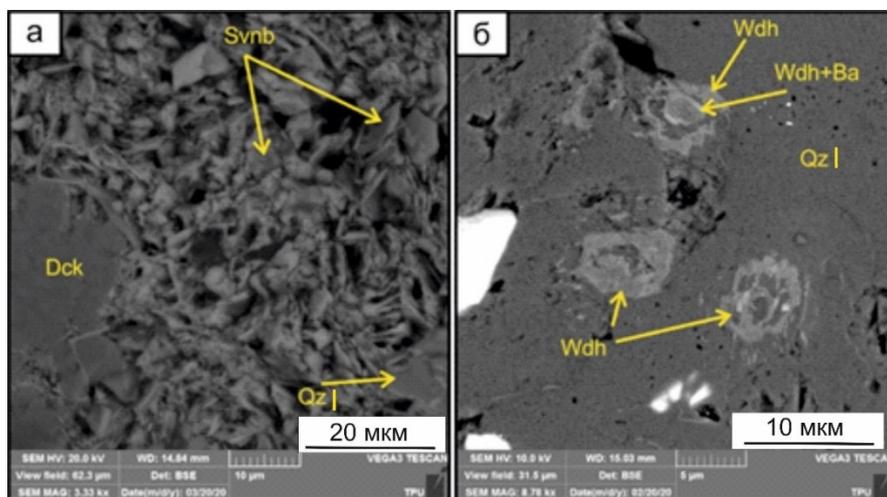


Рисунок 7.7 - Сванбергит (а) в кварците (скв. EL0003, гл. 105.8 м) и зональный вудхаузеит, замещающий апатит (скв. EL0003 гл. 48.1 м): Dck – диккит, Svnb – сванбергит, Qz – кварц, Wdh – вудхаузеит. СЭМ-снимки в детекторе BSE

Формирование описанных выше ассоциаций по данным (Мишин, 2011) происходило в диапазоне температур $240\text{-}270^\circ\text{C}$.

При повышении pH, нейтрализации растворов формируется *пирит-кальцит-хлорит-иллит-кварцевая ассоциация* (Рисунок 7.8), развитая преимущественно в пределах рудной зоны Лариса, где в дополнении к кварцу (I), пириту (I), образуются хлорит, иллит, кальцит. Описываемая ассоциация слагает периферийную зону относительно центральной части гидротермальной системы (ядерной части метасоматической колонки).

Иллит имеет следующую кристаллохимическую формулу $\text{K}_{0.4}\text{Mg}_{2.6}\text{Al}_{1.9}\text{Si}_{3.3}\text{Al}_{0.7}\text{O}_{12}(\text{OH})_6$ и вариации химического состава: Na_2O 0.2-1.1%, MgO 1.6-11.4 %, Al_2O_3 24.7-41.3%, SiO_2 41.2-63.6%, K_2O 3.2-7.4%, CaO 0.5-3.0%, $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ})$ 0.3-3.0%. Иллит представлен хаотично расположенными чешуйчатыми ультрамикрoагрегатами с

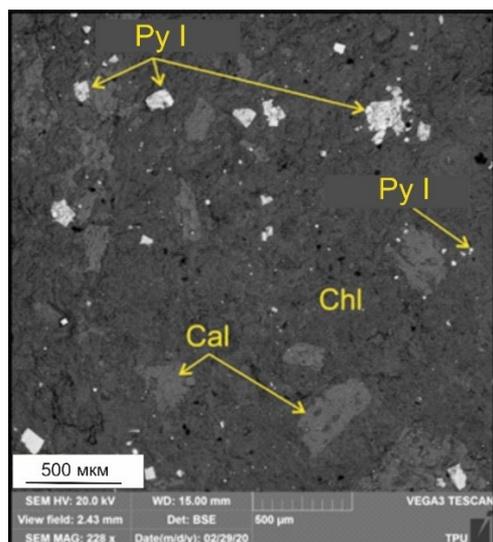


Рисунок 7.8 - Пирит-кальцит-хлорит— кварцевая минеральная ассоциация (скв. LR0001, глубина 92.8 м). Cal – кальцит, Chl – лептохлорит, Py – пирит. СЭМ-снимки в детекторе BSE

извилистыми очертаниями размером 0.8-4 мкм. Кварциты и кварц-иллитовые метасоматиты постоянно сопровождаются вкрапленной пиритовой минерализацией (I) кубического габитуса.

Размер зёрен *кальцита* варьирует от 0.01 до 0.5 мм, его количество в пределах зоны Лариса увеличивается с глубиной и достигает в единичных исследованных образцах 70%.

Хлориты (усреднённая формула $\text{Ca}_{0.3}\text{K}_{0.03}\text{Mg}_{2.6}\text{Al}_{1.3}\text{Fe}_{0.9}\text{Si}_{2.3}\text{Al}_{1.7}\text{O}_{12}(\text{OH})_6$) представлены преимущественно магниево-железистой разновидностью. Минералы характеризуются следующими вариациями: Na_2O 0.5-1.7%, MgO 7.8-25.4%, Al_2O_3 12.8-31.7%, SiO_2 29.9-53.4%, K_2O 0.2-3.3%, CaO 0.3-4.5%, $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ})$ 3.5-18.6%. Кристалличность хлоритов изменяется от 8-12 мкм до крупночешуйчатых агрегатов, ультрамикрoагрегаты которых достигают 40-50 мкм.

7.1.2 Рудная стадия

Ранней минеральной ассоциацией рудной стадии является *голдфилдит-пирит-кварцевая* наиболее полнопроявленная (из-за фактически полного отсутствия зоны окисления) в пределах зоны Эми.

Основным жильным минералом этой ассоциации является кварц (II), рудным – пирит (II). В качестве редких вкраплений образуются хемусит, қавацулит.

Основным жильным минералом этой ассоциации является *кварц* колломорфного облика (IIa) (моганит/кристобалит?) по данным рентгенодифракционного анализа (Рисунок 7.6) и кварц кристаллический (IIb) с размером выделений до 1 мм, заполняющий трещины и поры, а также образующий в основной массе кварцитов скопления до 2 мм в поперечнике (Рисунок 7.1).

Пирит (II) представлен двумя морфологическими разновидностями: колломорфным (IIa) и кристаллическим (IIb). Колломорфный пирит слагает центральные части совместных выделений с кристаллическим пиритом (Рисунок 7.9 а-д), поэтому, несмотря на различия в морфологии, и в следствие отсутствия подобных выделений в более ранних минеральных ассоциациях, пириты отнесены к одной рудной ассоциации. Химизм – еще один объединяющий признак различных морфологических разновидностей пирита голдфилдит-пирит-кварцевой ассоциации: обе разновидности содержит примесь Cu и в меньшей степени другие примеси Sb, Te, Se.

Кристаллический пирит (IIb) характеризуется разнообразным внешним обликом кристаллов: призматическим, тетраэдрическим, пентагондодекаэдрическим отличным от кубической формы более ранней генерации.

Пирит (II) находится в тесной парагенетической связи с голдфилдитом, хемуситом ($\text{Cu}_{5.46-6.27}, \text{Fe}_{0.0-0.33} \text{Sn}_{0.75-1.07} (\text{Mo}_{0.93-1.32}, \text{Sb}_{0.0-0.27}) \text{S}_8$, кавачулитом $\text{Bi}_{2.65-3.08} \text{Te}_{2.88-3.3} \text{Se}$, с которым он обнаруживает индукционные поверхности роста (Рисунок 7.9 а-е).

Кристаллы *голдфилдита* характеризуются осцилляторной зональностью, отражающей неравномерное распределение As, Te, Sb, иногда Bi (Рис. 5.20). По определенным зонам голдфилдита развивается поздняя наложенная *золото-серебро-теллуридно-полиметаллическая минеральная ассоциация* (рис. 7.9. г-е).

Исследования флюидных включений из кварца II генерации и кальцита из кварц-иллитовых метасоматитов рудной зоны Лариса показали, что описываемая минеральная ассоциация была сформирована при участии флюида с температурой 273...205°, давлении 42...17 Мпа и солёности металлоносного флюида 0 мас.% экв. NaCl.

Формирование минерализации рудной гидротермальной стадии завершилось образованием продуктивной *золото-серебро-теллуридно-полиметаллической ассоциации*.

Основными жильными минералами описываемой ассоциации является *кварц (III) серицит (мусковит), пирофиллит*, рудными – *блёклые руды, теллуриды и халькопирит, галенит, сфалерит, киноварь, самородное золото, самородный теллур* (Рисунок 7.9 б-и).

Кварц (III) морфологически сходен с кварцем второй генерации и устанавливается по минеральной ассоциации с теллуридами, полиметаллами, самородными элементами. Кварц выполняет прожилки, трещины, пустоты, отмечаются как колломорфные, так и кристаллические разности.

Серицит (мусковит) $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$ представлен преимущественно мелкочешуйчатыми, листоватыми, веерообразными ультрамикрoагрегатами, выполняющими поровое пространство вторичных кварцитов, прожилки (Рисунок 7.10 а, б), агрегаты, замещающие реликтовые вкрапленники плагиоклаза (Рисунок 7.10 в, г).

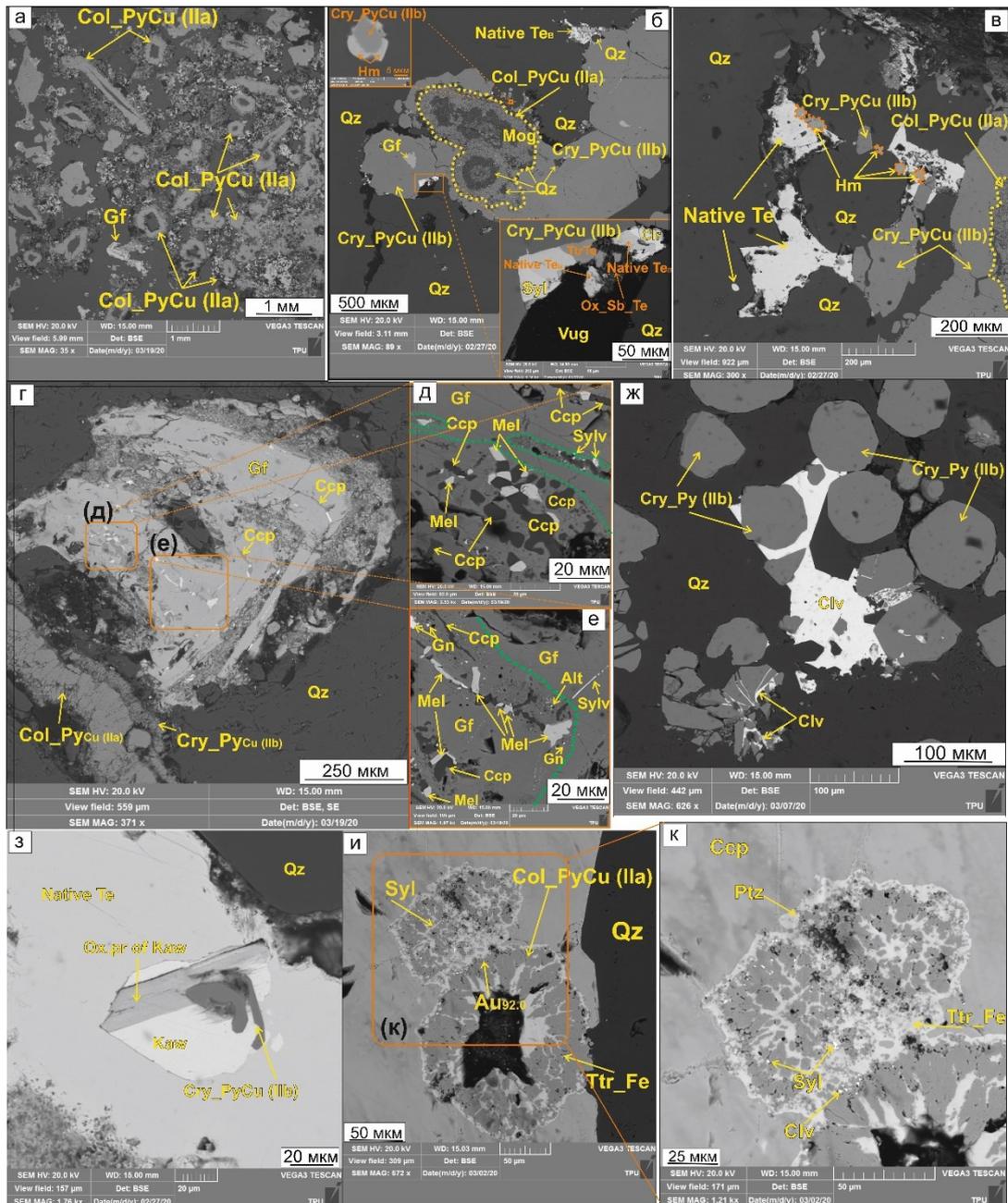


Рисунок 7.9 - Микрофотографии аншлифов в обратно-отраженных электронах сканирующего электронного микроскопа. (а) колломорфные агрегаты Cu-содержащего пирита (Col_PyCu_IIa) голдфилдит (Gf)-пирит-кварцевой минеральной ассоциации рудной зоны Эми. Взаимоотношения голдфилдит-пирит-кварцевой и золото-серебро-теллуридно-полиметаллической минеральных ассоциаций рудной зоны Эми: (б) колломорфный пирит (Col_PyCu_IIa) в тесной ассоциации с могонитом (Mog), обрастающий кристаллическим пиритом с голдфилдитом (Gf) и хемуситом (Hm), по краям обрастание более поздними силъванитом (Syl), самородным теллуrom (Native Te), теллуристым тетраэдритом (Ttr_{Te}), колорадоитом (Clv) и продуктами их окисления (Ox_Sb_Te) в пустотах кристаллического кварца (Qz IIb); (в) ассоциация колломорфного (Col_PyCu_IIa) и кристаллического (Cry_PyCu(IIb)) пирита с хемуситом (Hm), сцементированная самородным теллуrom (Native Te) в пустотах идиоморфного кварца (Qz III); (г-е) кристаллы голдфилдита (Gf), замещенные по зонам роста халькопиритом (Ccp), силъванитом (Sylv), мелонитом (Mel), галенитом (Gn), алтаитом (Alt); (ж) калаверит (Clv), обрастающий пентагондодекаэдрические кристаллы пирита (Cry_Py (IIb), выполняющий трещины и промежутки между кристаллами идиоморфных кварца, пирита (IIb); (з) срастание

кавацулита (Kaw) с призматическим пиритом (Cu₂PuCu(IIb)) в самородном теллуре, кавацилит частично замещён продуктами окисления (Ox. pr of Kaw); (и-к) включение колломорфного пирита IIa (Col_PuCu (IIa)), по трещинам замещённого тетраэдритом-(Fe) (Ttr_{Fe}) сильванитом (Syl), петцитом (Ptz), калаверитом (Clv) и самородным золотом (Au_{92.0}) - реликт в халькопирите (Ccp). (Скв. АМ0003, 38.2-46.4 м)

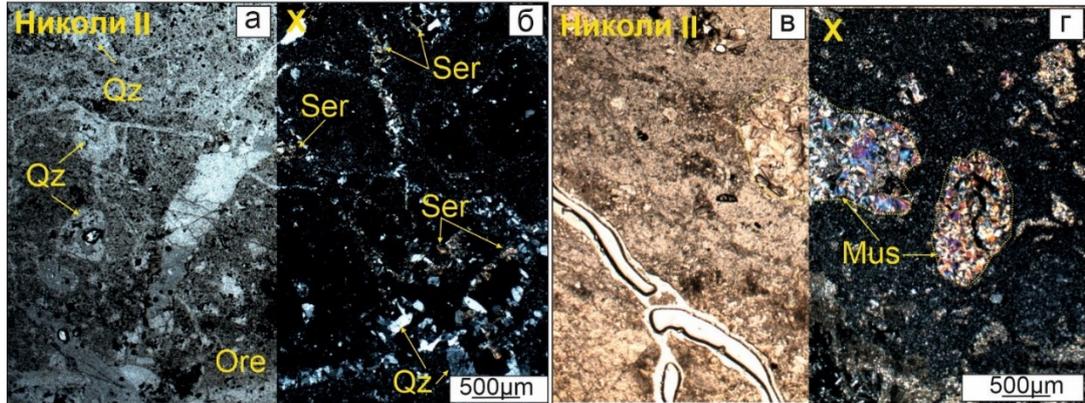


Рисунок 7.10 – Кварц-серицитовые прожилки (а, б) в монокварцитах и полностью замещённые мусковитом (в, г) реликтовые вкрапленники плагиоклазов на фоне основной массы вулканического стекла в метасоматически изменённых андезитах (скв. Ам0002 гл. 81.3 м (а), скв. Ам0001 гл. 66.8 м (б)). Qz – кварц, Ser – серицит, Ore – рудный минерал, Mus – мусковит. Фотографии полированных шлифов в параллельных (а, в) и скрещенных (б, г) николях

Пирофиллит $Al_{0.9}Si_{4.1}O_{10}(OH)_2$ проявлен локально на глубоких горизонтах рудной зоны Эми. Кристаллохимическая формула имеет вид с примесями CaO 0.2 %, $Fe_2O_3(общ)$ 2.3-8.2%. Пирофиллит представлен мелкочешуйчатыми микроагрегатами среди микрозернистого кварцевого агрегата основной массы.

Блёклые руды описываемой ассоциации имеют разнообразный химический состав, отражающий вертикальную зональность оруденения рудной зоны Эми (см. главу 5).

Сульфид *серебра* и золота *ютенбогаардтит* ($Ag_{3.42-3.61}Au_{0.67-0.74}, Fe_{0.16-0.29}S_2Te_{0.07-0.12}$) образуется по *аргентотетраэдриту* ($Ag_{8.65}Fe_{1.83}Cu_{1.28}Zn_{0.62})(Sb_{2.35}As_{1.59})S_{13}$ и находится в совместной минеральной ассоциации теллуридов *серебра* и золота: *петцитом* ($Ag_{2.93-3.4}Au_{0.93-0.97}, Fe_{0.17-0.44}Te_2$), *гесситом* ($Ag_{1.71}Au_{0.1}Te$), *итютцитом* ($Ag_{4.43-5.14}Au_{0.06-0.07}, Fe_{0.6}, Bi_{0.15}Te_3$). Теллурид золота и серебра – *сильванит* – наиболее распространенный золотосодержащий теллурид этого участка, приурочен, главным образом, к наиболее ослабленным зонам, обогащенным теллуром исходных теллурсодержащих блёклых руд и *голдфилдита* ($Cu_{9.93-12.0}, Fe_{0.0-1.74}, Ag_{0-0.36})(Te_{1.41-2.68}, Sb_{0.0-2.54}, Bi_{0.0-0.28}, As_{0.0-1.28}, S)_{13}$, где он находится в совместной ассоциации с самородным *теллуrom*, *колорадоитом* $Hg_{0.77-0.94}Te$ и сульфософсатами сурьмы и теллура.

