

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

На правах рукописи



НИКОЛАЕВА АНАСТАСИЯ НИКОЛАЕВНА

**ТЕЛЛУРО-ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КОЛЧЕДАННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АБЫЗ И МАЛЕЕВСКОЕ (РЕСПУБЛИКА КАЗАХСТАН)**

Специальность 1.6.10

Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

Доктор геолого-минералогических наук, профессор

Мазуров Алексей Карпович

Томск – 2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ.....	10
ГЛАВА 2. ИЗУЧЕННОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	13
2.1. Месторождение Абыз.....	13
2.2. Месторождение Малеевское.....	14
3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	17
3.1. Месторождение Абыз.....	17
3.1.1. Краткие сведения о геологическом строении района.....	17
3.1.2. Геологическое строение рудного поля месторождения Абыз.....	20
3.1.2.1. Стратиграфические образования.....	20
3.1.2.2. Магматизм.....	21
3.1.2.3. Тектонические нарушения.....	22
3.1.2.4. Петрографическая характеристика вмещающих толщ.....	22
3.1.2.5. Гидротермально-метасоматические образования.....	24
3.1.2.6. Морфология рудных тел.....	30
3.2. Месторождение Малеевское.....	32
3.2.1. Краткие сведения о геологическом строении района.....	32
3.2.2. Геологическое строение месторождения Малеевское.....	34
3.2.2.1. Стратиграфические образования.....	34
3.2.2.2. Магматизм.....	35
3.2.2.3. Тектонические нарушения.....	35
3.2.2.4. Петрографическая характеристика вмещающих толщ.....	36
3.2.2.5. Гидротермально-метасоматические образования.....	38
3.2.2.6. Морфология рудных тел.....	46
ГЛАВА 4. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД.....	49
4.1. Месторождение Абыз.....	49
4.1.1. Текстурно-структурные особенности руд.....	49
4.1.2. Минеральный состав руд.....	53
4.1.2.1. Рудные минералы.....	57
4.1.2.2. Нерудные минералы.....	67
4.1.2.3. Золото-серебряная минерализация.....	71
4.2. Месторождение Малеевское.....	77
4.2.1. Текстурно-структурные особенности руд.....	77
4.2.2. Минеральный состав руд.....	82
4.2.2.1. Рудные минералы.....	84
4.2.2.2. Нерудные минералы.....	92
4.2.2.3. Золото-серебряная минерализация.....	96

ГЛАВА 5. ТЕЛЛУРО-ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ	99
5.1. Месторождение Абыз	99
5.2. Месторождение Малеевское	123
5.3. Сходства и различия теллуру-висмутовой минерализации в колчеданных рудах месторождений	145
ГЛАВА 6. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ТЕЛЛУРО-ВИСМУТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ЕЕ МЕСТО В ПРОЦЕССАХ РУДООБРАЗОВАНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	147
6.1. Месторождение Абыз	147
6.1.1. Типы флюидных включений в кварце.....	147
6.1.2. Газовые фазы флюидных включений.....	148
6.1.3. Состав жидкой фазы и соленость растворов	149
6.1.4. Давление флюида	150
6.1.5. Температура минералообразования.....	150
6.1.6. Парагенетическая схема минералообразования	151
6.2. Месторождение Малеевское	156
6.2.1. Типы флюидных включений в кварце.....	156
6.2.2. Газовые фазы флюидных включений.....	158
6.2.3. Фазовый и химический состав растворов	158
6.2.4. Давление флюида	159
6.2.5. Температура минералообразования.....	160
6.2.6. Последовательность минералообразования.....	161
6.3. Сравнение температурных характеристик месторождений	165
ГЛАВА 7. ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТЕЛЛУРО-ВИСМУТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОГО И РУДНОГО-АЛТАЙСКОГО ПОЯСОВ	166
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	171
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	173

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Одним из приоритетных направлений политики в области недропользования является стратегия комплексного использования руд. Для эффективной эксплуатации руды в производстве важно знать ее минеральный состав и точное содержание примесей, которые в настоящее время свободно определяются современными аналитическими методами. Этот факт дает возможность более точного регулирования технологических процессов и оптимизации качества конечного продукта, что, в свою очередь, повышает эффективность и рентабельность производства цветных металлов.

Во многих работах по исследованию территории Казахстана сделаны акценты на изучение и увязку особенностей металлогении месторождений с разнотипными геодинамическими обстановками [Мирошниченко, 2001; Викентьев, 2004; Мазуров, 2005; Гаськов, 2015; Козлов, 2015 и др.]. Среди прочего отмечается, что наиболее богатыми элементами примесями являются колчеданные месторождения, приуроченные к палеостроводужным геодинамическим обстановкам [Мирошниченко и др., 2001]. Колчеданные руды имеют сложный и разнообразный химический состав, включающий в себя широкий спектр примесных элементов. В 70–90-х годах прошлого столетия, по причине отсутствия необходимого оборудования, в большинстве месторождений данного типа оставались слабо изученными примесные элементы, являющиеся востребованными промышленностью и имеющие высокую рыночную стоимость. Среди данных элементов-примесей до сих пор остаются малоисследованными металлоид теллур и металл висмут.

Актуальность настоящего исследования обусловлена дефицитом информации о поведении и формах нахождения нетрадиционных видов полезных ископаемых в виде рассеянных металлов (-идов), таких как теллур и висмут, в рудах колчеданных месторождений Казахстана, сформированных в палеостроводужных обстановках. Помимо это, в экологических соображениях необходимость извлечения данных элементов из руд заключается в их токсичности и существенном вкладе в деградацию почвенного покрова [Судьина и др., 2019; Естегнеева и др., 2023]. Несмотря на то, что экологические последствия загрязнения почв металлом висмутом (Bi) и металлоидом теллуrom (Te) исследованы весьма мало, масштабы и степень загрязнения ими почв с каждым годом увеличиваются. Шлаки, образующиеся в результате плавки руд и концентратов, вместе с другими металлургическими отходами, такими как хвостохранилища, все чаще становятся предметом серьезных экологических споров. Одним из способов снижения негативного воздействия шлаковых отходов на окружающую является попутное извлечение поллютантов из руд и дальнейшее их применение в качестве товарных продуктов (сплавы, термоэлектрические материалы, узкозонные полупроводники, производство пигментов, керамики и многое другое).

Цель работы. Изучение и сравнение условий формирования и закономерностей распределения теллуру-висмутовой минерализации в рудах колчеданных месторождений, приуроченных к островодужным палеогеодинамическим обстановкам, на примере месторождений Абыз и Малеевское (рисунок 1). Решение данного вопроса весьма важно и актуально как в научном, так и в прикладном отношении.

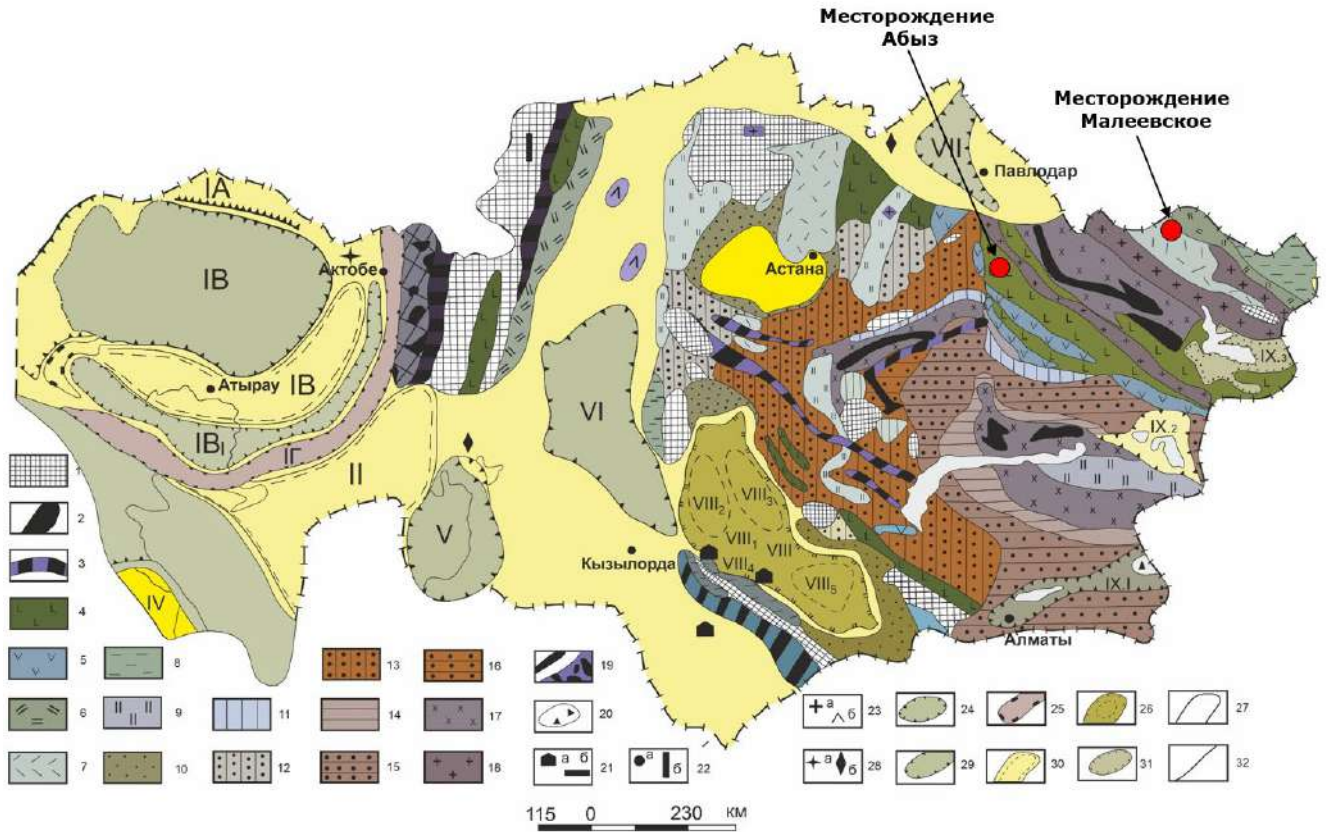


Рисунок 1 – Минерагеническая схема Казахстана [Мирошниченко и др., 2011 г. с дополнениями автора работы]. Условные обозначения: 1-19 – металлогенические комплексы допалеозоя и палеозоя: 1 – срединных массивов – архейский кумдыкольский (алмазы); протерозойские баянский (W), карсакапайский (Fe), кургасынский (Pb, Zn, Tr), рифейский шарыкский (Pb, Zn); 2 – рифтов океанических – девонский мугоджарский (Zn, Cu), средне-верхнедевонский шуулдакский (Mn, Ni), верхнедевонские чарский (Mn, Ni), косистекский (Mn, Ni); 3 – рифтов континентальных верхнедевонский атасуйский (Ba, Pb, Zn, Fe, Mn), ордовик-силурийский кызылэспетекелийский (Pb, Zn, Fe), триасовый мангистауский (Fe, Cu); 4 – островных дуг энсиматических ранней стадии – кембрийский бозшакольский (Au, Mo, Cu, Pb), девонские денисовский (Au, Cu, Ni), щекарабулакский (Au), ордовикский бестобинский (U); 5 – островных дуг энсиматических поздней стадии – рифейский кумустинский (Si, Pb, Zn, Au), ордовикские торткудукский (Cu, Pb, Zn, Au), майкаинский (Cu, Pb, Zn, Au), космурунский (Si, Pb, Zn, Au), сарытумский (Ba, Pb, Zn), шатыркольский (Au, Cu), карбоновый саурский (Mo, Cu); 6 – островных дуг энсиалических ранней стадии девонский холзунский (Pb, Zn, Mn, Fe), карбоновый валерьяновский (Fe, Mn, Pb, Zn); 7 – островных дуг энсиалических поздней стадии девонский рудноалтайский (As, Cu, Pb, Zn), ордовик-силурийский степнякский (Au); 8 – пассивных континентальных – окраин - кембрийские курумсакий (U, Mo, V), чулактауский (Tr, P); 9 – океанического дна кембрийский касагалинский (Fe, Mn), ордовикский ишимский (Fe, Mn), девон-карбоновый карамолинский (Fe, Mn); 10 – внутри континентальных бассейнов карбон-пермский жезказганский (Pb, Zn, Cu), девонский карбоновый шусарысуйский (Cu, Pb, Zn); 11 – окраинно-континентальный вулканоспасский (Au, plutonic поясов: 11 - 13 – девонского: 11 – фронтальной зоны Cu, 12 – центральной зоны богутинский (Mo, W), хантауский (Pb, Zn), нижнеилийский (Mo, Cu), ботабурумский (Mo, U), южно-джунгарский (S), таскайнарский (Ca,

F), куланкетпесский (Ca, F), 13 – тыловой зоны акбакайский (Au), самарский (Au, Mo, Cu), сырымбетский (Sn), кокшетауский (Mo, U), лосевский (Nb, Zr); 14 - 16 карбон-пермского: 14 – фронтальной зоны коунрад-актогайский (Au, Mo, Cu), 15 – центральной зоны восточно-коунрадский (Mo, W), алайгырский (Pb, Zn), балхашский (Cu, Ag, Au), каратасский (Mo, Cu), айский (Cu), 16 – тыловой зоны - акштатауский (Mo, W); 17, 18 – зон коллизий: 17 – симатических блоков карбон-триасовые бақырчик-суздальский (Au), джунгаро- балхашский (Co, Au, Mo, Cu), пермский камкорский (Cu, Ni), пермо-триасовый ирисуйский (Cu, Fe), 18 – сиалических блоков пермские калбинский (Ta, W, Sn), эспинский (TR); 19 – зон тектонизированных офиолитов ордовикский кимперсайский (Cr); 20 – угленосные бассейны Карагандинский, Экибастузский, Майкюбенский, Убаганский, Прииртышский, Шубаркольский, Илийский; 21 - 24 – рудные полезные ископаемые платформенного мезозой-кайнозойского чехла: 21 – U (a), Al (б); 22 – Au (a), Ni и Co (б); 23 – Ti (a), B (б); 24 – Sr (a), Fe (б), P (в); 25-30 – границы структурно-формационных элементов нефтегазоносных бассейнов: 25 – пассивных окраин: 1А – Северный борт Прикаспийской впадины; 18 – южный, юго-восточный и восточный склоны Астраханско-Актюбинского массива; 26 – внутриконтинентальный рифтовых систем, 16 – Центральная часть Прикаспийской впадины; III – Мангистауская; V – Уральская; VI – Торгайская; VII – Павлодар-Прииртышская; 27 – коллизионных зон: 1Г – Заволжско-Предуральская, 28 – срединных массивов: 18 – Астраханско-Актюбинского; 11 – Северо-Устюртского; IV – Кара-Богаз-Среднекаспийского; 29 – внутриконтинентальных бассейнов: VIII – Сарышуйского: VIII.1 – Тастинское поднятие, VIII.2 - VIII.5 – прогибы: VIII.2 – Кокпансорский, VII.3 – Тасбулакский, VIII.4 – Сузак-Байкадамский, VI.5 – Мойынкумский; 30 – орогенных (межгорных) впадин: IX.1 – Илийской, IX.2 – Алакольской, IX.3 – Зайсанской; 31 – граница мезозой-кайнозойских рыхлых отложений; 32 – границы геодинамических зон

Задачи исследования:

–изучить особенности минерального состава колчеданных руд и дать характеристику распределению основных рудных и сопутствующих примесных элементов в рудах;

–реконструировать стадийность процесса минералообразования и определить физико-химические условия формирования теллуру-висмутовой минерализации;

–дать прогнозно-металлогеническую оценку теллуру-висмут-сырьевого потенциала для колчеданных месторождений, приуроченных к островодужным палеогеодинамическим обстановкам.

Научная новизна. Для месторождений выполнен сравнительный анализ вещественных комплексов рудных тел, в которых детально изучены условия формирования и закономерности распределения теллуру-висмутовой минерализации. Впервые для колчеданных руд месторождения Абыз диагностированы ранее неизвестные такие минералы как калаверит $AuTe_2$, ченгуодаит $Ag_9FeTe_2S_4$, раклиджит $(Bi, Pb)_3Te_4$ и штюцит Ag_5Te_3 . В колчеданных рудах месторождения Малеевское впервые обнаружены плюмботеллурит $PbTeO_3$, цервеллеит Ag_4TeS , ксилингоит $Pb_3Bi_2S_6$ и неидентифицированный минерал с обобщенной формулой $PbAg_2Te$. Для колчеданных месторождений Казахстана установлена пространственная связь теллуру-висмутового оруденения с геодинамическими обстановками и выполнена оценка ресурсного потенциала металла висмута (Bi) и металлоида теллура (Te), создающая практическую основу для развития минерально-сырьевой базы.

Практическая значимость. Полученные результаты позволяют по-новому подойти к стратегии прогнозирования ресурсов минерального сырья колчеданных месторождений,

сформированных в геодинамических обстановках на территории Казахстана. Комплексное исследование распределения теллуру-висмутовой минерализации в колчеданных рудах также дает возможность более точного регулирования технологических процессов и оптимизации качества конечного продукта, что, несомненно, повышает рентабельность и эффективность производства цветных металлов.

Фактический материал и методы исследования. Для решения поставленных задач из основных рудных тел месторождений Абыз и Малеевское были отобраны бороздовые и керновые пробы весом от одного до трех килограммов в количестве 300 единиц. Лично диссертантом проведен комплекс исследований (в лаборатории отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов Томского Политехнического университета) с обработкой полученных результатов. В ходе работ были выполнены петрографическое и минераграфическое описания более 60 прозрачных и 300 полированных шлифов методом оптической микроскопии, а также более 100 анализов на основные пороодообразующие элементы с помощью рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Для выявления спектра примесных элементов был проведен масс-спектральный анализ с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в 40 сульфидных концентратах и 30 пробах истертых руд. В целях углубления знаний о морфологии теллуру-висмутовой минерализации и ее взаимосвязи с другими минералами было проведено изучение руд на сканирующем электронном микроскопе в сочетании с рентгенофлуоресцентным энергодисперсионным анализом (ЭДС). Для реконструкции стадийности процесса минералообразования в тридцати двуполированных пластинах выполнена термокриметрия более 100 флюидных включений в жильном кварце в комплексе с рамановской спектроскопией. Обработка материалов проводилась с использованием компьютерных программ: CorelDRAW, ArcGIS, Aztec, Vega TC, LinkSys-32, Statistica, Surfer. Сравнительный анализ полученных данных, их интерпретация и выводы сделаны на основании обзора ранее опубликованных работ по теме исследования.

Основные защищаемые положения:

1. Колчеданные руды месторождений Абыз (островная энсиматическая дуга) и Малеевское (островная энсиалическая дуга) имеют сходные текстурно-структурные характеристики и минеральный состав, но отличаются набором теллуру-висмутовой минерализации, фиксирующейся в виде самостоятельных минералов, представленных сульфидами, оксидами, сульфосолями, теллуридами и самородными формами выделения.

2. На месторождении Абыз теллуру-висмутовая минерализация кристаллизовалась в заключительную золото-серебро-висмут-теллуридную минеральную ассоциацию рудной стадии при температурном диапазоне 236...113 °С и давлении 550...300 бар. На Малеевском месторождении наблюдается формирование минералов теллуру-висмутового состава в заключительную серебро-висмут-теллурид-сульфидную минеральную ассоциацию рудной стадии при температурном диапазоне 280...150 °С и давлении 615...400 бар.

3. Для колчеданных месторождений, сформированных в островодужных палеогеодинамических обстановках, спрогнозированы перспективы развития минерально-сырьевой базы на теллур и висмут в пределах территории Центрального и Восточного Казахстана. В рудах колчеданных месторождений, приуроченных к океанической коре, доминирует теллуридсодержащая минерализация, а в рудах колчеданных месторождений континентальной коры – висмутсодержащая.

Личный вклад автора. Личный вклад автора заключается в формулировании цели, задач и защищаемых положений диссертационной работы, самостоятельном проведении

исследований, а также обработке и интерпретации полученных результатов в лаборатории отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов Томского Политехнического университета (г. Томск).

Апробация работы и публикации. По теме диссертационной работы опубликовано 17 работ, из которых 5 статей в журналах, рекомендованных ВАК и входящих в базу данных Scopus. Результаты обсуждались на Международных симпозиумах имени академика М. А. Усова (2020, 2021, 2022, 2023, 2024 гг.), X, XI, XII Российской молодёжной научно-практической Школе «Новое в познании процессов рудообразования (2021, 2022, 2023 гг.), X, XI международной Сибирской конференции (2022, 2024 гг.), XI Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле (2024 г.), а также на Молодежной научной школе-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (2023 г.), на которой автору работы был вручен диплом за лучший доклад в секции.

Часть диссертационных исследований выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № FSWW–2023–0010).

Структура работы. Общий объем диссертационной работы 182 страницы, сопровождающийся 114 рисунками, 20 таблицами и списком литературы из 133 наименований. Текст диссертации включает в себя введение, семь глав и заключение.

В первой главе «Методика исследования» описан ряд комплексных работ, выполненных с целью изучения вещественного состава руд месторождений Абыз и Малеевское.

Во второй главе представлен обзор ранее выполненных работ и охарактеризованы степени изученности месторождений.

В третьей главе даны общие сведения о геологическом строении районов и рудных полей месторождений, включающие в себя стратиграфию, магматизм, тектонику, петрографическую характеристику вмещающих толщ, гидротермально-метасоматические образования и морфологию рудных тел.

Четвертая глава «Вещественный состав руд» включает в себя характеристику текстурно-структурных особенностей руд и подробное описание их минерального состава. В главе представлено частичное обоснование первого, второго и третьего положений.

Пятая глава содержит в себе результаты исследования теллуру-висмутовой минерализации в колчеданных рудах. Материалы главы охватывают обоснования первого, а также частично второго и третьего положений.

Шестая глава включает в себя данные термобарогеохимических исследований флюидных включений в жильном кварце. На основании проведенных экспериментов определен состав гидротермального флюида и его РТХ-параметры в дорудную, рудную и пострудную стадии гидротермального этапа минералообразования месторождений. Глава содержит материалы, использованные при обосновании второго положения.

Заключительная **седьмая глава** охватывает данные по установлению пространственной связи Те-Ві оруденения с геодинамическими обстановками и прогнозированию потенциала попутного извлечения теллура и висмута из руд колчеданных месторождений, сформированных в палеостроводужных обстановках, на территории Восточного и Центрального Казахстана. Глава содержит материалы, примененные при обосновании третьего защищаемого положения.

Благодарности. Автор работы искренне благодарна за помощь, мотивацию и поддержку в написании диссертации своему научному руководителю доктору геолого-минералогических

наук, профессору А. К. Мазурову. Автор глубоко признателен сотрудникам НИ ТПУ: кандидату геолого-минералогических наук, доценту М.А. Рудмину, кандидату геолого-минералогических наук, доценту А.С. Рубану, кандидату геолого-минералогических наук, доценту Т.Ю. Якич, доктору геолого-минералогических наук, профессору В. Г. Ворошилову, кандидату геолого-минералогических наук, доценту Е.А. Синкиной, кандидату геолого-минералогических наук, доценту О.В. Савиновой за консультацию, помощь и полезные советы при создании данной работы.

ГЛАВА 1. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения поставленных задач диссертационного исследования из основных рудных тел месторождений Абыз и Малеевское были отобраны бороздовые и керновые пробы весом от одного до трех килограммов. Сперва образцы были макроскопически описаны: при визуальном осмотре отмечался цвет и оттенки пород, текстура, структура и минеральный состав. Далее с целью детального изучения вещественного состава руд и определения условий их формирования применялся целый комплекс работ, а именно:

- петрографическое изучение прозрачных шлифов;
- минераграфическая характеристика полированных шлифов (аншлифов);
- минералогические исследования;
- геохимические исследования;
- термобарогеохимические исследования.

Обработка всех полученных материалов проводилась с использованием компьютерных программ: CorelDRAW, ArcGIS, Aztec, Vega TV, LinkSys-32, Statistica, Surfer. Сравнительный анализ полученных данных, их интерпретация и выводы сделаны на основании обзора ранее опубликованных работ по теме исследования.

Петрографическое и минераграфическое изучения прозрачных и полированных шлифов (аншлифов)

Рудная микроскопия (минераграфия). Значение этого метода велико при изучении рудных месторождений, как для точной диагностики слагающих руду минералов и их парагенетических ассоциаций, так и для правильного понимания процесса рудообразования. Для исследования методом рудной минераграфии было изготовлено более 300 полированных шлифов (аншлифов) из кусочков руд. Изучение проводилось на исследовательском микроскопе отраженного света Zeiss Imager 2m в отделении геологии (ОГ) инженерной школы природных ресурсов (ИШПР) Национального Исследовательского Томского политехнического университета (НИ ТПУ).

Петрографический анализ проводился с целью изучения минерального состава и структурных особенностей исходных и метасоматически измененных пород. Исследования проводились в ОГ ИШПР НИ ТПУ на поляризационном микроскопе проходящего света Olympus BX53F. Для петрографических исследований было изготовлено более 60 прозрачных шлифов.

Минералогические исследования

Сканирующая электронная микроскопия. В целях углубления знаний о морфологии теллуру-висмутовой минерализации и ее взаимосвязи с другими минералами (в частности сульфидами) было проведено исследование руд с использованием сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Электронно-микроскопические исследования выполнены в ОГ ИШПР НИ ТПУ на приборе Tescan Vega 3 SBU с термоэмиссионным вольфрамовым катодом, позволяющем качественно оценить состав минералов, получать изображения поверхности руд с высоким пространственным разрешением (до 30 нанометров) и проводить полуколичественное (качественное) определение элементов от Na до U с содержанием от 0,1 до 100 мас. %. Также микроскоп имеет приставку для рентгенфлуоресцентного энергодисперсионного анализа (ЭДС) OXFORD X-Max 50. Работа на микроскопе происходила с использованием компьютерных программ Aztec (определение химических элементов и получение сводной таблицы) и Vega TC (СЭМ-изображения). В процессе исследований проводилась съемка поверхности руд и

качественное определение состава зёрен по всей площади. Особое внимание уделялось разнообразным включениям Те- и Ви-содержащих минералов и взаимоотношению их с другими минеральными единицами.

Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА). С целью геохимической характеристики метасоматически измененных пород был проведен силикатный анализ на основные породообразующие элементы Na, Mg, Al, Si, P, K, S, T, Mn, Fe в виде их окислов. РФА выполнялся в ОГ ИШПР НИ ТПУ с использованием микроанализатора HORIBA X-Ray Analytical Microscope XGT 7200, оснащенного энергодисперсионным детектором с пределом обнаружения химических элементов до 0,01 % и площадью сканирования от 10 мкм до 100 см³. Данный прибор позволяет делать качественный и количественный химический анализ в диапазоне измерения элементов от натрия до урана, а также анализировать распределения элементов с использованием функции картирования. Всего было проанализировано более 50 образцов. В проведенных исследованиях был получен элементный состав пород.

Рамановская спектроскопия. Для качественного анализа выделения имеющихся генераций минералов (предпочтительно кварца, карбонатов и глины) в рудах и метасоматитах, а также определения состава газов во включениях использовался спектрометр комбинационного рассеяния с конфокальным микроскопом Thermo Scientific Raman Microscope DXR2, находящийся в лаборатории отделения геологии ИШПР ТПУ. Время единичного анализа занимает миллисекунды, а обработка спектров возможна в автоматическом режиме. Условия анализа: длина волны лазера – 785 нм, мощность – до 10 мВт, время экспозиции – 2 секунды, количество экспозиций – 3 для диапазона 0...3,364 см⁻¹ с трехскоростным накоплением.

Шлиховые исследования. Подготовка шлихов с целью минералогического анализа заключалась в следующем: дробление и истирание руд с породами и их рассевом вручную на ситах. Дробление происходило в лаборатории отделения геологии ИШПР НИ ТПУ с помощью щековой дробилки, а измельчение – кольцевой мельницей Rocklabs. Так как средняя проба по минералогическому составу и количественным соотношениям присутствующих минералов должна с достаточной точностью представлять исходную пробу шлиха, средняя проба отбиралась из равномернoзернистого материала каждого класса крупности. Пробы были подвергнуты минералогическому анализу, который состоял в изучении проб под биноклем МСП-1 и определении в них минералов (по внешнему виду, физическим и химическим свойствам: форме граней, габитусу кристаллов, характеру кристаллических граней, осколков, излома, спайности, штриховке, прозрачности, блеску, цвету, твердости).

Помимо этого, в процессе работ для геохимических исследований вручную под биноклем были отобраны 40 проб сульфидных концентратов для проведения ICP-MS анализа с индуктивно-связанной плазмой с целью выявления редких рассеянных элементов.

Также для оценки уровня эродированного оруденения на месторождениях Абыз и Малеевское были подготовлены 30 проб истертой руды с целью обнаружения в них мультипликативных показателей, дающих оценку уровня эрозионного среза.

Геохимические исследования

Масс-спектральный анализ с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) является одним из мощнейших способов качественной идентификации веществ и их количественного определения. Данный вид исследований проводился на масс-спектрометрах ELAN-9000 DRC-e (аналитик Т.А. Филипас в химико-аналитическом центре «Плазма», г. Томск) и Delta V Plus ((Thermo Fisher Scientific, Бремен, Германия) в Казанском (Приволжском) Государственном университете).

В ходе работ на весь спектр элементов было исследовано 40 сульфидных концентратов и на ограниченный спектр элементов 30 проб истертых руд.

Термобарогеохимические исследования

Крио-термометрические изучения флюидных включений. В ходе выполнения термобарогеохимических исследований выполнен анализ физико-химических параметров образования кварцевых жил следующих вещественных комплексов месторождений: безрудных участков, минерализованных зон и рудных интервалов. На основании рассчитанных параметров были выделены особенности флюидного режима образования каждой стадии гидротермального этапа минералообразования.

Флюидные включения изучены в 30 кварцевых двуполированных пластинах толщиной до 0,5 мм. Для характеристики морфологии и размеров ГЖВ пластины были изучены на микроскопе Carl Zeiss Axio Imager в проходящем свете. Для определения РТХ-параметров формирования кварцевых жил флюидные включения изучены методами термометрии, криометрии и рамановской спектроскопии. При помощи крио- и термометрических исследований ГЖВ установлены такие температуры фазовых переходов как температура эвтектики (начало плавления льда – появление первых капель жидкости при оттаивании замерзшего водного раствора), температура полного плавления льда (исчезновение последнего кристаллика льда в растворе), температура общей гомогенизации (нагревание включения до того момента, пока не останется лишь одна фаза – газ или жидкость), температура растворения дочернего минерала (исчезновение кристаллика), температура частичной гомогенизации (температура гомогенизации углекислоты в газовом пузырьке), температура плавления фазы углекислоты с примесями (температура перехода из твердого состояния в жидкость в присутствии газовой фазы). Опыты по нагреванию и замораживанию выполнены в отделении геологии ИШПР НИ ТПУ с помощью термокамеры THMSG-600 с программным обеспечением LinkSys-32 производства Linkam, совмещенной с оптическим микроскопом Carl Zeiss Axio Imager. Прибор позволяет выполнить измерение фазовых переходов температур в интервале от -200°С до +600°С. Охлаждалась криокамера жидким азотом. Соленость жидкого включения определялась по температуре плавления последнего кристаллика льда в растворе и выражалась в мас.%, % через эквивалент NaCl [Кужугет и др., 2019]. Состав водных растворов включений определялся по температурам эвтектик различных солевых систем [Ганеев и др., 2008], а давление флюида рассчитывалась по методике, описанной в работе Гибшер Н. А. и др., 2017.

При помощи рамановской спектроскопии изучался состав газовой фазы флюидных включений в кварце. Исследования выполнены на спектрометре комбинационного рассеяния с конфокальным микроскопом DXR2 Raman Microscope фирмы Thermo Fisher с полупроводниковым детектором и твердотельным лазером с длиной волны 785 нм, мощностью 10 мВт. Диаметр сфокусированного лазерного луча 0,9 мкм.

ГЛАВА 2. ИЗУЧЕННОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

2.1. Месторождение Абыз

Месторождения колчеданных руд в Чингиз-Тарбогатайской структурно-формационной зоне Казахстана известны с бронзового века. Первые сведения о геологическом строении этих месторождений были получены в 1895 году геологом А. А. Краснопольским, который определил их промышленную ценность. В результате развития горнорудной промышленности в районе колчеданные руды имели различные направления использования. В 1916...1918 гг. руды добывались карьерным способом и использовались как бурые железняки, в 1926...1930 гг. эти же руды использовались в качестве сырья для сернокислотного производства.

Планомерное геологическое изучение колчеданных месторождений в Предчингизье было начато в 1926 году под руководством Н.Т. Кассина, Р. Т. Барукаева и Г. И. Медоева. В результате проведенных работ в рудах были установлены значительные запасы золота и с 1933 года колчеданные месторождения стали рассматриваться как медно-свинцово-цинковые с золотом.

В 1960 году А.М. Шуруновой и М.А. Куминовой были обобщены данные геофизических работ, проведенных на территории листа М-43-XXIII по состоянию на 01.01.1960 г., которые позволили наметить наиболее перспективные зоны для поисков черных, цветных и редких металлов. В 1973...1975 гг. на площади была проведена наземная литохимическая съемка масштаба 1:50 000 (А. Дудик, В. Дудик, Б. Малыс) Центральной геохимической экспедицией ПГО «Южказгеология», в результате которой была выявлена комплексная (золото-медь, свинец-цинк-серебро-мышьяк) геохимическая аномалия № 43, рекомендованная для постановки детализационных работ. Проведенными поисково-оценочными работами было открыто колчеданное месторождение Абыз. Дальнейшая оценка масштабов и промышленной значимости данного месторождения, предварительная и детальная разведка (1982...1993 гг.) осуществлялись экспедициями ПГО «ЦентрКазгеология». В результате проведенных работ Абыз был оценен как мелкое месторождение с ориентировочными запасами золота в зоне окисления до 2 тонн. Промышленных концентраций золота и полиметаллов ниже зоны окисления обнаружено не было.

По результатам проведенных работ промышленное оруденение разведано на 900 м по простиранию в субмеридиональном направлении и до глубины 650...700 м по падению. В пределах месторождения выделено два участка: Восточный в интервале глубин 10...350 м и Западный в интервале глубин 280...700 м с безрудным промежутком по падению между ними. В целом в пределах месторождения выделено 16 рудных тел. Средние содержания свинца в рудах 0,37%, цинка – 5,37%, меди – 2,33%, золота – 6,6 г/т, серебра – 64,6 г/т. Содержания попутных компонентов: сера сульфидная – 25,95 %, селен – 30,2 г/т, теллур – 36 г/т, кадмий – 99,9 г/т, индий – 11,6 г/т, ртуть – 4,1 г/т.

В 1990 году оперативно подсчитанные запасы окисленных руд месторождения в количестве 38 тыс. т руды и 272 кг золота были переданы Майкаинскому ГОКу для проведения опытной эксплуатации. В 1991 году указанным ГОКом добыто 1,6 тыс. т руды и 18,8 кг золота, а в 1993 году дополнительно добыто 3,0 тыс. т руды и 16 кг золота. Дальнейшая добыча ГОКом не производилась по организационно-экономическим причинам. С 2005 года месторождение Абыз введено в эксплуатацию и по настоящее время обрабатывается подземным способом, переработка руд осуществляется на Карагайлинском ГОКе [Протокол общественных слушаний..., 2021].

По данным изучения вещественного состава руд, результатам фазовых анализов и технологических исследований руды месторождения представлены различными геологическими типами, а сравнение технологических показателей обогатимости данных типов руд лабораторных и малообъемных смесевых проб показывают, что они могут перерабатываться по схеме обогащения медно-цинковых колчеданных руд.

Для совершенствования технологии попутного извлечения золота из сульфидных руд месторождения Абыз в 2015 году было изучено распределение форм золота в продуктах обогащения на Карагайлинской обогатительной фабрике (ОФ). Расчет распределения форм золота в представленных сульфидных рудах показал невысокую долю амальгамируемого – 11,86 % и значительную часть цианируемого золота – 39,7 % (таблица 2.1).

Таблица 2.1 – Распределение форм золота в разгрузках первой стадии обогащения при переработке руд месторождения Абыз [Арустамян, 2016]

Продукт	Свободные формы золота (свободного и в открытых сростках)		Сростковые формы золота		
	Амальга- мируемого	Цианируемого	Покр ыто окисными пленками	Зак люченного в сульфидах	В поро дообразующих минералах
Cu-Zn руда	11,86	39,7	3,14	35,85	9,43

Следует отметить, что при качестве медного концентрата 10 % из руд, перерабатываемых на Карагайлинской ОФ (ТОО «Казахмыс»), извлечение золота составило порядка 55–58 %, что на 15 % ниже теоретически возможного.

В 2018 году по просьбе ТОО «Корпорация Казахмыс» специалистами компании ООО «МЭК-Майнинг» изучена возможность повышения технологических показателей при обогащении труднообогатимого типа золотосодержащих медно-цинково-пиритных руд месторождения Абыз по отношению, к ранее полученным показателям, при их промышленной переработке на Карагайлинской обогатительной фабрике [Дюсембаева, 1992]. По результатам корректировки режима переработки золотосодержащей медно-цинково-пиритной руды месторождения Абыз получены цинковый, медно-пиритный и пиритный концентраты. В контурах основных рудных тел подсчитаны запасы (Ag, S, Se, Te, Au, In).

В 2020 году данный объект впервые за многие годы дал свой план по выдаче металлов: по золоту 666 кг, по серебру 10239 кг, по меди 5483 т [<https://kazakhmys.kz/ru/news/item-a-new-breath-of-the-mine-abyz>].

Отработка месторождения подземным способом предусматривается до 2032 года. Предусматривается отработка общей производительностью 600 тыс. тонн руды в год [протокол общественных слушаний..., 2021].

2.2. Месторождение Малеевское

Рудный Алтай является одной из крупнейших колчеданосных провинций мира, а в Казахской ее части обнаружены наиболее крупные месторождения меди, свинца и цинка (Ридер-Сокольное, Тишинское, Зыряновское, Малеевское, Белоусовское, Николаевское, Артемьевское, Орловское и др.). По оценкам ряда авторов суммарные ресурсы свинца, цинка и меди провинции с учетом отработанных за весь период с XVIII в. составляют 65...68 млн. т. При

этом в рудах содержатся значительные количества золота (2...2,5 тыс. т), серебра (45...50 тыс. т) и редких элементов [Попов, 1998].

Огромный вклад в изучение геологии и металлогении Рудного Алтая внесли работы Авдониной В.В., Стучевского Н.И., Курек Н.П., Булова П.П., Хисамитдунова М.Г., Ажгирея Д.Г., Баранова В.Д., Беспяева Х.А., Бубличенко Н.Л., Ю.Ю., Ганженко А.А., Горжевского Д.И., Дьячкова Б. А., Иванкина П.Ф., Каюпова А.К., Ковриго О.А., Козлова М.С., Крейтер И.В., Кузбнова В.С., Митряевой Н.М., Наумова В.А., Нехорошева В.П., Покровской И.В., Пономарева Э.С., Старостина В.И., Чекалина В.М., Юдовской М.А., Щербы Г.Н., Яковлева Г.Ф., Гаськова И.В. и многих других.

За длительный период на Рудном Алтае выявлено более 150 рудных проявлений цветных металлов, которые по структурно-формационной приуроченности группируются в рудные узлы, из них основную промышленную ценность представляет Ревнюшинский рудный узел. В его пределах месторождения, рудопроявления и точки минерализации размещаются на четырёх рудных полях: Зыряновском, Греховском, Малеевско-Путинцевском и Богатырёвско-Осочихинском. Геологическое изучение Малеевского месторождения неразрывно связано с освоением и развитием Зыряновского горнорудного района на Рудном Алтае.

Малеевское месторождение, приуроченное к Зыряновскому рудному полю, открыто в 1810 году маркшейдером Малеевым. До 1852 года проводилась разведка с попутной добычей меди, свинца и серебра. После значительного (почти столетнего перерыва) в 1950 году Бухтарминская партия Алтайской экспедиции «Казгеоуправление» на Малеевском участке начала проходку горных выработок и бурение скважин. В результате был обнаружен на поверхности выход богатых окисленных руд и впервые произведен оперативный подсчет запасов по категории С₁ [<https://www.webmineral.com>]. В 1981 году открылись новые перспективы месторождения после выявления очень крупной «слепой» Родниковской залежи руды, содержащей около 85,9% разведанных запасов месторождения. В результате разведочных работ последних лет к концу 80-х годов запасы Малеевского месторождения были многократно увеличены, а в 1982 году начата отработка подземным способом [Попов, 1995].

После утверждения запасов месторождения в 1987 году на его флангах и глубоких горизонтах Зыряновской ГРЭ до 1994 года продолжались поисковые и поисково-оценочные работы. При этом были выявлены две новых рудных зоны, названные Холодной и Луговой. Дана оценка запасов по категории С₂ северо-западного фланга Родниковой рудной зоны, юго-восточной части Холодной рудной зоны, Бобровской и Октябрьской зон. В настоящее время на месторождении установлено семь субпараллельных рудных зон (с северо-востока на юго-запад) – Платовская, Октябрьская, Малеевская, Родниковая, Бобровская, Холодная и Луговая [Заключение листинговой комиссии по простым акциям АО «КАЗЦИНК», 2004].

Детально изучены и разведаны Малеевская и Родниковая зоны. Наиболее крупной по запасам является вторая зона, запасы руды которой составляют 85,6%, объем запасов цветных металлов – 85,9% от всех запасов Малеевского месторождения.

По размерам рудных тел выделяются три группы: крупные, средние и мелкие. К крупным рудным телам относятся рудное тело Малеевской рудной зоны и два тела Родниковой. В них сосредоточен 91% запасов всего месторождения. Средние по размерам рудные тела выделены только в Родниковой зоне, и доля их в общих запасах месторождения составляет около 6%. Доля в общих запасах, оставшихся двадцати мелких рудных тел, не превышает 3% [Программа производственного экологического контроля горно-обогачительного комплекса «Алтай» ТОО «Казцинг» ..., 2022].

Главными рудными компонентами Малеевского месторождения являются цинк, медь, свинец, в качестве примесей присутствуют золото, серебро, кадмий, висмут, индий, селен, теллур, сурьма, мышьяк и другие элементы. В центральных частях Родниковой и Холодной зон месторождения преобладает медь, на флангах, особенно юго-восточных и северо-западных – свинец. Преобладание свинца над медью также характерно для Октябрьской и Бобровской рудных зон. По преобладанию основных рудных элементов на месторождении выделяются следующие природные (минералогические) типы руд: цинковая, колчеданная барит-цинково-свинцово-медная или полиметаллическая, свинцово-цинковая, колчеданно-медно-цинковая, медно-колчеданная, серно-колчеданная. Природные типы объединены в два технологических сорта руды – полиметаллический и медно-цинковый. Зыряновская обогатительная фабрика главным образом перерабатывает руду Малеевского месторождения полиметаллического и медно-цинкового типа с получением медного, цинкового и свинцового концентратов. В таблице 2.2 представлены технологические показатели обогащения руды Малеевского месторождения.

Таблица 2.2 – Технологические показатели обогащения руды Малеевского месторождения [Гусев и др, 2008]

Продукты	Выход, %	Содержание, %			Извлечение, %		
		Cu	Pb	Zn	Cu	Pb	Zn
Руда	100,0	1,70	1,14	8,39	100,00	100,00	100,00
Медный концентрат	5,20	22,43	2,48	4,66	68,70	11,34	2,90
Свинцовый концентрат	1,30	2,32	60,06	4,79	1,75	67,40	0,70
Цинковый концентрат	14,10	1,70	0,43	48,26	14,05	5,34	80,90
Отвальные хвосты	79,40	0,33	0,23	1,64	15,50	15,92	15,50

Запасы месторождения были утверждены Государственной комиссией по запасам СССР 27 февраля 1987 года по состоянию на 01 апреля 1986 года. Состояние запасов указанного месторождения на 01 января 2003 года следующее [Заключение Листинговой комиссии по простым акциям АО «КАЗЦИНК», 2004]:

- запасы руды на месторождении по категориям В + С₁ – 35,548 тыс. тонн, в том числе запасы в руде цинка – 2,743 тыс. тонн (среднее содержание металла в руде – 7,72%), свинца – 439,3 тыс. тонн (1,24%), меди – 845,9 тыс. тонн (2,38%), серебра – 2,7 тыс. тонн (76,97 г/т), золота – 18,4 тонн (0,52 г/т);
- запасы руды на месторождении по категории С₂ – 2,472 тыс. тонн, в том числе запасы в руде цинка – 195,4 тыс. тонн (7,90%), свинца – 45,3 тыс. тонн (1,83%), меди – 23,8 тыс. тонн (0,96%), серебра – 99,9 тонн (40,41 г/т), золота – 1,6 тонн (0,63 г/т).

В настоящее время, Малеевское месторождение, являющееся основой сырьевой базы Зыряновского горно-обогатительного комплекса ТОО «Казцинк», наиболее крупное из колчеданных месторождений на Рудном Алтае. Оработка его планируется до 2026 года.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

3.1. Месторождение Абыз

Раннекаледонская эпоха (Є₁ – О₃, 120 млн. лет) определила главное колчеданное медно-цинковое и полиметаллическое оруденение Чингиз-Тарбагатая, связанное с мощным базальтоидным вулканизмом ранней стадии. Последовательная серия вулканогенных формаций (Є₁–О₃) сопровождалась стратиформной железной, колчеданной полиметаллической и медно-цинковой формациями. В нижнем структурном ярусе сконцентрировано главное медно-колчеданное оруденение в поясах базальтоидного вулканизма, сформированных над поднятиями metabазальтового слоя. Общий геохимический профиль эпохи (Fe, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Mn, Ba и др.) имеет рассеянный характер [Гаськов, 2015].

3.1.1. Краткие сведения о геологическом строении района

Геологическое строение района довольно сложное, вследствие расположения его на стыке двух крупнейших структур Центрального Казахстана: Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и Северо-Балхашского мегасинклинория, разделенных меридиональным Центрально-Казахстанским разломом. Для района характерно наличие спектра стратиграфических подразделений (рисунок 3.1) от О₁₋₂ (Предчингизский синклинорий) до Р₁ (Токрауский синклинорий). Площадь Токрауского синклинория относится к районам внутренней зоны области герцинской стабилизации и сложена вулканогенными образованиями карбона и перми, прорванными многочисленными складчатыми и орогенными интрузиями гранитоидов различного состава. Предчингизский синклинорий относится к внешней зоне области герцинской стабилизации и является как бы переходной зоной от Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория к более молодым структурам каледонид и герцинид.

Интрузивные образования наиболее развиты в западной части района и подразделены на следующие интрузивные комплексы:

- раннедевонский интрузивный комплекс;
- среднедевонский дайковый комплекс;
- среднедевонский (Карасорский) интрузивный комплекс;
- раннепермский (Топарский) интрузивный комплекс;
- позднепермский (Кокдомбакский) интрузивный комплекс.

Разрывные нарушения играют большое значение в формировании структур района и имеют характер сбросов и сбросо-сдвигов.

В центральной части описываемой территории располагается субмеридиональный Центрально-Казахстанский глубинный разлом. Северо-западное простирание имеют структурные и тектонические элементы Предчингизского синклинория, при этом в зоне глубинного разлома они «срезаются» и упираются в пологие субширотные и северо-восточные складки Токрауского синклинория.

С отдельными нарушениями, в основном субпараллельными Центрально-Казахстанскому разлому, связаны мощные зоны рассланцевания и метасоматоза, по которым вулканогенные породы преобразованы в метасоматиты преимущественно кварц-серицитового состава. Вдоль данного разлома в отдельных участках также отмечаются зоны кварц-серицитового метасоматоза и окварцевания.

Для Токрауской зоны характерно насыщение полигенными осадочно-вулканогенными проявлениями и месторождениями полиметаллов «Успенского» типа. Представителем данной рудной формации является проявление Муздочат.

В Предчингизской зоне наибольший интерес представляют проявления и месторождения золото-полиметаллических колчеданных руд, связанных с вулканитами нижнего девона, основным представителем которых является месторождение Абыз.

3.1.2. Геологическое строение рудного поля месторождения Абыз

Рудное поле находится в западной части Предчингизской зоны в области ее сочленения со структурами Токраурского синклиория, разделенными меридиональным Центрально-Казахстанским разломом. Всё это определяет блоковое и мозаичное строение всей Абызской предразломной зоны [Мазуров и др., 2021].

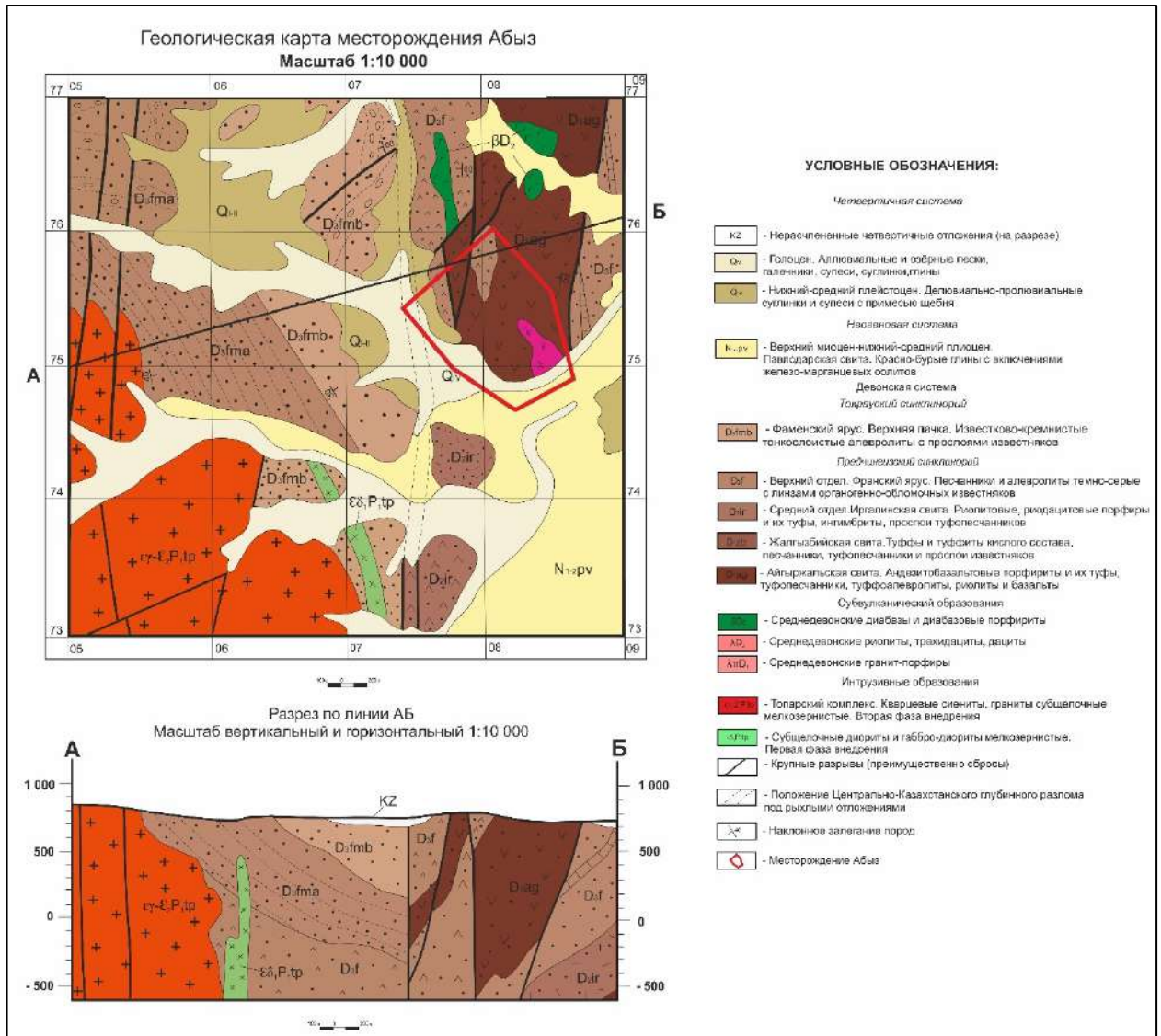


Рисунок 3.2 – Геологические карта и разрез месторождения Абыз. Масштаб 1:10 000

3.1.2.1. Стратиграфические образования

В принятой для геологической карты месторождения (рисунок 3.2) стратиграфической схеме выделены следующие подразделения:

Девонская система (D)

Восточную часть рудного поля слагают образования *айгыржалской свиты (D_{ag})*, контактирующие через разлом с верхней пачкой красноцветной толщи нижнего силура, а северо-восточная часть их прорвана субвулканическими образованиями среднего девона. Нижняя толща представлена туфоалевролитами с прослоями песчаников, туфопесчаниками и

туфоконгломератами, туфами андезитобазальтов и андезитов, переслаивающиеся с туфопесчаниками общей мощностью 600 м. Средняя толща сложена туфами андезитового и андезит-базальтового состава мощностью около 650...800 м. Верхняя толща представлена базальтами и андезитобазальтами мощностью до 150 м, прорванная среднедевонскими субвулканическими телами риолитов на севере. Общая мощность составляет 1200...1800 м [Дюсембаева, 1992].

Жалгызбийская свита (D_{1zb}) распространена на всей территории рудного поля Абыз и накладывается на айгыржалскую свиту или же контактирует с ней через меридиональный разлом. Свита представлена прибрежно-морскими вулканогенно-осадочными отложениями (алевролиты, пестроцветные песчаники, туффиты, туфопесчаники и известковистые породы) мощностью до 233 м.

Иргайлинская свита (D_{2ir}) слагает центральную часть площади вдоль Центрально-Казахстанского разлома, сложена лавами и туфами риолитового, риолит-дацитового, дацитового составов с прослоями красноцветных песчаников и гравелитов. Мощность отложений свиты достигает 850 м.

Средние и верхнедевонские образования франской свиты (D_{3fr}) развиты в северо-западном углу рудного поля и на восточном фланге, выполняют в меридиональном направлении узкий клиновидный грабен. Образования представлены преимущественно песчаниками, известняками и алевролитами общей мощностью от 900 до 1100 м.

Фаменский ярус (D_{3fmb}) представлен верхней пачкой мощностью 410 м, сложенной кремнисто-известковистыми алевролитами, аргиллитами, известняками и алевропесчаниками с прослоями песчаников. На юго-западе рудного поля Абыз в нижней части пачки выделяются прослой лав кислого состава и туфов риодацитов и риолитов.

Неогеновая система (N)

Неогеновые отложения на описываемой территории занимают большое площадное распространение и представлены красновато-бурыми миоцен-плиоценовыми глинами павлодарской свиты (N_{1-2pv}).

Четвертичная система (Q)

Нижне-среднеплейстоценовые (Q_{1-II}) делювиально-пролювиальные склоновые отложения развиты в северной и северо-восточной частях рудного поля, где они залегают на глинах павлодарской свиты, представленные суглинками и супесями с примесью песка и мелкого щебня.

Голоценовые отложения (Q_{IV}) представлены элювиальными отложениями на выступах палеозойского фундамента и аллювиально-пролювиальными русловыми отложениями.

3.1.2.2. Магматизм

В пределах рудного поля Абыз магматические образования развиты широко и представлены как субвулканическими, так и интрузивными дайковыми комплексами.

Субвулканические образования, развитые в юго-восточной части месторождения, представлены среднедевонскими риолитами, трахидацитами, дацитами и гранит-порфирами.

Среди магматических образований выделены дайковый комплекс субщелочных диорит-порфиритов, широко развитый в западной и центральной частях, а также среднедевонский интрузивный комплекс (Абызский массив), представленный габбро-диоритами и лейкократовыми габбро-диоритами [Журавлев и др, 1977].

3.1.2.3. Тектонические нарушения

Для месторождения Абыз характерна сложная система разновозрастных тектонических нарушений, которые являются оперяющими структурами долгоживущего Центрально-Казахстанского глубинного разлома. Помимо вертикальных блоковых перемещений присутствуют сдвиговые и сбросо-сдвиговые блоковые подвижки.

Разломы сопровождаются многочисленной системой оперяющих и параллельных разрывов преимущественно меридионального, северо-восточного, реже субширотного и северо-западного направлений, вследствие чего площадь имеет сложное мозаично-блоковое строение.

3.1.2.4. Петрографическая характеристика вмещающих толщ

Вулканогенные медноколчеданные руды формировались двумя путями:

1. Седиментный, характеризующийся образованием стратиморфных медно-серноколчеданных руд;
2. Гидротермально-метасоматическое колчеданно-медно-цинковое оруденение, сближенное во времени с седиментным.

Оруденение связано с протяжённой зоной березитизации по вулканогенно-осадочным породам среднего-основного состава, также их туфогенным производным и осадочным отложениям.

В основном оруденение локализуется в метасоматитах (71 %), андезит-базальтах (10,5 %), туфах андезит-базальтов и лавобрекчиях (7,7 %), гравелитах, алевролитах и песчаниках (4,6 %), диабазах и диоритах (4,6 %), в меньшей степени в дацитах (3 %).

Андезибазальты представлены зеленовато-серыми породами с порфировой структурой и миндалекаменной текстурой. Около 15...20% от объёма породы составляют вкрапленники, которые представлены моноклинным пироксеном и плагиоклазом. Размеры их колеблются от 0,4 мм до 2,5 мм по удлинению. Вкрапленники плагиоклаза обладают четким двойниковым и зональным строением и замещены альбитом, серицитом, хлоритом и карбонатом, а вкрапленники моноклиального пироксена (авгита) – полиминеральной псевдоморфозой из железистого карбоната, хлорита, лейкоксенизированного рудного минерала.

Основная масса характеризуется реликтовой интерсертальной гиапопилитовой микроструктурой. Микролиты альбитизированного плагиоклаза погружены в девитрифицированный стекловатый базис, представленный агрегатами хлорита, альбита, лейкоксена и карбоната.

Миндалины овальной, округлой и неправильной формы имеют чаще всего полиминеральный состав, где соотношение минералов резко изменчиво. Характерны, главным образом, хлоритовые, кварц-хлоритовые, кварц-карбонатные миндалины. Реже в составе присутствует цеолит, альбит и серицит.

Туфы андезибазальтов представляют собой пестрые, реже зеленовато-серые породы кристаллической, реже литокластической структуры и пятнистой текстуры.

Обломочный материал, составляющий 60...80% от объёма породы, грубо сортирован. Размеры обломков варьируют от долей мм (в цементе) до 10...15 см.

В составе обломочной фракции резко преобладают андезибазальты, реже базальты и андезиты. Цемент туфов содержит мельчайшие осколки кристаллов альбитизированного плагиоклаза среди агрегатов вторичных минералов: хлорита, альбита, кварца и эпидота.

Кроме наиболее часто встречающихся агломератовых туфов по размерности выделяются псефитовые (размер обломков пород не превышает 1 см) и очень редко псаммитовые.

Лавобрекчии андезибазальтов имеют следующее строение: обломки эффузивов (от 3 до 20 см) сцементированы лавовым материалом. Структура и состав обломков и цемента идентичны друг другу. По химическому составу лавы и лавобрекчии относятся к андезибазальтам натриевой серии.

Гравелиты – зеленовато-серые и лиловато-серые породы, характеризующиеся большим разнообразием в составе и размерах обломочной фракции, чем в песчаниках. Обломки слабоокатанного кварца, размером 1...4 мм, составляет 50...60% от общего количества обломочной фракции. Кроме того, встречаются окатанные обломки андезитов, андезибазальтов, базальтов и диабазов. Зёрна кварца интенсивно катаклазированы. Цемент чаще всего контактовый, реже базальный, сложен серицит-кремнистым, хлорит-серицит-кремнистым агрегатом с песчаными и алевролитовыми обломочными зёрнами кварца. Породы часто гематитизированы и карбонатизированы. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и гематитом.

Алевролиты – светло-вишневые породы алевролитовой структуры и массивной текстуры. Состоят из обломочных зёрен кварца и альбита, размером 0,01...0,02 мм и цементирующей глинисто-кремнистой массы.

Песчаники – крупнообломочные серые, зеленовато-серые слоистые плотные породы с плохой сортировкой и слабой окатанностью обломочного материала. Сложены преимущественно кварцевой обломочной составляющей (70...75%) и хлорит-кремнистой цементирующей массой. Размер обломков колеблется от 0,4 до 1,5 мм.