Теллуриды золота и серебра: *калаверит* и *креннерит* ($Au_{0.71-0.91}Ag_{0.0-0.19}, Fe_{0.0-0.19}, Cu_{0.0-0.15}Te_2$), а также *мутманнит* ($Au_{0.55}Ag_{1.26}Fe_{0.18}Mo_{0.05}Te_2$) цементируют

кристаллический медьсодержащий пирит (Pb) пентагондодекаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов. Отмечаются висмутовые минералы микронной размерности в виде теллуrowисмутита, висмутин с примесью селена (Рисунок 7.11), калаверит и сильванит. Калаверит преимущественно заполняет пустоты и микротрещины в пирите сложного пентагондодекаэдрического габитуса с примесью меди, формируя тонкие линейные микропрожилки толщиной первые микроны.



Рисунок 7.11 - Теллуrowисмутит (TelBi) в пирите пирит-теллуридной с золотом и серебром ассоциации (P_уCu) (скв. АМ0003, гл. 157.3 м.) (а); висмутин с примесью селена (BiS_{se}) в кварце (Qz) (кв. АМ0003, гл. 172.0 м) (б) рудной зоны Эми. СЭМ-снимки в детекторе BSE

Прочая сульфидная минерализация крайне убогая и имеет микроскопическую размерность. В трещинах и пустотах вторичных кварцитов образуются: галенит (Рисунок 7.12а), сфалерит (Рисунок 7.12в), халькопирит (Рисунок 7.12б), киноварь (Рисунок 7.12д).

Халькопирит находится в тесной парагенетической связи с блёклыми рудами, в которых образует эмульсионные включения (Рисунок 5.12 а), и образует совместные ассоциации с наиболее ранними теллуридами никеля – *мелонитом* Ni_{0.92-1.00}Te₂, свинца – *алтаитом* Pb_{0.90}Te, висмута – *теллуrowисмутитом* Bi_{1.82-1.93}Te₃, сурьмы и висмута – *теллурантимоном* Sb_{1.65-2.2}, Bi_{0.15-0.7}Te₃, золота и серебра – *сильванитом* (Au_{0.86-1.67}Ag_{0.4-2.31}, Fe_{0.06-0.39}, Mo_{0.2-0.77}, Ta_{0.04-0.08}Te₄). Халькопирит обрастает *пирит* (P), содержащий примесь меди (Рисунок 7.9 и-к).

Самородное золото (I) встречается в виде мелких кристаллов (размером первые микроны) в ассоциации с блёклыми рудами и теллуридами (Рисунок 7.9 и-к). Роль и частота встречаемости самородного золота (I), в котором отмечаются примеси Ag (до 10 вес %, Tl и Mo), в интервале глубин (150-180 м) по сравнению с верхними горизонтами возрастает. Средняя размерность золотинок не превышает 5 мкм и в основном варьирует на уровне 1 мкм (Рисунок 5.2). Оно встречается как в микротрещинах пирита, так и в свободной форме в полостях выщелачивания кварца в ассоциации с диккитом, реже гиббситом, брушитом и т.д.

На глубине 184.0 м скв. АМ0003 появляется молибденит (Рисунок 5.8) и именно для этой глубины в самородном золоте отмечается примесь молибдена.

На завершающей стадии формирования золото-серебро-теллуридно-полиметаллической ассоциации образовались *смешанные фосфаты и сульфаты сурьмы и теллура*. В порах выщелачивания в кварце эти минералы замещают различные

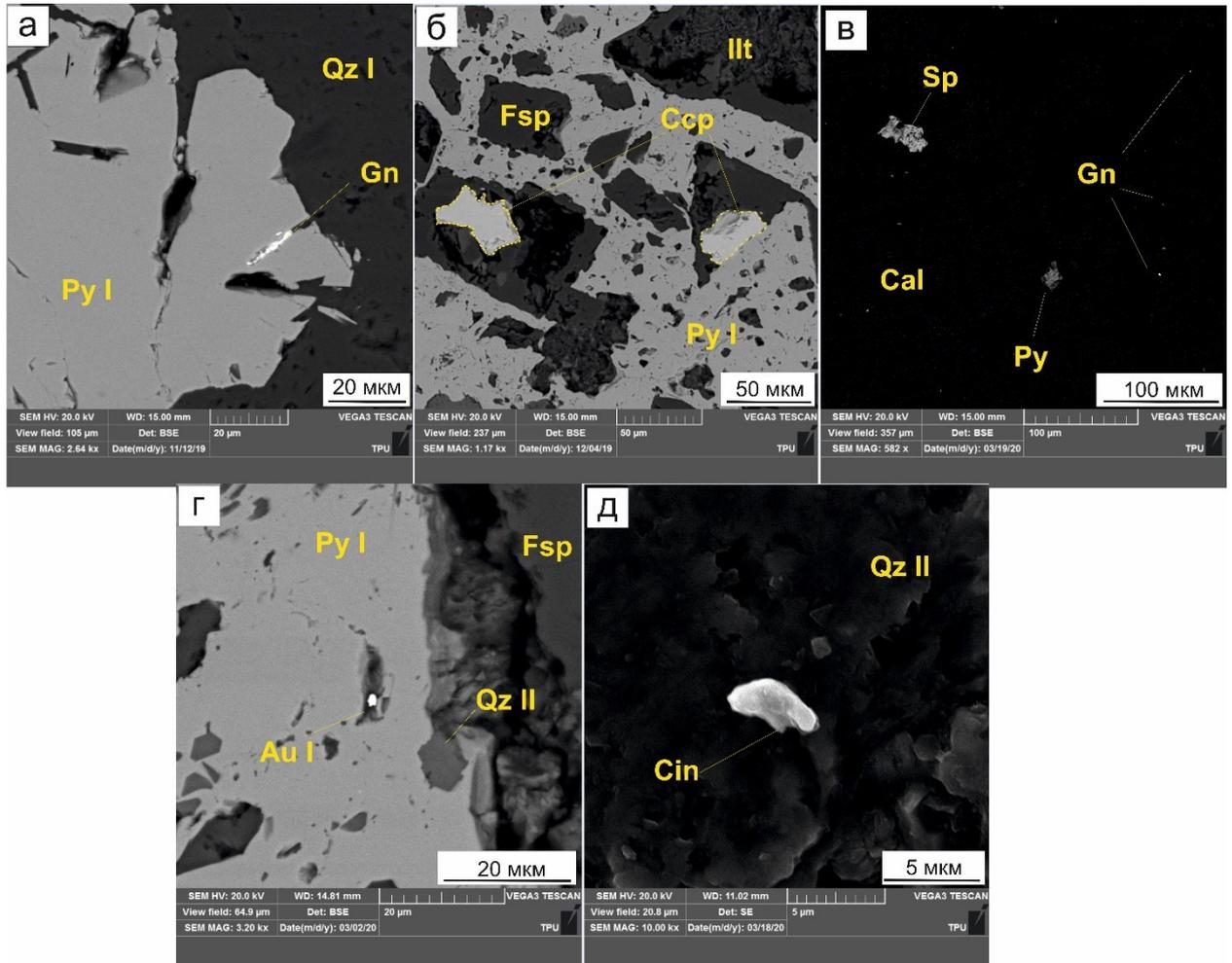


Рисунок 7.12 – Золото-серебро-теллуридно-полиметаллическая ассоциация (рудная зона Лариса, скв. LR0001, глубины: а – 63.2 м, б – 112.6 м, в – 122.0 м, г – 124.4 м; д – рудная зона Елена, скв. EL0003, глубина 50.5 м). Au – самородное золото, Cal – кальцит, Cin – киноварь, Fsp – полевые шпаты, Gn – галенит, Illt - иллит, Py– пирит (II), Sp – сфалерит. СЭМ-снимки в детекторе BSE

по составу блеклые руды, что объясняет широкие вариации их химического состава.

Самородные формы серы, селена и теллура (и их вариации), висмута осаждались как конечные фазы гидротермального флюида.

Исследования флюидных включений из кварца III генерации показали, что описываемая минеральная ассоциация была сформирована при участии флюида с температурой 337...233°, давлении 29...141 Мпа и солёности 0...0.18 мас.% экв. NaCl.

7.2 Гипергенная эпоха

Заключительным этапом минералообразования является гипергенный, когда формируется комплекс низкотемпературных сульфатных фаз (ярозит, микасит), продуктов изменения первичных минералов (сепиолит, ковеллин, англезит, церуссит, диадахит), происходит переотложение золота из теллуридов в самородную форму – образуется минеральная ассоциация *переотложенного золота с гидроксидами* (Рисунок 7.13, 7.14).

Золото (II) агрегируется в неправильные формы среди пористого пространства кварцитов. Размер таких агрегатов изменяется от долей мкм до 34.6 мкм. Доля Ag изменяется в пределах 3.2-8.4%, иногда отмечается примесь Fe 7.9-11.0% (как результат окисления), Se 2.4-2.6%, Te 1.1%.

Самородные селен, теллур, висмут, смешанные окисленные фазы Au-Ag-Sb-Te, бурнонит (как продукт замещения галенита), иодаргирит, акантит (ассоциирующий с

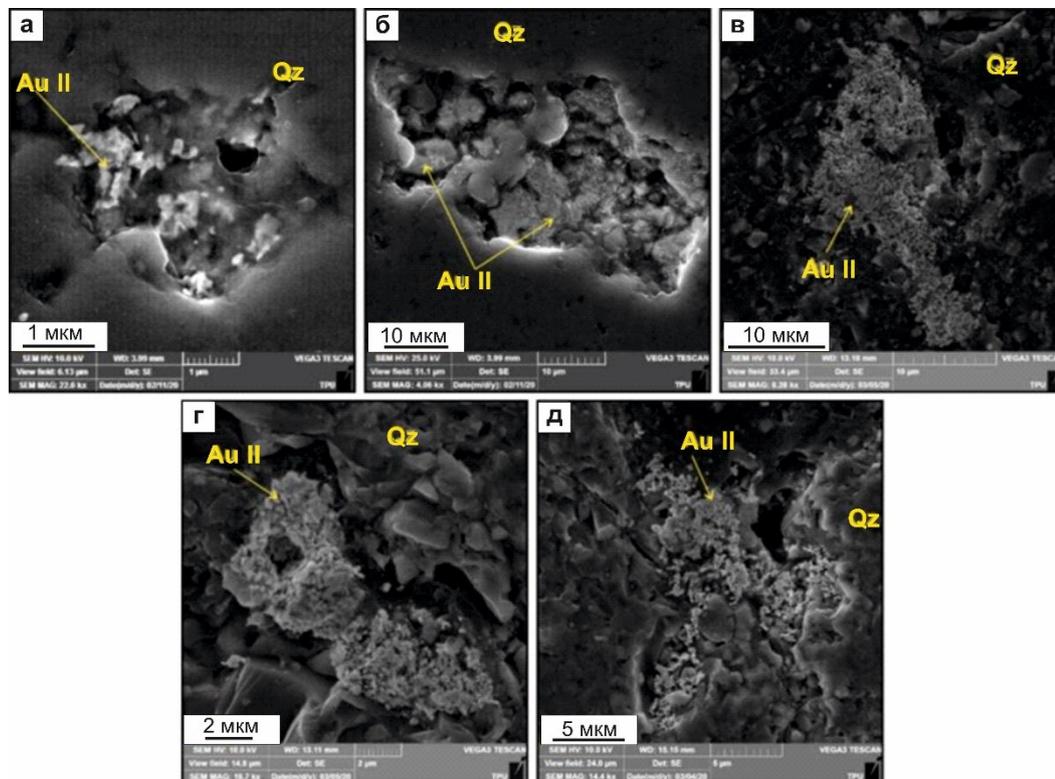


Рисунок 7.13 - Переотложенное золото гипергенной эпохи (скв. EL0003, глубина 10.3-18.3 м). Au II – самородное золото гипергенной эпохи, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторе SE

ярозитом (Рисунок 7.14) установлены пределах рудных зон Елена, Тамара, Людмила, Лариса, характеризующихся развитием зоны окисления до глубины 120 м от дневной поверхности, предположительно были переотложены из минералов золото-серебро-теллуридно-полиметаллической ассоциации. В пределах рудной зоны Елена отмечается пологопадающие в юго-восточном направлении линзы, обогащенные самородными элементами.

Ярозит характеризуется следующим составом: $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ})$ 40.9-48.9%, SO_3 32.2-39.3%, K_2O 5.6-10.6%, Na_2O 1.3-2.5%, Al_2O_3 0.3-2.2%, SiO_2 0.3-2.6%, редко TeO 0.9-6.7%. Усредненная кристаллохимическая формула имеет следующий вид: $\text{K}_{0.8}\text{Na}_{0.2}\text{Fe}^{3+}_{3.0}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$. Доля ярозита в кварцитах может достигать 5%. Ярозит образуются в порах и трещинах кварцитов в виде сплошных зернистых агрегатов.

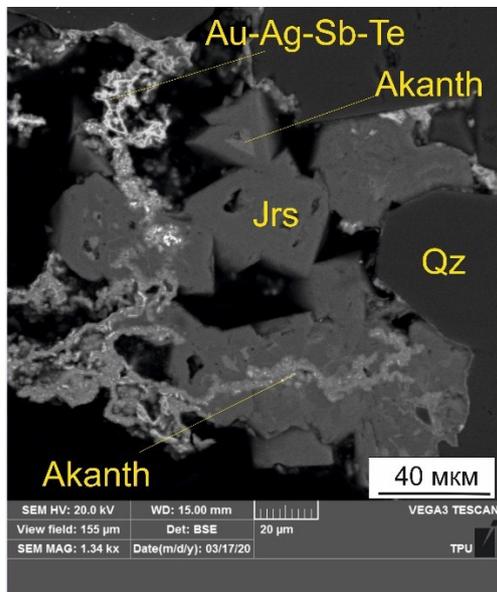


Рисунок 7.14 – Гипергенная с переотложённым золотом ассоциация рудной зоны Людмила.

Akanth – акантит, Au-Ag-Sb-Te – смешанная и окисленная фаза теллуридов Au, Ag, Bi, Sb (штютцит+теллурантимон), Jrs – ярозит. Скв. LD0001, глубина 74.0 м. СЭМ-снимки в детекторе BSE

Микасаит $\text{Fe}_{1.9}\text{Al}_{0.1}(\text{SO}_4)_3$ с примесями Na_2O 2.2-5.7%, Al_2O_3 0.3-4.9%, SiO_2 0.3-1.0%, P_2O_5 0.7-4.9%, K_2O 0.5-2.8% и CaO 0.2-3.3% фиксируется в кварцитах на участках Эми, Людмила и Лариса. В кварцитах участка Эми он образуется в виде изометричных короткостолбчатых кристаллов размером около 20 мкм (Рисунок 7.15 а) внутри пористого пространства кварца. Также микасаит заполняет пустотное пространство микротрещин (ширина 0.3-0.5 мм) в кварцитах участка Людмила (Рисунок 7.17 б).

Сениолит $\text{Mg}_4\text{Si}_6\text{O}_{15}6(\text{H}_2\text{O})$ фиксируются единично на участке Эми в ассоциации с каолинитом.

Англезит PbSO_4 (с примесью $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ})$ 2%) был обнаружен в монокварцитах рудных зон Эми и Людмила. Представлен единичными короткостолбчатыми кристаллами размером 1.5-2 мкм.

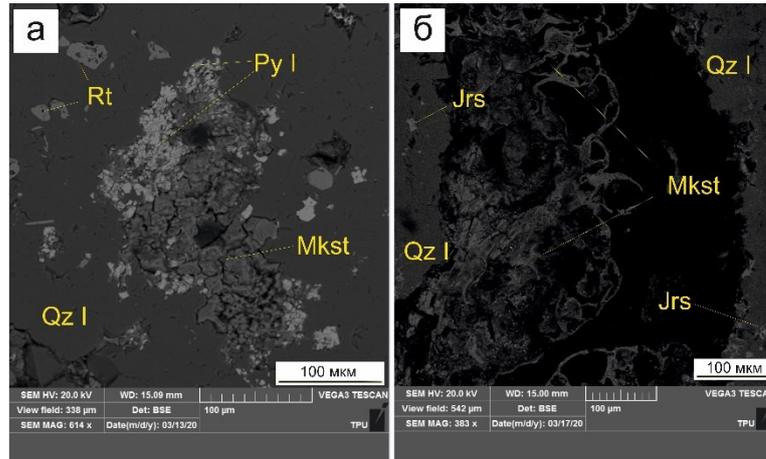


Рисунок 7.15 - Микасаит в порах и микротрещинах кварцитов (а – рудная зона Эми, скв. АМ0003, гл. 65.4 м, б – рудная зона Людмила, скв. LD0001, гл. 64.0 м): Jrs – ярозит, Mkst – микасаит, Py – пирит, Qz – кварц, Rt – рутил. СЭМ-снимки в детекторе BSE

Целестин SrSO_4 и смешанные фазы целестин-англезит $\text{Sr}_{0.8}\text{Pb}_{0.2}\text{SO}_4$ обнаруживают примеси Ce_2O_3 1.2-1.3%, BaO 0.8-9.1%, $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{общ})$ 1.6-2.3% в монокварцитах рудной зоны Эми. Смешанные фазы представляют собой микрокристаллические скопления, которые заполняют межзерновое пространство среднезернистого пирита (Рисунок 7.16 а) толщиной 10-12 мкм. Целестин с низкой долей Pb в единичном случае короткостолбчатыми кристаллами заполняет микропоры размером 25 мкм (Рисунок 7.16 б).

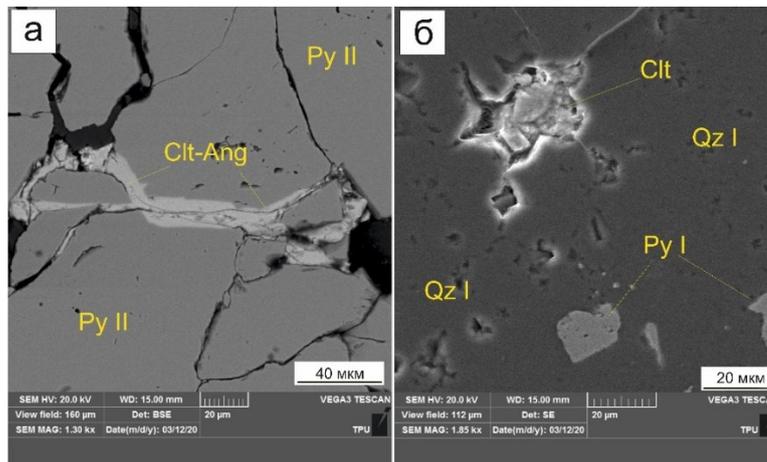


Рисунок 7.16 - Целестин-англезит (Clt-Ang) и целестин (Clt) в монокварцитах рудной зоны Эми (скв. АМ0003, г. 57.6 м и (б) скв. АМ0003, гл. 60.2 м): Py – пирит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах BSE (а) и SE (б)

Диадоким $\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ представлен сплошными микрозернистыми агрегатами, выполняющими поры размером до 100 мкм.

В результате выполненных работ была составлена парагенетическая схема минералообразования в рудах и гидротермально-изменённых породах месторождения Светлое (Таблица 7.4).

7.3 Выводы

В ходе выполненных работ установлено, что рудный процесс на месторождении Светлое характеризуется гипогенным и гипергенным этапами, в ходе которых были сформированы пирит-кварцевая, голдфилдит-пирит-кварцевая, золото-серебро-теллуридно-полиметаллическая, карбонатная и переотложенного золота с гидроокислами минеральные ассоциации.

Золото-серебро-теллуридно-полиметаллическая минеральная ассоциация представляет результат нового импульса в развитии гидротермального этапа месторождения Светлое, о чем свидетельствуют взаимоотношения жильных минералов (появление крупнокристаллического кварца, мусковита/серицита, заполняющих трещины в мелкозернистом кварце), а также замещение голдфилдита блёклыми рудами нормального ряда с халькопиритом, галенитом, теллуридами и самородным теллуридом, специфичными для классических кислотно-сульфатных систем, но весьма распространенных в переходных системах (HS-IS типа) (Repstock, 2016; Voudouris, 2019).

Изучение химического состава и особенностей внутреннего строения отдельных минералов переменного состава как жильных, так и рудных в пределах месторождения Светлое позволили проследить эволюцию физико-химических условий минералообразования и выявить последовательность формирования оруденения.

Изучение сульфатов (*барита*) и *алюмосульфофосфатов* (АСФ) – минералов группы *алуниита* (Scott, 1987; Jambor, 1999, 2000; Keith, 2000; Mills, 2009), в том числе входящих в комплекс индикаторных минералов околорудных глинистых изменений «advanced argillic alteration» различных эпитептермальных месторождений (Brimhall, 1983; Stoffregen, 1987) позволило проследить изменение условий становления месторождения Светлое с формированием переходных разновидностей АСФ в пределах одних и тех же зерен, возникающих в результате воздействия на исходный апатит кислотных растворов с последующей их нейтрализацией в условиях неравновесной открытой системы. Аналогичные исследования минералов группы АСФ из вторичных кварцитов Литошкинского проявления на Полярном Урале (Силаев, 2001) показали, что сванбергит и вудхаузеит образуют единую систему упорядоченных твердых растворов, в которых почти непрерывно и согласованно происходят изоморфные замещения как в катионной части (Ca, Sr, REE, Pb, Ba), так и

Таблица 7.4 - Парагенетическая схема минералообразования в рудах и гидротермально-измененных породах месторождения Светлое

ЭПОХА	ГИПОГЕННАЯ				ГИПЕРГЕННАЯ
ЭТАП	ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ				
СТАДИЯ	ОКОЛОРУДНАЯ	РУДНАЯ		ПОСТРУДНАЯ	
Минеральная ассоциация СТУПЕНЬ Минералы	Пирит-кварцевая	Голдфилдит-пирит-кварцевая	Золото-серебро-теллуридно-полиметаллическая	Карбонатная	Переотложенное золото с гидроксидами
	(I)	(II a) (II b)	(III)		
Кварц	—————	моганит?	—————		
Сванбергит-вудхаузеит	—————	—————	—————		
Алунит	—————				
Барит	—————				
Каолинит	—————				
Диккит	—————				
Иллит	—————				
Рутил	————— (I)	(II a) (II b)			
Пирит	————— (I)	(II a) (II b)			
Хемусит (Cu ₆ SnMoS ₈)		—————			
Кавацулит (Bi ₂ Te ₂ Se)		—————			
Голдфилдит		—————			
Мусковит			—————		
Серицит			—————		
Халькопирит			—————		
Теннантит-Тетраэдрит			—————		
Галенит			—————		
Сфалерит			—————		
Самородное золото			————— (I)		————— (II)
Теллуриды ¹			—————		
Самородный теллур			—————		
Прочие самородные ²			————— ?		
Кальцит				—————	
Домолит				—————	
Ковеллин					—————
Акантит					—————
Прочие сульфаты ³					—————
Лимонит					—————
Гиббсит					—————
Тектонические подвижки, интенсивность их проявления			↑	↑	↑

¹ Калаверит, креннерит, сивьянит, мутманит, петцит, гессит, штюццит, колорадоит, мелонит, алтаит, теллурантимон, теллуровисмутит

² Самородные сера, теллур, селен, висмут, теллуроселен, селено-теллур

³ Смешанные фосфаты и сульфаты сурьмы и теллура; ярозит, микасаит, англезит, целестин

анионных (P,S) подрешетках, позволяющие интерпретировать условия формирования месторождений и рудопроявлений во времени их становления.

Алюмосульфосфаты месторождения Светлое диагностированы на глубине не менее ~ 120-150 м от современной поверхности, располагаясь как в *диккитовых*, так и *серицитовых кварцитах* в ассоциации с *пирофиллитом* (рудная зона Эми) (Рисунок 7.6). Они встречаются отдельно от *алуни́та* и *барита*, которые распространены в относительно приповерхностных условиях на глубине менее 50 м от современной поверхности. АСФ месторождения Светлое представлены серией *сванбергита* $\text{SrAl}_3(\text{P}_{0,5}\text{S}_{0,5}\text{O}_4)_2(\text{OH})_6$ – *вудхаузеита* $\text{CaAl}_3(\text{P}_{0,5}\text{S}_{0,5}\text{O}_4)_2(\text{OH})_6$ согласно классификации Скота (Scott, 1987), Дилла (Dill, 2001) и Миллса (Mills, 2009). При этом центральные части зерен представлены (Са и Sr -*сванбергитом*), а краевые части зерен – *Pb-вудхаузеитом* (Таблица 7.5).

Вариации и количество глинистых минералов, сопровождающих АСФ показаны на рентгенограмме валового состава рудовмещающих метасоматитов (Рисунок 7.6) и на рисунке 7.17. АСФ месторождения Светлое характеризуются повторяющимися особенностями внутреннего строения: центральные части зерен имеют неоднородный «червеобразный» характер строения, затем следует промежуточная зона растворения зерна и во внешних (краевых) частях зерен наблюдается обогащение Pb и Ba ритмично повторяющихся полос зонального строения (Рисунок 7.17). Центральная часть зерен АСФ демонстрирует процесс замещения апатита, она обогащена Sr, Ca и редкоземельными элементами (РЗЭ), главным образом Се, и характеризуется неравномерным распределением этих компонентов между собой, что обуславливает хаотичный случайный узор (рис. 7.17 а-б) и соответствует околорудной ступени формирования месторождения. Промежуточные части зёрен АСФ практически полностью растворены и могут соответствовать дальнейшим процессам кислотного выщелачивания ранней рудной стадии (HS-тип). Новый импульс гидротермально-метасоматических преобразований, соответствующий продуктивной стадии (IS-тип), преобразует краевые части зерен АСФ, обогащая их Ba, Pb и замещая P→S (Рисунок 7.18) *в условиях открытой неравновесной системы*, о чем свидетельствует повторяющаяся осцилляторная зональность краевых частей зерен АСФ (Рисунки 7.17-7.18).

Подобный повторяющийся рисунок зёрен подтверждается данными сканирующей электронной микроскопии BSE и демонстрирует схожие особенности внутренней структуры многочисленных зерен АСФ (Рисунок 7.17), указывая на изменение внешних условий минералообразования, а не индивидуальные особенности зерна.

Таблица 7.5 - Представительные электронно-зондовые микроанализы алюмосульфофосфатов в пределах месторождения Светлое

N	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃	CaO	SrO	BaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	PbO	Сумма	Формула:	Минерал
1	32.13	22.19	11.20	3.97	9.38	нпо	1.94	3.46	0.85	нпо	85.12	(Sr _{0.424} Ca _{0.332} Ce _{0.099} La _{0.056} Nd _{0.024})Σ _{0.933} Al _{2.949} (PO ₄) _{1.463} (SO ₄) _{0.655} (OH _{4.096} ,H ₂ O _{1.90})	Са-сванбергит
2	34.02	23.65	10.72	2.23	13.45	нпо	2.54	4.33	1.43	нпо	92.36	(Sr _{0.672} Ca _{0.206} Ce _{0.137} La _{0.081} Nd _{0.044})Σ _{1.14} Al _{2.956} (PO ₄) _{1.476} (SO ₄) _{0.593} (OH _{2.326} ,H ₂ O _{3.67})	Са-сванбергит
3	33.68	22.47	13.32		21.16	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	90.63	Sr _{1.02} Al _{2.941} (PO ₄) _{1.409} (SO ₄) _{0.741} (OH _{2.752} ,H ₂ O _{3.248})	Сванбергит
4	33.30	23.75	9.96	2.40	10.89	нпо	2.31	4.55	2.36	нпо	89.53	(Sr _{0.525} Ca _{0.214} Ce _{0.138} La _{0.063} Nd _{0.070})Σ _{1.02} Al _{2.978} (PO ₄) _{1.526} (SO ₄) _{0.567} (OH _{3.075} ,H ₂ O _{2.93})	Са-сванбергит
5	29.69	21.58	9.16	1.25	12.98	нпо	1.93	3.11	0.90	нпо	80.60	(Sr _{0.572} Ca _{0.102} Ce _{0.087} La _{0.054} Nd _{0.024})Σ _{0.839} Al _{2.95} (PO ₄) _{1.54} (SO ₄) _{0.579} (OH _{5.122} ,H ₂ O _{0.79})	Са-сванбергит
6	31.32	20.06	12.19	1.23	18.69	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	83.49	(Sr _{0.839} Ca _{0.102})Σ _{0.941} Al _{2.945} (PO ₄) _{1.355} (SO ₄) _{0.73} (OH _{4.52} ,H ₂ O _{1.48})	Са-сванбергит
7	32.49	22.65	11.10	2.07	13.40	нпо	нпо	2.29	нпо	нпо	84.00	(Sr _{0.595} Ca _{0.17} Ce _{0.064})Σ _{0.828} Al _{2.999} (PO ₄) _{1.501} (SO ₄) _{0.652} (OH _{4.52} ,H ₂ O _{1.48})	Са-сванбергит
8	32.05	20.82	13.03	4.96	9.79	нпо	1.35	2.69	0.72	нпо	85.41	(Sr _{0.441} Ca _{0.413} Ce _{0.076} La _{0.039} Nd _{0.020})Σ _{0.989} Al _{2.909} (PO ₄) _{1.357} (SO ₄) _{0.753} (OH _{4.00} ,H ₂ O _{1.99})	Са-сванбергит
9	31.69	22.06	10.38	2.48	11.73	нпо	1.86	4.02	1.54	нпо	86.64	(Sr _{0.552} Ca _{0.216} Ce _{0.119} La _{0.056} Nd _{0.045})Σ _{0.988} Al _{2.949} (PO ₄) _{1.475} (SO ₄) _{0.615} (OH _{3.83} ,H ₂ O _{2.17})	Са-сванбергит
10	31.33	15.53	16.40	3.60	7.00	4.03	нпо	нпо	нпо	11.46	89.54	(Sr _{0.355} Ca _{0.338} Pb _{0.27} Ba _{0.137})Σ _{0.955} Al _{3.019} (PO ₄) _{1.075} (SO ₄) _{1.00} (OH _{3.238} ,H ₂ O _{2.76})	Са-сванбергит
11	32.36	22.28	9.76	2.00	12.28	нпо	2.06	4.56	1.78	нпо	87.08	(Sr _{0.581} Ca _{0.175} Ce _{0.136} La _{0.062} Nd _{0.052})Σ _{1.00} Al _{2.985} (PO ₄) _{1.476} (SO ₄) _{0.573} (OH _{3.726} ,H ₂ O _{2.27})	Са-сванбергит
12	33.63	24.96	8.91	1.79	9.77	нпо	3.43	6.32	2.35	нпо	91.17	(Sr _{0.483} Ce _{0.197} Ca _{0.164} La _{0.108} Nd _{0.072})Σ _{1.02} Al _{2.993} (PO ₄) _{1.596} (SO ₄) _{0.505} (OH _{2.662} ,H ₂ O _{3.338})	Се-сванбергит
13	34.47	22.99	11.88	5.54	5.02	0.49	2.41	3.87	1.25	нпо	87.92	(Sr _{0.23} Ca _{0.469} Ce _{0.112} La _{0.070} Nd _{0.035} Ba _{0.015})Σ _{0.915} Al _{3.02} (PO ₄) _{1.449} (SO ₄) _{0.664} (OH _{2.662} ,H ₂ O _{3.34})	Sr-вудхаузит
14	35.70	25.23	10.87	6.44	4.98	нпо	3.00	4.79	1.61	нпо	92.62	(Ca _{0.575} Sr _{0.241} Ce _{0.146} La _{0.092} Nd _{0.048})Σ _{1.102} Al _{2.977} (PO ₄) _{1.511} (SO ₄) _{0.577} (OH _{2.17} ,H ₂ O _{3.83})	Sr-вудхаузит
15	29.67	12.49	16.69	4.96	нпо	4.54	нпо	нпо	нпо	13.40	81.74	(Ca _{0.420} Pb _{0.285} Ba _{0.141})Σ _{0.706} Al _{3.051} (PO ₄) _{0.923} (SO ₄) _{1.093} (OH _{5.105} ,H ₂ O _{0.895})	Pb-вудхаузит
16	34.67	15.41	19.31	5.73	1.30	5.24	нпо	нпо	нпо	15.49	97.15	(Ca _{0.58} Pb _{0.394} Ba _{0.194} Sr _{0.071})Σ _{1.045} Al _{3.008} (PO ₄) _{0.96} (SO ₄) _{1.067} (OH _{0.951} ,H ₂ O _{5.05})	Pb-вудхаузит
17	31.67	14.00	18.26	5.16	1.36	5.75	нпо	нпо	нпо	13.93	90.49	(Ca _{0.486} Pb _{0.329} Ba _{0.198} Sr _{0.069})Σ _{0.884} Al _{2.978} (PO ₄) _{0.946} (SO ₄) _{1.093} (OH _{2.952} ,H ₂ O _{3.05})	Pb-вудхаузит
18	31.53	12.13	20.91	5.43	нпо	4.31	нпо	нпо	нпо	10.75	86.75	(Ca _{0.475} Pb _{0.236} Ba _{0.138})Σ _{0.711} Al _{3.033} (PO ₄) _{0.838} (SO ₄) _{1.281} (OH _{3.824} ,H ₂ O _{2.18})	Pb-вудхаузит
19	31.35	13.57	18.18	5.44	нпо	6.21	нпо	нпо	нпо	11.78	86.54	(Ca _{0.468} Pb _{0.261} Ba _{0.20})Σ _{0.741} Al _{3.016} (PO ₄) _{0.938} (SO ₄) _{1.114} (OH _{3.919} ,H ₂ O _{2.08})	Pb-вудхаузит
20	30.17	12.70	17.70	4.38	нпо	5.74	нпо	нпо	нпо	15.68	86.38	(Ca _{0.397} Pb _{0.357} Ba _{0.19})Σ _{0.754} Al _{3.015} (PO ₄) _{0.912} (SO ₄) _{1.126} (OH _{4.07} ,H ₂ O _{1.93})	Pb-вудхаузит

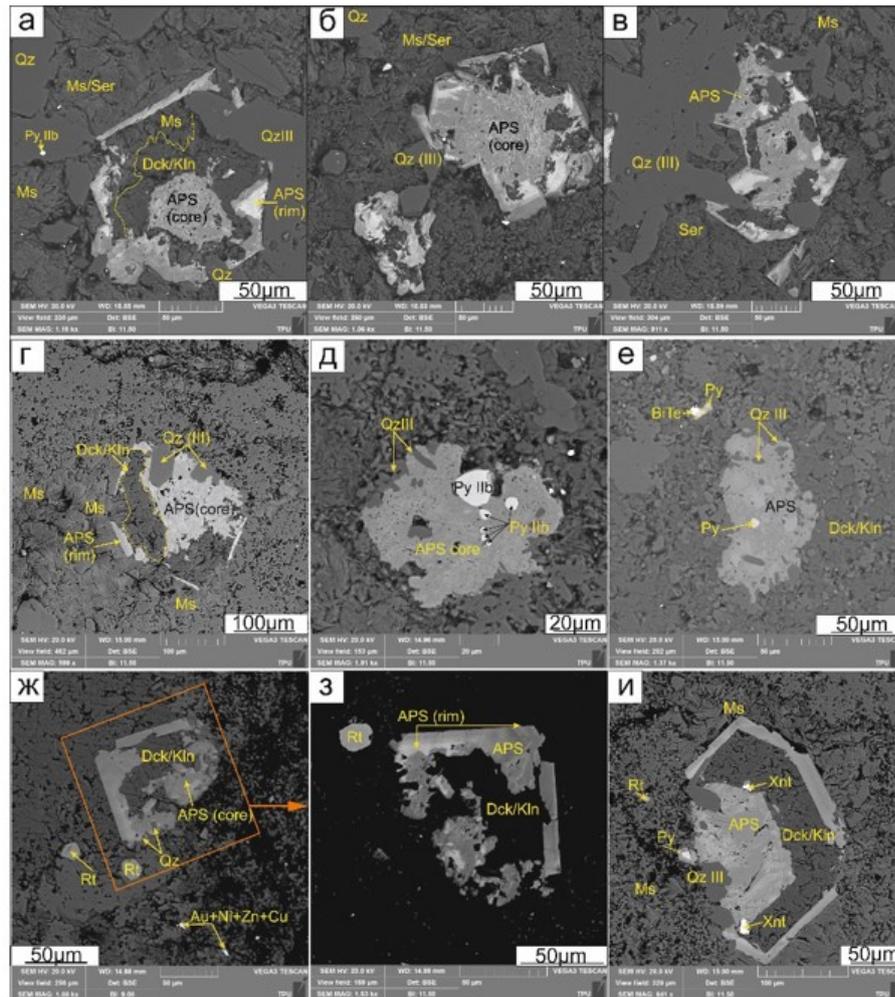


Рисунок 7.17. Микрофотографии (изображения SEM-BSE) минералов алюмофосфосульфатов (APS) месторождения Светлое. Обозначение минералов: пирит (Py IIb), диксит/каолинит (Dck/Kln), Ms/Ser(мусковит/серицит), ксенотим (Xnt), рутил (Rt) и кварц (Qz), теллуровисмутин (BiTe) и самородное золото с примесью Ni,Zn,Cu (Au+Ni+Zn+Cu). Скв. AM0003, гл. 117.8; 133.1 м

Такая же картина осцилляторной зональности наблюдается и в *барите*, который в некоторых зонах, как правило, краевых, обогащается Pb. В микропорах такого барита устанавливается самородное золото микронного размера (Рисунок 7.19).