Диабазы представлены породой с зеленовато-серой окраской, массивной иногда миндалекаменной текстурой и оофитовой (диабазовой) структурой. Они состоят из беспорядочно расположенных лейстовидных выделений плагиоклаза (0,06...0,2 мм), в интерстициях между которыми развит хлорит, реже анкерит, эпидот, иногда кварц. Породы в той или иной степени карбонатизированы и иногда частично серицитизированы. Спорадически в диабазах наблюдаются миндалины, выполненные анкеритом, анкеритом+хлоритом и редко халцедоном, имеют округлые очертания и размер до 1,2 мм.

Диориты – тёмно-серые со слабым зеленоватым оттенком породы, содержащие от 10% до 30% вкрапленников зонального плагиоклаза, иногда роговой обманки (почти нацело замещённой хлоритом с карбонатом) и кварца. Плотная основная масса хорошо раскристаллизована и состоит из мелких призматических агрегатов серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза, в промежутках которых наблюдаются хлорит, карбонат, иногда кварц. Акцессории представлены апатитом, лейкоксеном и рудным минералом.

Дациты – это лиловые и красновато-вишневые породы, обладающие плотной и массивной текстурой, крупнопорфировой структурой, которая обусловлена наличием вкрапленников плагиоклаза, амфибола, биотита и кварца, составляющих до 10...15% объёма породы. Вкрапленники плагиоклаза, размером до 5...6 мм, имеют призматические очертания и образуют гломеропорфировые срастания. Они интенсивно замещены альбитом, карбонатом и серицитом. Вкрапленники амфибола имеют длиннопризматическую и шестигранную формы и замещены полиминеральной псевдоморфозой из хлорита, карбоната и рудного минерала. Выделения биотита представлены гомоосевой псевдоморфозой хлорита либо мусковита, реже агрегатом из серицита, карбоната и рудного минерала. Кварц наблюдается в виде изометричных оплавленных зёрен. Основная масса породы имеет кварц-полевошпатовый состав и обладает

микроаллотриоморфнозернистой, либо фельзитовой структурами. Акцессорные минералы, представленные аппатитом, цирконом и магнетитом, тесно ассоциируют с темноцветными минералами.

3.1.2.5. Гидротермально-метасоматические образования

Месторождение располагается в зоне влияния крупного долгоживущего Центрально-Казахстанского разлома, вследствие этого слагающие его породы претерпели процессы динамометаморфизма, а также подверглись гидротермально-метасоматическим изменениям, относящимся к тектогенным региональным формациям, и представлены пропилитовыми, пропилит-березитовыми (березитоидными) и березитовыми статистическими устойчивыми ассоциациями [Юдовская, 1984; Болдырева, 2019; Николаева и др, 2023]. С крайней ассоциацией непосредственно связано оруденение данного месторождения.

Слабо проявленная **пропилитовая формация** охватывает самую внешнюю зону гидротермально-измененных пород в области влияния крупных разломов в западной части месторождения. Формация характеризуется относительно слабым изменением андезитов, андезитобазальтов и гравелитов, а также туфов и лавобрекчий среднего и основного составов.

Пропилитизация пород состоит в полном или частичном псевдоморфном замещении минералов вкрапленников и основной массы вулканитов с сохранением структурно-текстурных особенностей протолитов [Юдовская, 1984]. Эпигенетические минералы представлены хлоритом, кварцем, эпидотом, альбитом, в меньшей степени серицитом, карбонатом, пренитом, актинолитом, лейкоксеном, пумпелитом, магнетитом и пиритом. Весьма характерной для пропилитов текстурой является пятнистая, представленная неравномерным распределением хлорита, эпидота и актинолита в виде пятен, различных по своим размерам и форме [Николаева и др, 2023].

Выделяются пропилиты: *хлоритовые, эпидот-хлоритовые и актинолит-хлоритовые.*

Наиболее характерный для пропилитов парагенезис: *хлорит±альбит±кварц±карбонат±эпидот, реже – актинолит±пренит±лейкоксен.*

В пределах формации пропилитизированных пород выделяется несколько зон, характеризующихся развитием устойчивых ассоциаций новообразованных минералов:

- зона развития альбит-хлоритовых и кварц-хлоритовых ассоциаций с некоторым содержанием карбоната. Прослеживается вдоль основных долгоживущих разломов;
- зона развития кварц-эпидотовых и хлорит-эпидотовых ассоциаций с небольшим количеством серицита, карбоната, лейкоксена и пренита. Приурочена к участкам повышенной проницаемости;
- зона развития высокотемпературных альбит-актинолитовых и карбонат-актинолитовых ассоциаций. Имеет весьма ограниченное (локальное) распространение.

Среди пропилитовых ассоциации отмечается данный возрастной ряд: альбит-хлоритовый → кварц-хлоритовый → хлорит-эпидотовый → кварц-эпидотовый → альбит-актинолитовый → карбонат-актинолитовый. В районе месторождения на отдельных участках выделяются пиритизированные кварц-хлорит-серицитовые породы. На эти зоны синвулканической пропилитизации, вдоль разломов накладываются процессы поздней приразломной пропилитизации, сопровождающиеся богатой медной минерализацией.

Пропилит-березитовая (березитоидная) является промежуточной формацией и представлена на месторождении двумя метасоматическими ассоциациями: карбонат-хлоритовой и серицит-хлоритовой.

Карбонат-хлоритовые метасоматиты содержат умеренное количество серицита, альбита, эпидота и кварца, слагают промежуточную зону между пропилитами и березитами.

Серицит-хлоритовые метасоматиты частично развиты в границах данной зоны и содержат в себе в виде примесных минералов кварц, карбонат и эпидот.

Березитовая формация проявлена наиболее широко и именно к ней приурочены все рудные тела. Как упоминалось ранее, с отдельными нарушениями, в основном субпараллельными Центрально-Казахстанскому, связаны мощные зоны рассланцевания и метасоматоза, по которым вулканогенные породы превращены в метасоматиты кварц-серицитового состава. Вдоль Центрально-Казахстанского разлома в отдельных участках также отмечаются зоны окварцевания и кварц-серицитового метасоматоза.

Березитизация в качестве обособленного петрогенетического процесса характеризуется широким диапазоном термодинамических условий, позволяющих, как минимум, выделить два минеральных парагенезиса березитов. *Первый парагенезис*, более ранний и обычно резко доминирующий, представлен кварц-светлослюдистыми образованиями, устойчивыми в кислых гидротермальных растворах. В границах березитовой зоны выделяются главные кварц-серицитовые и серицит-кварцевые метасоматиты, в которых сосредоточен пирит первой и второй генерации, образующий сплошные и вкрапленные серно-колчеданные руды. *Второй парагенезис* представлен минералами, которые устойчивы в щелочных и слабощелочных растворах (карбонат, хлорит, иногда альбит, реже калиевый шпат). На месторождении он представлен непосредственно кварц-хлорит-карбонатными и карбонат-серицитовыми ассоциациями. Минеральные ассоциации последнего парагенезиса выявлены в виде струйчатых и прожилковых выделений. Именно с ними тесно ассоциирует пирит I и II генерации, который отлагается на завершающейся стадии рудообразования в кварцевых, кварц-карбонатных, карбонат-кварцевых прожилках (рисунок 3.3, а – г) и колчеданно-полиметаллических рудах [Николаева и др, 2023].

Среди выделенных минеральных ассоциаций березитовой формации получается следующий возрастной ряд: карбонат-серицитовые → кварц-хлорит-карбонатные (рисунок 3.3, ж – к) → кварц-серицитовые (рисунок 3.3, а – б) → серицит-кварцевые (рисунок 3.3, в – г) [Николаева и др, 2023].



Рисунок 3.3 – Метасоматиты березитовой формации. Хлорит-кварц-карбонатный метасоматит по алевропесчанику (а), серицит-кварцевый карбонатизированный метасоматит по алевропесчанику (б), Кварц-хлорит-карбонатный метасоматит по алевропесчанику (в)

Для более распространенных кварц-серицитовых и серицит-кварцевых метасоматитов, развивающихся по алевролитам и песчаникам, выделены следующие текстуры – массивная и неясно сланцеватая, где чередуются слои с равномерной крупностью обломков. Структуры в основном гранобластовые, микрогранобластовые, иногда встречаются порфиробластические включения, сложенные редкими включениями карбоната, в микрозернистых основных массах и кварцевых прожилках.

В шлифах присутствует значительное количество мелко-тонкочешуйчатого серицита, образующего лепидобластовую микроструктуру. Также в небольшом объеме отмечается наличие глинистого вещества диккит-каолинитового состава. Также наблюдается полная серицитизация основного материала материнских пород. Для кварца выделено несколько генераций. Прожилки сложены обычно из обломков кварца размером не более 0,3...0,5 мм. Для данного кремнистого минерала характерна гранобластовая, микрогранобластовая и гетеробластовая микроструктуры.

В прожилках отмечается развитие тонкозернистых агрегатов карбоната, представленных анкеритом. Отдельной карбонатизации весьма мало, в основной массе ее практически не наблюдается. Процентное содержание анкерита в шлифах не превышает 5%. При этом, стоит отметить, что минерал чистый, без примесей. При изучении метасоматитов обнаружено присутствие в них как минимум двух генераций анкерита.

Зачастую отдельные кварц-карбонатные прожилки пересекают более поздний рудный компонент, представленный пиритом, в кварцевых прожилках. Это свидетельствует о присутствии нескольких генераций кварца (рисунок 3.4, а, б).

В шлифах наблюдается окварцевание, представленное вторичным продуктом в виде мелких (до 0,15 мм в поперечнике) округло-удлиненных агрегатов (рисунок 3.4, ж – к). О присутствии третьей генерации кварца свидетельствует пламенеvidная структура (рисунок 3.4, в, г) обрастания зерен пирита. Эта же ситуация наблюдается с анкеритом, но намного реже.

Таким образом, кварц в метасоматитах представлен тремя генерациями:

- прожилковый кварц;
- округло-удлиненные выделения (до 0,15 мм в поперечнике) в основной массе, представленные продуктом окварцевания;
- околорудный пламенеvidный кварц.

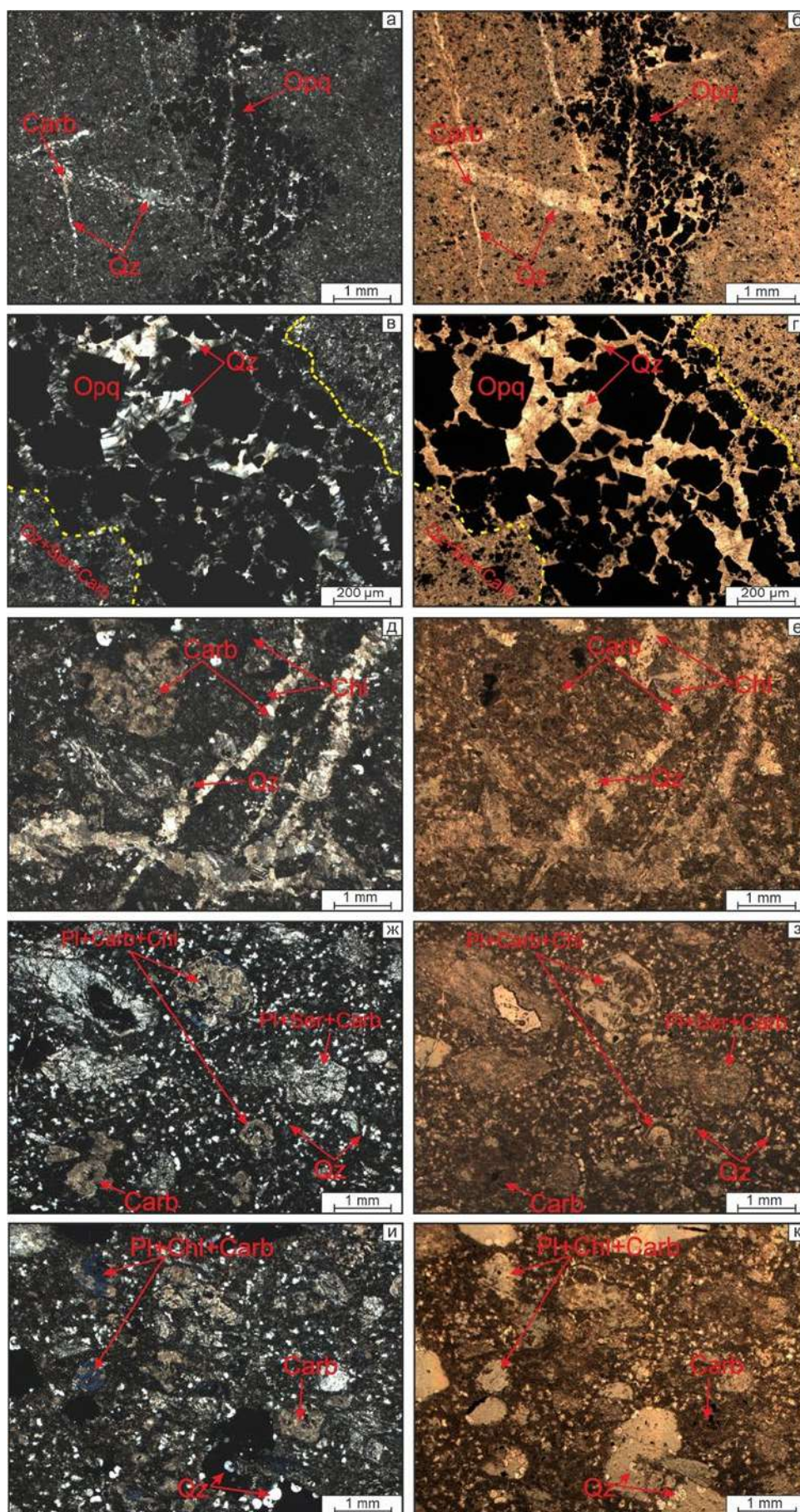


Рисунок 3.4 – Снимки метасоматически-измененных пород на поляризационном микроскопе. А, Б – система пересекающихся кварцевых просечек и крупный прожилок кварц-рудного состава;

В, Г – выявленный кварц пламеневидных форм, окаймляющий зерна рудного минерала (пирита); Д, Е – присутствие карбоната в виде обособленных включений по массе и в виде системы карбонатных просечек; Ж, З – создание характерных карбонатных оторочек по реликтам основного плагиоклаза, а также активная серицитизация зерен по зернам плагиоклаза более кислого состава ; И, К – активные карбонатизация и хлоритизация по зернам плагиоклаза, создающие реликты и полуреликты. Qz – кварц, Pl – плагиоклаз, Fsp – КПШ, Chl – хлорит, Carb – карбонаты, Orq – рудный минерал. а, в, д, ж, и – скрещенные николи; б, г, е, з, к – параллельные николи

С целью сравнения химизма метасоматических пород в Центральной лаборатории ПГО «Центрказгеология» был проведен силикатный анализ проб, истертых до фракции менее 0,074 мм. Для сравнения химизма метасоматических пород использовался ряд от исходной малоизмененной породы до серицит-кварцевого метасоматоза. Породы пересчитывались на формулы по кислородному методу Т. Барта (так как пористость пород не определялась). Метод построен на предположении о том, что изменение изообъемного характера пород происходит в результате обмена и миграции катионов, а также относительного постоянства числа ионов кислорода в одном и том же объеме исходных и конечных образований [Мазуров и др, 2020].

Таблица 3.1 – Химический состав пород

Окислы	Крупнообломочный туф андезитового состава	Метасоматиты по туфам андезитового состава				Андезитобазальты	Метасоматиты по андезитобазальтам			
		Карбонат-эпидотовый	Хлорит-карбонат-серицитовый	Кварц-серицитовый	Серицит-кварцевый		Эпидот-хлорит-карбонатный	Серицит-хлорит-кварцевый	Карбонат-кварц-серицитовый	Серицит-кварцевый
SiO ₂	58,35	44,85	56,13	64,70	71,42	44,51	40,85	57,30	61,50	66,21
Al ₂ O ₃	15,53	14,56	15,45	13,58	11,36	13,38	13,75	14,54	13,45	15,66
Fe ₂ O ₃	3,20	6,70	2,14	1,26	5,56	4,78	6,50	2,78	3,86	1,79
TiO ₂	0,56	0,36	0,49	0,52	0,38	0,54	0,36	0,55	0,45	0,25
FeO	5,33	3,49	4,69	1,15	1,19	5,05	3,22	4,53	7,36	2,00
MgO	3,51	4,51	2,75	0,83	0,50	7,20	4,35	2,78	2,89	1,30
MnO	0,10	0,21	0,15	0,025	0,025	0,266	0,145	0,14	0,30	0,05
P ₂ O ₅	0,25	0,067	0,25	0,20	0,1	0,15	0,08	0,21	0,25	0,15
Na ₂ O	4,60	1,30	2,41	0,14	0,33	2,41	0,745	0,82	0,15	3,16
K ₂ O	1,11	0,30	1,39	4,1	3,11	0,255	0,51	1,83	2,41	2,21
CaO	2,53	15,10	5,68	0,73	0,52	9,03	18,76	5,71	1,1	3,11
n.n.n.L .O.I.	4,24	8,20	7,52	5,91	4,68	11,7	11,03	8,61	5,86	4,40
CO ₂	1,35	4,17	4,39	0,19	0,21	6,87	6,52	–	0,90	2,25
Общ. total	0,01	0,01	0,051	5,68	4,42	0,02	0,01	–	2,61	0,01

Результаты пересчётов приведены в таблице 3.2. В ходе работ были пересчитаны андезиты, андезибазальты, их туфы и лавобрекчии от пропиловых до березитовых парагенезисов.

Таблица 3.2 – Результаты пересчета привноса (+) и выноса (–) элементов

Элементы	Крупнообломочный туф андезитового состава	Метасоматиты по туфам андезитового состава				Андезитобазальты	Метасоматиты по андезитобазальтам			
		Карбонат-эпидотовый	Хлорит-карбонат-серицитовый	Кварц-серицитовый	Серицит-кварцевый		Эпидот-хлорит-карбонатный	Серицит-хлорит-кварцевый	Карбонат-кварц-серицитовый	Серицит-кварцевый
<i>K</i>	1,20	-0,22	+0,34	+3,13	+1,11	0,25	+0,28	+1,62	+2,34	+1,83
<i>Na</i>	7,50	-3,82	-2,45	-7,33	-7,02	4,14	-2,96	-2,85	-3,95	-0,88
<i>Ca</i>	2,33	+10,64	+2,98	-1,65	-1,87	8,35	+9,81	-3,27	-7,42	-1,28
<i>Mg</i>	4,39	-0,03	-0,78	-3,34	-3,78	9,50	-3,59	-6,07	-5,78	-4,55
<i>Mn</i>	0,04	+0,11	+0,06	-0,04	-0,05	0,22	-0,11	-0,11	-0,02	-0,03
<i>Fe⁺²</i>	3,72	-1,10	-0,26	+4,31	-3,04	3,72	-1,34	-0,60	+1,49	-2,32
<i>Fe⁺³</i>	2,00	+2,02	-0,56	-1,25	+1,5	3,14	+1,30	+0,23	-0,66	-1,98
<i>Ti</i>	0,34	-0,05	-0,19	0,06	-0,09	0,35	-0,15	+0,04	-0,06	-0,15
<i>Al</i>	15,41	-1,24	+0,52	-1,87	-4,08	13,87	+0,71	+0,37	-0,14	-0,96
<i>Si</i>	49,37	-8,85	-0,21	+5,57	+10,82	39,36	-2,50	+8,23	+14,22	+7,25
<i>P</i>	0,19	–	-0,10	-0,11	-0,1	0,11	–	-0,01	-0,03	–
<i>C</i>	1,62	+3,37	+3,63	-1,44	-1,12	8,24	-0,25	–	-7,22	+0,84
<i>OH</i>	15,65	+4,71	+2,13	+16,4	+9,52	28,27	-1,41	+19,55	+0,54	-7,33

По результатам пересчета, наблюдается вынос из пропиловых зон натрия, кремния, калия и при этом накопление углерода, кальция, трехвалентного железа и частично магния. Поведение титана, алюминия, фосфора и марганца при метасоматозе исходных пород совершенно пассивно, то есть эти элементы во всех зонах сохраняются на одном уровне. За счет одновременной миграции кальция и углерода для карбоната характерен кальциевый состав. При березитизации андезитов отмечается привнос калия, кремния и углерода; андезибазальтов – калия, кремния и частично алюминия. Причем относительно повышенный привнос калия характерен для центральных зон березитов. При березитизации туфов среднего состава отмечается привнос калия, кремния, трехвалентного железа и гидроксида. Остальные элементы в процессе метасоматоза андезитов, андезибазальтов и туфов в той или иной степени выносятся.

Таким образом, доминирующий вынос щелочных и щелочноземельных катионов при высокой активности в реакциях замещения кремния и алюминия, преобладающий кварц-светлослюдистый парагенезис, устойчивый в кислых гидротермальных растворах, позволяет говорить об образовании серицит-кварцевых метасоматитов в стадию кислотного выщелачивания [Мазуров и др, 2020]. При этом стоит отметить, что формирование метасоматитов происходило одновременно с осаждением существенного количества пирита. На завершающем этапе гидротермальной деятельности шло образование прожилков кварцевого, а также кварц-карбонатного состава, пересекающих метасоматиты, руды и рудовмещающие породы.

3.1.2.6. Морфология рудных тел

Характерной особенностью месторождения Абыз является наличие весьма богатых руд, выделенных в двух участках: Западном и Восточном, представляющие собой единую зону.

На Восточном участке рудные тела частично выходят на дневную поверхность и наблюдаются на глубине 300...350 м. В свою очередь, рудные тела Западного участка распространяются на глубину 280...700 м.

Восточная зона представлена 9 рудными телами (рисунок 3.5), Западная – 7 телами. Морфология рудных тел достаточно сложная: линзовидно-пластовая и линзовидная с частыми пережимами и раздувами, апофизами и изгибами. Выклинивание тел постепенное, плавное иногда резкое. Наблюдается субмеридиональное простирание рудных тел, западное падение и юго-западное с углами падений от 35 до 80°. В пределах обоих участков выделяются основное и несколько второстепенных рудных тел с прерывистым оруденением. Протяжённость основного рудного тела в пределах Восточного участка составляет по простиранию 600 м, по падению – 130...170 м; в пределах Западного участка протяжённость основного рудного тела составляет по простиранию 360 м, а по падению – 250...350 м. Самым выдержанным и крупным на месторождении является рудное тело №1, содержащее в себе 72 % запасов руд Восточной и 65,7 % Западной зон. Находится оно в ядре опрокинутой антиклинальной складки, на основании чего и определена его сложная морфология. Всего лишь два рудных тела выходят на дневную поверхность в виде «железных шляп».

Первичные сульфидные руды отмечены в пределах Восточной зоны по простиранию на 566 м и на глубину до 280...300 м, Западной – соответственно на 280 м и 270...660 м, при этом средняя мощность руд достигает 1,1...12,2 м [Мазуров, 2005].

Крайне сложное внутреннее строение рудных тел представлено сплошными и вкрапленными золото-колчеданно-полиметаллическими рудами. Второстепенные рудные тела состоят, как правило, из нескольких разобщённых рудных линз.

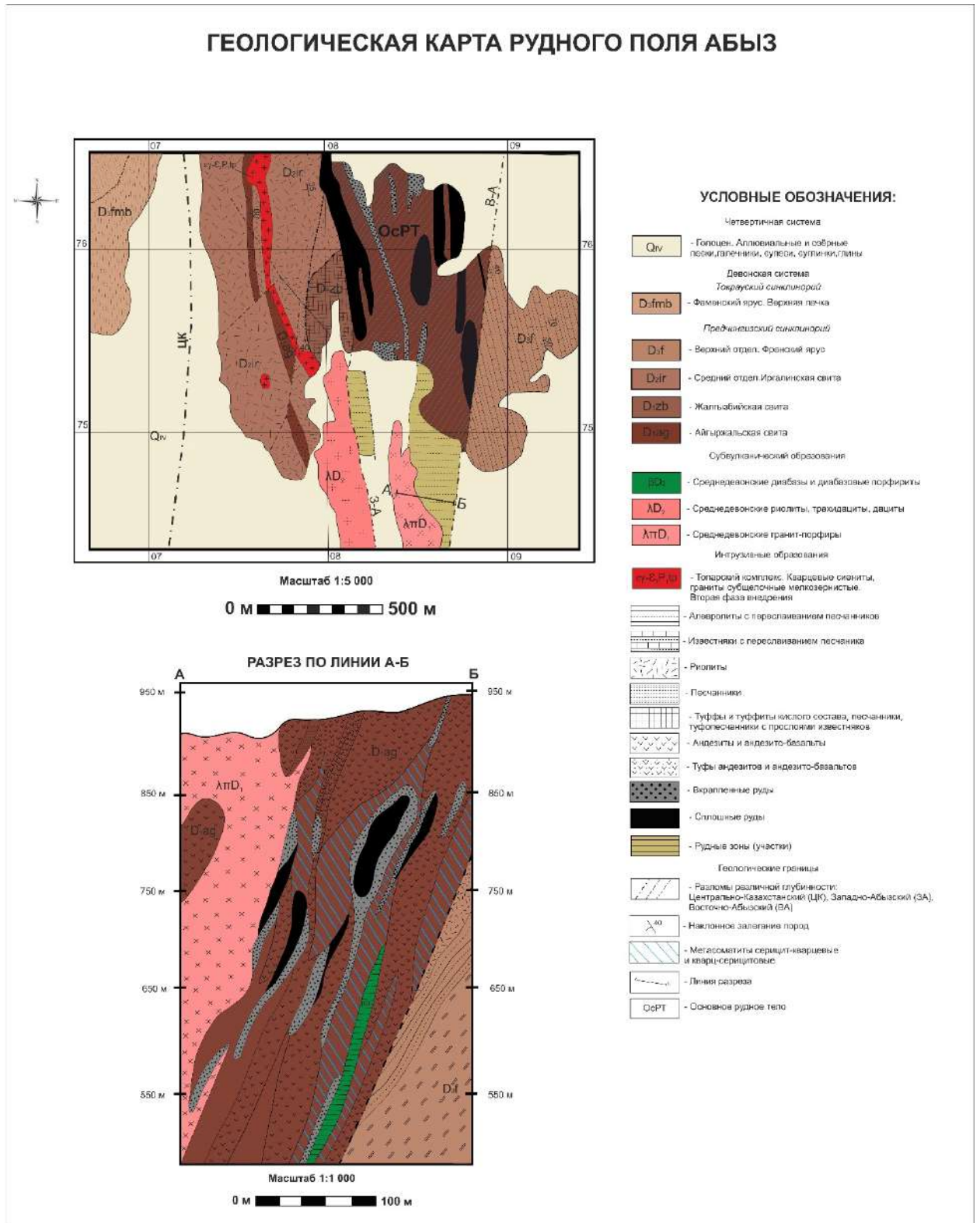


Рисунок 3.5 – Геологическая карта Восточного участка месторождения Абыз. Масштаб 1:5 000. Разрез по линии АБ. Масштаб 1:1 000 [Беспаяев и др, 1997]

3.2. Месторождение Малеевское

Рудный Алтай в геодинамическом отношении характеризуется энсиалической островодужной вулканоплутонической системой, сформированной на активной континентальной окраине Алтае-Саяно-Монгольской салаиро-каледонской складчатой области.

Рудно-Алтайский пояс является важнейшим регионом промышленного вулканогенно-осадочного и метасоматического колчеданно-полиметаллического оруденения, включающий в себя более 70 крупных (с общими запасами Pb, Zn, Cu более 5 млн тонн) и средних (от 100 тысяч до 1 млн тонн) колчеданно-полиметаллических месторождений, а также сотни мелких месторождений и проявлений. Важнейшие по ресурсам и производству полиметаллов являются Лениногорский, Прииртышский и Зыряновский районы [Гаськов, 2015; Абдулин и др, 1988; Асамбаева и др, 2021]. К последнему из рудных районов приурочено месторождение Малеевское.

3.2.1. Краткие сведения о геологическом строении района

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Малеевское располагается в Зыряновском рудном районе Лениногорско-Зыряновской подзоны Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны. В структурном плане Зыряновскому району соответствует Ревнюшинский антиклинорий с неглубоко залегающим каледонским основанием, где Малеевское месторождение приурочено к северо-западному флангу Малеевско-Путинцевской антиклинали, осложняющей северное замыкание Ревнюшинской структуры (рисунок 3.6).

В районе развиты интрузивные и вулканогенно-осадочные девонские и каменноугольные образования. Стратифицированные отложения подразделяются на пять свит: маслянская (D_2ef-gv_1ms), хамирская ($D_2gv_2-D_3chr$), тургусунская (C_{1t-v_1tg}) и ларихинская (C_{1v_2lr}). Ревнюшинский рудный узел пространственно совпадает с одноимённой антиклинальной структурой и расположен в центральной части района. Ядерная часть Ревнюшинского антиклинория сложена породами Подревнюшинской серии, на крыльях развиты отложения Маслянской и Хамирской свит (рисунок 3.6), а также породы экструзивно-субвулканического комплекса риолитов с риодацитами и Ревнюшинского комплекса базитов. С востока Ревнюшинскую структуру окаймляет протяженный Ларихинский вулканоплутонический пояс, сложенный породами Ларихинской свиты и синхронными с ней магматическими образованиями. С запада – юго-запада интрузиями Змеиногорского габбро-плагиогранит-гранитного комплекса (C_{2-3}) прорваны вулканогенно-осадочные отложения [Юдовская, 1984; Щерба и др, 2000].