Информативными минералами, свидетельствующими о составе металлоносных растворов и изменении условий формирования месторождений, зачастую являются не только жильные, но и рудные минералы переменного состава. Отличительной особенностью месторождения Светлое является обилие блёклых руд – минералов группы тетраэдрита (Biagioni, 2020). Учитывая способность блёклых образовывать твердые растворы, они являются подходящим петрогенетическим инструментом для определения условий минералообразования (Плотинская, 2015; Repstock, 2016; Ну, 2018; Любимцева,

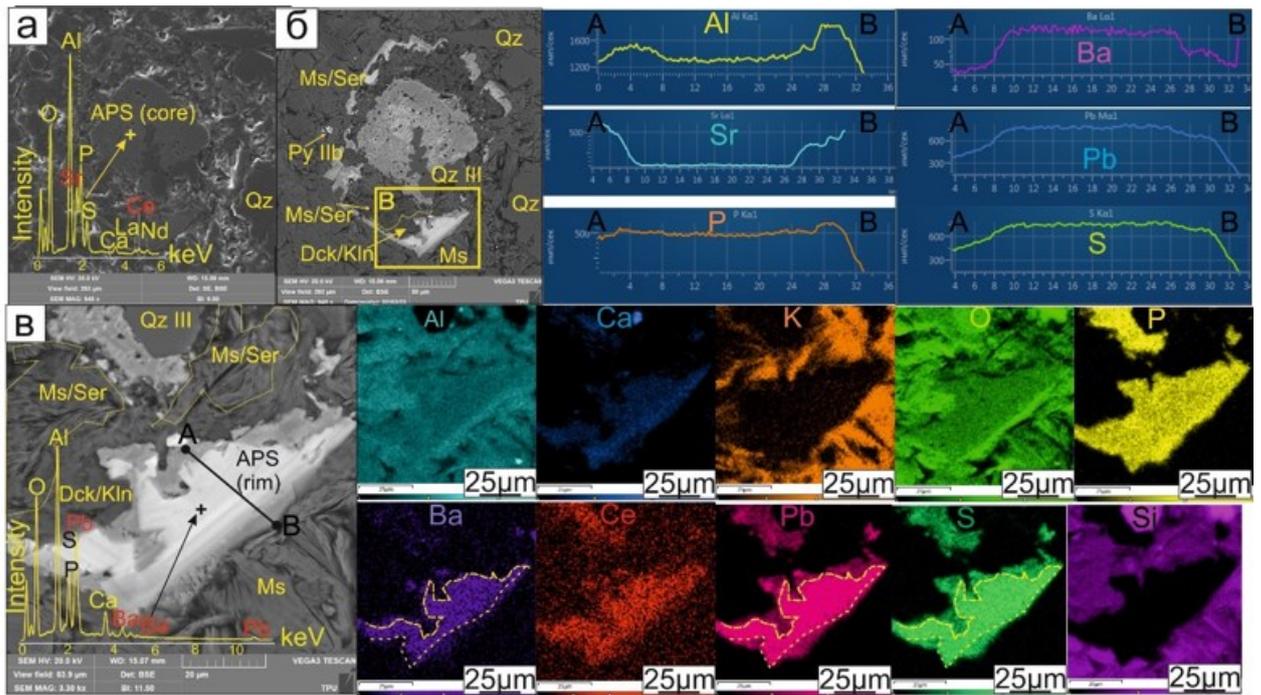


Рисунок 7.18 - Микрофотографии увеличенного фрагмента зерна алюмосульфософата (АСФ) в обратно-отраженных (а,в) и вторичных (б) и электронах СЭМа и профиль АВ, отражающий концентрацию микроэлементов в краевой части зерна. Ms/Ser – мусковит/серицит, Dck/Kln – диксит/каолинит, Py – пирит, Qz – кварц.

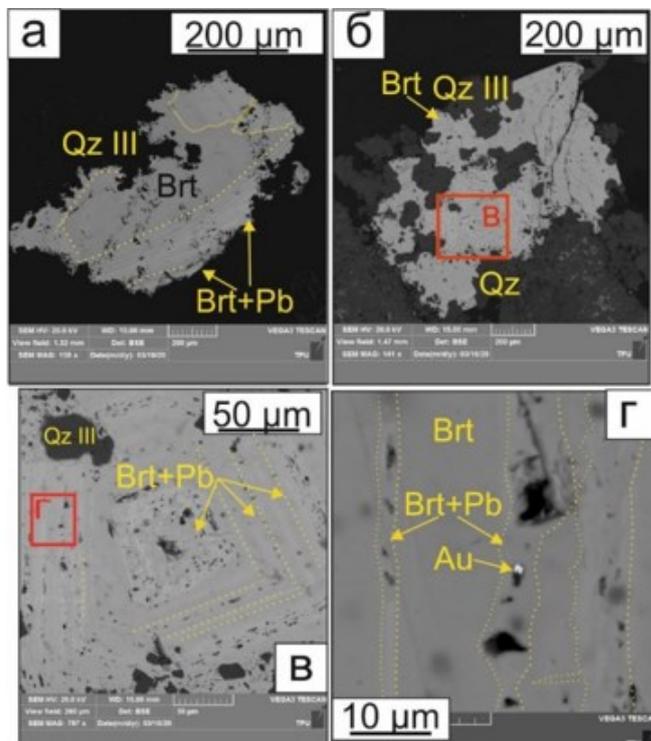


Рисунок 7.19 - Микрофотографии барита (Brt) в обратно рассеянных электронах сканирующего электронного микроскопа, демонстрирующие осцилляторную зональность, обусловленную обогащением отдельных зон свинцом (Brt+Pb). Qz III – кварц, Au – самородное золото. (скв. LD0002, гл. 48.2 м)

2019; Keim, 2019 и др.). Таким образом, состав блёклых руд группы тетраэдрита и характер строения можно использовать как индикатор физико-химических условий минералообразования.

В пределах месторождения Светлое встречается довольно редкая теллуристая разновидность блёклых руд – *голдфилдит* (рудные зоны Эми, Людмила). Недавно IMA выделила две разновидности голдфилдита, а именно *стибиоголдфилдит* (Biagioni, 2022) и *арсеноголдфилдит* (Sejkora, 2022). На месторождении Светлое встречаются обе разновидности. Голдфилдит рудной зоны Эми также характеризуется осцилляторной зональностью, отражающей различное распределение мышьяка, сурьмы и теллура, иногда висмута в отдельных зонах кристаллической решётки (Рисунок 5.20).

Голдфилдит может образовываться в составе рудных комплексов IS порфирово-эпитермальных месторождений, однако он также является характерным минералом и минеральных комплексов HS-типа (Trudu, 1998; Плотинская, 2005; Voudouris, 2011). В отсутствие типичных HS-минералов, таких как энаргит, люционит, фаматинит, автор не может с уверенностью отнести *голдфилдит-хемусит-кавацулитовую* ассоциацию к HS-типу. Однако автор предполагает начальное отложение данной минеральной ассоциации из кислотных растворов из-за её тесного сродства с *каолинитом/диккитом* и *пирофиллитом* в пределах рудной зоны Эми. Парагенетическая последовательность демонстрирует эволюцию системы в сторону нейтрализации и более восстановительных условий с течением времени.

Осцилляторная зональность *голдфилдита* в пределах месторождения Светлое могла быть результатом быстрых изменений в составе поступающих флюидов или изменений состава флюидов во время быстрого отложения минеральной фазы, или того и другого. Аналогичная однофазная и многофазная колебательная зональность установлена для голдфилдита из других эпитермальных месторождений золота (HS-типа), таких как Елшица (Болгария), Прасоловское (о. Кунашир, Курильские острова) и Озерновское (Камчатка) (Плотинская, 2015). Подобный состав голдфилдита характерен также для месторождений Пейфка и Св. Деметриос/Сапес на северо-востоке Греции (Repstock, 2016).

В пределах месторождения Светлое автором выделено два типа золотого оруденения: *Au-Ag* и *Au-Ag-Te*. Оба типа золотого оруденения проявились в продуктивную *золото-серебро-теллуридно-полиметаллическую* позднюю ступень гидротермального этапа развития месторождения Светлое. *Au-Ag тип оруденения* обнаружен как в первичных рудах, связанных с гипогенной эпохой, так и в окисленных. Первичная *Au-Ag* минерализация гидротермального этапа гипогенной эпохи характеризуется пробой золота ~ 870-970%, средняя размерность золотин не превышает 5 мкм и в основном варьирует на уровне 1 мкм. Переотложенное золото гипогенной эпохи “mustard gold” (Lindgren, 1933; Tolstykh, 2019) преобладает в зоне окисления рудной зоны Елена и характеризуется более высокой пробой ~ 980-1000%, являясь продуктом переотложения *Au-Ag* и *Au-Ag-Te*

минерализации рудного гидротермального этапа. Нередко в ассоциации с высокопробным золотом гипергенной эпохи обнаруживаются ярозит, микасаит, сепиолит, ковеллин, англезит, церуссит, диадахит. Переотложенное высокопробное золото представлено в виде агрегатов неправильной формы среди пористого пространства вторичных кварцитов размером от долей мкм до 35 мкм, местами с ним ассоциирует самородный селен, теллур, железо.

Au-Ag-Te тип оруденения наиболее интенсивно проявлен в пределах рудной зоны Эми и характеризуется вертикальной зональностью, выражающейся в виде последовательной смены сверху вниз по разрезу скважин от преимущественно серебро-содержащих разностей (гессит $Ag_{1.71}Au_{0.1}Te$, петцит $Ag_{2.93-3.4}Au_{0.93-0.97},Fe_{0.17-0.44}Te_2$, штютцит $Ag_{4.43-5.14}Au_{0.06-0.07},Fe_{0.6},Bi_{0.15}Te_3$, мутманнит), преобладающих на глубинах 30-40 м через золото-серебро-содержащий теллурид (сильванит $Au_{0.86-1.67}Ag_{0.4-2.31},Fe_{0.06-0.39},Mo_{0.2-0.77},Ta_{0.04-0.08}Te_4$), имеющий широкое распространение в интервале глубин от 40-80 м и с отложением золотосодержащего теллурида – *калаверита*, и в меньшей степени *креннерита* на глубине 105.6 м.

8. КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОЕ

При прогнозировании и поисках эпitherмальных месторождений кислотнo-сульфатного и умеренно кислотного типа на региональном, локальном и детальном уровне используются структурные, геофизические и геохимические методы (Лесняк, 2022), а в условиях слабого развития растительного покрова – дешифрирование современных космических снимков (Ананьев, 2019).

Одной из задач поисковой стадии работ является локализация потенциально рудоносных зон в пределах опoисковываемых площадей. Для решения этой задачи, а также разработки генетической модели месторождения Светлое, предлагается использовать следующие метасоматические, минералогические и термодинамические критерии, базирующиеся на результатах, приведённых исследований.

8.1 Метасоматические критерии

Для месторождения Светлое характерны метасоматические образования, представленные вторичными кварцитами, кварц-диккитовыми, кварц-иллитовыми метасоматитами, пропилитами.

Несмотря на приуроченность к одной палеовулканической постройке и локализации среди единой уракской свиты метасоматиты зон Елена, Тамара, Людмила и Лариса имеют некоторые как общие, так и отличительные особенности. При этом рудная зона Эми за счёт локализации в хетанинской свите, другой палеовулканической постройке и формирования из нейтральных растворов имеет отличный метасоматический облик.

1. Основное поле монокварцитов развито в пределах рудной зоны Елена, где отмечаются как пористые, брекчиевидные монокварциты, вмещающие основной объём оруденения зоны, так и массивные разности.
2. Отличительной чертой метасоматитов рудной зоны Людмила служит преобладание ярозита и барита в сульфатных разностях, вплоть до образования ярозитовых кварцитов.
3. Для рудной зоны Лариса характерно широкое развитие кварц-диккитовых и кварц-иллитовых метасоматитов, в которых отмечаются линзовидные тела кальцит-содержащих разностей метасоматических пород.
4. Метасоматиты рудной зоны Эми контрастно отличаются от других залежей месторождения Светлое. Они характеризуются высокой дифференциацией с различным соотношением филлосиликатов и реже сульфатов. Основной объём

золоторудной минерализации, как и в пределах рудной зоны Елена, локализован в монокварцитах.

Состав комплекса метасоматически изменённых пород разных зон месторождения Светлое связан как с уровнем современного эрозионного среза относительно палеоповерхности, близости к интрузивному телу – источнику флюида, палеоуровня метеорных вод, так и латеральной, вертикальной зональности внутри гидротермально-метасоматической системы.

Для локализации потенциально рудоносных зон предлагается использовать следующие *метасоматические критерии*:

1. фиксация элементов метасоматической колонки: монокварциты → алунитовые кварциты → диккитовые кварциты → кварц-иллитовые метасоматиты → пропилиты или монокварциты → серицитовые кварциты / серицит-кварцевые метасоматиты → кварц-диккитовые, кварц-иллитовые изменения пород;

2. благоприятным фактором локализации золотого оруденения является развитие монокварцитов пористой и брекчиевидной текстурной разностей.

8.2 Минералогические критерии

Основной формой проявления золота зон Елена, Тамара, Людмила и Лариса является самородная с примесями Cu, Se, Te, Hg (Таблица 5.1). Золото приурочено к порам выщелачивания кварцитов, сорбируется на кварце, дикките, иллите или пирите.

Минералогическая специфика рудной зоны Эми значительно отличается от других зон месторождения и представлена явно выраженной золото-серебро-теллуридно-полиметаллической ассоциацией. Вертикальная зональность теллуридов золота и серебра проявлена в смене от поверхности на глубину серебряно-теллуридной ассоциации, золото-серебряно-теллуридной и золото-теллуридной (калаверит), что необходимо учитывать при корректировке технологических схем извлечения и оперативных планов золотоизвлекательной фабрики.

Минерализация месторождения Светлое имеет ряд специфических характеристик химического состава:

- в пределах рудной зоны Эми распространёнными блеклыми рудами является минералы группы тетраэдрита, аргентотетраэдрит, голдфилдит, также встречается тетраэдрит с примесью цинка (Zn), причем зачастую он является спутником теллуридов золота (сильванита, калаверита).

- Голдфилдит рудной зоны Эми встречается в интервале глубин 38.5 – 55.0 м (скв. АМ0003, где он ассоциирует преимущественно с теннантитовыми разности и в меньшей степени тетраэдритом, не содержащим примесь цинка. Последняя начинает появляться на флангах обозначенной зоны и достигает максимального значения до 6 вес.% на глубине 84.0 м скв.АМ0003, с глубиной содержание цинка в тетраэдрите начинает уменьшаться, как и в приповерхностных горизонтах. Аналогичные содержания Zn (до 6 вес.%) встречаются и в пределах рудной зоны Елена.
- Из блёклых руд зоны Елена преобладает бурнонит и в меньшей степени тетраэдрит с примесью Zn. Бурнонит также характерен для рудных зон Людмила и Лариса, но не встречается в пределах зоны Эми. Предположительно, он может являться продуктом преобразования галенита.
- В пределах рудной зоны Людмила блеклые руды представлены бурнонитом и голдфилдитом. Они обнаруживаются в пустотах выщелачивания метасоматитов и отмечены в участках выщелачивания наиболее крупных, зачастую зональных вкрапленников барита. В этих же зональных кристаллах барита в порах обнаружено самородное золото.

Для локализации потенциально рудоносных зон в пределах опойсковываемых участков предлагается использовать следующие установленные *минералогические критерии*:

1. **Прямые**: наличие высокопробного самородного золота (> 900 ‰) с серебром и примесями Se, Te или Cu, Hg.

2. **Косвенные локальные (уровень месторождения)**: картирование ореола площадной пиритизации, примерно соответствующей площади месторождения (25 км² вокруг месторождения Светлое).

3. **Косвенные детальные (уровень рудной зоны месторождения)**:

3.1 наличие нескольких генераций пирита, включающих колломорфную (маркирующую зоны смешения магматогенного флюида и метеорных вод) и кристаллическую разность некубического внешнего облика (с преобладанием пентагондодекаэдрического) с примесью Cu (до 6.03 вес.%), As, Sb, Se, Te;

3.2 установление переменного состава блёклых руд группы тетраэдрита, голдфилдита, аргентотетраэдрита;

3.3 для проявлений умеренно-кислотного эпитегрмального типа установление теллуридов: сильванита, петцита, штютцита, гессита (Au, Ag), алтаита (Pb), теллуровисмутита (Bi), теллурантимона (Bi, Sb), колорадоита (Hg), мелонита (Ni).

8.3 Термодинамические критерии

Процессы смешения метеорных вод с восходящими металлоносными магматогенными флюидами приводят к образованию продуктивных минеральных ассоциаций (Hedenquist, Arribas, Gonzalez-Urien, 2000; Roedder, 1984), в случае месторождения Светлое такой ассоциацией является золото-серебро-теллуридно-полиметаллическая. В следствие чего установление маркеров зон смешения является одной из задач для выделения на опойсковываемых площадях потенциально рудоносных зон.

Предлагается использовать следующие термодинамические *критерии*:

1. Картирование минеральных особенностей – индикаторов процесса смешения магматогенного флюида и метеорных вод:

1.1 сонахождение в пределах одного проявления вариаций структурно-текстурных особенностей минеральных видов: от колломофных разностей до хорошо сформированных кристаллических (кварц, пирит), что свидетельствует об изменении условий минералообразования от быстрого осаждения при резком охлаждении до медленной кристаллизации;

1.2 установление в пределах одной генерации кварца газовых (CO₂) и преобладающих жидких включений.

2. Микро- и осцилляторные зональности в кварце, голдфилдите, алюмосульфософосфатах, барите как маркеры многоактного поступления металлоносных растворов.

3. Фиксация параметров формирования первичных флюидных включений в интервале температур 337-205 °, давлений 141-17 бар, солёности флюида 0-0.18 мас. % NaCl-эквивалент.

Разработанные критерии предлагается использовать как часть прогнозно-поискового комплекса работ в пределах Ульяновского прогиба Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса и других районов со сходным геологическим строением, а также для разработки генетической модели месторождения Светлое.

Комплекс поисковых работ предполагает выполнение:

1. дешифрирования аэрокосмических снимков для районов со слабым развитием растительного покрова (Ананьев, 2019; Лесняк, 2022);
2. аэромагниторазведки с целью получения дополнительных данных для структурного анализа;
3. рекогносцировочных маршрутов для картирования потенциально рудоносных метасоматитов, равновесных с кислотно-сульфатными и умеренно кислотными растворами;
4. литохимические поиски по вторичным и первичным ореолам рассеяния (Ананьев, 2019; Лесняк, 2022).

Минералого-петрографические исследования выполняются на разных стадиях поисковых работ:

- **петрографические исследования** с целью типизации гидротермально-метасоматически изменённых пород, изучения микротекстур кварца (поиск обрастания колломорфного кварца эвгедральным); отбор препаратов производится из штуфных проб или керна поисковых скважин;

- **минераграфические исследования** для выявления и диагностики рудной минерализации в гидротермально-изменённых породах, подтверждения природы установленных геохимических векторов;

- **термобарогеохимические исследования** минералов, содержащих флюидные включения, картирование зон разгрузки металлоносных флюидов с целью локализации в пределах массива вторичных кварцитов наиболее перспективных, с точки зрения рудоконцентрации, зон;

- **локальный прогноз** местоположения потенциальных рудных зон по совокупности геохимических, минералого-петрографических и термобарогеохимических исследований, принятие решения о продолжении геологоразведочных работ.

9. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОЕ

По результатам исследований была разработана схематическая модель формирования эпитермального оруденения месторождения Светлое. Гидротермально-метасоматический процесс наложен на верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения уракской и хетанинской свит, локализованные в двух палеовулканических постройках центрального типа, и приурочен, по-видимому, к дегазации единого среднекислого магматического очага глубокого заложения, связанного, предположительно, со становлением интрузивного тела верхнемелового уракского дацит-риолитового комплекса. Глубина заложения интрузивного тела не менее 600-800 м, о чём свидетельствует уровень эрозионного среза при захвате флюидных включений наиболее эродированной рудной зоны Эми и вертикальный размах оруденения последней, изученный на современном уровне эрозионного среза. Единство рудного процесса доказывается однотипностью минеральных комплексов и метасоматической зональностью (Hedenquist и др., 1995; Sillitoe, 2010; Arribas, Hedenquist, 2021).

Внедрение интрузии привело к сосредоточенному притоку значительного количества магматических летучих компонентов в вышележащие горизонты при одновременном повышении температуры пород. Летучая фаза гидротерм не может образовывать поля кислотно-сульфатных изменённых пород, типичные для месторождений описываемого типа, если они не конденсируются в околоповерхностных водоносных горизонтах, поскольку кислота может вступать во взаимодействие с породой только при наличии жидкой водной фазы. Большинство рудопроявлений образуются из жидких гидротермальных растворов, которые, по всей вероятности, возникают в результате конденсации летучих компонентов в водоносном горизонте гидротерм метеорного происхождения (Кига́й, 2020). Данные по флюидным включениям месторождения Лепанто показывают, что они образовались, в основном, в результате смешения рудообразующего раствора с холодными подземными водами. Эта взаимосвязь также характерна для других крупных эпитермальных месторождений кислотно-сульфатного типа, таких как Эль Индио в Чили, где большая часть золота находится в поздних кварцевых жилах, сопровождаемых серицитовыми изменениями (Jannas, 1990). Аналогичные механизмы наблюдаются при образовании минеральных комплексов месторождения Светлое.

Гидротермы в эпитермальных системах часто представляют собой разбавленный раствор (почти нейтральный, слабо кислый и, в основном, метеорного происхождения). Они содержат растворённые газы, преимущественно CO_2 в меньшем количестве H_2S , SO_2 (Кига́й, 2020). Разбавление металлоносного первично магматического флюида в

гидротермальной системе, сформировавшей месторождение Светлое, подтверждается понижением солёности и температуры флюидных включений, установлением температуры плавления льда 0 °С (глава 6) и исследованиями изотопного состава водорода и кислорода (Alderton, 2006; Мишин, 2011). Присутствие газовой фазы CO₂ подтверждается наличием в первичных двухфазных включениях CO₂ и преимущественно углекислотным составом флюидных включений.

Отделившиеся от магматического очага насыщенные газовой фазой флюиды циркулировали по радиальным и кольцевым дизъюнктивам, связанным с позднемеловой вулканической деятельностью.

Серная кислота нестабильна при температуре >340° С (Aylward, Findlay, 1971), таким образом, чтобы обеспечить приток H₂S требуется охладить и частично нейтрализовать раствор за счёт реакции с породой, которая происходит в субповерхностных условиях месторождений кислотного-сульфатного типа (Кигаи, 2020). Главным результатом реакции с породой является выщелачивание и формирование гидротермальных минералов с низким молекулярным объёмом, таких как кварц, и с высокой проницаемостью, что приводит к увеличению инфильтрации охлаждающих вод, со временем способствуя процессу «просачивания» металлов. Продукты гидротермальных изменений с большими молекулярными объёмами, такие как каолинит, диккит, образующиеся вокруг участков выщелоченных пород, уменьшают проницаемость и, следовательно, ограничивают зону высокой проницаемости и приводят к концентрации рудной минерализации. Наличие монокварцитовых ядер, сменяющихся алуниновыми и затем существенно диккит- и каолинитсодержащими породами, подтверждают подобный механизм выщелачивания центральной части и изоляцию для проникновения растворов периферических частей гидротермальной системы месторождения Светлое.

Флюид гидротермальной системы месторождения Светлое при смешении с метеорными водами постепенно терял концентрацию. В центральной части гидротермальной системы (рудные зоны Елена, Людмила, Тамара), расположенной над предполагаемым интрузивным очагом, в температурном диапазоне 150-270° С и солёности флюида 0 - 0.35 мас. % NaCl-эквивалент, сформировались монокварциты, сменяющиеся алуниновыми, алунино-диккитовыми, диккитовыми разновидностями кварцитов.

Формирование рудной зоны Лариса, расположенной в краевой части месторождения и, по-видимому, гидротермальной системы, происходило при температурах, сопоставимых с условиями образования рудных зон Людмила, Тамара, Елена (230-273 ° С), но при повышенном уровне pH, что объясняется нейтрализацией растворов при взаимодействии с вмещающими породами на удалении от магматического очага. Образование иллит-

хлоритовых, хлорит-лептохлоритовых, кварц-кальцитовых, кварц-хлорит-кальцитовых метасоматитов, в которых основными минералами являются филлосиликаты и кальцит происходило при близнеитральных рН. Отсутствие адуляра и развитие кальцита в метасоматических породах рудной зоны Лариса является индикаторным для краевых зон кислотно-сульфатных (HS) гидротермальных систем (Arribas, Hedenquist, 2022).

Формирование метасоматических пород рудной зоны Эми, по-видимому, происходило на периферии по отношению к дегазирующему магматическому очагу, а значительное разбавление метеорными водами и нейтрализация флюида за счёт взаимодействия с вмещающими породами привело к формированию помимо монокварцитов, серицитовых кварцитов, кварц-серицитовых, кварц-диккитовых и кварц-иллитовых метасоматитов при участии близнеитральных растворов при температурах 233-270° С и солёности флюида 0 - 0.35 мас. % NaCl-эквивалент.

Образование золоторудных месторождений происходит, когда гидротермальный раствор локализован в ограниченном объёме эпитептермальной системы, а процесс гидротермальной проработки характеризуется растянутостью во времени, поэтому необходимы условия резкого падения давлений, обуславливающие начало процесса на такой глубине, при которой вмещающие породы были бы достаточно нагретыми для обеспечения непрерывности процесса в течение значительного периода (Arribas, 2022). В пределах месторождения Светлое предполагается, что механизм декомпрессии гидротермальной системы был реализован посредством заложения поствулканических радиальных разломов меридиального и северо-восточного направлений для рудных зон Елена, Тамара, Лариса и северо-западных для рудных зон Эми и Людмила. Повторные тектонические подвижки по разломам и остывание интрузии поддерживали необходимые условия функционирования гидротермальной системы.

Многоактное пульсационное поступление флюидов в гидротермальной системе месторождения Светлое подтверждается микрозональностью кварца и осцилляторной зональностью кварца (по данным катодолюминисценции), осцилляторной зональностью голдфилдита, алюмосульфосфатов, барита по данным сканирующего электронного микроскопа (Yakich, 2024).

Ритмичная зональность кристаллов голдфилдита может объясняться пульсационным характером поступления вещества и неравновесностью условий кристаллизации. Осцилляторная зональность кристаллов голдфилдита рудной зоны Эми представлена как монофазной, так и многофазной или гетерофазной зональностью и заключается в чередовании полос различного минерального состава (например, голдфилдит и Bi-голдфилдит + самородный Te + теллуриды Au, Ag, Hg) (Левочская, 2021). По мнению

(Плотинская, О.Ю., Русинов В.Л., Зелтманн, 2005) гетерофазная зональность голдфилдита объясняется воздействием «внешних» факторов то есть какими-либо периодическими изменениями в минералообразующей среде, приводящими к периодическому переходу Те из окисленного состояния (Te^{4+} в голдфилдите) в нейтральное (самородный Те) или восстановленное (Te^{2-} в теллуридах золота и серебра (сильванита) и ртути (колорадоита). Монофазная зональность, т.е. колебания содержаний Те, обусловлена изменениями скорости захвата теллура (и As или Sb) растущим кристаллом голдфилдита. Последняя, в свою очередь, определяется концентрацией этих компонентов в слое раствора, непосредственно контактирующем с растущими гранями кристалла (в реакционной зоне). Концентрация отдельного компонента в реакционной зоне зависит от соотношения скорости диффузии его в растворе и скоростей адсорбции и десорбции теллура твердой фазой. Подобные монофазная и (гетерофазная или мультифазная) осцилляторная зональность установлена для голдфилдитов из других эпитеpmальных кислотно-сульфатных (HS) золоторудных месторождений Елшица (Среднегорие, Болгария), Прасоловское (о. Кунашир, Курильские острова) и Озерновское (Камчатка) (Плотинская, О.Ю., Русинов В.Л., Зелтманн, 2005)

Отложение золота в кислотно-сульфатных эпитеpmальных системах, в основном, обусловлено изменением рН, как в следствие смешения гидротерм с метеорными водами, так и в результате реакции «вода-порода» (Кига́й, 2020). В работе (Benning, Seward, 1996) показано, что самым вероятным комплексом Au в низкоминерализованных гидротермах является $\text{Au}(\text{HS})^0$, который дестабилизируется согласно формуле $\text{Au}(\text{HS})^0 + \frac{1}{2} \text{H}_2 \approx \text{Au} + \text{H}_2\text{S}$. Теллуридные комплексы аналогичны по химическим свойствам сульфидным комплексам. Изменение рН или концентрирование бисульфидов, вследствие прямого смешения гидротерм или в результате соосаждения с другими минеральными фазами, приводит к концентрированию золота.

Формирование продуктивных залежей месторождения Светлое происходило при участии слабосоленого флюидного потока (0-0.18 мас.% экв. NaCl) при температурах 205-337 °С при смешении металлоносного магматического раствора и метеорных вод. Зоны смешения растворов маркируются текстурными особенностями кварца и пирита (для голдфилдит-пирит-кварцевой ассоциации): сменой колломофной текстуры на крустификационную. Понижение солёности и температуры от первичных к вторичным включениям свидетельствует о разбавлении, охлаждении флюида, установленная температура плавления льда равна 0 °С, что, вероятно, указывает на преобладание метеорных вод во флюидной системе. Участие метеорных вод в процессе формирования

руд месторождения также подтверждается изотопным составом кислорода и водорода, которые были получены методом масс-спектрометрии по лазерной методике выделения воды из минералов предшествующими работами (Alderton, 2006; Мишин, 2011).

Смена РТХ-равновесия гидротермальной системы при смешении с метеорными водами привело к формированию рудных ассоциаций гидротермальной стадии: голдфилдит-пирит-кварцевой и золото-серебро-теллуридно-полиметаллической.

Гипогенные сульфиды рудных зон Елена, Тамара, Лариса, Людмила представлены сульфидами полиметаллов и блёклыми рудами теннантит-тетраэдритового ряда. Гипогенный ковеллин, энаргит, люционит, фаматинит, являющиеся индикаторными сульфидами оруденения кислотно-сульфатного (HS)-типа, диагностированы не были. Поскольку рудные зоны Елена, Лариса, Тамара, Людмила характеризуются широким развитием зоны окисления (до 120 м от дневной поверхности), предполагается, что (HS)-гипогенные сульфиды могли быть эродированы или изменены до блеклых руд на современном уровне эрозионного среза (Левочская, 2021) аналогично эпиптермальному рудному полю Саммитвиля (Колорадо) (Steven, 1960; Stoffregen, 1987) и согласно существующим представлениям об эпиптермальных системах в целом (Hedenquist, 2013).

Развитие вторичных кварцитов (с доминирующей ролью остаточного кавернозного кварца) и прочих метасоматитов с преобладанием алунитовой и диккитовой минеральных фаз, характеризует эпиптермальные месторождения кислотно-сульфатного (HS) и умеренно-кислотного типов (IS) (Hedenquist, 1985; Sillitoe, 1993, 1997).

Минерализация рудной зоны Эми, где преобладают вторичные кварциты и прочие метасоматиты с широким распространением филлосиликатов (серицит, иллит) при незначительном развитии алунитовой разности вторичных кварцитов, характерна для **промежуточного умеренно-кислотного эпиптермального (IS)-типа**. Преобладающими текстурами кварца являются колломорфная, мозаичная, крустификационная и перистая (эвгедральный кварц), характерные для HS-IS типов. Присутствие карбонатов в наименее измененных породах зоны Эми также является одним из свидетельств умеренно-кислотного режима (IS) (Hedenquist, 1995; Song, 2018).

Главной отличительной особенностью месторождения Светлое является активное участие в процессах рудообразования – теллура и, в меньшей степени, селена, что отразилось в

- проявлении обильной теллуридной минерализации, представленной собственными минералами теллура: мелонитом, алтаитом, теллурантимоном, теллурвисмутином, кавачулитом и другими;

- обогащении блеклых руд теллуrom вплоть до образования собственной разновидности: голдфилдита;
- обогащении теллуrom пирита, халькопирита, сфалерита;
- наличии Au-Ag-Te типа оруденения (Левочская, 2023).

Месторождения, обогащенные теллуrom, могут рассматриваться как продукты гидротермальных растворов, связанных с магматической активностью в условиях субдукции, то есть в качестве источника теллура рассматривается океаническая кора (Cook, 2006).

Подобный тип минерализации описан для таких зарубежных месторождений аналогов как м. Эмперор (Фиджи), м. Поргера (Папуа-Новая Гвинея), м. Монтана, м. Крипл Крик (Колорадо). По мнению (Cook, 2006) изменения параметров флюидов, например, реакции сульфидирования-окисления на фронтах окислительно-восстановительного потенциала, по-видимому, очень благоприятны для фракционирования теллуридных расплавов из рудных флюидов.

Дальнейшая эволюция месторождения Светлое связана с процессами гипергенеза и денудации, которые продолжаются до настоящего времени. Тектонический блок, в котором локализована рудная зона Эми, выводится на 150-250 м в вверх. Формируется минеральная ассоциация переотложенного золота с гидрооксидами, наиболее благоприятная для извлечения золота по принятой на месторождении технологии кучного выщелачивания.

Медьсодержащий пирит, характерный для голдфилдит-пирит-кварцевой минеральной ассоциации, может являться косвенным признаком наличия на глубине слепого порфирового оруденения. Примесь меди характерна для пиритов, связанных с медно-порфировым оруденением (Моисеенко и др., 2014). Неоднородность пиритов из эпitherмальных Au-Ag месторождений, связанная с примесью меди, также фиксировалась в современных и палеогидротермальных системах Камчатского края (м. Агинское, м. Озерновское) (Шишканова и др., 2014).

Увеличение роли и значения Mo и Cu в качестве примесей в гипогенных сульфидах, таких как блёклые руды, теллуриды, пирит, сфалерит и появление собственно молибденсодержащих минералов может являться косвенным признаком существования на глубине скрытой порфировой системы, а широкое развитие элементов группы TABS делает объект привлекательным с точки зрения извлечения попутных компонентов, относящихся к стратегическим металлам/металлоидам (Якич, 2022).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных работ получены новые данные о вещественном составе и генетических особенностях формирования руд эпитермального месторождения золота Светлое.

Оруденение месторождения локализовано в двух палеовулканических структурах центрального типа коньяк-сантонского и кампан-маастрихского времени, приурочено к зонально построенным телам вторичных кварцитов: пористых и брекчированных монокварцитов, алунитовых, диккитовых кварцитов и, для рудной зоны Эми, серицитовых кварцитов.