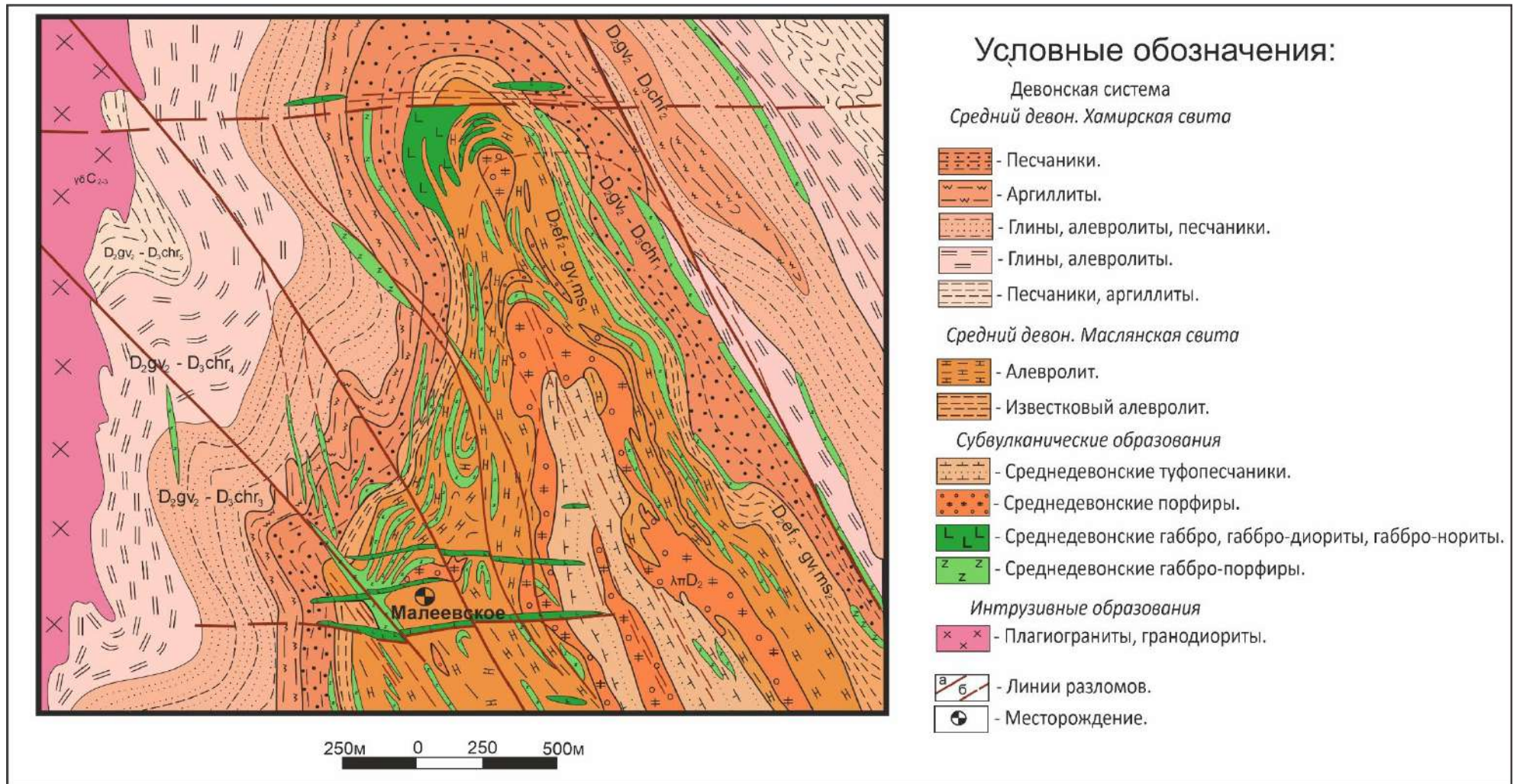


Рисунок 3.6 – Схематическая геологическая карта, демонстрирующая фрагмент Малеевско-Путинцевского рудного поля. Масштаб 1:25 000 [Пяткова и др, 2018 с изменениями автора работы]

Магматизм в районе представлен вулканогенно-гипабиссальными и плутоническими ассоциациями. Вулканические комплексы, в свою очередь, тесно связаны с формированием стратиграфических подразделений, а интрузивные ассоциации проявлены на поздних этапах развития региона и прорывают рудоносные вулканогенно-осадочные залежи.

Выделяются следующие магматические комплексы:

- Экструзивно-субвулканический комплекс риолитов и риодацитов, рассмотренный в составе базальт-риолит-известковисто-терригенной формации (D₂₋₃).
- Ларихинский андезито-базальтовый комплекс, находящийся в составе андезито-базальтовой вулкано-плутонической формации (C_{1v2}).
- Ревнюшинский габбро-порфириновый комплекс (габбро-диабазовая формация C_{1v-n}).
- Змеиногорский габбро-плагиогранит-гранитный комплекс (габбро-плагиогранитная формация C₂₋₃).

Наибольшее развитие в районе имеют интрузивные массивы типа Змеиногорского и Ларихинского комплексов. Они окружают Ревнюшинскую горстантиклинальную структуру с запада, юго-запада и северо-запада.

В изучаемом районе наблюдается комбинация блоков, складок и разрывов указанных направлений, развитие унаследованной глыбовой брахискладчатости, приразломных блок-складок, а также флексурных перегибов и ундуляции шарниров складок над скрытыми разрывами.

3.2.2. Геологическое строение месторождения Малеевское

Малеевское месторождение расположено на западном крыле Малеевско-Путинцевской антиклинали, являющейся основной структурной единицей всего северного блока Ревнюшинской горстантиклинали (рисунок 3.6).

В геологическом строении Малеевского месторождения участвуют вулканогенно-осадочные отложения Маслянской свиты (рисунок 3.7), а также осадочные отложения Хамирской свиты. Разрез насыщен субвулканическими согласными и секущими телами порфировых риолитов, а также силлами и дайками базитов, очевидно, являющиеся субвулканическими и более поздними. В западном обрамлении рудного поля развиты интрузии габброидов и гранитоидов Змеиногорского комплекса.

3.2.2.1. Стратиграфические образования

В строении месторождения принимают участие отложения девонского возраста, представленные маслянской и хамирской свитами.

Девонская система (D)

Маслянская свита (D_{2e-gv1ms})

Отложения среднего девона представлены Маслянской эйфель-живетской свитой, являющейся также рудовмещающей. Она частично выходит на поверхность Малеевско-Путинцевской антиклинали в виде полосы шириной от 600 до 1000 м, окаймляющей массив кварц-полевошпатовых порфиров. Мощность отложений составляет 300...350 метров. Свита характеризуется монотонной толщей известково-глинистых, кремнисто-глинистых алевролитов, аргиллитов и алевропелитов. Известково-глинистый материал в течение некоторого времени был

превращен в хлоритовые, серицит-хлоритовые и эпидот-карбонат-серицит-хлоритовые сланцы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

В субсогласном залегании среди пород рудовмещающей пачки маслянской свиты имеются тела рудоносных брекчий, слагающих протяженные линзовидные тела мощностью до 9...10 м, приуроченные обычно к кровле рудной залежи, на ее продолжениях по простирацию, восстанию и склонению. Отмечается, что согласные со слоистостью контакты брекчии часто имеют инъекционные очертания, а в местах изгибов мелких слоев и складок срезают слоистость. В брекчии присутствуют обломки всех пород, подстилающих и перекрывающих рудную залежь: известковистых алевролитов, риолитов, микрокварцитов, хлоритолитов. В составе обломочного материала рудоносных брекчий обнаружены округлые кремнистые конкреции сантиметровых размеров, которые отмечаются также за пределами рудной зоны в известковистых алевролитах. Последнее является свидетельством того, что в процессе брекчирования вовлекались уже литифицированные осадки, прошедшие стадию образования конкреций [Юдовская, 1984].

Хамирская свита (D₂gv₂-D₃f₁chr)

Хамирская свита живет-франского возраста имеет постепенные переходы с нижележащими отложениями масляной свиты, характеризуется наиболее широким площадным распространением, слагая надрудный стратиграфический уровень в районе месторождения. Нижняя граница свиты проводится по углисто-глинистым алевролитам, чередующимся с кварц-полевошпатовыми песчаниками. Свита сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками и образует мощную серию флишоидного типа. Суммарная мощность отложений Хамирской свиты составляет 1000...1300 м.

Отложения шлифоидной формации по периферии Ревнюшинского антиклинория перекрываются толщей довольно монотонных известковистых и углистых алевролитов-аргиллитов известняково-терригенной формации, приуроченные к Тургусунской свите C₁t-v₁tg.

3.2.2.2. Магматизм

Магматогенные образования на месторождении развиты широко и представлены субвулканическими телами среднедевонского комплекса и интрузивными телами Змеиногорского комплекса.

На месторождении широко развиты дайки, являющиеся производными Ревнюшинского габбро-порфиритового комплекса. Представлены они диабазовыми порфиритами, габбро-норитами, габбро-диоритами, габбро-диабазами и амфиболовыми габбро-порфиритами, залегающими в виде субсогласных силлообразных залежей мощностью до 10...20 м, относительно пологих плитовидных тел и резко секущих крутых даек различного направления.

Гранитоиды Змеиногорского комплекса развиты к западу от месторождения и представлены Щебнюшинским массивом, сложенным в основном гранитами и диоритами.

3.2.2.3. Тектонические нарушения

Месторождение сформировалось на склоне консидемнционного экстрезивного купола риолитов в локальных протяженных депрессиях низшего порядка.

Характерной особенностью внутреннего строения антиклиналя является развитие косоориентированных линейных и брахиформных структур с простираанием осей по азимуту 300–310°.

Разрывная тектоника на Малеевском месторождении проявлена довольно широко и представлена различно ориентированными разрывными нарушениями, среди которых выделяются четыре группы:

- северо-западного простирания;
- широтные и субширотные;
- северо-восточного простирания;
- субмеридиональные.

К первой группе относятся разломы сдвигового или сдвиго-взбросового типа: Центральный, Западно-Малеевский, Сложный. Западно-Малеевский и Центральный разломы имеют падение под углом $55...60^\circ$ на северо-восток. Амплитуда горизонтального смещения – $30...50$ м. Эти разломы были прослежены горными выработками и представлены зонами дробления.

Взброс Сложный ограничивает Родниковую зону с юго-запада. Простирание его $305...310^\circ$, падение на северо-восток под углом $82...85^\circ$, амплитуда вертикального смещения достигает 120 м.

Разломы широтного и субширотного простирания относятся к категории скрытых и фиксируются флексуобразными изгибами пород в плане. Нарушения северо-восточного простирания представлены зонами трещиноватости. Субмеридиональные нарушения имеют незначительное развитие.

3.2.2.4. Петрографическая характеристика вмещающих толщ

Почти все основные месторождения полиметаллов Рудного Алтая локализованы среди вулканогенно-осадочных отложений базальт-риолитовой известковисто-кремнисто-терригенной формации. Вулканические процессы носили дискретный характер и развивались на фоне общего терригено-вулканогенного осадконакопления в пределах мелководного шельфа [Викенъев, 2004; Карпухина и др, 2013; Ганженко и др., 2018]. Изменение по латерали верхней и нижней границ общего стратиграфического интервала рудоносности происходит в соответствии с изменением возрастного диапазона вулканогенных комплексов данной формации.

Оруденение на месторождении ассоциирует с терригено-риолитовой формацией, сформировавшейся в условиях островодужной системы, заложившейся на каледонском сиалическом основании. Вертикальный диапазон каждого уровня локализации оруденения в среднем составляет $110...130$ м.

Околорудные изменения проявились на Малеевском месторождении в породах рудовмещающей маслянской свиты, фреатомагматических брекчиях и риолитах субвулканического комплекса. Оруденение локализуется в отложениях средней и низах верхней части разреза маслянской свиты, сложенной здесь известковистыми и углеродистыми песчаниками, алевролитами и алевролипелитами, содержащими многочисленные силлы диабазов (48% случаев от общего числа пересечений руд скважинами) и тела риолитов и их лавобрекчий (23%) (рисунок 3.7). Промежутки между рудой и указанными породами сложены микрокварцитами мощностью до 2 м (21%) и кварцитами (5%) [Попов и др, 1995].

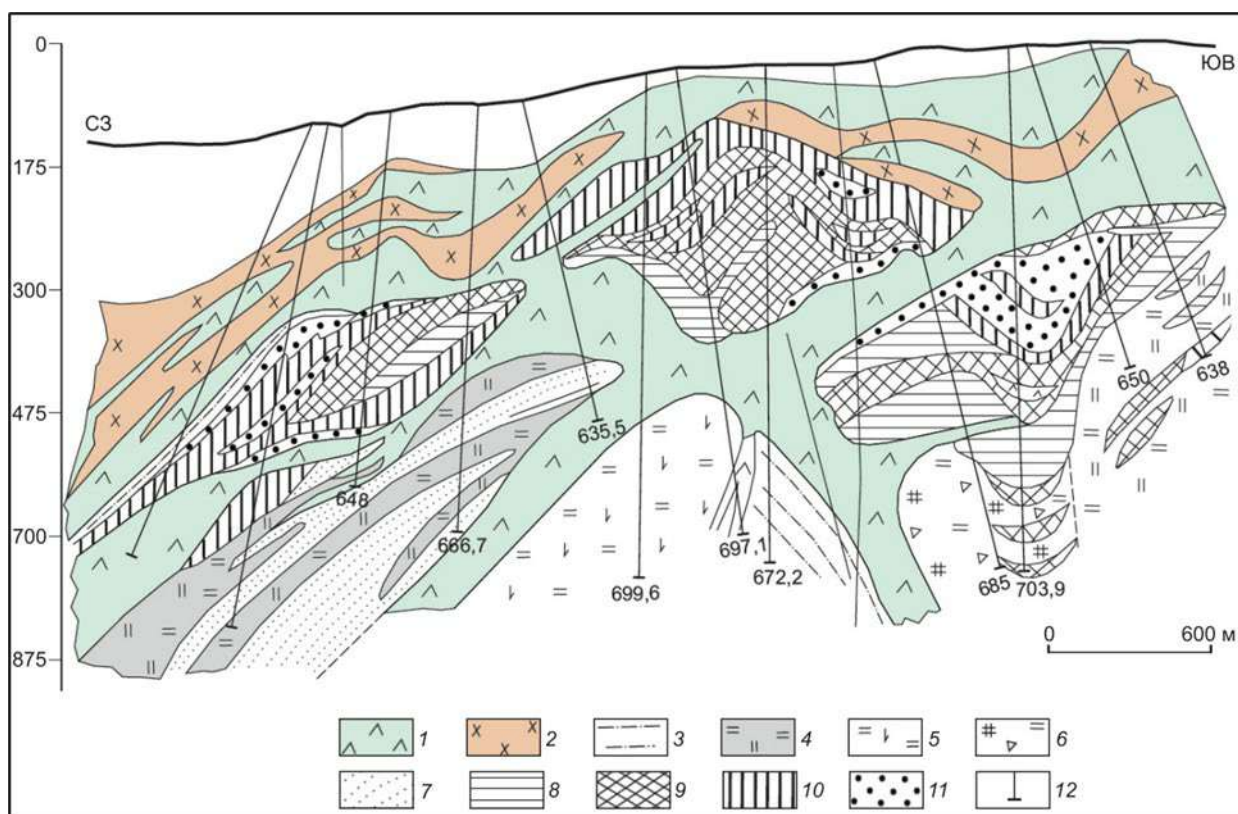


Рисунок 3.7 – Геолого-минералогический разрез по профилю XII Родниковой зоны Малеевского месторождения [Ганженко и др, 2018]: 1 – диабазы; 2 – порфиры; 3 – алевролиты; 4 – кварциты; 5 – роговики; 6 – брекчии порфиров и кварцитов; 7–11 – руды: 7 – серно-колчеданные, 8 – медноколчеданные, 9 – колчеданно-медно-цинковые, 10 – барит-полиметаллические и цинковые, 11 – свинцово-цинковые и медно-свинцовые; 12 – скважина и её глубина

Преобладают вулканомиктовые и полимиктовые алевролиты и песчаники. Нередко проявлены, особенно в пределах рудных полей, кремнистые, известковые и углеродистые алевролиты и алевропелиты, в том числе радиолярийсодержащие. Характерной чертой пород являются серые и зеленые тона окраски пород, хотя значительная часть вулканитов кислого состава и реже осадочных образований обладает красноцветной окраской. Интенсивно проявлены вторичные преобразования пород. Парагенезис вторичных минералов представлен альбитом, серицитом, соссюритом, эпидотом, карбонатом, хлоритом, пренитом, пумпеллитом и в весьма малом количестве другими минералами.

Алевролит – светло-коричневая, серая или зеленоватая мелкозернистая обломочная порода, состоящая из кластических зёрен кварца и альбита размером 0,01...0,1 мм и цементирующей известково-глинисто-кремнистой массы. По размерам кластических зёрен структура занимает промежуточное место между псаммитовой (с более крупными зёрнами) и пелитовой (с более мелкими). Текстура – массивная, плотная. Структура – алевритовая, микро-мелко-среднезернистая.

Песчаники – мелко-среднеобломочные серые, светло-серые плотные породы с плохой сортировкой и слабой окатанностью обломочного материала. Сложены преимущественно кварцевой обломочной составляющей (70...75%) и известково-кремнистой цементирующей массой. В породе отмечаются обломки калиевого полевого шпата, плагиоклазов и включения слюдястых минералов. Размер их колеблется от 0,05 до 0,5 мм. Текстура – массивная, плотная, реже просечковидная (за счет просечек кварца). Структура – микро-мелкозернистая, обломочная.

Алевропелит – серая, реже темно-серая или темно-зеленоватая рыхлая мелкообломочная осадочная массивная порода, сложенная зернами неправильной формы и размером от 0,005 до 0,1 мм. Минеральный состав представлен кварцем, реликтами полевых шпатов, глинистыми минералами диккит-каолинитового состава, реже в минеральном составе присутствуют карбонаты и гидрокислы железа. Для пород характерно преобладание пелитовой массы, представленной обломочными частицами размером 0,01 мм, в которых более или менее равномерно рассеяна примесь обломочных алевритовых зерен размером 0,01...0,1 мм. Текстура – массивная, плотная. Структура – алевропелитовая, микро-мелкозернистая.

Кварциты более чем на 80% состоят из кварца. Порода крепкая, массивная, плотная белого или серого цвета с зернистой гранобластовой структурой. Меньший объем (не более 15%...20%) минерального состава породы составляют слюды, полевой шпат, плагиоклаз, а также глинистые минералы диккит-каолинитового состава. Текстура – массивная, сланцеватая, пятнистая, плотная. Структура – мелкозернистая, гранобластовая, афанитовая.

Микрокварцит представлен микрозернистым кварцитом серого, реже белого цвета, структура которого характеризуется агрегатами беспорядочно ориентированных зерен кварца размером 1,5...3 мкм, для которых характерны резкие границы между зернами. В виде аксессуариев отмечаются в породе полевые шпаты, плагиоклаз, слюдистые минералы и глинистое вещество диккит-каолинитового состава. Текстура – потная, массивная, пятнистая. Структура – микрозернистая, гранобластова, афанитовая.

Риолит красного, белого или серо-белого цвета характеризуется основной стекловатой массой с вкрапленниками кварца, плагиоклаза, санидина, намного реже биотита, роговой обманки и магнетита. По зернам плагиоклаза часто отмечаются процессы карбонатизации, хлоритизации и серицитизации. Текстура – массивная, мелкопористая. Структура – стекловатая, порфирная, скрыто-тонко-мелкозернистая.

Диабаз или иначе **долерит** темно-серого или черно-зеленого цвета состоит существенно из основного плагиоклаза (лабрадора) и моноклинного пироксена (авгита). В породе отмечается сравнительно малое содержание кремнезема. Породы подвергаются разложению, представленному хлоритизацией, сосюритизацией и реже амфиболизацией. Текстура – массивная, слабопористая. Структура – яснокристаллическая, мелко-среднезернистая, долеритовая, офитовая.

3.2.2.5. Гидротермально-метасоматические образования

Формирование гидротермально-метасоматических образований на месторождении проходило в девонское время, в обстановке рифтогенеза и активного проявления базальт-риолитового вулканизма. Одновременность извержения риолитов и базальтов объясняется либо соседствующими разными очагами, либо одновременной разгрузкой разноглубинных частей очага по различным каналам. При этом последовательность разгрузки очагов такова: сперва разгружается риолитовая «шапка» бассейна, а затем донные осадки. В этом и проявляется антидромность вулканизма: риолиты → андезиты → базальты, а также коррелирующая с этим смена вверх по стратиграфическому разрезу девона Рудно-Алтайской зоны барит-полиметаллических руд медно-цинковыми и медными.

Рудные залежи месторождения приурочены к полого лежащей складчатой толще в пределах сравнительно узкого интервала вулканогенно-осадочного разреза Маслянской свиты. Сложные границы рудных тел и частые секущие контакты с вмещающими породами говорят о широком развитии переотложения и замещения рудного вещества в стадию рудообразования.

Предполагается, что первичное рудообразование на Малеевском месторождении происходило синхронно с осадконакоплением в результате подводной гидротермальной деятельности (гидротермально-осадочным путем), как правило, на некотором удалении от центров активного кислого вулканизма. Процесс этот был достаточно длительным и стадийным, с неоднократным поступлением в гидротермальные ванны металлоносных растворов (рисунок 3.8) [Пяткова и др, 2018].

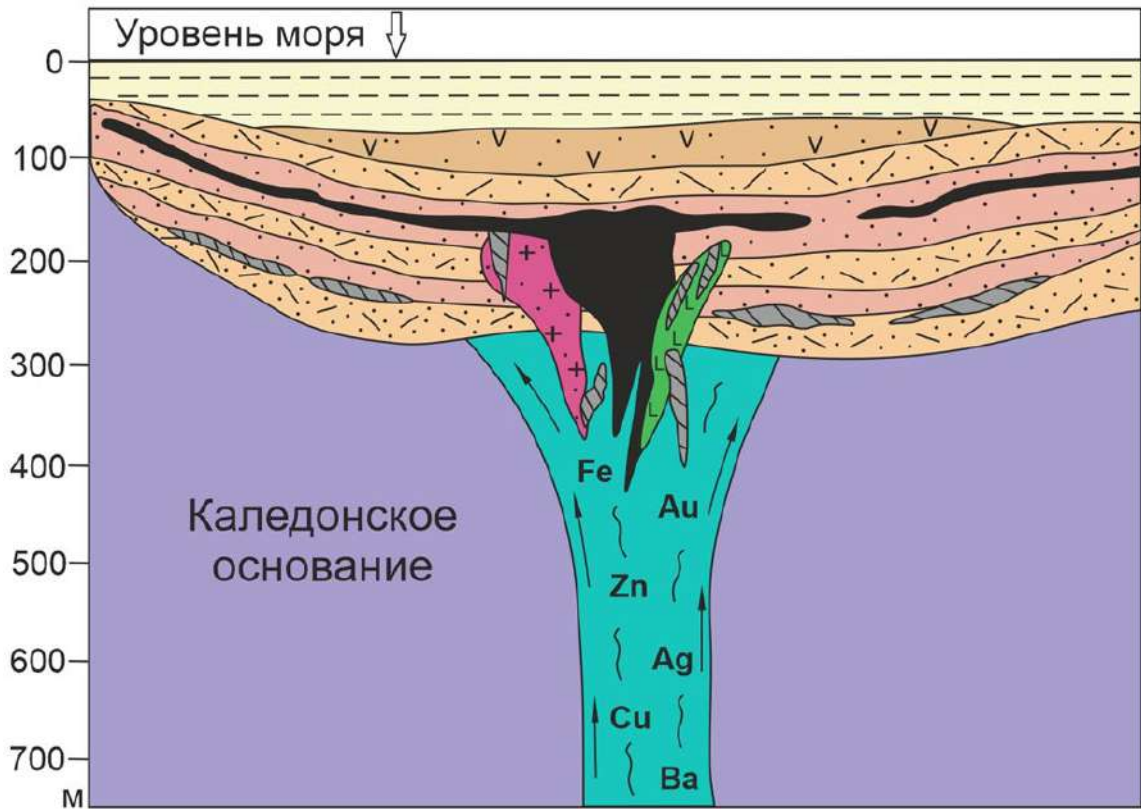


Рисунок 3.8 – Модель гидротермально-метасоматического рудообразования месторождения Малеевское [Дьячков и др, 2021]

В течение длительного геологического развития породы рудного поля претерпели различные метаморфические изменения: региональный, динамометрический, контактовый и гидротермальный метаморфизмы.

Метасоматические процессы, сопутствующие рудогенезу, оказывают значительное влияние на закономерности локализации руд и широко развиты во всех без исключения магматогенных образованиях месторождения. Зоны гидротермально-измененных пород контролируются в одних случаях элементами разрывной тектоники, в других – складчатыми структурами в сочетании с разрывными нарушениями. Приурочены зоны гидротермалитов преимущественно к подошвенной части надрудных порфировых тел, испытавших активное окварцевание, сопровождающееся серицитизацией, нередко хлоритизацией, альбитизацией и эпидотизацией.

Формирование околорудно-изменённых пород происходило в три этапа: дорудный, рудный, синрудный. Основная их масса сформировалась до отложения полиметаллических руд в дорудный этап, который подразделяется на две стадии: стадию выщелачивания и стадию переотложения. В первую стадию развивались преимущественно процессы выщелачивания компонентов, в результате чего образовались кварциты, кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые и кварц-серицит-карбонат-хлоритовые породы. В стадию переотложения вещества

были сформированы хлоритовые, карбонат-хлоритовые и альбит-кварцевые породы. Последние составляют 5...10% от общего объема пород.

Значительную роль в изменении внешнего облика минерального и химического состава метасоматических пород играли процессы динамометаморфизма (рисунок 3.10, а – г). Интенсивный динамометаморфизм фиксируется рассланцеванием их в эндоконтактовой части. Отдельные рудные прожилки, заключенные в кварц-серицитовых породах, деформированы. На месторождении отмечаются поздние кварцевые жилы, занимающие секущее положение по отношению к рудным телам и образовавшимся в связи с процессами последующего метаморфизма.

Мощность метасоматитов и интенсивно изменённых пород колеблется от первых метров до 100 м и более. Зона изменённых пород имеет резко выраженное асимметричное строение: мощность метасоматических пород лежачего бока рудных тел в 10...15 раз превосходит мощность изменённых пород висячего бока. Ширина зоны метасоматитов примерно в 1,5...2 раза больше ширины рудных тел.

На Малеевском месторождении формирование руд предположительно протекало в три этапа:

- Поствулканическая пропилитизация;
- Гидротермальный этап рудообразования;
- Метаморфогенный этап.

Данным этапам соответствуют последовательно сменяющие друг друга группы парагенезисов рудных и не рудных минералов.

Пропилитизация, связанная с формированием эффузивных и субвулканических комплексов девонской базальт-риолит-известковисто-терригенной формации, является наиболее древним наложенным процессом.

Отличительная черта данного процесса – локальная приуроченность ее продуктов к вулканогенным образованиям и ограниченная распространенность за их пределами. Минеральные ассоциации пропилитов диагностируются в субвулканических кислых породах на крыльях антиклинальных структур, где, по сравнению с ядерной частью, значительно снижается степень регионального метаморфизма. О развитии явлений пропилитизации на месторождении говорит присутствие группы пиритов, по данным изотопного анализа серы, отличающихся от пиритов околорудно-измененных пород и гидротермальных руд [Болдырева, 2019].

Околорудные изменения проявились на месторождении в породах рудовмещающей маслянской свиты, фреатомагматических брекчиях и риолитах субвулканического комплекса. По составу выделяется две группы околорудно-измененных пород: микрокварциты (кремниевые метасоматиты) и кварц-хлоритовые метасоматиты. Эпигенетические минералы пропилитовой формации представлены пиритом, мусковитом, анкеритом, а также проявлением роговой обманки. Характерной для пропилитов текстурой является пятнистая, вкрапленная, массивная.

Рудообразование, пространственно приуроченное к березитовой формации, происходило двумя основными способами: гидротермально-осадочным и гидротермально-метасоматическим. *Гидротермально-осадочные руды* формируются одновременно с комплексом нерудных минералов (хлоритом, минералами кремнезема, карбонатами и слюдами) на дне бассейна, а *гидротермально-метасоматические* отлагаются в пределах зон измененных пород, представленных песчаниками, алевролитами, алевропесчаниками и алевропелитами.

Предполагается, что основная масса промышленной руды была отложена на месторождении в одну стадию, которой отвечает формирование продуктивного парагенезиса,

вызвано различными сочетаниями минералов этой стадии, отражающим изменчивые физико-химические свойства среды рудоотложения, а не стадийную последовательность их образования.

Среди выделенных минеральных ассоциаций отмечается следующий возрастной ряд метасоматитов: серицит-карбонат-кварцевые → карбонат-серицит-кварцевые → кварц-серицитовые → серицит-кварцевые.

Для данных метасоматитов характерны массивная, плотная текстуры и микро-мелко-среднезернистая структуры. За счет присутствия слюдистых минералов отмечается лепидобластовая микроструктура, характеризующая неравномерные скопления мелкочешуйчатых агрегатов по породе. Кварц активно подвержен раскристаллизации и представлен несколькими генерациями:

1. Прожилковый и просечковый раскристаллизованный кварц, иногда отмечающийся в ассоциации с пиритом и карбонатом;
2. Околорудный пламенивидный кварц, обычно окаймляющий зерна пирита (рисунок 3.10, д, е, и, к);
3. Агрегаты неправильных форм, выполняющие окварцевание по массе.

За счет данных генераций для кварца присуща grano- и гетеробластическая микроструктура. Карбонат, представленный по результатам рамановской микроскопии анкеритом, характеризуется двумя генерациями: прожилками и просечками, а также обособленными агрегатами в основной массе. В роли аксессуарных минералов в метасоматитах диагностированы сфен и мусковит. Изредка отмечаются реликты андезина, полностью замещенные карбонатом, вследствие чего характеризующие реликтовую микроструктуру.

Метаморфогенные изменения в рудах Малеевского месторождения выразились в широком развитии наложенных минеральных ассоциаций, связанных с воздействием флюидов контактово-регионального метаморфизма, вызванного внедрением многофазового комплекса Змеиногорских гранитоидов (С₂₋₃) и региональной складчатостью. Руды, метасоматиты и вмещающие породы подверглись в различной степени ороговиканию, интенсивность которого возрастает по мере приближения к контакту с гранитоидами в северо-западном направлении. Под рудными телами за пределами гидротермально-измененных пород и внутри них сохранились целые блоки ороговиканных кремнистых алевролитов и песчаников. Наиболее развитыми роговиковыми минералами пород являются биотит, кордиерит, андалузит, актинолит. Мощность ороговиканных пород достигает 150...250 м. В кровле надрудных порфиров практически по всем скважинам наблюдаются зоны скарнирования. В преобладающем объеме в рудных зонах отмечаются кварциты и микрокварциты, образованные в результате метаморфизма песчаников (рисунок 3.9, г). В пределах рудных залежей формируется парагенетическая ассоциация метаморфогенных сульфидов и сульфосолей.