Гидротермальный процесс на месторождении Светлое подразделяется на околорудную, рудную и пострудную стадии. В течение рудной стадии сформировались голдфилдит-пирит-кварцевая и продуктивная золото-серебро-теллуридно-полиметаллическая минеральные ассоциации.

Гипергенная эпоха на месторождении Светлое завершилась формированием минеральной ассоциации переотложенного золота с гидрооксидами.

Золотое оруденение эпитермального месторождения Светлое характеризуется двумя типами: **золото-серебряно-теллуридным**, развитым на рудной зоне Эми, и **золото-серебряным** (Елена, Людмила, Тамара, Лариса), включающим первичные и переотложенные (окисленные) руды.

Ранняя околорудная минеральная ассоциация месторождения Светлое представлена кварцем, алунином, диккитом, гипогенным каолинитом, пирофиллитом, алюмосульфософатами вудхаузеит-крандаллитовой серии, отсутствие адуляра и ограниченное распространение кальцита, встречающегося спорадически в краевых зонах, позволяет сделать вывод о формировании околорудных метасоматитов в условиях повышенной кислотности фильтрующегося раствора. Гипогенные сульфиды голдфилдит-пирит-кварцевой ассоциации представлены колломорфным и кристаллическим медьсодержащим пиритом, голдфилдитом, хемуситом, кабацулитом. Автором и коллегами опубликовано в Ore Geology Reviews (Yakich, 2021) предположение, что классические для кислотно-сульфатного эпитермального типа гипогенные сульфиды (ковеллин, энаргит, люционит, фоматинит) могли быть эродированы на современном уровне эрозионного среза.

Продуктивная золото-серебро-теллуридно-полиметаллическая минеральная ассоциация является результатом нового импульса в развитии гидротермального этапа месторождения. Развитие мусковита/серицита, блёклые руды группы тетраэдрита, наличие

халькопирита, галенита, самородного теллура, разнообразие теллуридов характерно для переходных эпитеpmальных систем (HS-IS типа) (Repstock, 2016; Voudouris, 2019).

Базируясь на результатах минералого-петрографических и термобарогеохимических исследований, установлено, что месторождение Светлое характеризуется составом руд и метасоматитов, позволяющим отнести его к промежуточному кислотно-умеренно-сульфатному (HS-IS) эпитеpmальному типу.

В образовании минеральных комплексов месторождения Светлое принимал участие флюид смешанной магматогенно-метеорной природы. Обобщенные данные термобарогеохимического и петрографо-минералогического изучения позволили установить многоактное пульсационное поступление магматогенного флюида в гидротермальную систему. Диапазон температур формирования минеральных ассоциаций гидротермальной стадии, включающих продуктивную золото-серебро-теллуридно-полиметаллическую ассоциацию 337-205 °С, давлений - 17-141 бар, солёности флюида – 0-0,18 мас.% экв. NaCl.

Построена парагенетическая схема минералообразования метасоматитов и руд месторождения Светлое и предложена схематическая генетическая модель. Сформулированы метасоматические, минералогические и термодинамические критерии рудоносности.

Вопрос о развитии золото-теллуридного оруденения, аналогичного, рудной зоне Эми под рудными зонами Елена, Тамара, Людмила на границе верхнемеловых хетанинской и уракской свит остаётся дискуссионным и требует дополнительного объёма буровых работ, рентабельность которых при текущей конъюнктуре рынка не ясна.

Результаты выполненных исследований используются геологическими службами Хабаровского и Магаданского филиалов АО «Полиметалл УК» при прогнозировании и поисках эпитеpmальных месторождений кислотно-сульфатного и умеренно-кислотно-сульфатного типов.

ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ОБОЗНАЧЕНИЯ, СОКРАЩЕНИЯ

АСФ	-	алюмосульфофосфаты
ВНИИСТРОМ	-	Всероссийский научно-исследовательский институт строительных материалов и конструкций
ГЖВ	-	Газово-жидкие включения
ДСК	-	Дифференциальная сканирующая калориметрия
ИК-спектроскопия	-	Инфракрасная спектроскопия
НИГРИ^{Золото}	-	Научно-исследовательский геологоразведочный институт золота (ныне ФГБУ ЦНИГРИ)
Охотская ГРЭ	-	Охотская геологоразведочная экспедиция
Охотская РайГРУ	-	Охотская районная геологоразведочная экспедиция
ОЧВП	-	Охотско-Чукотский вулcano-тектонический пояс
РДА	-	Рентгендифракционный анализ
РЭМ	-	Растровая электронная микроскопия (или микроскоп)
Скв.	-	Скважина
СЭМ	-	Сканирующая электронная микроскопия (или микроскоп)
СЭП-ВП	-	Симметричное электропрофилеирование вызванной поляризации
ТГА	-	Термогравиметрический анализ
ФВ	-	Флюидные включения
ЦГЭ СВГУ	-	Центральная геофизическая экспедиция Северо-Восточного государственного университета
ЭДС	-	Энергодисперсионный рентгеноспектральный анализ
Экспедиция	-	Экспедиция Всесоюзного аэрогеологического треста
ВАГТа	-	
BSE	-	Backscattered electrons - детектор обратно рассеянных электронов сканирующего электронного микроскопа
IMA	-	International Mineralogical Assosiation – Международная минералогическая ассоциация
REE	-	Резкоземельные элементы
SE	-	Secondary electrons - детектор вторичных электронов сканирующего электронного микроскопа
W. mica	-	White mica, группа минералов светлоокрашенных слюд

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Ананьев Ю. С., Житков В. Г., Поцелуев А. А. Дистанционная прогнозно-поисковая модель эпитермальных Au-Ag месторождений (на примере рудного поля Светлое, Хабаровский край) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2019. – Т. 330, № 5. – С. 84–92.
2. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчёту формул минералов. – М.: Наука, 1964. – 218 с.
3. Иванов В.В. Порфировое золото-теллуридное оруденение high-sulfidation типа Северного Приохотья: минералогия, магматизм и геодинамика // GEOLOGICAL PROCESSES IN THE LITHOSPHERIC PLATES SUBDUCTION, COLLISION, AND SLIDE ENVIRONMENTS Proceedings of Russian Scientific Conference with foreign participants. – Vladivostok: Far East Geological Institute, 2011. – С.356-359.
4. Кига́й И.Н. Условия формирования метасоматитов и оруденения эпитермальных золото-серебряных месторождений // Геология рудных месторождений – 2020. – Т.62. - №5. – С. 475-480.
5. Колесников А.Г., Брызгалов И.А., Рассказова Т.Л., Савва Н.Е. К условиям формирования редкометального рудопроявления Эмми (Ульинская структурно-металлогеническая зона) // Чтения памяти К.В. Симакова. - Магадан, 2007 - С.90-91.
6. Левочская Д.В., Лесняк Д.В., Якич Т.Ю. Особенности химизма блеклых руд участка Эми Светлинского эпитермального рудного поля (Хабаровский край) // Проблемы геологии и освоения недр труды XXV Международного симпозиума имени академика М. А. Усова студентов и молодых учёных, посвященного 120-летию горногеологического образования в Сибири, 125-летию со дня основания Томского политехнического университета, Томск, 5-9 апреля 2021 г.: в 2 т. – 2021. - Т.1, - С.66-68
7. Левочская Д.В., Якич Т.Ю., Лесняк Д.В., Ананьев Ю.С. Гидротермально-метасоматическая зональность, флюидный режим и типы золотого оруденения участков Эми и Елена эпитермального рудного поля Светлое (Хабаровский край) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов - 2021. – Т.332, №10. – С.17-32
8. Левочская Д.В., Якич Т.Ю., Лесняк Д.В., Рудмин М.А., Рубан А.С., Ерофеев А.Е., Мазуров А.К. Основные этапы рудообразования эпитермального месторождения золота Светлое (Хабаровский край) на базе изучения вещественного состава метасоматитов и руд //Руды и металлы – 2023. - №3. –С.61-86

9. Лесняк Д.В., Ананьев Ю.С., Гаврилов Р.Ю. Структурные, геофизические и геохимические критерии эпитермального кислотно-сульфатного золотого оруденения на примере рудного поля Светлое (Хабаровский край) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. - 2022. - Т.333 №8. - С.60-72
10. Мартынюк М.В., Васькин А.Ф. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1: 500 000. Объяснительная записка (отчет по теме 249 за 1978-1983 гг.). - Хабаровск, 1983.
11. Мишин Л. Ф. Вторичные кварциты и их связь с золоторудной минерализацией месторождения Светлое (Россия) (Ульинский прогиб, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Тихоокеанская геология. – 2011. – Т. 30, № 4. – С. 32–48.
12. Моисеенко Н.В., Сафронов А.П., Воропаева Е.Н. Минералы-спутники микроскопического и наноразмерного золота месторождения Пионер (Приамурье) // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2014. - №16. – С.14-15.
13. Онуфриенок В.В. Анализ позиций примесных атомов в структуре пирита // Современные наукоемкие технологии. – 2013. - № 6. – С.186–192.
14. Плотинская О.Ю., Русинов В.Л., Зелтманн Р. Осцилляторная зональность в блеклых рудах эпитермальных золоторудных месторождений // Доклады академии наук. - 2005. – Т.403. –С.237–241.
15. Плотинская О.Ю., Грабежев А.И., Зелтманн Р. Состав блеклых руд как элемент зональности порфирово-эпитермальной системы (на примере рудопроявления Биксизак, Ю. Урал) // Геология Рудных Месторождений. – 2015. -№ 57. - С. 48–70
16. Фролов Ф.С. Легенда Охотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Хабаровск, 1998
17. Шишканова К.О., Округин В.М., Философова Т.М. Особенности минералогии руд южного фланга золото-серебро-полиметаллического месторождения Мутновское (Южная Камчатка) // Руды и металлы – 2022. -№3. – С.78-100
18. Якич Т.Ю., Левочская Д.В., Ерофеев А.Е. Этапы рудообразования эпитермального месторождения Светлое (Хабаровский край) // Тезисы докладов XII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов», г. Москва, 11-14 апреля 2023 г. – М.: ЦНИГРИ, 2023. – С. 563-567
19. Alderton D. H. M., Brameld F.C. Telluride mineralization at the Svetloe gold prospect, Khabarovsk Krai, eastern Russia // Field Workshop of IGCP/ - Izmir, Turkey, 2006. – P.1-5.

20. Arribas A., Hedenquist J. W. Exploration Implications of Multiple Formation Environments of Advanced Argillic minerals // *Economic Geology*. - 2022. -V. 117. № 3. - P. 609-643.
21. Aylward, G H; Findlay, T J V; 1971: SI chemical data. John Wiley & Sons Australasia Pty. Ltd. 127 p.
22. Benning L.G., Seward T.M. Hydrosulfide complexing of gold (I) in hydrothermal solution from 150 to 500 °C and 500 to 1500 bars // *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 1849-1872
23. Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moëlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., W.M.D. and B.F. The Tetrahedrite Group: Nomenclature and Classification // *Am. Mineral*- 2020. – V.105 – P. 109–122.
24. Biagioni, C.; Sejkora, J.; Musetti, S.; Makovicky, E.; Pagano, R.; Pasero, M.; Dolníček, Z. Stibiogoldfieldite, $\text{Cu}_{12}(\text{Sb}_2\text{Te}_2)\text{S}_{13}$, a New Tetrahedrite-Group Mineral // *Mineral. Mag.* – 2022. – V. 86. – P.168–175, doi:10.1180/mgm.2021.107.
25. Bish D.L., Post J.E. Quantitative mineralogical analysis using the Rietveld full-pattern fitting method // *American Mineralogist*. - 1993. - T. 78. № 9–10. – P. 932–940.
26. Brimhall, G.H.; Ghiorso, M.S. Origin and Ore-Forming Consequences of the Advanced Argillic Alteration Process in Hydrogene Environments by Magmatic Gas Contamination of Meteoric Fluids // *Econ. Geol.* – 1983. –V. 78. –P. 73–90, doi:10.2113/gsecongeo.78.1.73.
27. Cook N. J., Ciobanu C. L., Spry P., Kojonen K. K., Kovalenker V. Telluride and selenide minerals in gold deposits - a half-term report for IGCP-486 // Extension Abstract 12th Quadrennial IADOD Symposium Understanding the Genesis of Ore Deposits to Meet the Demands of the 21st Century. – 2006. – P.106–109.
28. Dill H.G. The geology of aluminium phosphates and sulphates of the alunite group minerals: a review // *Earth-Science Reviews*. - 2001. - V. 53. № 1–2. - P. 35–93.
29. Haas J.L. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure // *Economic Geology*. - 1971. - T. 66. № 6. - P. 940–946.
30. Hedenquist J.W., Arribas R. A., Aoki M. Zonation of Sulfate and Sulfide Minerals and Isotopic Composition in the Far Southeast Porphyry and Lepanto Epithermal Cu-Au Deposits, Philippines // *Resource Geology*. - 2017. - T. 67. № 2. - P. 174–196
31. Hedenquist J. W., Arribas R. A. Exploration for epithermal gold deposits // *Reviews in Economic Geology*. – 2000. – V. 13. – P. 245–277.
32. Hedenquist J.W., Henley R.W. The importance of CO_2 on freezing point measurements of fluid: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition // *Economic Geology*. – 1985. - V. 80. - P. 1379–1406.

33. Hedenquist J.W. и др. Epithermal Gold Deposits: Styles, Characteristics and Exploration // Published in SEG Newsletter. – 1995. - Т. 1. № 23. - P.9–13.
34. Hedenquist J.W., Taran Y.A., Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: Volcanic vapor condensation above porphyry intrusions // *Economic Geology*. – 2013. - V. 108. - P. 1523–1540.
35. Hu Y., Ye L., Li Z., Huang Z., Zhang J. Genesis of fahlore in the Tianbaoshan lead–zinc deposit, Sichuan Province, China: a scanning electron microscopy–energy dispersive spectroscopy study // *Acta Geochimica*. – 2018. –V.37. – P. 842–853.
36. Jambor, J.L. Nomenclature of the Alunite Supergroup // *Can. Mineral* - **1999**. – V. 37. –P. 1323–1341
37. Jambor, J.L. Nomenclature of the Alunite Supergroup:Reply // *Can. Mineral* – **2000**. – V.38 – P.1298–1303.
38. Jannas R.R., Beane R.E., Ahler B.A., Brosnahan D.R. gold and copper mineralization at the El Indio deposit, Chile // *Journal of Geochemical Exploration* – 1990. – V.36. – P.233-266.
39. Keim M.F., Walter B.F., Neumann U., Kreiss S., Bayerl R., Markl G. Polyphase enrichment and redistribution processes in silver-rich mineral associations of the hydrothermal fluorite-barite-(Ag-Cu) Clara deposit, SW Germany // *Mineralium Deposita*. – 2019. – V.54, - P. 155–174.
- 40.Keith M. Scott Nomenclature of the Alunite Supergroup:Discussion // *Can. Mineral* - 2000.- V. 38. –P. 1295–1297.
41. Lindgren W. *Mineral Deposits*. Fourth edition – 1933. – New York – 930 pp.
42. Lyubimtseva N.G., Bortnikov N.S., Borisovsky S.E., Vikent’eva O. V., Prokofiev V.Y. Coupled Dissolution–Precipitation Reactions of Tennantite–Tetrahedrite Minerals in the Darasun Gold Deposit (Eastern Transbaikalia, Russia) // *Geology of Ore Deposits*. – 2019. – V.61. – P. 530–548.
43. Mills, S.J.; Hatert, F.; Nickel, E.H.; Ferraris, G. The Standardisation of Mineral Group Hierarchies: Application to Recent Nomenclature Proposals // *Eur. J. Mineral* – 2009. –V. 21. – P.1073–1080, doi:10.1127/0935-1221/2009/0021-1994.
44. Moncada D. et al. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration // *Journal of Geochemical Exploration*. - 2012. - V. 114. - P. 20–35
45. Moore D.M., Reynolds Jr. R.C. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. - Oxford, UK: Oxford University Press, 1997. - 278 c.
46. Radmard K., Zamanian H., Hosseinzadeh M.R., Khalaji A.A. Constraints on ore formation conditions at the Mazra’eh Shadi epithermal deposit, NE Tabriz, Iran: Evidences from

geochemistry, sulphur isotope, quartz textures and fluid inclusion studies // Geological Quarterly. – 2019. – V.63. – P. 230–247.

47. Repstock A., Voudouris P., Zeug M., Melfos V., Zhai M., Li H., Kartal T., Matuszczak J. Chemical composition and varieties of fahlore-group minerals from Oligocene mineralization in the Rhodope area, Southern Bulgaria and Northern Greece // Mineralogy and Petrology. – 2016. - V.110. – P. 103–123.

48. Roedder E. Fluid inclusions. - Mineralogical Society of America, 1984. – V.12. - 644 c.

49. Scott, K.M. Solid Solution in, and Classification of, Gossan-Derived Members of the Alunite-Jarosite Family, Northwest Queensland, Australia // Am. Mineral – 1987. – V. 72. – P. 178–187.

50. Sejkora, J.; Biagioni, C.; Dolníček, Z.; Voudouris, P. Arsenogoldfieldite, IMA 2022-084 // CNMNC Newsl. Eur. J. Miner -2022. – V.70. -P 34.

51. Sillitoe R. H. Epithermal models, genetic types, geometrical controls and shallow features // Mineral Deposits Division. – Saint John's : Geological Association of Canada, 1993. – Special Paper. – P. 403–417.

52. Sillitoe R.H. Characteristics and Controls of the Largest Porphyry Copper-Gold and Epithermal Gold Deposits in the Circum-Pacific Region // Australian Journal of Earth Sciences. – 1997. – V.44. – P. 373-388.

53. Sillitoe RH. Porphyry Copper Systems // Economic Geology. - 2010. - V. 105. - P. 3–41.

54. Song G.X., Qin K.Z., Li G.M., Wang L. Basic characteristics and research progresses of intermediate sulfidation type epithermal gold polymetallic deposits, and prospects // Acta Petrol. Sin. – 2018. – V.34. – P.748-762. (In Chinese with English Abstract).

55. Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R.J. HokieFlincs_H2O-NaCl: A Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O-NaCl // Computers and Geosciences. - 2012. - V. 49. - P. 334–337.

56. Steven T.A., Ratte J.C. Geology and ore deposits of the Summitville District, San Juan Mountains, Colorado // Professional Paper, US Geological Survey. – 1960. –V.343. – 70 c.

57. Stoffregen R.E., Alpers C.N. Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: products of apatite destruction during advanced argillic alteration // Canadian Mineralogist. - 1987. - V. 25. - P. 201–211.

58. Tolstykh, N.D.; Palyanova, G.A.; Bobrova, O. V.; Sidorov, E.G. Mustard Gold of the Gaching Ore Deposit (Maletoyvayam Ore Field, Kamchatka, Russia) // *Minerals* -2019. – V. 9. – P. 1–18, doi:10.3390/min9080489

59. Trudu, A.G.; Knittel, U. Crystallography, Mineral Chemistry and Chemical Nomenclature of Goldfieldite, the Tellurian Member of the Tetrahedrite Solid-Solution Series // *Can. Mineral* – 1998. – V. 36. –P. 1115–1137.

60. Vila T., Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile // *Economic Geology*. - 1991.- V. 86. № 6. - P. 1238–1260.

61. Voudouris, P.C.; Melfos, V.; Spry, P.G.; Kartal, T.; Schleicher, H.; Moritz, R.; Ortelli, M. The Pagoni Rachi/Kirki Cu-Mo±Re±Au Deposit, Northern Greece: Mineralogical and Fluid Inclusion Constraints on the Evolution of a Telescoped Porphyry-Epithermal System. *Can. Mineral*. **2013**, *51*, 253–284, doi:10.3749/canmin.51.2.253.

62. Voudouris, P.C.; Melfos, V.; Spry, P.G.; Moritz, R.; Papavassiliou, C.; Falalakis, G. Mineralogy and Geochemical Environment of Formation of the Perama Hill High-Sulfidation Epithermal Au-Ag-Te-Se Deposit, Petrota Graben, NE Greece // *Mineral. Petrol* – 2011. – V.103. –P. 79–100, doi:10.1007/s00710-011-0160-z.

63. Wang L., Qin K. Z., Song G. X., Li G. M. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification // *Ore Geology Reviews* – 2019. – V. 107. – P. 434–456.

64. Yakich T.Y., Ananyev Y.S., Ruban A.S., Gavrilov R.Y., Lesnyak D.V., Levochkaia D.V., Savinova O.V., and Rudmin M.A. Mineralogy of the Svetloe epithermal district, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, and its insights for exploration // *Ore Geology Reviews* -2021.- V.136 – 104257/

65. Yakich T.Y., Voudouris P., Levochkaia D.V., Mazurov A.K., Shaldybin M.V., Lopushnyak Y.M., Ruban A.S., Erofeev A.E., Minakov M.S., Maximov P.N., Sinkina E.A., Bestemianova K.V., Rudmin M.A. Sulfides, sulfosalts and sulfates in the epithermal Au-Ag-Te Emmy deposit (Khabarovsk Territory), Far East, Russia: implication for the mineralization process// *Geosciences MDPI* – 2024 – doi:10.20944/preprints202408.1245.v1

Фондовая

66. Ардашев В.С. Отчёт о результатах поисковых работ на россыпное золото в бассейне среднего течения р. Секча – Уенма (Секчинский золотоносный узел в 1999 – 2002 гг. ЗАО «АС Прибрежная», Хабаровск, 2002.

67. Архипов Г.Г., Чуракова А.Г. Материалы оперативного изменения запасов полезных ископаемых по результатам разведки за 2021-2022 гг. на участках Людмила,

Елена, Эмми золоторудного месторождения Светлое по состоянию на 01.12.2022. Хабаровск, 2022.

68. Ермилова И.О., Потоцкий Ю.П., Головкин С.В. Отчёт о результатах работ Верхне-Ульинской аэрогеофизической партии за 1977-1980 гг. в Охотском золотоносном районе. Хабаровск, ТФИ ДВФО, 1980.

69. Ивлев А.Н., Сурикова А.С. Отчет по геологической съемке масштаба 1:200000, лист О-54-VIII (партия 9, 1973-1977гг.), НПО «Аэрогеология», М., 1977.

70. Колесников А.Г. Техничко-экономическое обоснование временных кондиций и подсчета запасов по результатам поисковых и оценочных работ на рудное золото в бассейне ручьев Алалиндыя и Онемна (месторождение Светлое) по состоянию на 01.11.2005 г. в 2х книгах. ТФИ ДВФО, 2006.

71. Лесняк Д.В., Архипов Г.Г. Материалы оперативного изменения запасов полезных ископаемых и результаты эксплуатационной разведки за 2019 г. на участках Елена и Людмила золоторудного месторождения Светлое по состоянию на 01.12.2019 г. Охотск, 2019.

72. Лесняк Д.В., Архипов Г.Г. Материалы оперативного изменения запасов полезных ископаемых по результатам эксплуатационной разведки за 2020 г. на участке Эмми золоторудного месторождения Светлое по состоянию на 01.09.2020. Охотск, 2020.

73. Литвинов В.В. Отчёт о результатах поисков и оценки месторождений золота бассейнов ручьёв Алалиндыя, Онёмна в 2003-2011 гг. (Объект Светлое рудное поле). Хабаровск, 2012.

74. Сахьянов Л.О. Оперативный подсчёт запасов золота и серебра по Светлому золоторудному месторождению по состоянию на 1.05.2009 г. (Охотский район, Хабаровский край). Хабаровск, 2010.

75. Фердман И.М. Отчёт о групповой геологической съёмке масштаба 1:50 000 на площади листов О-54-51-А, Б, В, Г; О-54-63-А, Б, В, Г; О-54-75-А, Б (части листов), В, Г партия №2 за 1973-1977 гг. Аэрогеология, Москва, 1977.

76. Фролов В.Н. Отчёт по поисковым работам на золото в Ульинском прогибе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (лист О-54-А) за 1974-1977 гг. Москва, 1977.

77. Шапочка И.И. Отчёт о результатах гравиметрической съёмки масштаба 1:1000000, проведённой Аянской партией на площади трапеций О-54, Р-54 в 1973-1976 гг., ТФИ ДВФО, 1976.

78. Шпак Н.С., Филичев И.И., Шлосберг М.А. и др. Отчет по геологической съемке масштаба 1: 200000, лист О-54-XIV (партия № 9 1970-1973 г.г.). Т. 1, НПО Аэрогеология, М., 1974.

79. Шувал-Сергеев М.В., Окуневич А.И. Технико-экономическое обоснование постоянных разведочных кондиций для подсчёта запасов золота и серебра на месторождении «Светлое» с подсчётом запасов металлов на 01.01.2013 г. Том 1. Геологическое обоснование кондиций. Санкт-Петербург, 2013.

СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ

Номер рисунка	Название	Страница
1	2	3
1	Диаграмма «привнос-вынос» вещества при формировании вторичных кварцитов месторождения Светлое (Фролов, 1977)	16
2.1	Месторождение Светлое. Схема расположения скважин, из которых проведен отбор проб для исследований	25
3.1	Схематическая геологическая карта месторождения Светлое. Составлена Левочской Д.В. с использованием материалов (Колесников, 2006), Новосёлова Б.А.	30
3.2	Тектоническая схема Дюльбакинской вулкано-тектонической структуры оседания. Масштаб 1: 400 000. Составила Левочская Д.В. с использованием материалов (Колесников, 2006; Лесняк, 2022)	40
4.1	Текстурные особенности монокварцитов месторождения Светлое: а – пористые (рудная зона Эми), б – брекчиево-полосчатые, в – граница массивных (серые) и брекчиевых разностей, г – метафлюидальные (б, в, г – рудная зона Елена)	45
4.2	Замещенные глинисто-иллитовым веществом кристаллы полевых шпатов и обломки эффузивных пород в изменённом туфе (рудная зона Людмила, скв. LD0001, гл. 3.0). а – николи II, б – николи +	45
4.3	Схематическая карта гидротермально-метасоматических изменений месторождения Светлое, масштаб 1:25 000. Составлена Левочской Д.В. с использованием материалов (Мишин 2011, Лесняк, 2022)	52
4.4	Микрофотографии в отраженном свете (а, б, г, д) и СЭМ-снимки в детекторе BSE (в, е, ж) текстурных особенностей жильного кварца (Qz): аллотриоморфная (Qz I) (а), колломофная (Qz IIa) (в), мозаичная (б), крустификационная (г), (Qz IIb), крустификационная (е, ж), перистая (д) (Qz III). Скв. AM0003 31.6 м (в, е), 38.8 м (ж), 40.9 м (е), 49.8 м (д), 200 м (а), скв. EL0001 91.8 м (б), скв. EL0003 12.5 м (г)	53

1	2	3
4.5	<p>Фотографии полированных шлифов метасоматитов рудной зоны Эми в параллельных (а,в,д,ж,и,л) и скрещенных (б,г,е,з,к,м) николях. Пористые монокварциты, представлены кварцем (Qz) различных морфологических типов – мозаичным и перистым (скв. Am0003, гл. 40.9 м) (а-б); брекчированные кварциты с повышенной трещиноватостью (скв. Am0003, гл. 109.8м) (в-г); алунитовые (Alu) кварциты (скв. Am0003, гл. 13.6 м) (д-е); диккитовые (Dck) кварциты с прожилками пирита (Py) (скв. AM0003, гл. 200 м) (ж-з); кварц- серицитовые (W.mica) метасоматиты (скв. Am0002, гл. 62.5 м) (и-к); андезиты, метасоматически изменённые, с реликтовыми вкрапленниками плагиоклазов (Pl) на фоне измененной основной массы стекла с вкрапленностью пирита (Py) неправильной формы и зональным зерном кальцита (Cal) с вкрапленностью игольчатого рутила (Rt) (скв. Am0001, гл. 21.8 м) (л-м)</p>	55
4.6	<p>Схематическая карта гидротермально-метасоматических изменений рудной зоны Эми, масштаб 1:10 000. Составлена Левочской Д.В. с использованием материалов (Мишин 2011, Лесняк, 2022)</p>	56
4.7	<p>Рудная зона Эми. Схематический разрез, демонстрирующий вертикальную зональность гидротермально-метасоматических изменений. Составлен Левочской Д.В., Рубан А.С.</p>	57
4.8	<p>Фотографии полированных шлифов метасоматитов рудной зоны Елена в параллельных (а,в,д,ж,и) и скрещенных (б,г,е,з,к) николях, а также обратно-отражённых электронах электронного сканирующего микроскопа (л,м,н).</p> <p>Пористые монокварциты из поверхностной зоны окисления, представлены кварцем (Qz) в ассоциации с лимонитом (Lim) (скв. E10003, гл. 0.8 м) (а-б); увеличенный фрагмент пористого монокварцита, отражающий несколько генераций кварца (Qz): микрокристаллический (неразличимо зернистый) (I), мелкозернистый – перистый, формирующий структуры обрастания (II) и мелкозернистый мозаичный (III) (скв. E10003, гл. 0.8 м) (в-г); брекчиевые монокварциты (Qz) с обломочной текстурой и обильным количеством трещин (Crack), частичнозаполненных гидроксидами железа (Lim) (скв. E10003, гл. 11.3 м) (д-е); алунитовый (Alu) кварцит (Qz) с вкрапленностью рудных минералов, представленных преимущественно пиритом (Py) (скв. E10003, гл. 55.7 м) (ж-з); диккитовые кварциты, где диккит (Dck) заполняет гнезда и пустоты выщелачивания в кварце (Qz) (скв. E10001, гл. 61.3 м) (и-к); увеличенный фрагмент предыдущего образца диккитовых кварцитов в обратно-отраженных электронах сканирующего микроскопа, демонстрирующей зерно диккита (Dck) в ассоциации с рутилом (Rt) на фоне кварца (Qz) (скв. E10001, гл. 61.3 м) (л); алунит (Alu)-диккитовые (Dck) кварциты (Qz)ⁱⁱ с вкраплениями пирита (Py) кубического габитуса (скв. E10003, гл/ 41.3 м) (м); увеличенный фрагмент предыдущего участка, показывающий тесные взаимоотношения вытянутых кристаллов алунита с доменными агрегатами диккита, выполняющие пустоты выщелачивания в кварце (скв. E10003, гл. 41.3 м) (н)</p>	61

1	2	3
4.9	Рудная зона Елена. Схематический разрез, демонстрирующий вертикальную зональность гидротермально-метасоматических изменений. Составлен Левочской Д.В., Рубан А.С.	62
4.10	Рисунок 4.10 - Рудная зона Лариса. Схема гидротермально-метасоматической зональности по скважине LR0001. Составил Рубан А.С.	64
4.11	Фотографии образцов (а, г, ж) полированных шлифов (б, в, д, е, з, и) метасоматитов рудной зоны Лариса в параллельных (б, д, з) и скрещенных (в, е, и) николях. Иллит (Ill)-хлоритовые (Chl) аргиллизиты с вкрапленностью пирита (Py) (скв. LR0001, гл. 80.5 м) (а-в); лептохлоритовый прожилок в кальцит-вермикулит-лептохлоритовом аргиллизите (скв. LR0001, гл. 92.8 м; Vm – вермикулит, Lpt - лептохлорит) (г-е); кварц (Qz) – кальцитовые (Cal) метасоматиты (скв. LR0001, гл. 122.0 м) (ж-и)	65
5.1	Тонкодисперсные частицы золота в (а) диккитовом кварците и агрегированные микроагрегаты (б-е) в порах монокварцитов рудной зоны Елена (а – скв. EL0001, гл. 116.9 м, б-в – скв. EL0003, гл. 18.3 м, г-е – скв. EL0003, гл. 10.3 м): Au – золото, Dck – диккит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах SE (а-в, д-е) и BSE (г)	69
5.2	Тонкодисперсные частицы золота (а) в кварце рудной зоны Людмила (скв. LD0002, гл. 48.2 м) и (б, в) микропоре зонального барита (скв. LD0002, гл. 45.7 м): Au – золото, Brt и Brt+Pb – барит и зона барита с повышенным содержанием Pb, соответственно, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах SE (а) BSE (б, в)	70
5.3	Тонкодисперсные частицы самородного золота в микропорах и трещинках пирита или в пространстве между пиритом и кварце среди метасоматитов рудной зоны Эми (а – скв. AM0003, гл. 30.5 м, б – скв. AM0003, гл. 38.8 м, в – скв. AM0003, гл. 46.4 м): Au – золото, Py и Py+Cu – пирит и пирит с примесью меди, соответственно, Ttr – тетраэдрит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах SE (б) и BSE (а, в)	71
5.4	Самородное золото (Au ₉₆₂ – цифровой индекс – проба) рудной зоны Эми: (а) в пирите (Py) скв. AM0003, гл. 150.4 м.; (б) в гиббсите (Gbs) скв. AM0003, гл. 157.3 м.; золото с примесью тантала (Au _{Ta}) в трещине пирита (Py) в обратно-отраженных (в) и вторичных (г) электронах скв. AM0003, гл. 170.2 м	71
5.5	Агрегаты самородной серы (Sulphur) в пустотах выщелачивания диккит-содержащего кварцита рудной зоны Елена (скв. EL0001, гл. 114.0 м): Dick – диккит, Brt – барит, Lim – лимонит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах BSE (а) и SE (б)	73
5.6	Самородная минерализация золота (Gold), железа (Iron), селен-теллура (Se-Te) в диккит-содержащем кварците рудной зоны Елена (скв. EL0003, гл. 18.3 м): Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах BSE и SE	73

1	2	3
5.7	Выделения самородного теллура (Native Te) неправильной формы, заполняющего пустоты в кварце (Qz II): (а) самородный теллур, цементирующий ассоциацию колломофорного и кристаллического медьсодержащего пирита (Pyr) и хемусита (Hemu); (б) сростание с сильванитом (Sylv), голдфилдитом (Gold), колорадоитом (Coloradoite); (в) содержит включение кавацилита (Kav) и колломорфного пирита (Pyr) (рудная зона Эми, скв. AM0003 гл. 38.8 м). СЭМ-снимки в детекторе BSE	74
5.8	Пириты (Pyr) рудной зоны Елена: (а) зерно неправильной формы с изъеденными границами и порами выщелачивания, заполненными кварцем (Qz) с включениями пирротина ($Fe_{1-x}S$) и ковеллина (CuS) (скв. EL0001, гл. 108.2 м); (б) вкрапленность пирита в диккит-алунитовых скоплениях (скв. EL0003, гл. 53.6 м). СЭМ-снимки в детекторе BSE	75
5.9	Различные по морфологии и облику кристаллов разновидности пирита (Pyr): (а) колломорфные агрегаты, обрастающие блёклыми рудами (Ttr – тетраэдрит, Tnt – теннантит) и кварцем (Qz) (скв. AM0003, гл. 46.4 м); (б) идиоморфные кристаллы пирита вытянутого внешнего облика сцементированные самородным теллуrom (Native Te) (скв. AM0003, гл. 38.8 м); (в) кристаллы додекаэдрического габитуса, цементирующиеся калаверитом (Kal) в кварце (Qz). (скв. AM0003, гл. 105.6 м) СЭМ-снимки в детекторе BSE	76
5.10	Бинарные диаграммы составов пиритов месторождения Светлое в координатах: Fe – S (а); Fe – Cu (б). Числами указаны глубины обнаружения с соответствующими цветами	79
5.11	- Зерно халькопирита (Csp) в полости выщелачивания алунит-диккитового кварцита рудной зоны Елена (Скв. EL0003, гл. 58.5 м): Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах BSE (а) и SE (б)	80
5.12	Эмульсионные включения халькопирита (Csp) и железистого тетраэдрита (Ttr_{Fe}) в железистом теннантите (Tnt_{Fe}) (а); Включения колломорфного медьсодержащего пирита (Pu_{Cu}) в зерне халькопирита с тетраэдритом ($Ttr_{Fe,Ag}$), межзерновое пространство которых заполнено сильванитом (Sylv) и самородным золотом (Au_{920}). Скв. AM0003, гл. 59.5 м. СЭМ-снимки в детекторе BSE	80
5.13	Морфология кристаллов ковеллина (Cv): (а, б) в порах выщелачивания кварцита; (в,г) во внешних каймах обрастания по халькопириту (Csp), который в свою очередь ассоциирует с теннантитом (Tnt; скв. AM0003, гл. 55.2 м): Qz – кварц, Py – пирит, Rt – рутил. СЭМ-снимки в детекторах SE (а, в) и BSE (б, г)	81