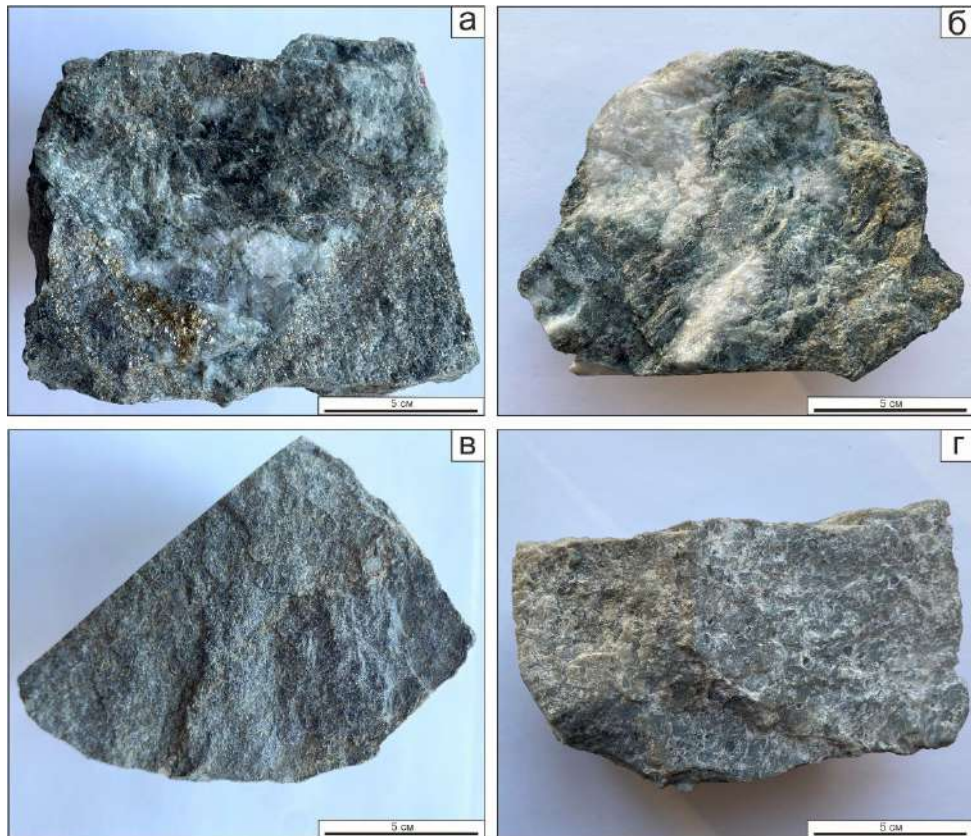


Рисунок 3.9 – Метасоматически измененные породы, слагающие месторождение Малеевское: а – серицит-кварцевый метасоматит по песчаникам, б – карбонат-серицит-кварцевый метасоматит по алевропесчанику, в – серицит-карбонат-кварцевый метасоматит по алевропесчанику, г – интенсивно окварцованный песчаник

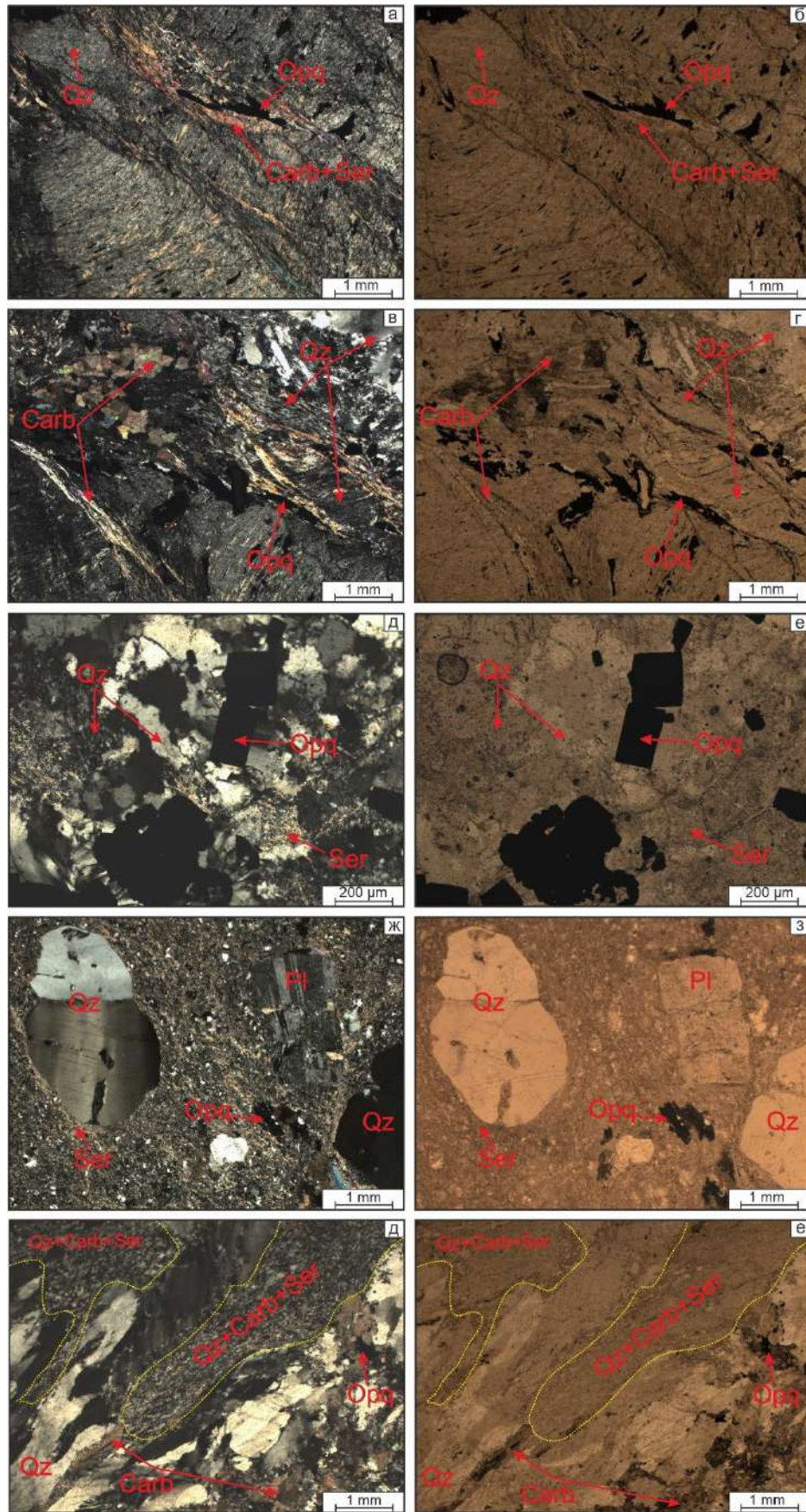


Рисунок 3.10 – Снимки метасоматически измененных пород на поляризационном микроскопе. а, б, в, г – активная зона смятия, проявленная в результате процессов регионального динамометаморфизма; д, е – агрегаты пламенивидного кварца; ж, з – порфиоровые включения

кварца и плагиоклаза в основной серицит-кварцевой массе (протолитом является риолит); и, к – агрегаты кварца формой между перьевидной и пламенеvidной. Условные обозначения: Qz – кварц, Pl – плагиоклаз, Fsp – КПШ, Chl – хлорит, Carb – карбонаты, Orq – рудный минерал. а, в, д, ж, и – скрещенные николи; б, г, е, з, к – параллельные николи

По данным проведенного химического анализа пород, вулканы кислого состава по своим петрохимическим характеристикам (таблица 3.3) принадлежат в основном к семейству низкощелочных риолитов и риодацитов известково-щелочной серии. Они характеризуются калиево-натриевой щелочностью, обогащенностью глиноземом и магнезией. Установлено закономерное изменение состава вулканогенных пород формации как по латерали, так и в разрезе. Латеральная изменчивость выражена в последовательном сглаживании контрастности вулканизма по мере увеличения роли калиевой щелочности в вулканитах в этом направлении, вертикальная – в увеличении вверх по разрезу роли натриевого компонента в щелочах. Эти особенности состава вулканитовой формации коррелируются в общем виде с изменением состава оруденения: с возрастанием роли калия в породах возрастает роль свинца в рудах, с увеличением натриевости пород увеличивается роль колчедана и меди.

Таблица 3.3 – Средние химические анализы вулканических пород

<i>Образец</i>	<i>Кол-во анализов</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Fe₂O₃</i>	<i>FeO</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>H₂O</i>	<i>P₂O₅</i>	<i>n.n.n.</i>
<i>Риолит</i>	37	76.66	0.16	11.22	1.16	1.52	0.05	1.16	0.67	2.98	2.71	–	–	–
<i>Риодацит</i>	41	70.79	0.36	13.52	1.11	1.58	0.04	1.41	0.87	2.28	3.73	–	–	–
<i>Вулканиит риолитовый</i>	26	79.39	0.24	10.57	0.84	1.39	0.03	0.96	0.62	3.66	1.59	0.16	0.04	0.52
<i>Вулканиит риодацитовый</i>	17	71.06	0.50	13.26	1.55	2.14	0.09	2.65	1.11	0.91	3.61	0.35	0.09	2.46

3.2.2.6. Морфология рудных тел

Месторождение представлено пластовыми залежами (Родниковой, Малеевской, Плаовской, Северной и Бобровской), залегающими в средней и верхних частях известково-кремнисто-алевролитовой толщи маслянской свиты мощностью 500...550 м, с субвулканическими телами риодацитовых порфиров [Щерба и др, 2000]. Данные зоны пологие (25...30°) с северо-западным направлением.

Рудные тела имеют массивное сложение в виде пластообразных и лентовидных залежей с неотчетливо выраженными корневыми ответвлениями и при подчиненном развитии корневых прожилково-вкрапленных зон. Границы рудных тел сложные и часто секущие взаимоотношения с вмещающими породами. Мощности их не выдержаны, имеются резкие раздувы и пережимы (рисунок 3.11). Верхняя часть залежей может рассматриваться как вулканогенно-осадочная, а нижняя секущая – гидротермально-осадочная. Руды имеют существенно колчеданный состав с повышенной долей пирита и халькопирита.

Выделенные в пределах Малеевской и Родниковой зон рудные тела, различаются по размерам, форме и условиям залегания. По размерам выделяются три группы: крупные, средние и мелкие. К крупным рудным телам относятся 3-е рудное тело Малеевской рудной зоны, 6-е и 7-е рудные тела – Родниковой. В них сосредоточен 91% запасов месторождения. Средние по размерам рудные тела выделены только в Родниковой зоне, и доля их в общих запасах месторождения составляет около 6%. Доля в общих запасах, оставшихся двадцати мелких рудных тел, составляет только 3%.

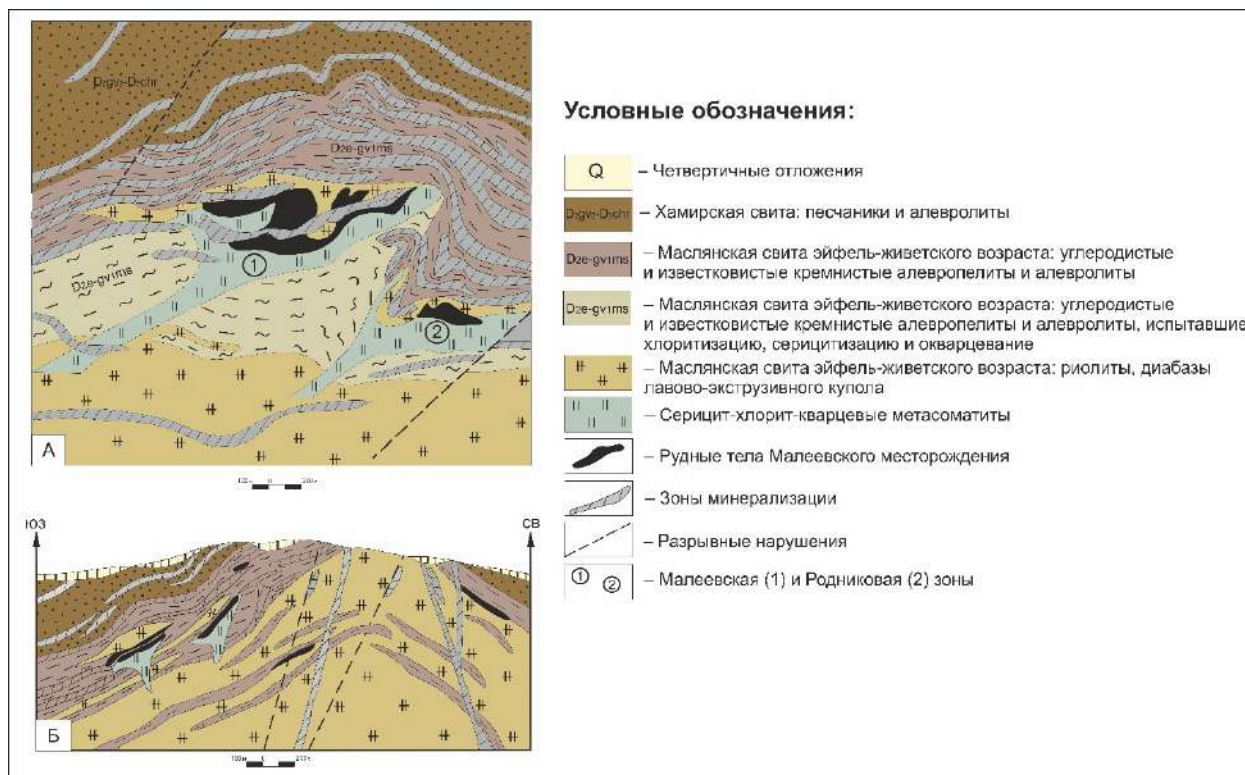


Рисунок 3.11 – Схематический геологический план двенадцатого горизонта Малеевского месторождения (А) и разрез через Малеевско-Путинцевскую антиклиналь по профилю месторождения (Б) [по Жаксалыкову, 1986 с изменениями автора работы]

Залежи наиболее крупной Родниковой зоны расположены в верхах средней – низах верхней части маслянской свиты, где тесно перемежаются измененные гипабиссальные базиты и

алевролиты, и приурочены к подошве маломощного субсогласного тела порфировых риолитов. По восстанию зона выклинивается в 300 м от поверхности. Мощность – 120...380 м, ширина – около 900 м, протяженность по склонению – до 1500 м. Оруденение в зоне представлено двумя крупными (№6, №7), содержащими до 90% запасов месторождения, и несколькими мелкими телами. Рудное тело №6 имеет протяженность по склонению 900 м при ширине 20...500 м (средней 275 м) и мощности 0,6...79,3 м. Рудное тело №7 расположено под рудным телом №6 и отделено от него силлом пострудных диабазов. Мощность его варьирует от 0,4 до 61 м, протяженность по склонению 1600 м, ширина от 138 м до 610 м.

Малеевская рудная зона, расположенная северо-восточнее Родниковой и почти параллельна ей, имеет выход на поверхность, а ее верхняя часть, представленная рудным телом №1, частично была отработана. Мощность зоны составляет 65...220 м, протяженность по склонению 1300 м, ширина – 150...300 м. В зоне обособляется несколько рудных тел лентовидной формы, осложненных купольными выступами в кровле и апофизами в подошве, заключающих более 12% всех запасов месторождения. Размеры рудных тел различные. Наиболее крупное по запасам рудное тело №3 прослежено по склонению на 1350 м, при ширине в 60...230 м и средней мощности 11,8 м (от 0,3 до 82 м). Верхняя часть небольшой залежи №1, открытой еще в 1810 году, частично отработана карьером и системой выработок из штольни. Морфология рудных тел этой залежи сложная. В грубом приближении они отвечают типу лентовидных. На фоне общего пологого (30°) склонения на северо-запад наблюдаются крутые столбообразные осложнения и неравномерность в распределении рудных концентраций.

По данным Т.К. Жаксалькова, А.И. Городко, В.М. Мирошниченко, 1986 г и других исследователей на Малеевском месторождении установлено несколько уровней преимущественной локализации оруденения, охватывающих диапазон в 600...700 м разреза вмещающей толщи: маслянской и ревнюшинской.

Наиболее мощные и богатые промышленные руды сконцентрированы на верхнем уровне в 150...300 м ниже границы маслянской свиты на контакте кварцитов с верхним телом порфиров. В нем сосредоточены практически все промышленные руды, представленные рядом согласных седловидных, линзо- и плитообразных рудных залежей с четкими верхними контактами, определяемыми контрастной сменой сплошных руд перекрывающими породами. Лишь в редких случаях над сплошными рудами отмечаются маломощные ореолы вкрапленной или прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации. В лежачем боку залежей сплошных руд развиты прожилково-вкрапленные и жильные типы оруденения, выполняющие трещины и цементирующие брекчии гидротермально измененных пород. Промышленные контуры лежачего бока рудных залежей определяются опробованием.

Средний уровень, находящийся на 400...500 м ниже указанной границы двух свит, по данным редких скважин, характеризуется наличием бедной прожилково-вкрапленной минерализации. На этом уровне расположены секущие крутоориентированные мелкие тела с содержанием суммы металлов 1,8...4,7%.

Нижний уровень, находящийся на 800...900 м ниже контакта зыряновской-хамирской свит, располагается в низах разреза маслянской свиты вблизи контакта ее с ревнюшинской свитой. По данным отдельных скважин, данный уровень включает прожилково-вкрапленное оруденение, мощностью до 3,9 м с содержанием свинца (0,7%), цинка (5,22%) и меди (0,47%). Нижние контуры балансовых руд четкие, но в большинстве случаев определяются только по данным опробования, поскольку лежачий бок оруденения имеет прожилково-вкрапленный тип.

Геологически оруденение распространяется также ниже выделенных рудных тел с постепенным погасанием интенсивности минерализации.

Внутреннее строение рудных тел по минеральному составу является весьма сложным и подразделяется на такие разновидности как полиметаллические, медно-цинковые, барит-содержащие руды и серно-колчеданные (пиритовые) руды. На данные типы руд накладываются барит-содержащие руды, выделенные по бортовому содержанию барита 6%.

Общая зональность распределения основных природных типов руд, выражающаяся в их смене от подошвы к кровле рудных тел обусловлена проявлением двух типов первичной зональности:

- Стадийная зональность (формирование руд серно-колчеданной и колчеданно-полиметаллической стадий);
- Зональность отложения (отмечается в пределах образований колчеданно-полиметаллической стадии).

ГЛАВА 4. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД

Для изучения вещественного состава колчеданных руд были отобраны образцы в эрозионных срезах, характеризующихся сильным эродированным оруденением. Для подтверждения данного факта автором работы были рассчитаны мультипликативные показатели, оценивающие уровень эрозионного среза, по формулам (1):

$$\frac{Au * Ag * Sb}{Co * Mo * W} \text{ или } \frac{Ag * Cu}{Co * Mo} \quad (1)$$

Содержания указанных примесных элементов в рудах были получены при помощи ICP-MS анализа. Рассчитанные данные имели значение ниже 0,01, что свидетельствует о сильном эродированном оруденении как на месторождении Абыз, так и на Малеевском.

4.1. Месторождение Абыз

4.1.1. Текстурно-структурные особенности руд

На месторождении Абыз значительное распространение имеют колчеданные руды. Их структуры и текстуры служат важными генетическими признаками, с помощью которых оцениваются особенности условий образования данных руд.

В результате исследований было установлено, что руды месторождения характеризуются довольно сложным минеральным составом, связью минералов между собой и большим набором парагенезисов. В ходе исследования изучались два типа руд (рисунок 4.1): сплошной (или иначе сливной) и вкрапленный.



Рисунок 4.1 – Типы колчеданных руд на месторождении Абыз: а – сплошной (сливной), б – вкрапленный

Что касается крупности зерен, структуры минеральных агрегатов тяготеют к тонкозернистым – неравномернозернистым с значительным преобладанием мелко- и среднезернистых агрегатов с размером лежащих в интервале 0,015...2,2 мм. Обычно для минеральных зерен характерна неправильная форма, реже изометричная. Границы срастания

сульфидов между собой и в частности с нерудными минералами в подавляющем большинстве неровные. Данные характеристики диктуют идиоморфнозернистую, аллотриоморфнозернистую и гипидиоморфнозернистую структуры.

Для рудообразующих минералов преобладают структуры срастания: обломочная, коррозионная, эмульсионная, решетчатая, графическая, коллоидная, катаклатическая, осколочная, ситовидная, структура дробления, срастания и распада твердых растворов.

Наиболее распространенное оруденение на месторождении представлено **сплошными (сливными) рудами**, которые на 95...98 % сложены сульфидами. Для руд данного типа характерно равномерное и сплошное сложение агрегатов минералов.

В составе сульфидов преобладают пирит и халькопирит, суммарно составляющие от 70 до 90 % общего объема. Распределение данных минералов в руде неравномерное: отдельных частях рудного тела халькопирит доминирует над пиритом, достигая 68...75 % от общей рудной массы, при этом доля пирита составляет 22...30 % (рисунок 4.2, а, г), а иногда, наоборот, доминирует пирит, занимающий до 55...60 % общего объема, в данном случае на долю халькопирита приходится всего 30...40 %. Для срастания зерен (выделений) пирита, халькопирита и сфалерита типична аллотриоморфнозернистая структура. Нередко в пирите по трещинам или же в виде неправильных включений отмечаются агрегаты халькопирита, галенита и весьма редко сфалерита. Халькопирит нередко накапливается по элементам структуры метаколлоидного пирита или по его трещинкам. В сплошных рудах перекристаллизованная халькопиритовая рудная масса обычно замещает пирит (рисунок 4.2, г). Часто отмечается консолидирование зёрен пирита халькопиритом (рисунок 4.2, а, г) и сфалеритом (рисунок 4.2, б), создающее цементную микроструктуру [Мазуров и др, 2021].

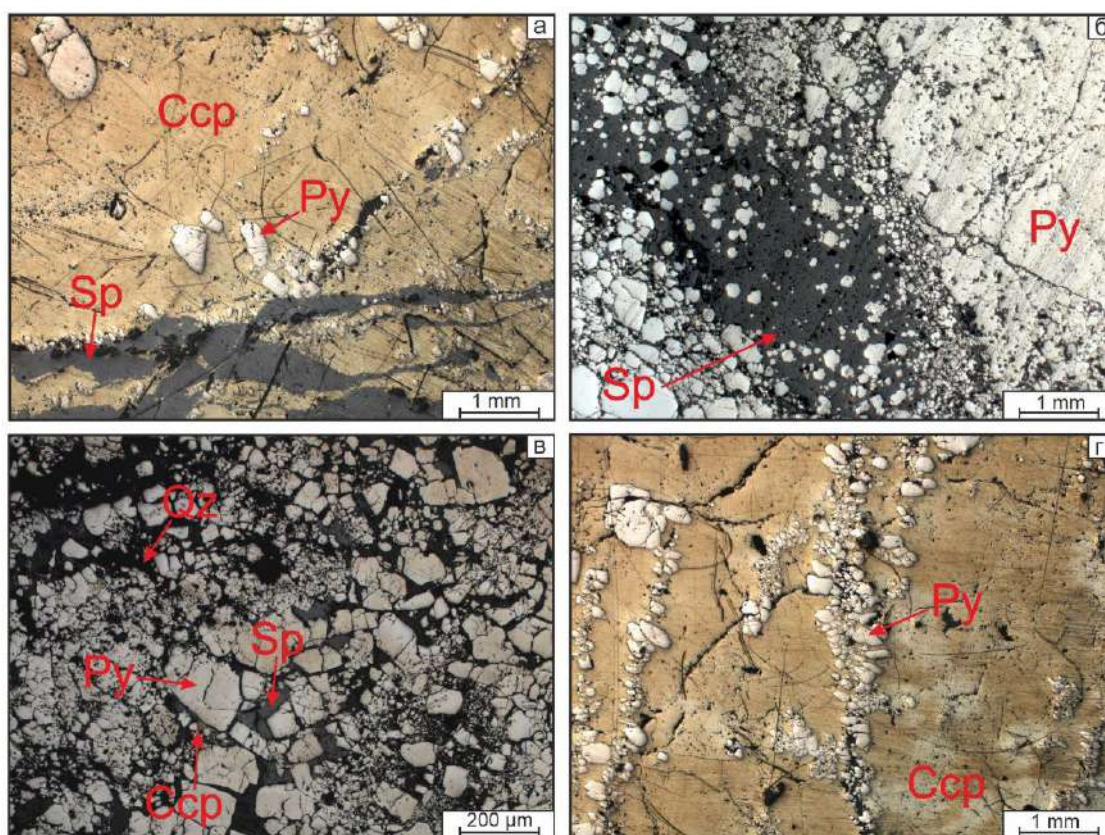


Рисунок 4.2 – Снимки сплошных руд с поляризационного микроскопа: а – доминирование халькопирита над пиритом; б – раздробленные зёрна пирита, подвергшиеся

динамометаморфическому воздействию, в перекристаллизованном агрегате сфалерита; в – своеобразное срастание сульфидов и активное раздробление агрегатов пирита; г – цементная микроструктура, характеризующая консолидирование пирита в халькопирите. Сср – халькопирит, Ру – пирит, Gn – галенит, Sp – сфалерит, Qz – кварц

Ситовидная и графическая структуры типичны для агрегатов халькопирита и сфалерита, представленного тонкими (до 0,0025 мм) вростками в медном сульфиде. Иногда в сплошных рудах можно наблюдать как в более плотный халькопирит-пиритовый агрегат проникает в тонкозернистый сфалерит, эти взаимоотношения свидетельствуют об их первоначально вязком состоянии.

Зачастую халькопирит встречается в виде перекристаллизованной тонкозернистой руды, ксеноморфных зерен в срастании с пиритом или эмульсиевидной вкрапленности в этом же минерале или сфалерите.

Сфалерит, в свою очередь, встречается намного реже, нежели пирит и халькопирит. Обычно развивается совместно с основной массой халькопирита в виде прожилковидных выделений, не выдержанных по мощности (рисунок 4.2, а), и реже в виде небольших скоплений, заполняющих межзерновое пространство пирита (рисунок 4.2, в). Но обнаружены случаи, когда в руде брекчиевой структуры обломки раздробленного пиритового агрегата цементируются сфалеритом (рисунок 4.2, б).

Галенит находится в подчиненном количестве в сплошных рудах, в процентном содержании не превышающий 1...3 % от общего объема рудной массы. Чаще всего встречается в виде мелких неправильных вкрапленностей в пирите (по трещинам и пустотным пространствам) или на его границах, а также в основной массе халькопирита.

Нерудные минералы представлены кварцем и анкеритом, занимающими не более 2...5% объема сплошных руд. Обычно преобладает кварц, представленный в виде прожилков и просечек, не выдержанных по мощности (до 0,5 мм), и изометричных или неправильных зёрен (раскристаллизованных агрегатов) размером от 5 до 30 мкм.

Для руд сплошного типа отмечается массивная, полосчато-слоистая и редко пятнистая текстуры.

Вкрапленные руды отмечаются в подчиненном количестве, характеризуются преобладанием нерудного материала над рудным, на 40 % сложены сульфидными и 60 % нерудными минералами. В составе сульфидов преобладают пирит и сфалерит, суммарно составляя до 35...38 % от объема рудной минерализации. Распределение данных минералов в руде неравномерное. Чаще всего пирит доминирует над сфалеритом, составляя примерно 22...30 % [Мазуров и др, 2021].

Сульфидные скопления образованы изоморфными и неправильными выделениями пирита, образующими гипидиоморфнозернистую и аллотриоморфнозернистую структуры (рисунок 4.3). В руде катакластической (брекчиевой) структуры обломки раздробленного пиритового агрегата цементируются обычно кварцем (рисунок 4.3, а – г), в некоторых случаях сфалеритом. Зачастую пирит со сфалеритом и кварцем образуют гипидиоморфнозернистые срастания.

Пирит так же, как и в сплошных рудах, представлен двумя генерациями – кристаллически-зернистым и коллоидным. Кристаллически-зернистый пирит во вкрапленных рудах преобладает, характеризуется как изометричными, так и неправильными зёрнами, размер которых колеблется от 0,1 до 6,5 мм. Кроме того, на многих зёрнах сульфида обнаружены следы явного динамометаморфизма, представленного в виде целой системы трещин, которые расположены

поперек удлинения зерен (рисунок 4.3, а, в). Часто по трещинам дробления (катаклаза) в зернах пирита развиваются сфалерит и в меньшей степени халькопирит. Мощность данных прожилковидных и амeboобразных выделений, образованных посредством заполнения полостей трещин, достигает 0,01...0,2 мм.

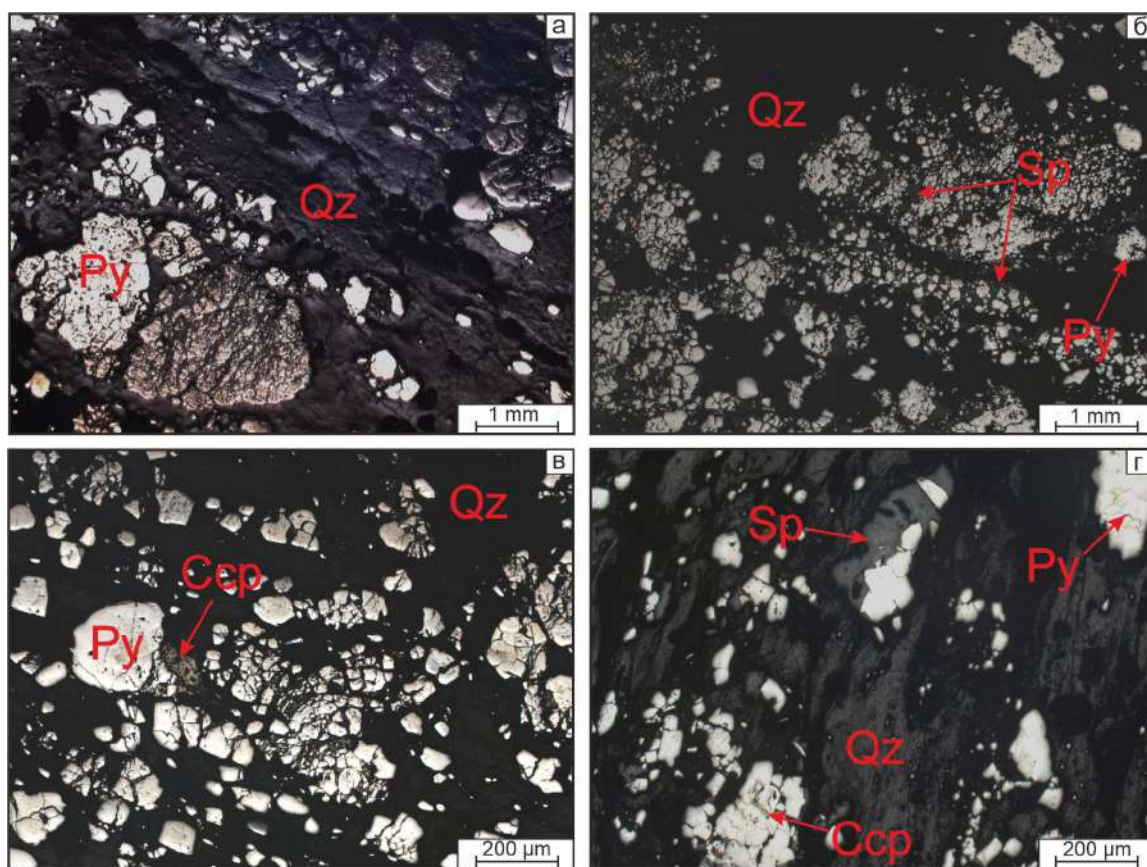


Рисунок 4.3 – Снимки вкрапленных руд на поляризационном микроскопе. а – зерна пирита со следами динамометаморфизма, заключенные в кварц; б – тонкозернистый смешанный агрегат пирита и сфалерита обнаруживает самопроизвольную пятнистую перекристаллизацию в виде стяжений; в – выполнение трещин, пор и пустот в зернах пирита халькопиритом; г – включения пиритовых и сфалеритовых агрегатов в кварце. Csp – халькопирит, Py – пирит, Gn – галенит, Sp – сфалерит, Qz – кварц

В процентном содержании сфалерит составляет 25...40 % от общей рудной массы. Зачастую сульфид цинка представлен в виде прожилков мощностью от 0,01 до 0,5 мм, секущих скопления зерен пирита. Обнаружены случаи, когда данный минерал ассоциирует с халькопиритом и галенитом в виде аллотриоморфнозернистых скоплений, приуроченных к межзерновым пространствам пирита. Вкрапленность пирита и халькопирита наблюдается в свободном виде и в срастании друг с другом в кварце.

Спорадически наблюдается обрастание глобулитового агрегата пирита колломорфно-зональными каёмками, а в промежутках сферических поверхностей развивается тонкозернистый пирит. Между глобулями пирита выделяются мелкие включения сфалерита, которые замещают пирит.

В результате последовательного выделения сульфидов образована каемочная структура, образованная за счет того, что более поздний по времени выделения сфалерит нарастает на выделения пирита, образуя прерывистые и невыдержанные по мощности каемки.

Галенит в описываемом типе руд представлен в резко подчинённом количестве – 1...3 % от общей рудной массы, образует разнообразные формы включений, выполняющие пустоты в зернах пирита и реже халькопирита. Размеры отдельных зерен колеблются в пределах 10 мкм, но в среднем не превышают 5 мкм.

Нерудные минералы представлены кварцем, анкеритом и весьма редко отмечаются по поверхности руд наложения глинистого вещества диккит-каолинитового состава. Преобладающим минералом при все этом является кварц.

4.1.2. Минеральный состав руд

Минеральный состав руд, изученный оптической и сканирующей электронной микроскопией, представлен силикатами, карбонатами, фосфатами, оксидами, сульфидами, теллуридами и самородными минералами.

По отношению к вмещающим породам промышленное оруденение месторождения Абыз является эпигенетичным. Гипергенные руды на месторождении отработаны. В таблице 4.1 представлен минеральный состав гипогенных (первичных) поликомпонентных руд с разделением на главные, второстепенные, редкие и очень редкие минералы.

Таблица 4.1 – Минеральный состав первичных колчеданных руд месторождения Абыз

Примечание:

* – минералы, впервые обнаруженные автором работы

¹ – Te-Vi минералы, выявленные предшественниками, но не идентифицированные автором работы

Главные	Второстепенные	Редкие	Очень редкие
Рудные минералы			
Пирит FeS Халькопирит $CuFeS$ Сфалерит PbS Галенит PbS	Рутил TiO_2 Тетраэдрит $(Cu, Fe)_{12}Sb_4S_{13}$ Арсенопирит $FeAsS$	Электрум (Au, Ag) Самородное золото Au Гессит Ag_2Te Алтаит $PbTe$ Ильменит $FeTiO_3$ Касситерит SnO_2 Кубанит $CuFe_2S_3$ Теннантит $Cu_{12}As_4S_{13}$ Пирротин $Fe_{(1-x)}S_{x=0-0.17}$ Борнит Cu_5FeS_4	Петцит Ag_3AuTe_2 *Калаверит $AuTe_2$ Кюстелит Ag Теллуровисмутит Bi_2Te_3 *Ченгуодаит $Ag_9FeTe_2S_4$ Самородная медь Cu Лаутит $CuAsS$ *Раклиджит $(Bi, Pb)_3Te_4$ Циркон $ZrSiO_4$ Колорадоит $HgTe$ *Штютцит Ag_5Te_3 Самородный теллур ¹ Te Самородный висмут ¹ Bi Айкинит ¹ $PbCuBiS$ Прустит Ag_3AsS_3 Пираргит $(Ag_3Sb)S_3$ Стефанит Ag_5SbS_4 Энаргит Cu_3AsS_4 Магнетит Fe_3O_4 Гематит Fe_2O_3 Титанит $CaTiSiO_5$
Нерудные минералы			
Кварц SiO_2 Серицит $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	Барит $BaSO_4$ Альбит $Na[AlSi_3O_8]$	Монацит $(La, Ce, Nd) PO_4$ Тернемобит $(Ce, La, Nd)_2Al(SiO_4)_2(OH)$	Цеолиты $Me_{2/n}OAl_2O_3xSiO_2yH_2O$ Угlistое вещество (кероген)

Продолжение таблицы 4.1

Главные	Второстепенные	Редкие	Очень редкие
Рудные минералы			
Анкерит $Ca(Fe, Mg, Mn)(CO_3)_2$	Эпидот $Ca_2Fe^{3+}Al_2(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$ Хлорит $(Mg, Fe)_3(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot (Mg, Fe)_3(O, H)_6$		Диккит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ Каолинит $Al_2[Si_2O_5](OH)_4$

В таблице 4.2 указаны уровни распространения минералов, диагностированных в колчеданных рудах, а также представлена краткая характеристика их морфологии.

Таблица 4.2 – Уровень распространенности минералов и их морфология

Группа	Минерал	Уровень распространения	Морфология агрегатов	
Сульфиды	Пирит FeS	Главный	Идиоморфнобластическая, мелкозернистая, аллотриоморфная	
	Халькопирит CuFeS	Главный	Зернистая вкрапленность и коллоидные образования	
	Галенит PbS	Второстепенный	Прожилковидные выделения, зернистая вкрапленность	
	Сфалерит ZnS	Второстепенный	Ксеноморфные зерна, эмульсиевидные и прожилковидные включения	
	Лаутит CuAsS	Примесь	Прожилковидные аллотриоморфные агрегаты	
	Тетраэдрит $(Cu, Fe)_{12}Sb_4S_{13}$	Второстепенный	Ксеноморфные зерна, эмульсионные включения	
	Арсенопирит FeAsS	Второстепенный	Редкий	Зернистая вкрапленность
	Борнит Cu_5FeS_4			
	Кубанит $CuFe_2S_3$			
	Теннантит $Cu_{12}As_4S_{13}$			
	Пирротин $Fe_{(1-x)}S_{x=0-0.17}$	Очень редкий		Неправильная каплевидная, слабоугловатая, округлая
Ченгуодаит $Ag_9FeTe_2S_4$				

Продолжение таблицы 4.2

Группа	Минерал	Уровень распространения	Морфология агрегатов
Сульфиды	Прустит Ag_3AsS_3	Очень редкий	Зернистые агрегаты неправильных форм
	Пираргит $(Ag_3Sb)S_3$		
	Стефанит Ag_5SbS_4		
	Энаргит Cu_3AsS_4		
Самородные	Электрум (Au, Ag)	Редкий	Прожилковидные выделения, зернистые агрегаты неправильных форм
	Золото Au		
	Медь Cu	Примесь	Единичные зерна неправильных форм
	Кюстелит Ag		
Теллуриды	Гессит Ag_2Te	Редкий	Прожилковидные выделения, зернистая вкрапленность, характеризующаяся неправильными, овальными, угловатыми, проволочковидными агрегатами
	Алтаит $PbTe$	Редкий	Зернистая вкрапленность, ксеноморфные, просечковидные выделения
	Петцит Ag_3AuTe_2	Редкий	Зернистая вкрапленность, ксеноморфные, просечковидные выделения. Характерно скопление агрегатов
	Калаверит $AuTe_2$	Очень редкий	
	Теллуrowисмутит Bi_2Te_3		
	Раклиджит $(Bi,Pb)_3Te_4$		
	Колорадоит $HgTe$	Очень редкий	Зернистая вкрапленность, ксеноморфные, просечковидные выделения
	Штютцит Ag_5Te_3		
	Оксиды	Рутил TiO_2	Аксессуарий
Ильменит $FeTiO_3$			
Касситерит SnO_2			
Циркон $ZrSiO_4$			

Продолжение таблицы 4.2

Группа	Минерал	Уровень распространения	Морфология агрегатов
Оксиды	Магнетит Fe ₃ O ₄	Акцессорий	Зернистая вкрапленность, зачастую неправильных форм
	Гематит Fe ₂ O ₃		
	Титанит CaTiSiO ₅		
Нерудные	Кварц SiO ₂	Главный	Жильная, зернистая
	Анкерит Ca(Fe,Mg,Mn)(CO ₃) ₂		
	Серицит KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂	Второстепенный	Мелкочешуйчатый, тонкопластинчатый игольчатый
	Хлорит (Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ · (Mg,Fe) ₃ (OH) ₆		
	Альбит Na[AlSi ₃ O ₈]	Редкий	Таблитчатые кристаллы, нередко отмечаются нечеткие контуры агрегатов
	Эпидот Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O (OH)		
	Диккит Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	Примесь	Скопления чешуйчато- пластинчатых агрегатов
	Каолинит Al ₄ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₈		
	Угlistое вещество (кероген)	Акцессорий	Прожилки, псевдоморфозы
	Цеолиты Me _{2/n} OAl ₂ O ₃ xSiO ₂ yH ₂ O		
Сульфаты	Барит BaSO ₄	Второстепенный	Зернистые агрегаты зачастую с неправильными формами
Минералы группы редкоземельных элементов (РЗЭ)	Монацит (La,Ce,Nd) PO ₄	Акцессорий	Зернистые выделения разнообразных неправильных форм
	Тернеобит (Ce,La,Nd) ₂ Al(SiO ₄) ₂ (OH)		

4.1.2.1. Рудные минералы

Главные минералы

Главные рудообразующие минералы на месторождении представлены пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Основными минеральными ассоциациями сульфидов в минерализованных зонах являются: *пирит ± халькопирит*; *пирит ± халькопирит ± сфалерит*; *халькопирит ± сфалерит*; *пирит ± галенит*.

Пирит (FeS_2) является самым распространенным сульфидом в составе как сплошных, так и вкрапленных руд. Детальное микроскопическое изучение минерала позволило отметить разнообразие форм его проявления. В ходе исследования выявлено, что пирит характеризуется в подчиненном значении коллоидными зернами и в большем объеме кристаллически-зернистыми формами выделения и представлен кристаллами трех габитусов: кубического (рисунок 4.3, а), комбинации пентагондодекаэдра и куба (рисунок 4.3, б) и пентагон-додекаэдрического (рисунок 4.3, в).

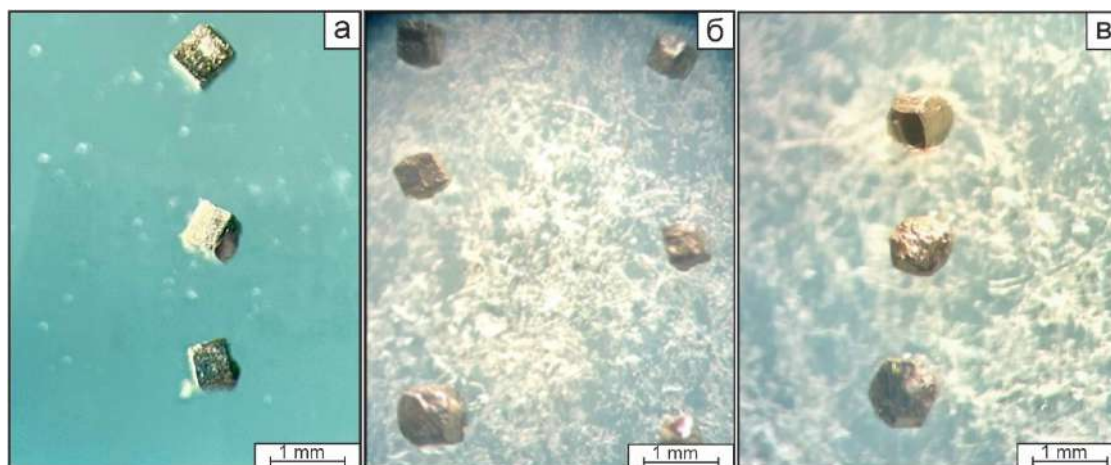


Рисунок 4.3 – Снимки с бинокля, демонстрирующие кристаллические формы пирита: кубическая (а), комбинация пентагондодекаэдра и куба (б), пентагон-додекаэдрическая (в)

Сульфид в рудах представлен, как минимум, тремя генерациями.

За счет того, что руды месторождения метаморфизованные, пирит представлен средними-крупными зернами размером 0,4...2 мм с гомогенным строением и отсутствием зональности. Зачастую агрегаты раздробленные и сцементированы более пластинчатым халькопиритом. В результате метаморфизма пирит перекристаллизовался и укрупнился (совместно с халькопиритом).

Наиболее ранние проявления *пирита I* характеризуются кристаллически-зернистыми агрегатами, распространенными в виде рассеянной вкрапленности в дорудную стадию. Обычно сульфид характеризуется идиоморфнобластическими выделениями с присутствием кристаллографической огранки (рисунок 3.4, а – г) и размером в среднем 200 мкм.

Пирит II, отмечающийся в рудную стадию, наиболее полно проявился в паре с халькопиритом *I*. Сульфид представлен мелкозернистыми агрегатами с аллотриоморфными очертаниями. Спорадически отмечается как в крупных кристаллических вкрапленниках пирита происходят взаимопрорастания с халькопиритом и сфалеритом. За счет данного процесса минерал зачастую имеет «изъеденную» внутреннюю часть и занозистые края. В основном зерна характеризуются размером от 0,15 до 1,1 мм (рисунок 4.4), в подавляющем объеме отмечаются зерна размером до 2...3 мм.

Пирит III представлен коллоидными агрегатами, формирующимися в гидротермально-жильный период минералообразования, где он диагностируется в кварц-карбонатных прожилках и просечках. Данная генерация сульфида встречается редко как в сплошных, так и во вкрапленных рудах и представлена обычно тонкодисперсным агрегатом, реже колломорфно-зональными, глобулярными и другими агрегатами. Размер зерен тонкодисперсного пирита колеблется в пределах 5...95 мкм (рисунок 4.4, е).

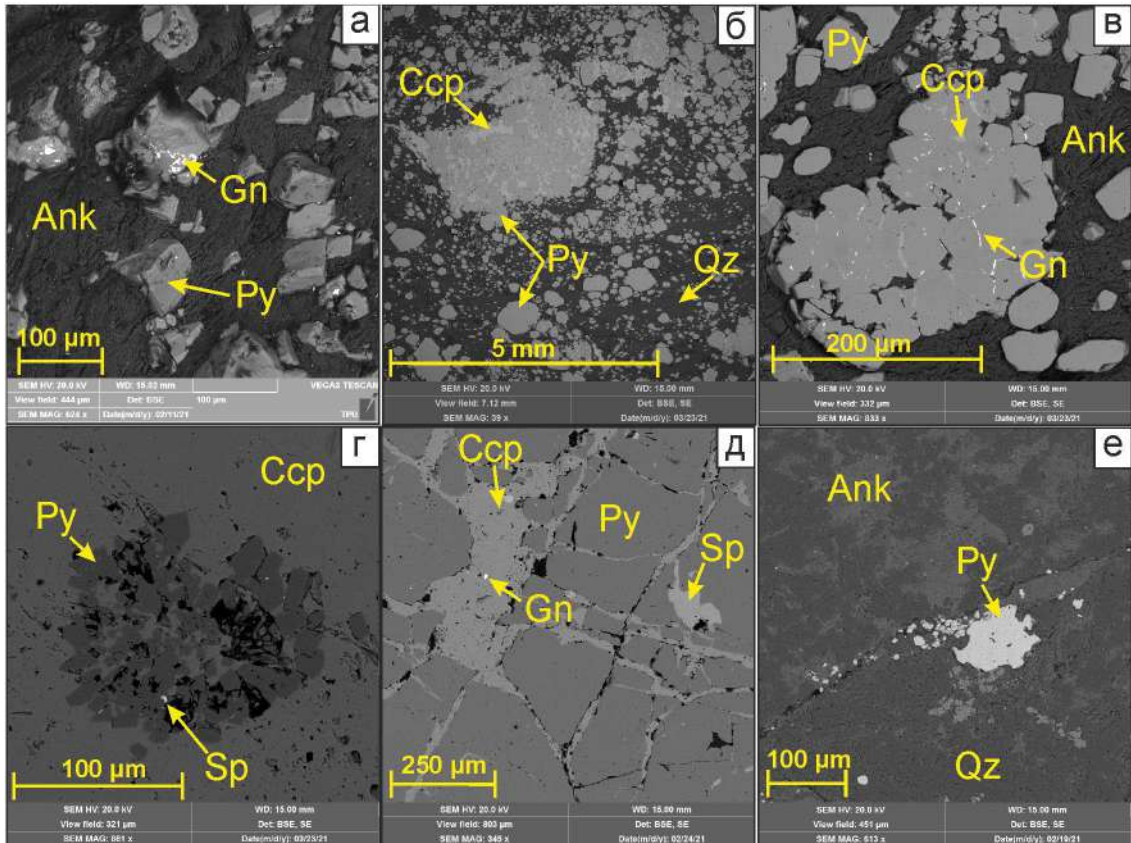


Рисунок 4.4 – Характер выделения пирита и его взаимосвязь с другими минералами. а – кубические зерна пирита, с развитием по поверхности галенита, в анкерите; б – взаимопроращение пирита и халькопирита; в – развитие по пириту эмульсионных включений пирита, а также формирование по микротрещинах галенита; г – раздробленные агрегаты пирита в халькопиритовой основной массе; д – цементация пирита халькопиритом; е – скопления коллоидного пирита и его крупного агрегата с «рваными» краями. Условные обозначения: Py – пирит, Qz – кварц, Ank – анкерит, Ccp – халькопирит, Sp – сфалерит, Gn – галенит

Химический состав пирита изучен с помощью энергодисперсионного анализа более чем в 50 образцах. Концентрации главных минералообразующих элементов в пирите месторождения изменяются в следующих пределах, мас. %: Fe – 38,25...52,76; S – 32,97...51,23 при теоретическом составе минерала [по Бетехтину, 2007] согласно формуле: Fe – 46,6 %, S – 53,4 %.

Кроме главных элементов отмечается присутствие таких элементов, как Cu (0,36 %), Zn (0,096%), As (0...0,022%), Ni (0,023%), Cr (0,027%), Mn (0,025%), Pb (0,01%), Ti (0,0049%), Ga (0,012%), спорадические – Au, Ag, Ge, Ce и Sm. Концентрации Ni связаны с изоморфным замещением железа. Примеси Cu и Zn ассоциируются с ультратонкими механическими включениями халькопирита и сфалерита. Закономерных изменений концентраций примесных элементов от состава в минерале не обнаружено.

К пириту отмечается приуроченность халькопирита CuFeS_2 , галенита PbS , сфалерита ZnS , тетраэдрита $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, арсенопирита FeAsS , борнита Cu_5FeS_4 , теннантита $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$, пирротина $\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}_{x=0-0.17}$, прустита Ag_3AsS_3 , пираргита $(\text{Ag}_3\text{Sb})\text{S}_3$, стефанита Ag_5SbS_4 , энаргита Cu_3AsS_4 , самородного золота Au , алтаита PbTe , гессита Ag_2Te , теллуrowисмутита Bi_2Te_3 , раклиджита $(\text{Bi, Pb})_3\text{Te}_4$, ченгуодаита $\text{Ag}_9\text{FeTe}_2\text{S}_4$, электрума (Au, Ag) , калаверита AuTe_2 и петцита Ag_3AuTe_2 . При этом, по результатам проведенных анализов, данный сульфидный минерал по сравнению с другими сульфидами, наиболее обогащен самородным тонкодисперсным золотом Au , теллуrowисмутитом Bi_2Te_3 , раклиджитом $(\text{Bi, Pb})_3\text{Te}_4$, электрумом (Au, Ag) и калаверитом AuTe_2 .

Халькопирит (CuFeS_2) является вторым по распространенности минералом и представлен первичным (гипогенным) минералом, слагающим как сплошные, так и вкрапленные руды месторождения. Медьсодержащий минерал встречается повсеместно в сплошных рудах и часто выполняет межзерновые пространства между зернами пирита, образуя цементирующий агрегат (рисунок 4.5).

Сульфид сформирован на стыке позднеметасоматической (дорудной) и рудной стадии. Обычно халькопирит образует цементирующую массу, проникающую в ранее сформированный сульфидный минерал – пирит: в трещины сульфида и пустоты между его зернами (рисунок 4.5, б, в). Часто в данной цементирующей массе отмечается рассеивание прочих рудных компонентов, среди которых чаще всего встречается сфалерит (рисунок 4.6, а), с которым, как отмечено, сульфид всегда находится в очень тесной взаимосвязи, указывающей на близкие по времени периоды образования данных минералов [Николаева и др, 2020; Николаева и др, 2021]. Халькопирит нередко накапливается по элементам структуры метаколлоидного пирита или по его трещинкам. Также нередко медьсодержащий сульфид содержит неправильные, проволочковидные включения агрегатов галенита (рисунок 4.5, а).

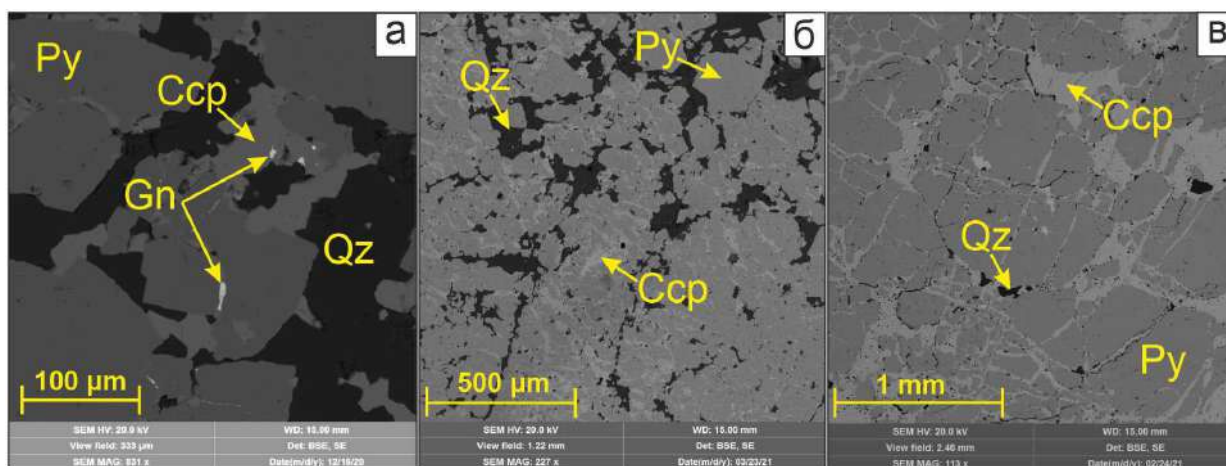


Рисунок 4.5 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения халькопирита в колчеданных рудах. Условные обозначения: Py – пирит, Qz – кварц, Ccp – халькопирит, Gn – галенит

Концентрации минералообразующих элементов составили, мас. %: Fe – 24...33,87; Cu – 27,46...38,23; S – 24,46...35,13 при теоретическом составе минерала [по Бетехтину, 2007] согласно формуле: Fe – 30,54 %, S – 34,92 %, Cu – 34,57 %. Кроме главных элементов фиксируется присутствие таких примесей, как Zn (0,2%), As (0,0485%), Ni (0,017%), Cr (0,03%), Mn (0,15%), Pb (0,057%), спорадические – Au, Ag и Os. При этом содержания примесей Zn и Au в минерале возрастают с увеличением содержания S.

По результатам всех проведенных анализов, халькопирит умеренно обогащен самородным золотом Au, алтаитом PbTe, гесситом Ag₂Te, раклиджитом (Bi, Pb)₃Te₄, ченгуодаитом Ag₉FeTe₂S₄, штюцитом Ag₅Te₃, колорадоитом HgTe, петцитом Ag₃AuTe₂, касситеритом SnO₂, тернеобитом (Ce, La, Nd)₂Al (SiO₄)₂(OH), лаутитом CuAsS, монацитом (La, Ce, Nd) PO₄ и электрумом AuAg. При этом стоит отметить, что по концентрации минеральных фаз халькопирит уступает пириту.

Сфалерит (ZnS) по распространенности среди сульфидных минералов занимает третье место и, согласно анализу минеральных ассоциаций, выделяется в виде одной генерации, характеризующейся неправильными формами выделения.

Сульфид диагностируется реже по сравнению с предыдущими описанными сульфидами и обычно ассоциирует с халькопиритом. Иногда сфалерит встречается в виде различных по размерам ксеноморфных зерен, по которым развиваются эмульсионные включения халькопирита. Изредка минерал представлен неправильными включениями, неравномерно заполняющими трещины в пирите (рисунок 4.6). Размер агрегатов варьирует в пределах 5...400 мкм.

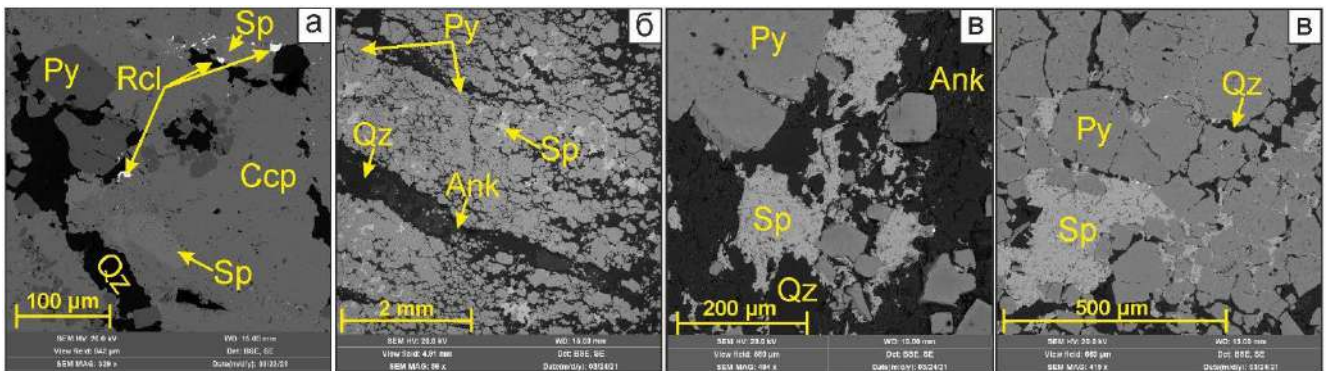


Рисунок 4.6 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения сфалерита в колчеданных рудах. Условные обозначения: Py – пирит, Qz – кварц, Ank – анкерит, Ccp – халькопирит, Sp – сфалерит, Gn – галенит, Rcl – раклиджит

Концентрации минералообразующих элементов составили, мас. %: Zn – 57,5...68,2; S – 27,64...34,3 при теоретическом составе минерала [по Бетехтину, 2007] согласно формуле: Zn – 67,1 %, S – 32,9 %. В ходе исследований в сфалерите выявлены примеси Fe (до 1,2%), Ti (0,2...0,53%), As (0,0485%), Na (0,022%), Mn (0,022%), Cr (0,009%), спорадически фиксируется Sc (0,01%).

Сфалерит является концентратором таких минералов как галенит PbS и самородное золото Au.

Редко встречающийся **галенит (PbS)** достоверно устанавливается только под микроскопом ввиду мелких выделений размером около первых сотых долей миллиметра, развит в описываемых рудах в резко подчинённом количестве. Отмечено, что по сравнению с пиритом, халькопиритом и сфалеритом, галенит является более поздним по времени формирования и накладывается на образования ранних ассоциаций. В ходе изучения руд диагностировано, что минерал пространственно тяготеет к пириту и образует в нем гнездообразные скопления (рисунок 4.7, а) или тончайшие проволочковидные выделения (рисунок 4.7, б) в трещинах. Зафиксированы единичные случаи, когда минерал развивается по пустотным пространствам в

халькопирит-пиритной массе (рисунок 4.7, в). По размерам агрегаты галенита варьируют в диапазоне от 3 мкм до 85 мкм.