1	2	3
5.14	Вкрапления и микрогнезда галенита (а), сфалерита (б) и халькопирита (в) в кварц-кальцитовом метасоматите рудной зоны Лариса (скв. LR0001, гл. 122.0 м): Сср – халькопирит, Gп – галенит, Sp – сфалерит. СЭМ-снимки в детекторах SE (а) BSE (б, в)	82
5.15	Кристалл киновари (HgS) в полости выщелачивания монокварцита рудной зоны Елена (скв. EL0003, гл. 50.5 м): Qz – кварц. СЭМ-снимок в детекторе SE	82
5.16	Неправильные скопления акантита (Acnt) на лимонитовом агрегате (Lim) рудной зоны Людмила (скв. LD0001, гл. 74.0 м): Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах BSE (а) и SE (б)	83
5.17	Зёрна молибденита (Mol) в диккитовом агрегате (Dck), заполняющем полости в кварце (Qz) в обратно-отраженных (а) и вторичных (б) электронах. Скв. AM0003, гл. 184.0 м	83
5.18	Зональные кристаллы блёклых руд ряда теннантит-тетраэдрита (Ttr) в ассоциации с пиритом, содержащим примесь меди (Pyr with Cu) в кварце (Qz) (скв. AM0003, гл. 46.4 м). Зоны роста являются ловушками для наложенной теллуридной минерализации: сильванита (Sylv) и самородного теллура (Native Te). Карта элементного состава с использованием ЭДС-анализа сканирующего электронного микроскопа отражает неоднородный состав по содержанию мышьяка (As). СЭМ-снимки в детекторе BSE	84
5.19	Вариации содержания атомного количества (a.p.f.u.) Ag и Sb в составе блёклых руд рудной зоны Эми. Числами указаны глубины обнаружения с соответствующими цветами (желтые фигуративные точки для глубин 38.5-62 м, голубые – 31.6 м). Красная стрелка отражает линейный тренд изменчивости химического состава	85
5.20	Зональные кристаллы голдфилдита (Golfieldite) (скв. AM0003, гл. 38.2-38.8 м), обогащенные примесью Bi (Bi-rich bands) в ассоциации хемуситом (Hemu) и более поздними сильванитом (Sylv), колорадоитом (Color) (а); сильванитом (Sylv); сильванитом (Sylv), колорадоитом (Color) и самородным теллуrom (Te). Диаграмма As-Sb-Bi-Te составов голдфилдита и теллуросодержащих разностей группы теннантит-тетраэдрита (а). СЭМ снимки в BSE детекторе	88
5.21	Особенности химического состава блёклых руд рудных зон Эми и Людмила на тройной диаграмме As-Te-Sb (а). Числами указаны глубины обнаружения блёклых руд. Красными стрелками показаны линейные тренды изменчивости их химического состава с глубиной. (б) Контрастно-зональный кристалл голдфилдита (Golfieldite) с сингенетичным пиритом, обогащенным примесью меди (Pyr _{Cu}) (рудная зона Эми, скв. AM0003, гл. 38.2 м), с примесью Bi (Bi-rich bands) с поздними сильванитом (Sylv) и колорадоитом (Color). СЭМ снимок в BSE детекторе	89

1	2	3
5.22	Бинарные диаграммы, показывающие изменение химического состава блёклых руд рудных зон Эми и Людмила в координатах: Sb/As – Sb (а); As – Sb (б); Cu+Ag – Fe+Zn (в); Te – Sb (г); Zn – Sb (д); Fe – Zn (е) и линейные тренды изменчивости их химического состава с глубиной	90
5.23	Рисунок 5.23 - Кристаллы голдфилдита (Gf) в ассоциации с колломорфным (Col_Pу _{Cu} IIa) и кристаллическим медьсодержащим пиритом (Cry_Pу _{Cu} IIb) в кварце (Qz). Зеленой пунктирной линией помечены места повышенной флюидонасыщенности теллур-тетраэдрит(Ttr _{Te})-теннантитовой (Tnt) серии блеклых руд с богатой и разнообразной теллуровой и сульфидной минерализацией: мелонитом (Mel), алтаитом (Alt), сильванитом (Sylv), халькопиритом (Ccp), галенитом (Gn). СЭМ снимки в BSE детекторе	91
5.24	Кристаллы бурнонита (bournatite) в порах выщелачивания диккитового кварцита рудной зоны Елена (скв. EL0001, гл. 58.2 м): Qz – кварц. СЭМ-снимок в детекторе BSE	92
5.25	Вариации содержаний атомного количества (a.p.f.u) Sb и As в формуле бурнонита (Brn) рудных зон Елена (EL0001) и Людмила (LD0001-LD0002). Числами указаны глубины обнаружения. Желтыми стрелками указаны линейные тренды изменчивости химического состава с глубиной	92
5.26	Теллуридная минерализация рудной зоны Эми (а): теллуридная ассоциация серебросодержащих минералов: I) петцита (Ptz); II) гессита (Hess) и аргентотетраэдрита (ArTth), заполняющих промежутки между кристаллами пирита, содержащего примесь Cu в ассоциации с рутилом (Rt) на глубине 31.6 м (скв. AM0003, гл. 31.6 м); (б) теллуридная ассоциация золото-серебросодержащего сильванита (Sylv) I) в зонах трещиноватости и повышенной насыщенности голдфилдита (Gold) в совместной ассоциации с другими теллуридами: мелонитом (Mel), алтаитом (Alt), теллурантимном (Sb ₂ Te ₃); II) сильванит встречающийся в качестве вкрапленных зерен в тетраэдрите (Ttr); III) сильванит заполняющий трещины в пирите, содержащем примесь меди на глубине от 38.2-62.0 (скв. AM0003, гл. 46.4 м); (в) золотосодержащий теллурид – калаверит (Kal) цементирующий сложнокомбинированные кристаллы почти округлого габитуса пирита, содержащего медь в кварците на глубине 105.6 м (скв. AM0003, гл. 46.4 м). СЭМ-снимки в детекторе BSE	97
5.27	Тройная Au-Ag-Te диаграмма для теллуридов благородных металлов, отражающая золото-серебро-теллуридную ассоциацию зоны Эми с самородным золотом других рудных зон месторождения Светлое. Числами указаны глубины обнаружения	98

1	2	3
5.28	Многочисленные идиоморфные кристаллы теллуридов свинца (алтаита) и сурьмы (теллурантимоана) в кварце (Qz) рудной зоны Эми (скв. AM0003, гл. 76.2 м). СЭМ-снимки в детекторах BSE (а) и SE (б)	98
5.29	Агрегаты BiSbTe и AuAgBiSbTe (а, б) и акантита (б) измененные с покрытием ярозитом рудной зоны Людмила (скв. LD002, гл. 74.0 м): Akan – акантит, BiSbTe – теллурид Bi и Sb, AuAgBiSbTe – теллурид сложного состава Au, Ag, Bi, Sb, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторе BSE	99
5.30	Формы кристаллов хемусита (Hemu): (а) в ассоциации с пиритом (Pyr) в кварце (Qz), рудная зона Эми (скв. AM0003, гл. 38.8 м); (б) сростки кристаллов хемусита с пиритом (Pyr) (скв. AM0003, гл. 46.4 м); (в) идиоморфные кристаллы хемусита в халькопирите (Csp) (скв. AM0003 гл. 62.0 м). СЭМ-снимки в детекторе BSE	100
5.31	Вкрапления йодаргирита среди гётита в микропорах кварцита рудной зоны Людмила (скв. LD0002, гл. 74.0 м): Gth – гётит, Iodar – иодаргирит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторе BSE	101
6.1	Первичные и вторичные включения в зонах роста эвгедрального кварца рудной зоны Эми	103
6.2	Вторичные (а, г) и первичные (б, в) двухфазовые включения в кварце зоны Эми	104
6.3	Схематический разрез, показывающий изменение минеральных ассоциаций (Таблица 7.4) и температуры гомогенизации газожидких включений по скважине AM0003 рудной зоны Эми	104
6.4	Первичные газовые углекислотные включения в монокварците (а) и первичное двухфазовое включение в жильном кварце (б) рудной зоны Елена	105
6.5	Вторичные двухфазовые включения в кварце II генерации рудной зоны Елена	106
6.6	Раман-спектр газовой фазы вторичного двухфазного включения в кварце рудной зоны Елена (скв. EL0003, гл. 49.5 м)	106
6.7	Брекчевидный вторичный кварцит с рассеянной вкрапленностью пирита (Py), сцементированной кальцитом (Cb) (а); пирит в ассоциации с халькопиритом (Csp) в карбонате (б); пластинчатые агрегаты кальцита (в) рудной зоны Лариса. а, в – николи II, б – отраженный свет, г – николи +	107
6.8	Первичные двухфазовые включения в зонах роста кальцита рудной зоны Лариса	108
6.9	Вторичные двухфазовые (Тип 1) и водные (Тип 3) включения в кварце, локализованные вдоль трещин, рудная зона Людмила	109
6.10	Сводные гистограммы температур гомогенизации (а) и солености (б) для флюидных включений месторождения Светлое	110
6.11	Эволюционные кривые давления (а) и плотности флюида (б) с изменением температуры гомогенизации для флюидных включений месторождения Светлое	110

1	2	3
6.12	Монокварцит, содержащий колломорфный и эвгедральный (друзовый, призматический) кварц: (а) призматический кварц (николи II); (б) группа первичных газовой-жидких включений: пунктирной линией показаны контуры некоторых включений. На примере самого крупного включения указаны жидкая (ж) и газовая (г) фазы; (в) и (г) минеральная ассоциация монокварцита (в – в отраженном свете, г – в проходящем; николи II): Py – пирит, Ccp – халькопирит, Rt – рутил, Q – кварц	112
7.1	Генерации кварца во вторичных кварцитах: Qz I микрокристаллический (неразлично зернистый) метасоматический (а-е); Qz II мелко-, микрзернистый, формирующий структуры обрастания (а-в) и прожилки (д, е), колломорфный (г); Qz III мелкокристаллический эвгедральный (ж-и). В параллельных (б, ж) и скрещенных (а, в, з) николях, керне (д), СЭМ-снимки в детекторе BSE (г, и). а, б – скв. EL0003, гл. 0.8 м; д, е – гл. 53.6 м; в, г, ж-и – скв. AM0003, гл. 40.9 м.	116
7.2	Две генерации пирита вторичных кварцитов: рассеянная вкрапленность в метасоматитах Py I (а), медьсодержащий пирит колломорфный Py IIa (б) и кристаллический призматический, пентагондодекаэдрический Py IIb (в), пирит прожилков кубический, изометричный Py IIb (г, д), СЭМ-снимки в детекторе BSE. Скв. EL0003 гл.50.5 м (а), гл. 64 м (г), гл. 65 м (д); скв. AM0003, гл. 46.4 м (б), гл. 57.6 м (в)	117
7.3	Рутил-пирит-кварцевая минеральная ассоциация рудной зоны Елена (скв. EL003, глубины: а – 40.2 м, б – 19.5 м, в – 53.6 м). Py – пирит, Rt – рутил, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторе BSE	118
7.4	Пирит-диккит-алунит-кварцевая минеральная ассоциация и поздний пирит-кварцевый прожилков полиметаллической сульфидной с золотом ассоциации (скв. EL0003, глубина 51.5 м (а-б), скв. EL0001, глубина 108.2 м (в)). Alu – алунит, Dck – диккит, Py – пирит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторе BSE	119
7.5	Кристаллы алунита в виде отдельных скоплений (а) среди диккитового цемента (скв. EL0003, гл. 50.5 м) и в цементе (б) с диккитом и кварцем (EL0003, г. 51.5 м): Alu – алунит, Dck – диккит, Gth – гётит, Py – пирит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах BSE (а) и SE (б)	119
7.6	Рентгенограмма валового состава рудовмещающих метасоматитов рудной зоны Эми. Скв. AM0003, гл. 117.8; 133.1 м	120
7.7	Сванбергит (а) в кварците (скв. EL0003, гл. 105.8 м) и зональный вудхаузеит, замещающий апатит (скв. EL0003 гл. 48.1 м): Dck – диккит, Svpb – сванбергит, Qz – кварц, Wdh – вудхаузеит. СЭМ-снимки в детекторе BSE	121
7.8	Пирит-кальцит-хлорит—кварцевая минеральная ассоциация (скв. LR0001, глубина 92.8 м). Cal – кальцит, Chl – лептохлорит, Py – пирит. СЭМ-снимки в детекторе BSE	122

1	2	3
7.9	<p>Микрофотографии аншлифов в обратно-отраженных электронах сканирующего электронного микроскопа. (а) колломорфные агрегаты Cu-содержащего пирита (Col_PyCu_IIa) голдфилдит (Gf)-пирит-кварцевой минеральной ассоциации рудной зоны Эми. Взаимоотношения голдфилдит-пирит-кварцевой и золото-серебро-теллуридно-полиметаллической минеральных ассоциаций рудной зоны Эми: (б) колломорфный пирит (Col_PyCu_IIa) в тесной ассоциации с могонитом (Mog), обрастающий кристаллическим пиритом с голдфилдитом (Gf) и хемуситом (Hm), по краям обрастание более поздними силванитом (Syl), самородным теллуrom (Native Te), теллуристым тетраэдритом (TtrTe), колорадоитом (Clr) и продуктами их окисления (Ox_Sb_Te) в пустотах кристаллического кварца (Qz IIb); (в) ассоциация колломорфного (Col_PyCu (IIa)) и кристаллического (Cry_PyCu(IIb)) пирита с хемуситом (Hm), сцементированная самородным теллуrom (Native Te) в пустотах идиоморфного кварца (Qz III); (г-е) кристаллы голдфилдита (Gf), замещенные по зонам роста халькопиритом (Csp), силванитом (Sylv), мелонитом (Mel), галенитом (Gn), алтаитом (Alt); (ж) калаверит (Clv), обрастающий пентагондодекаэдрические кристаллы пирита (Cry_Py (IIb)), выполняющий трещины и промежутки между кристаллами идиоморфных кварца, пирита (IIb); (з) срастание кавациулита (Kaw) с призматическим пиритом (Cry_PyCu(IIb) в самородном теллуromе, кавациулит частично замещён продуктами окисления (Ox. pr of Kaw); (и-к) включение колломорфного пирита IIa (Col_PyCu (IIa), по трещинам замещённого тетраэдритом-(Fe) (TtrFe) силванитом (Syl), петцитом (Ptz), калаверитом (Clv) и самородным золотом (Au_{92.0}) - реликт в халькопирите (Csp). (Скв. AM0003, 38.2-46.4 м)</p>	124
7.10	<p>Кварц-серицитовые прожилки (а, б) в монокварцитах и полностью замещённые мусковитом (в, г) реликтовые вкрапленники плагиоклазов на фоне основной массы вулканического стекла в метасоматически изменённых андезитах (скв. Am0002 гл. 81.3 м (а), скв. Am0001 гл. 66.8 м (б)). Qz – кварц, Ser – серицит, Ore – рудный минерал, Mus – мусковит. Фотографии полированных шлифов в параллельных (а, в) и скрещенных (б, г) николях</p>	125
7.11	<p>Теллуровисмутит (TeIbI) в пирите пирит-теллуридной с золотом и серебром ассоциации (PyCu) (скв. AM0003, гл. 157.3 м.) (а); висмутин с примесью селена (BiS_{Se}) в кварце (Qz) (кв. AM0003, гл. 172.0 м) (б) рудной зоны Эми. СЭМ-снимки в детекторе BSE</p>	126

1	2	3
7.12	Золото-серебро-теллуридно-полиметаллическая ассоциация (рудная зона Лариса, скв. LR0001, глубины: а – 63.2 м, б – 112.6 м, в – 122.0 м, г – 124.4 м; д – рудная зона Елена, скв. EL0003, глубина 50.5 м). Au – самородное золото, Cal – кальцит, Cin – киноварь, Fsp – полевые шпаты, Gn – галенит, Ilт - иллит, Py – пирит (II), Sp – сфалерит. СЭМ-снимки в детекторе BSE	127
7.13	Переотложенное золото гипергенной эпохи (скв. EL0003, глубина 10.3-18.3 м). Au II – самородное золото гипергенной эпохи, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторе SE	128
7.14	Гипергенная с переотложенным золотом ассоциация рудной зоны Людмила. Akanth – акантит, Au-Ag-Sb-Te – смешанная и окисленная фаза теллуридов Au, Ag, Bi, Sb (штютцит+теллурантимон), Jrs – ярозит. Скв. LD0001, глубина 74.0 м. СЭМ-снимки в детекторе BSE	129
7.15	Микасайт в порах и микротрещинах кварцитов (а – рудная зона Эми, скв. AM0003, гл. 65.4 м, б – рудная зона Людмила, скв. LD0001, гл. 64.0 м): Jrs – ярозит, Mkst – микасайт, Py – пирит, Qz – кварц, Rt – рутил. СЭМ-снимки в детекторе BSE	129
7.16	Целестин-англезит (Clт-Ang) и целестин (Clт) в монокварцитах рудной зоны Эми (скв. AM0003, г. 57.6 м и (б) скв. AM0003, гл. 60.2 м): Py – пирит, Qz – кварц. СЭМ-снимки в детекторах BSE (а) и SE (б)	130
7.17	Микрофотографии (изображения SEM-BSE) минералов алюмофосфосульфатов (APS) месторождения Светлое. Обозначение минералов: пирит (Py IIb), диккит/каолинит (Dck/Kln), Ms/Ser(мусковит/серицит), ксенотим (Xnt), рутил (Rt) и кварц (Qz), теллурувисмутин (BiTe) и самородное золото с примесью Ni,Zn,Cu (Au+Ni+Zn+Cu). Скв. AM0003, гл. 117.8; 133.1 м	135
7.18	Микрофотографии увеличенного фрагмента зерна алюмосульфосфата (АСФ) в обратно-отраженных (а,в) и вторичных (б) и электронах СЭМа и профиль АВ, отражающий концентрацию микроэлементов в краевой части зерна. Ms/Ser – мусковит/серицит, Dck/Kln – диккит/каолинит, Py – пирит, Qz – кварц	136
7.19	Микрофотографии барита (Brt) в обратно рассеянных электронах сканирующего электронного микроскопа, демонстрирующие осцилляторную зональность, обусловленную обогащением отдельных зон свинцом (Brt+Pb). Qz III – кварц, Au – самородное золото.(скв. LD0002, гл. 48.2 м)	136