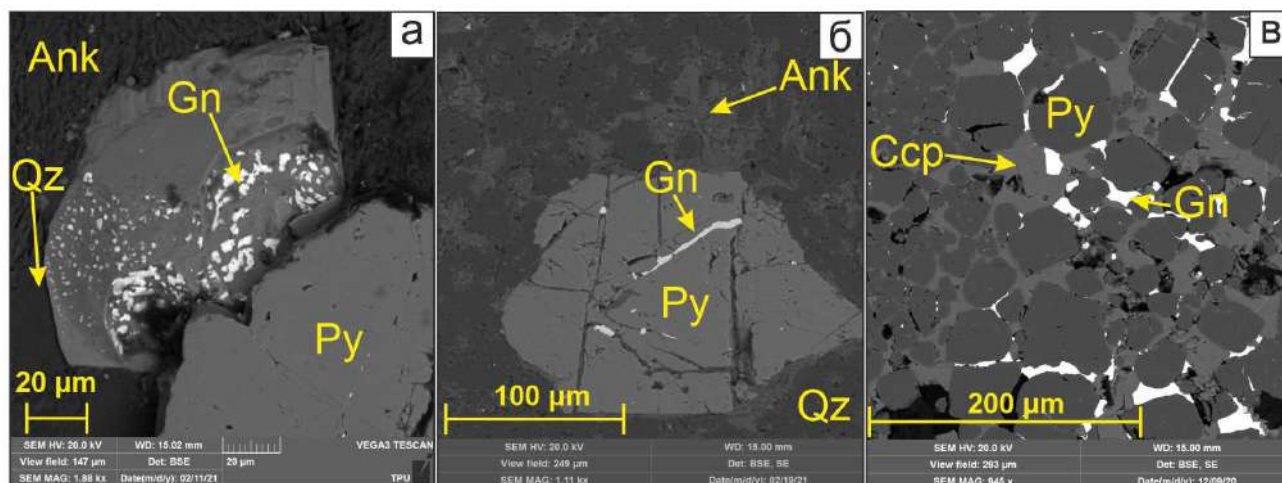


Рисунок 4.7 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения галенита в колчеданных рудах. Условные обозначения: Py – пирит, Qz – кварц, Ank – анкерит, Ccp – халькопирит, Gn – галенит

Концентрации минералообразующих элементов составили, мас. %: Pb – 85...89, S – 11...13,9; при теоретическом составе минерала [по Бетехтину] согласно формуле: Pb — 86,6 %, S — 13,4 %. По результатам спектральных анализов в галените изредка выявлены примеси Ti (0,02...0,38%), Fe (0,081%), Sr (0,024%), Mn (0,021%), спорадически обнаружено Ag (до 0,001%).

По результатам проведенных исследований отмечается, что спорадически галенит является минералом-концентратором самородного золота Au (рисунок 4.21, а).

Второстепенные, редкие и очень редкие минералы

Второстепенными минералами в колчеданных рудах Абыз являются рутил TiO_2 , тетраэдрит $(Cu, Fe)_{12}Sb_4S_{13}$, арсенопирит $FeAsS$

Рутил (TiO_2) в процессе рудообразования участие не принимает, но при этом непрерывно его сопровождает. Минерал формируется на ранних стадиях метасоматоза и является результатом псевдоморфозы по ильмениту $FeTiO_3$, по мере развития процесса протекает перекристаллизация рутила в самостоятельные кристаллические формы в ассоциации, как правило, с кварцем или сульфидами железа. Минерал наиболее распространен во вкрапленных рудах в виде гнездовых скоплений агрегатов. Облик кристаллов тетрагональный призматический, но спорадически отмечаются слабоизометричные зерна со слабо сглаженными углами (рисунок 4.8, а). Размеры минерала не превышают 10 мкм.

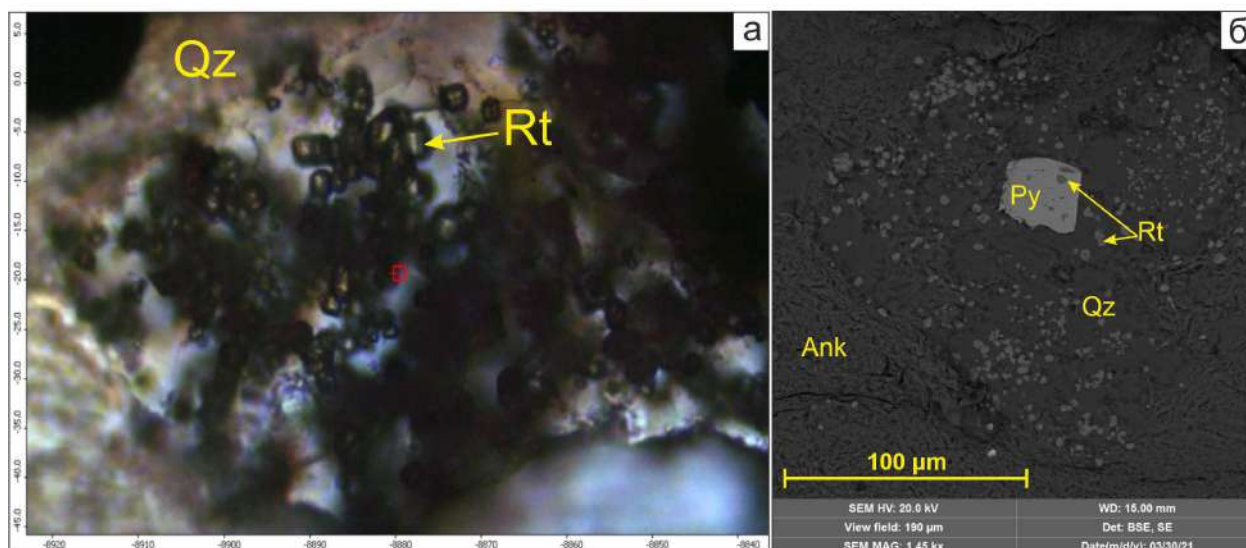


Рисунок. 4.8 – Снимки, демонстрирующие скопления зерен рутила в кварце: а – на поляризационном микроскопе проходящего света; б – на сканирующем электронном микроскопе. Условные обозначения: Rt – рутил, Qz – кварц, Ank – анкерит

Концентрация минералообразующего элемента составила Ti – 59...62 мас. % при теоретическом составе минерала [по Бетехтину, 2007] согласно формуле: Ti – 60 %. Минерал по своему химическому содержанию спорадически в малых долях содержит примесь Fe (0,5 %), вероятно, за счет концентрации в пирите. В зонах окисления рутил химически устойчив.

Тетраэдрит ((Cu, Fe)₁₂Sb₄S₁₃), являющийся минералом группы блеклых руд, диагностирован в подчиненном количестве и сконцентрирован преимущественно в сплошном типе оруденении. Минерал образует эпитаксические срастания с халькопиритом и пиритом (рисунок 4.9, а). Морфология агрегатов неправильная, контуры неровные, занозистые. Размер включений тиосоли меди в среднем составляет 22,5 мкм. Для минерала отмечаются две генерации, формирующиеся в рудную стадию разных минеральной ассоциаций. Концентрации элементов варьируют в диапазоне, мас. %: Fe – 8,9...10,5; Cu – 33,1...35,3; Sb – 27,6...29,9; S – 23,9...26,1 при теоретическом составе [webminerals.com] минерала Fe – 10,2; Cu – 34,8; Sb – 29,64; S – 25,37. Примесных элементов в тетраэдрите не выявлено.

Арсенопирит (FeAsS) в количественном отношении является мало распространенным минералом. По структурно-морфологическим признакам выделена одна генерация сульфида. Минерал в большем объеме диагностируется в сплошных рудах, представлен сингенетическими включениями неправильных округлых форм, «плавающих» в пиритовой массе (рисунок 4.9, б), размером в среднем 5...10 мкм. Концентрации минералообразующих элементов составили, мас. %: Fe – 27,1...35,4; As – 40,5...47,6; S – 19,1...20,43 при теоретическом составе минерала [по Бетехтину, 2007] согласно формуле: Fe – 34,3; As – 46,01; S – 19,69. В качестве примесей в составе арсенопирита фиксируются Sb (1,56%) и Zn (1,76%).

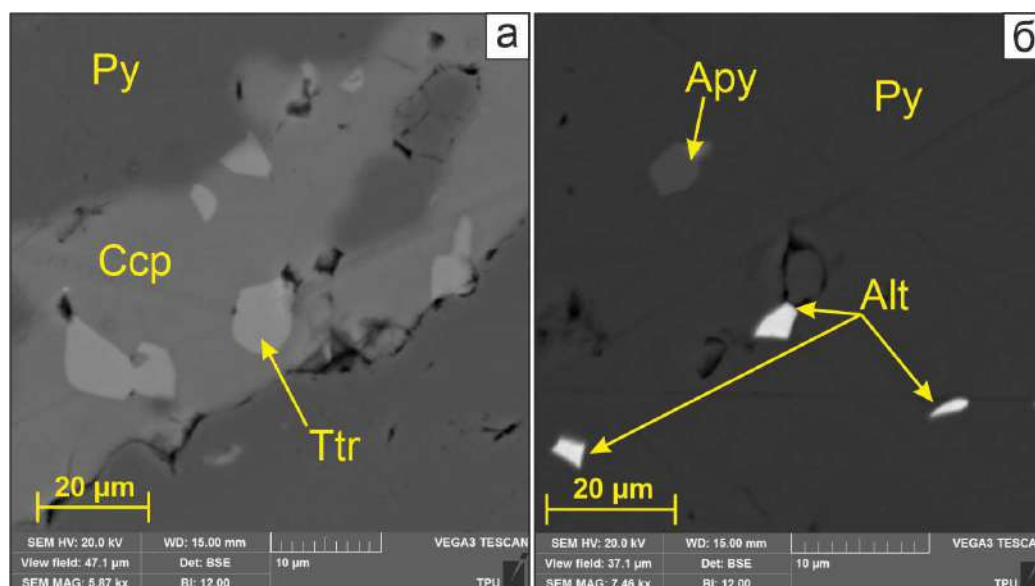


Рисунок 4.9 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер включений тетраэдрита (а) и арсенопирита (б). Условные обозначения: Py – пирит, Ccp – халькопирит, Ttr – тетраэдрит, Apy – арсенопирит, Alt – алтаит

Редкими минералами в колчеданных рудах месторождения Абыз являются электрум (Au, Ag), самородное золото Au, алтаит PbTe, ильменит FeTiO_3 , касситерит SnO_2 , гессит Ag_2Te , кубанит CuFe_2S_3 , теннантин $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$, пирротин $\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}_{x=0-0.17}$, борнит Cu_5FeS_4 .

Электрум и самородное золото описаны в соответствующем пункте «Золото-серебряная минерализация». Характеристика алтаита и гессита представлена в пятой главе «Теллуру-висмутовая минерализация».

Касситерит (SnO_2), минерал группы рутила, обнаружен в сплошных рудах в виде зерен овальных и неправильных форм, размерностью в диапазоне 1...5,7 мкм. Кристаллы обычно мелкие, но спорадически достигают крупных размеров. Весьма редко для минерала отмечаются характерные тетрагональные кристаллы призматического дипирамидального облика. Включения минерала диагностируются непосредственно в трещинах халькопирита (рисунок 4.10, а), между пиритом и халькопиритом, а также спорадически отмечаются в кварце на границе со сфалеритом. Концентрация минералообразующего элемента составила, мас. %: Sn – 76...79; при теоретическом составе минерала [по Бетехтину] согласно формуле: Sn – 78,8 %. По результатам спектральных анализов в касситерите изредка выявлены примеси Ti (0,001...0,05%), Nb (0,001...0,03%) и Fe (0,001...0,01%). Представленный список разновалентных металлов, предположительно, отмечается в оксиде олова в качестве продуктов распада твердых растворов или же изоморфных примесей.

Ильменит (FeTiO_3) характеризуется ромбоэдрическими, таблитчатыми и неправильными формами выделения. Встречается оксид титана в преобладающем объеме в кварце и анкерите (рисунок 4.10, б), спорадически в ассоциации с монацитом (минералом группы РЗЭ). Размерность агрегатов в среднем составляет 2 мкм.

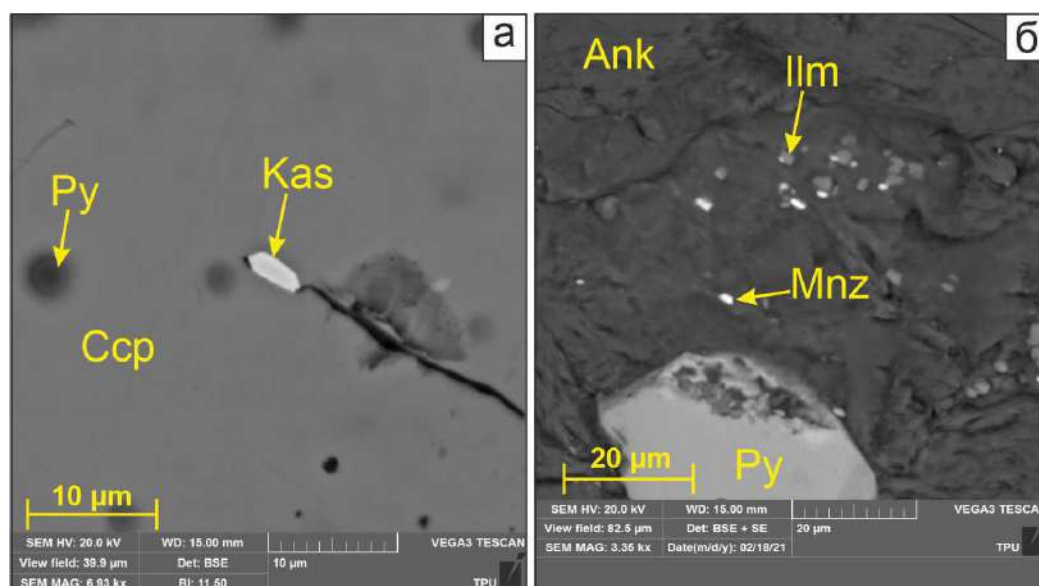


Рисунок 4.10 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер включений касситерита (а) и ильменита (б). Условные обозначения: Py – пирит, Ccp – халькопирит, Kas – касситерит, Ilm – ильменит, Mnz – монацит

Теннантит ($\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$) диагностируется в преобладающем объеме в рудах сплошного типа. В совокупности с пиритом и халькопиритом образует эпитаксические включения (рисунок 4.11, а). Морфология агрегатов минерала неправильная, размеры варьируют в диапазоне 5...50 мкм.

Кубанит (CuFe_2S_3) и **борнит (Cu_5FeS_4)** образуют сингенетические включения неправильных форм. Кубанит фиксируется в большем объеме в халькопиритовой массе (рисунок 4.11, б), а борнит зачастую образует срастания с пиритом (рисунок 4.11, в). При этом кубанит диагностируется в сплошном типе оруденения, а борнит – во вкрапленном. Размеры агрегатов составляют 5...35 мкм. Примесей в минералах не зафиксировано.

Единично в рудах сплошного типа диагностирован **пирротин ($\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}_{x=0-0.17}$)** представленный агрегатом изометричной кубической формы в ассоциации с халькопиритом размером 20,3 мкм.

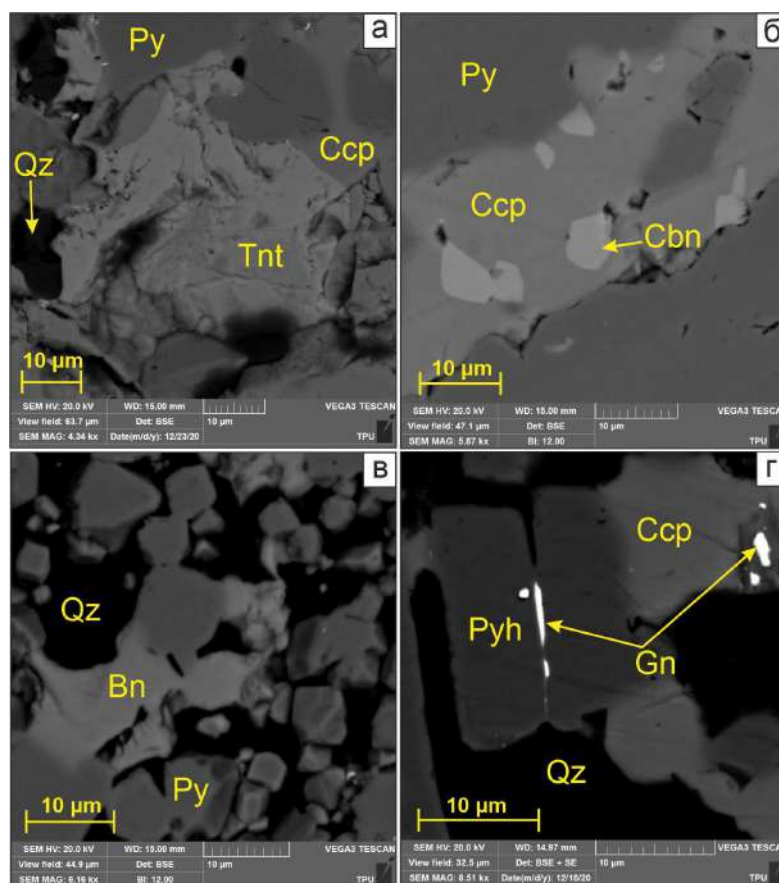


Рисунок 4.11 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения теннантита (а), кубанита (б), борнита (в) и пирротина (г). Условные обозначения: Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Tnt – теннантит, Cbn – кубанит, Bn – борнит, Pyh – пирротин

В роли очень редких минералов в колчеданных рудах Абыз диагностированы петцит Ag_3AuTe_2 , калаверит AuTe_2 , кюстелит Ag , теллуrowисмутит Bi_2Te_3 , ченгуодаит $\text{Ag}_9\text{FeTe}_2\text{S}_4$, самородная медь Cu , лаутит CuAsS , раклиджит $(\text{Bi}, \text{Pb})_3\text{Te}_4$, циркон ZrSiO_4 , колорадоит HgTe , штюцит Ag_5Te_3 , прустит Ag_3AsS_3 , пираргит $(\text{Ag}_3\text{Sb})\text{S}_3$, стефанит Ag_5SbS_4 , энаргит Cu_3AsS_4 , магнетит Fe_3O_4 , гематит Fe_2O_3 и титанит CaTiSiO_5 .

Петцит, калаверит, теллуrowисмутит, ченгуодаит, раклиджит, колорадоит, штюцит описаны в пятой главе «Теллуrow-висмутовая минерализация». Данные о кюстелите, прустите, пираргите, стефаните указаны в пункте «Золото-серебряная минерализация».

Минерал сульфoарсенида меди **лаутит (CuAsS)** парагенетически связан с пиритом и халькопиритом, отмечается в виде аллотриоморфных выделений, характеризуя эмульсионную микроструктуру, то есть происходит выделение поздней фазы в более раннюю [Мазуров и др, 2021; Николаева и др, 2021]. Спорадически в минерале диагностированы включения электрума AuAg , по своим размерам достигающие 1,82 мкм (рисунок 4.12, а.). Лаутит при повышении температуры разлагается на теннантит $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ (минерал класса сульфосолей, относящийся к группе тетраэдрита – блеклых руд) и мышьяк As , но относительная степень его разложения может происходить лишь при температуре более 500°C . Лаутит также разлагается и при более низких температурах, но с меньшей интенсивностью, что приводит к более длительному процессу разложения. Примесей в лаутите зафиксировано не было.

Единично во вкрапленных рудах обнаружено неправильное включение **самородной меди (Cu)** в анкерите. Зерно размером $4,27 \times 9$ мкм. По поверхностному снимку (рисунок 4.12, б) видно,

что самородная медь заполняет пустотное пространство в карбонате, тем самым свидетельствуя о своей более поздней фазе выделения. В качестве примеси фиксируются незначительные содержания Sn (8,2%).

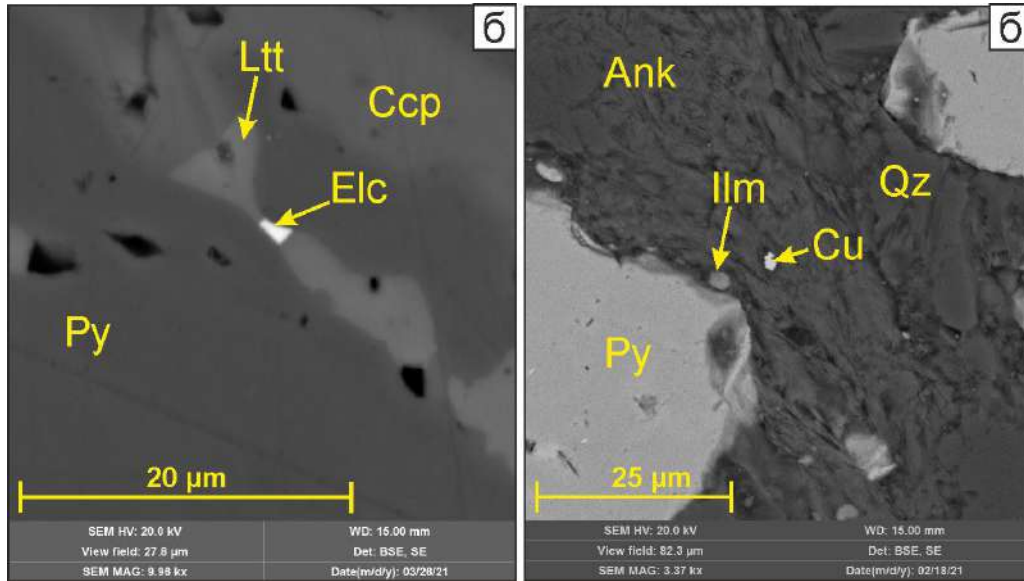


Рисунок 4.12 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения лаутита (а) и самородной меди (б). Условные обозначения: Py – пирит, Csp – халькопирит, Qz – кварц, Ank – анкерит, Ltt – лаутит, Elc – электрум, Cu – самородная медь, Ilm – ильменит

Циркон $ZrSiO_4$ выявлен спорадически во вкрапленных рудах в кварце. Несмотря на то, что характерная морфология минерала представлена дипирамидальными и призматическими зернами, в рудах ортосиликат циркония зафиксирован в виде неправильных округлых зерен размером около 4,1 мкм. Минерал приурочен к трещинным и пустотным пространствам в пирите (рисунок 4.1.3, а) и спорадически кварце.

Энарцит (Cu_3AsS_4) зафиксирован в рудах сплошного типа в виде единичных аллотриоморфных включений, характеризующих эмульсионную структуру. Агрегаты данного сульфида зафиксированы в халькопирит-пиритовой массе (рисунок 4.13, б). Размер варьирует в диапазоне 2,5...8 мкм.

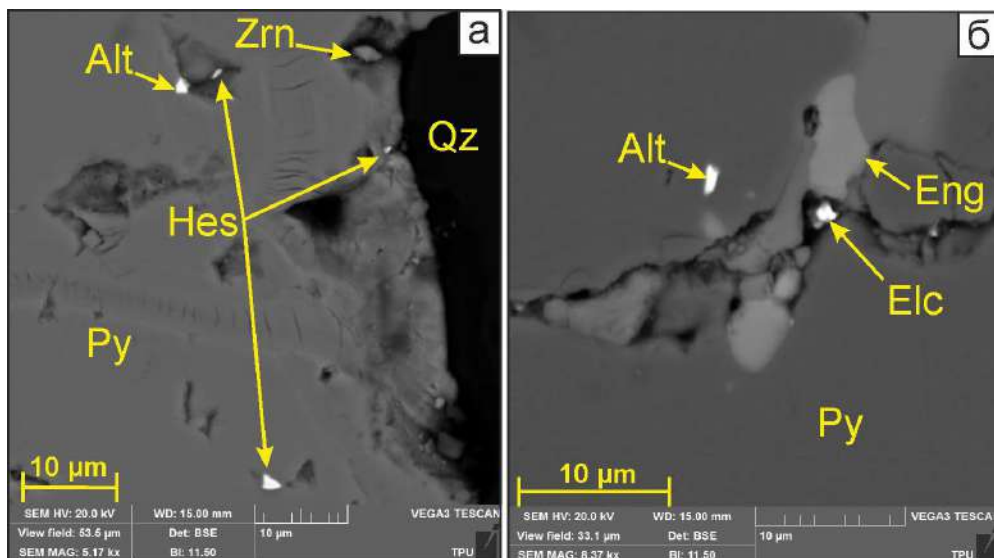


Рисунок 4.13 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения циркона (а) и энаргита (б). Условные обозначения: Py – пирит, Csp – халькопирит, Qz – кварц, Zrn – циркон, Elc – электрум, Hcs – гессит, Alt – алтаит

Магнетит (Fe_3O_4) и **гематит (Fe_2O_3)** отмечаются в рудах весьма редко, представлены обломковидными агрегатами размером 2...8 мкм. В преобладающем объеме минералы сконцентрированы в кварце, спорадически в пирит-халькопиритовой массе.

Титанит (CaTiSiO_5) выявлен единично во вкрапленном типе оруденения. Оксид характеризуется обломочным агрегатом, имеющим реликтовую клиновидную форму. Размер агрегата менее 2 мкм.

4.1.2.2. Нерудные минералы

Главные минералы

Среди нерудных минералов в рудах месторождения Абыз в свободном состоянии диагностированы кварц SiO_2 , анкерит $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$, серицит $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\cdot(\text{OH})_2$, мусковит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$, хлорит $(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2\cdot(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_6$, барит BaSO_4 , альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, эпидот $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}(\text{SiO}_4)_3\text{OH}$, монацит $(\text{La}, \text{Ce}, \text{Nd})\text{PO}_4$, тернеобит $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd})_2\text{Al}(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})$ и глинистое вещество каолинитового $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ диккитового $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ составов.

К главным нерудным минералам относятся кварц SiO_2 , серицит $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})\cdot(\text{OH})_2$ и анкерит $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$.

Кварц (SiO_2) является одним из ведущих нерудных минералов в представленных рудах. В сплошном типе оруденения минерал практически отсутствует либо не превышает 5%. Во вкрапленных рудах процентное содержание кремнистого минерала варьируется до 50...60%. Обычно в сплошных рудах кварц встречается в виде нечетких просечек мощностью около 1,5...2 мкм или же в виде обособленных зернистых агрегатов малых размеров. Во вкрапленных же рудах он является цементирующей массой (рисунок 4.14, б). Реже в данном типе оруденения фиксируются кварцевые прожилки и просечки с примесью карбонатного материала, невыдержанные по мощности (от 10 мкм до 2 мм) и характеризующиеся отсутствием четких контуров.

В основной массе кварц обычно образует неправильные агрегаты размером до 0,1 мм, но часто размер зерен варьирует от 0,14 мм до 2,5 мм. Зачастую кварц раскристаллизованный и характеризует гетеро-гранобластовую микроструктуру.

В ходе работ с помощью рамановской микроскопии было выявлено, что кварц в рудах месторождения представлен как минимум тремя генерациями:

- *первая генерация*: перекристаллизованный кварц в основной массе (рисунок 4.14, б);
- *вторая генерация*: прожилки и просечки (рисунок 4.14, в);
- *третья предполагаемая генерация*: обособленные агрегаты.

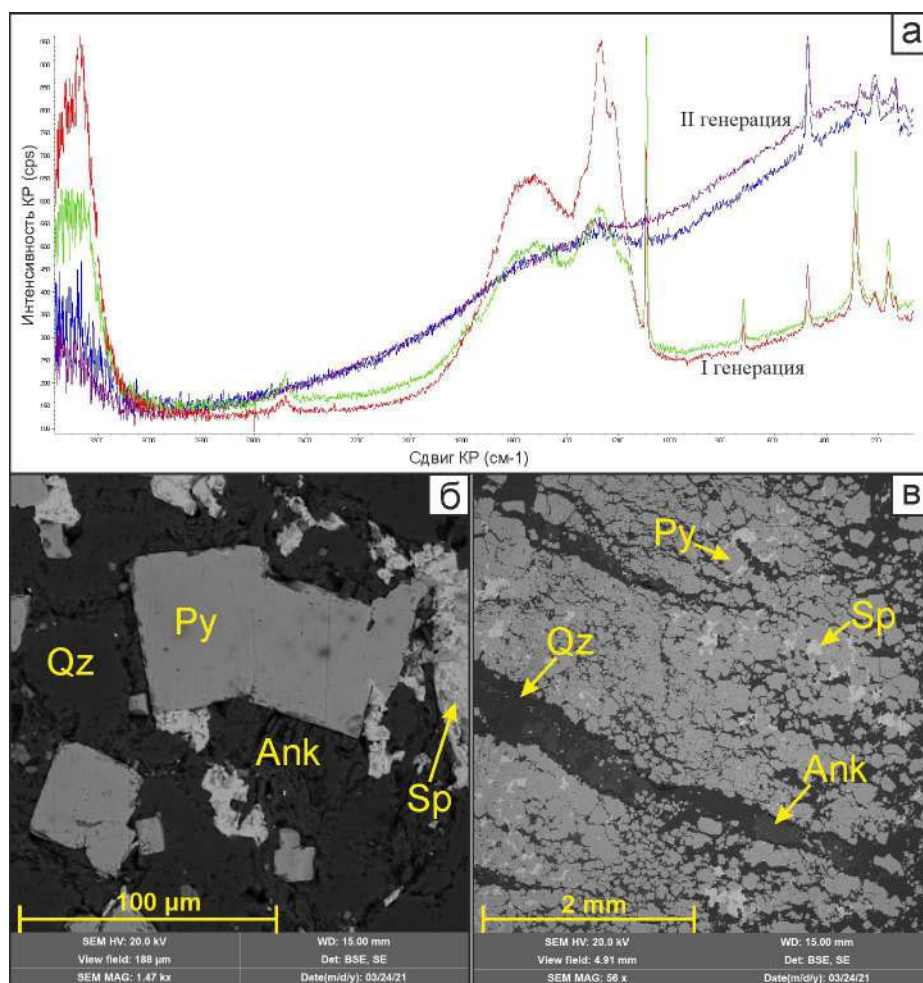


Рисунок 4.14 – Рамановские спектры (а), демонстрирующие присутствие двух генераций в кварце. Первая генерация (б) составляет основную массу, а вторая (в) – прожилки и просечки. Условные обозначения: Py – пирит, Sp – сфалерит, Qz – кварц, Ank – анкерит

Карбонаты в рудах по результатам спектральных анализов (рисунок 4.15) и исследований химического состава представлены **анкеритом** ($\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$). Зачастую тонкозернистый агрегат минерала находится в парагенезисе с кварцем, образуя прожилки и просечки (рисунок 4.14, б). В меньшем объеме карбонат диагностируется в виде мелких включений неправильных форм в цементирующей массе кварца.

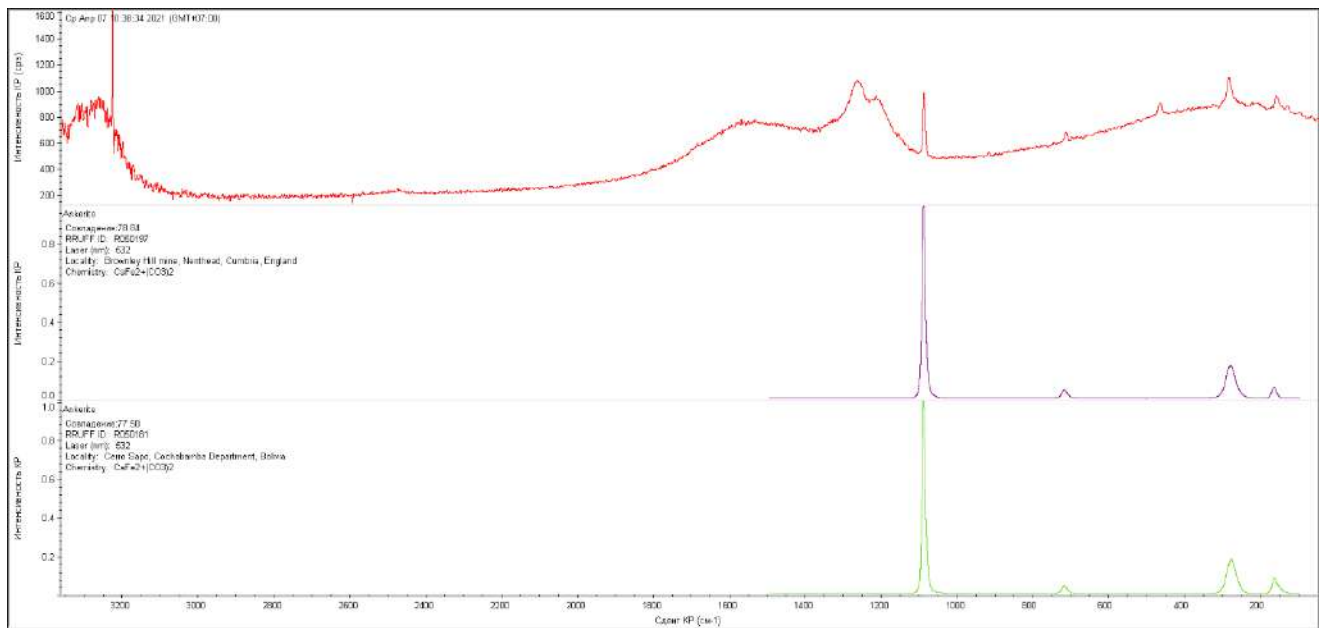


Рисунок 4.15 – Рамановские спектры, иллюстрирующие спектры, соответствующие анкериту

Карбонат встречается в виде зерен неправильной формы, образуя замещения по ранее образованным минералам, в основной мелкозернистой массе. Размер отдельных зерен варьирует от 0,05 до 0,2 мм, а для мелкозернистых агрегатов размер изменится от 0,01 до 0,04 мм. В прожилках размер карбонатных агрегатов составляет порядка 0,8 мм. Стоит отметить, что анкерит чистый, без примесей.

Серицит является менее распространенным минералом, встречающимся в метасоматически-измененных породах и занимающим до 10 % от общего объема, обычно встречается в виде тонкочешуйчатой разновидности. Более подробное описание содержится в пункте 3.1.2.5. «Гидротермально-метасоматические изменения».

Второстепенные, редкие и очень редкие минералы

К второстепенным минералам в рудах относятся барит BaSO_4 , альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, эпидот $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$, хлорит $(\text{Mg,Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_6$.

Барит (BaSO_4) диагностирован в рудах в качестве микровключений неправильных форм размером не более 3,5 мкм. Сульфат концентрируется в пустотных пространствах пирита и халькопирита.

Данные о альбите $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, хлорите $(\text{Mg,Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_6$ и эпидоте $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$ представлены в пункте 3.1.2.5. «Гидротермально-метасоматические изменения».

В список редких входят минералы группы редкоземельных элементов (РЗЭ): монацит $(\text{La, Ce, Nd})\text{PO}_4$, тернеобит $(\text{Ce}) - (\text{Ce, La, Nd})_2\text{Al}(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})$.

Минералы группы РЗЭ представлены зернами разнообразной формы выделения: округлые, амебообразные, каплевидные. По химическому составу, полученному со сканирующего электронного микроскопа, сложены группой цериевых (легких) элементов (Ce, P, Nd, La, Pr, Sm) и весьма редко в малом процентном количестве содержат Ag. Данному химическому составу соответствуют такие минералы как *монацит* $(\text{Nd,Ce,La})(\text{P,Si})\text{O}_4$ – минерал, относящийся к классу фосфатов лантаноидов, и *тернеобит* $(\text{Ce}) - (\text{Ce,La,Nd})_2\text{Al}(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})$ – минерал группы цериевых минералов.

Тернемобит (Ce) – $(Ce, La, Nd)_2Al(SiO_4)_2(OH)$ – минерал группы цериевых минералов (рисунок 4.16, а), обычно встречается в виде отдельных кристаллов округлых неправильных или сферических форм, размером не превышающих 9,75 мкм (рисунок 4.16, б). Чаще всего тернемобит диагностируется в нерудных минералах, а именно в кварце, анкерите и спорадически в глинистых минералах диккит-каолинитового состава.

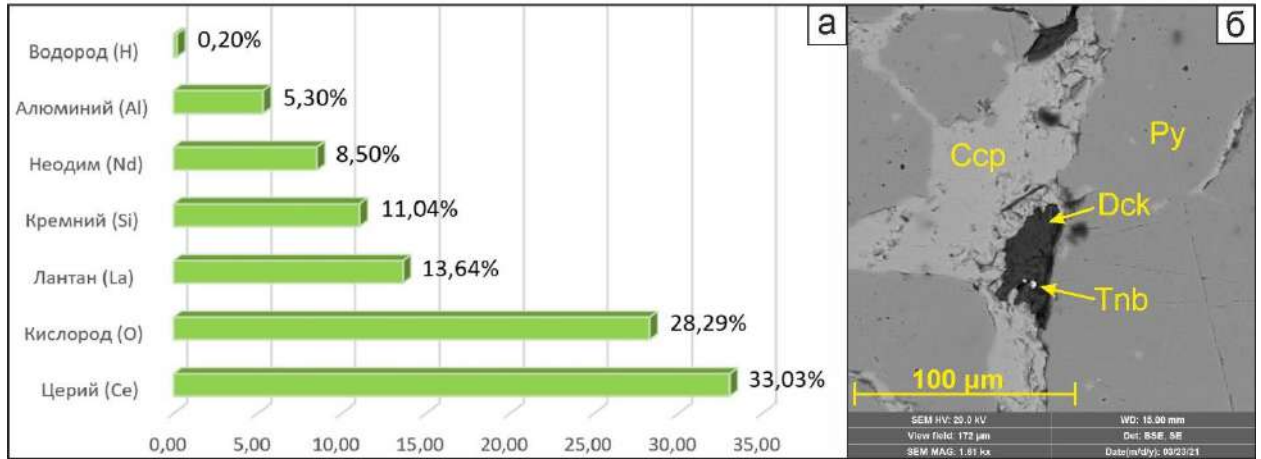


Рисунок 4.16 – Химический состав (по результатам энергодисперсионного анализа) цериевого тернемобита (а) и характер его выделений (б). Условные обозначения: Py – пирит, Csp – халькопирит, Dck – диккит, Tnb – тернемобит

Второй минерал с составом редкоземельных элементов представлен **монацитом $(La, Ce, Nd) PO_4$** , относящимся к классу фосфатов лантаноидов (рисунок 4.17, а). Стоит отметить, что по химическому составу минерал не постоянен. Относительно своих морфологических характеристик, обычно диагностируется в виде отдельных кристаллов неправильных форм с «рваными» краями и размером 2,5...8 мкм. Агрегаты зачастую имеют нечеткие контуры и шероховатую поверхность. Обычно минерал РЗЭ концентрируется в анкерите (рисунок 4.17, б). Не раз были диагностированы случаи, когда зерна монацита находятся в ассоциации с рутилом TiO_2 , образуя неравномерные гнездовые скопления (рисунок 4.10, б).

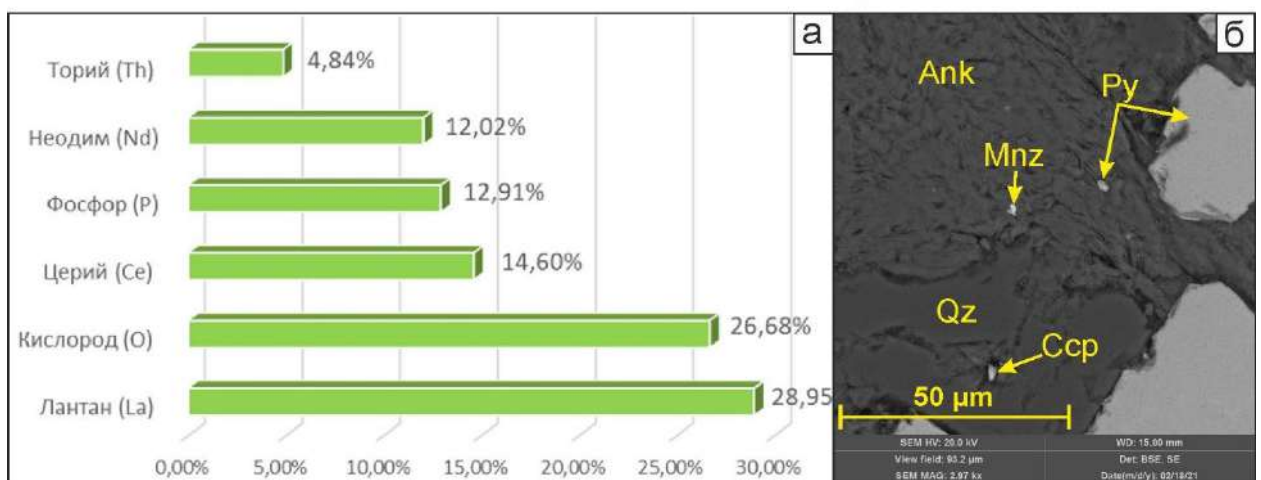


Рисунок 4.17 – а – усредненный химический состав монацита, рассчитанный с помощью энергодисперсионного анализа; б – характер выделения монацита. Условные обозначения: Py – пирит, Csp – халькопирит, Mnz – монацит, Qz – кварц, Ank – анкерит

В качестве очень редких нерудных минералов отмечаются цеолиты $Me_{2/n}OAl_2O_3xSiO_2yH_2O$, углистое вещество, представленное керогеном, диккит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ и каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$.

4.1.2.3. Золото-серебряная минерализация

Золото и серебро – одни из компонентов, имеющие промышленное значение, встречающиеся как в сплошных, так и во вкрапленных рудах месторождения Абыз. В ходе исследования было уделено особое внимание исследованию золото-серебросодержащим минералам.

В результате сканирования руд было обнаружено, что золотая минерализация характеризуется минеральными формами выделения, преобладающее количество которых связано с электрумом AuAg, в меньшей степени с самородным золотом, петцитом Ag_3AuTe_2 и калаверитом $AuTe_2$ (рисунок 4.18).

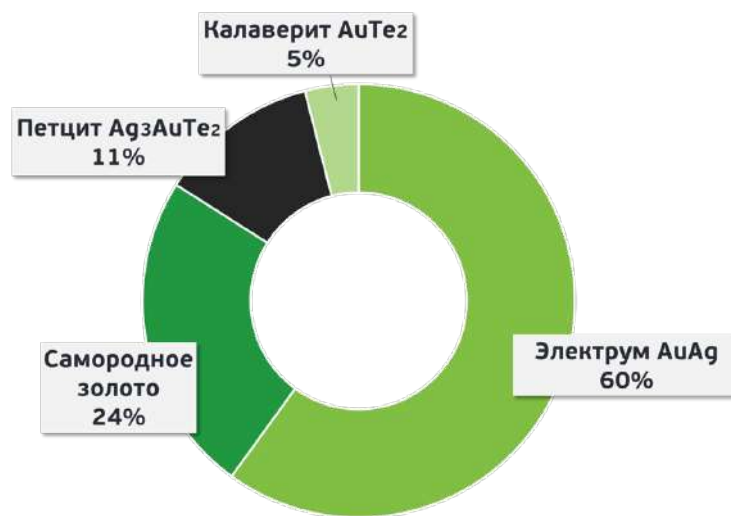


Рисунок 4.18 – Минеральные формы выделения золота в рудах месторождения Абыз

Большая часть золота приурочена к сплошному типу оруденения (рисунок 4.19), при этом в обоих типах руд является преобладающим минерал электрум. Установлено, что благородный металл диагностируется преимущественно в ассоциации с пиритом, халькопиритом и спорадически галенитом [Мазуров и др, 2021, Николаева и др, 2023].

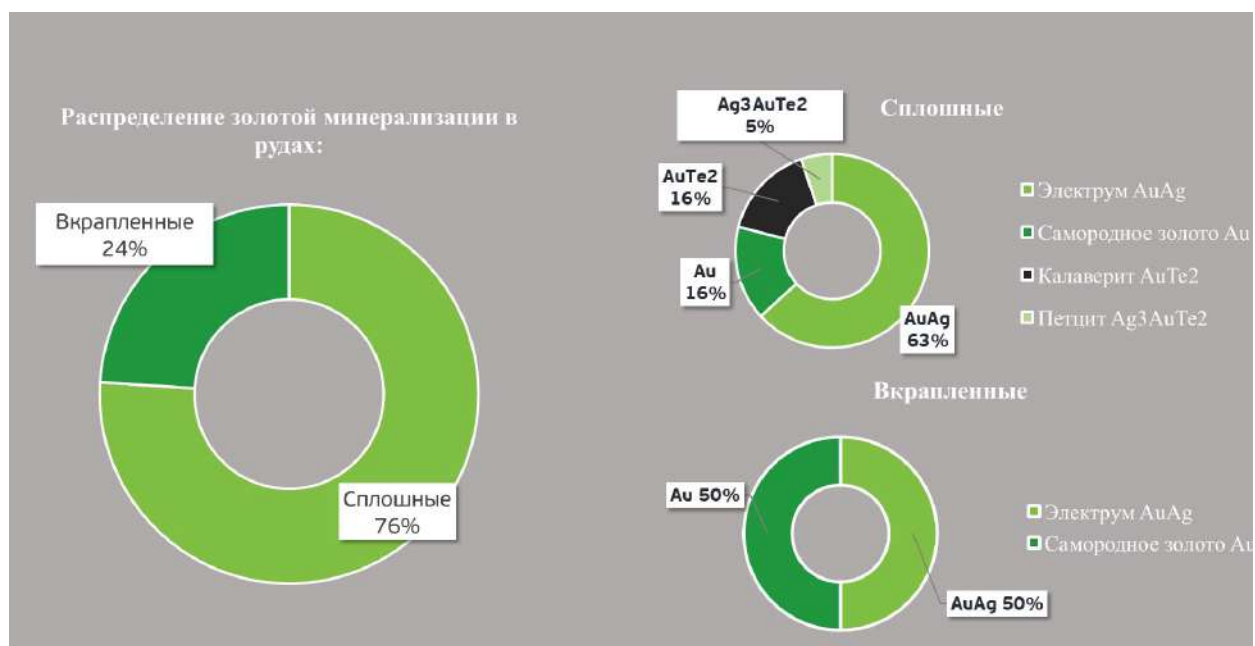


Рисунок 4.19 – Распределение золотой минерализации по типам руд

Морфология золотосодержащих минералов характеризуется многообразием форм выделения. Приуроченность к полостям, существовавшим ранее, в начале или во время кристаллизации самого золота является одной из характерных черт золотой минерализации колчеданных руд месторождения.

Золото в рудах месторождения Абыз в значительном объеме кристаллизовалось совместно с серебром, в результате чего корреляционные связи их устойчивые и положительные. Наиболее распространенным минералом является **электрум (AuAg)**. По данным ЭДС в составе выделений **электрума**, относящегося к интерметаллическим соединениям, содержания Au колеблются в пределах 61,5...72%, а Ag – 28...38,5% (рисунок 4.20, а). Доминирование электрума среди золотосодержащих минералов свидетельствует о том, что в колчеданных рудах преимущественно низкопробное золото.

В большем объеме в рудах отмечаются проволочковидные формы выделения данного минерала (рисунок 4.20, в – ж), реже диагностируются зерна изометричных и неправильных форм (рисунок 4.20, б). Чаще всего электрум ассоциирует с пиритом и халькопиритом, откладываясь в пустотах между минералами, по их периферии или в трещинах. Соотношение ширины и длины данных выделений колеблется от 1:2 до 1:5, где длина составляет 3...30 мкм. Контуры выделений обычно извилистые, связано это с неровностями стенок самих трещин. Иногда отмечается прерывистое заполнение этих самых трещин.

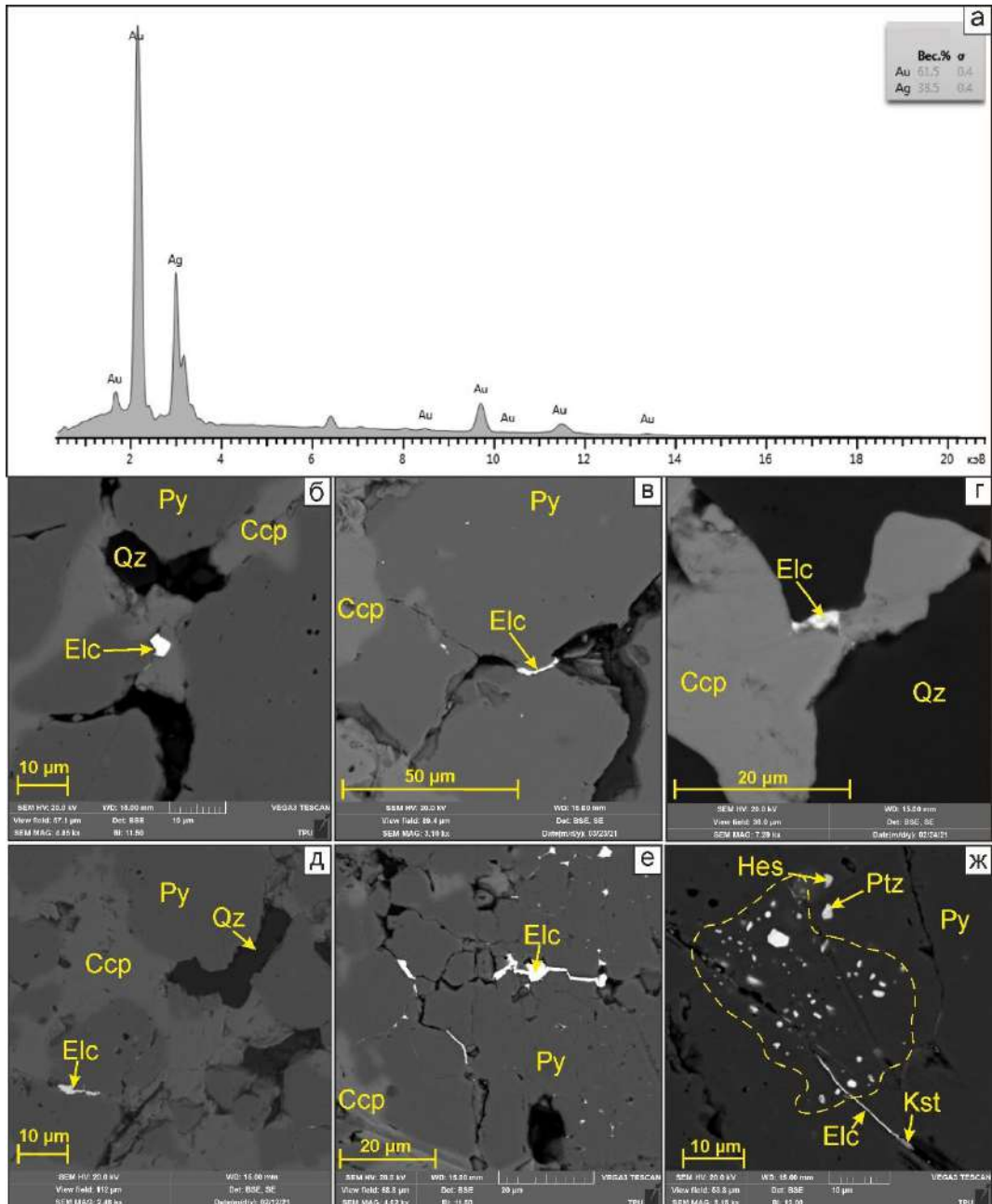


Рисунок 4.20 – а – химический состав электрума по результатам энергодисперсионного анализа; б – ж – снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения электрума. Условные обозначения: Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Kst – кюстелит, Elc – электрум, Hes – гессит, Ptz – петцит

Корреляция между содержанием в самородном золоте Au и Ag показывает разные кластеры отношений Au/Ag, что, вероятно, свидетельствует о разновременном отложении золота при формировании руд. Предполагается, что с увеличением пробы золота увеличивается количество золота и размеры включения. Это можно интерпретировать как результат дополнительной мобилизации золота флюидом поздних стадий формирования руд, что приводит к потере серебра в процессе ремобилизации.

Самородное золото Au, по сравнению с электрумом, обнаружено в рудах в меньшей степени. Диагностируется в виде комковидных, интерстициальных, неправильных выделений. При сканировании руд отмечается, что агрегаты подчиняются трещинам в пирите или же интерстициям между пиритом и халькопиритом.

В ходе сканирования руд, были выявлены случаи развития неправильных зерен благородного металла, концентрирующихся на периферии пирита (рисунок 4.21, в, д). Самородное золото по своим размерам не превышает 5,85 мкм (рисунок 4.21), а по составу характеризуется в основном средней-высокой пробой $Au_{650...988}$.

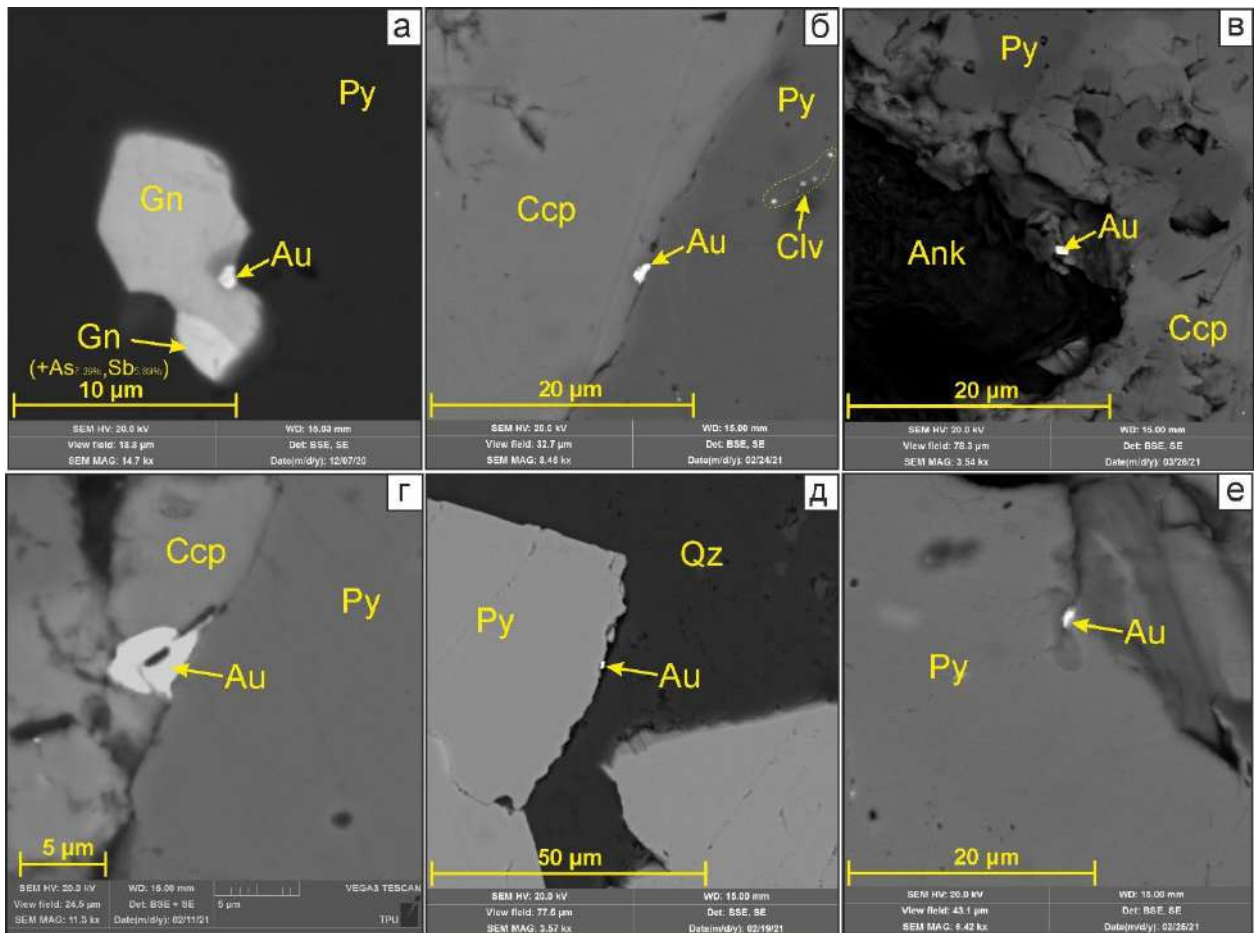


Рисунок 4.21 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения самородного золота. Условные обозначения: Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Clv – калаверит, Gn – галенит, Ank – анкерит

16% от объема золотой минерализации составляют теллуридные минералы, представленные **калаверитом $AuTe_2$ (5%)** и **петцитом Ag_3AuTe_2 (11%)**. Так как данные минералы относятся к теллуру-висмутовой минерализации, их подробное описание представлено в главе 5.

В ходе исследования выдвинуто предположение, что в рудах месторождения золото, помимо минеральной формы, присутствует в виде тонкодисперсного (размером до 1 мкм) рассеянного, так называемого «невидимого» золота. Для диагностирования предполагаемого «нанозолота» применялся масс-спектральный анализ с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) монофракции пирита класса крупности менее 0,074 мм. Анализ (таблица 4.3) выявил присутствие данного типа золота как в сплошных, так и во вкрапленных рудах [Мазуров и др, 2021; Николаева и др, 2023].

Таблица 4.3 – Результаты ICP-МС анализа

№	Тип руды	сплошные	вкрапленные
	Определяемая характеристика	Содержание %	
1	Беррилий (Be)	0,000027	0,000011
2	Фосфор (P)	0,015	0,0099
3	Титан (Ti)	0,014	0,027
4	Хром (Cr)	0,00005	0,00013
5	Марганец (Mn)	0,0022	0,0029
6	Кобальт (Co)	0,00014	0,0028
7	Никель (Ni)	0,000062	0,00095
8	Медь (Cu)	0,00495	0,0079
9	Цинк (Zn)	0,00163	0,0034
10	Галлий (Ga)	0,00056	0,00018
11	Германий (Ge)	0,000026	0,0000074
12	Мышьяк (As)	0,053	0,071
13	Селен (Se)	0,0034	0,0030
14	Рубидий (Rb)	0,00031	0,00043
15	Стронций (Sr)	0,00056	0,00043
16	Иттрий (Y)	0,000093	0,00017
17	Цирконий (Zr)	0,00049	0,00086
18	Ниобий (Nb)	0,000012	0,000034
19	Молибден (Mo)	0,00104	0,00014
20	Серебро (Ag)	0,0036	0,0037
21	Кадмий (Cd)	0,0048	0,000085
22	Олово (Sn)	0,00045	0,000043
23	Сурьма (Sb)	0,0055	0,00102
24	Цезий (Cs)	0,0000065	0,0000079
25	Барий (Ba)	0,0071	0,0055
26	Лантан (La)	0,000024	0,00023
27	Церий (Ce)	0,000046	0,00051
28	Празеодим (Pr)	0,0000067	0,0000067
29	Неодим (Nd)	0,000033	0,00026
30	Самарий (Sm)	0,0000084	0,000054
31	Европий (Eu)	0,0000034	0,000016
32	Гадолиний (Gd)	0,000012	0,000043
33	Тербий (Tb)	0,0000016	0,0000032
34	Диспрозий (Dy)	0,00014	0,000028
35	Гольмий (Ho)	0,0000020	0,0000052
36	Эрбий (Er)	0,000013	0,000016
37	Тулий (Tm)	0,0000016	0,0000039
38	Иттербий (Yb)	0,0000086	0,000021
39	Лютеций (Lu)	0,0000016	0,0000022

Продолжение таблицы 4.3

№	Тип руды	сплошные	вкрапленные
	Определяемая характеристика	Содержание %	
40	Гафний (Hf)	0,00012	0,000017
41	Тантал (Ta)	<0,000001	<0,000001
42	Вольфрам (W)	0,00013	0,000026
43	Золото (Au)	0,00054	0,000049
44	Таллий (Tl)	0,000044	0,000092
45	Свинец (Pb)	0,059	0,012
46	Висмут (Bi)	0,0040	0,0015
47	Торий (Th)	0,000019	0,000028
48	Уран (U)	0,000016	0,000014

Серебряная минерализация в колчеданных рудах, помимо уже выше указанных электрума AuAg и петцита Ag_3AuTe_2 , представлена кюстелитом Ag, пруститом Ag_3AsS_3 , пираргитом $(Ag_3Sb)S_3$ и стефанитом Ag_5SbS_4 . Также отмечаются минералы гессит Ag_2Te , ченгуодаит $Ag_9FeTe_2S_4$ и штютцит Ag_5Te_3 , которые детально описаны в главе 5 «Теллуру-висмутовая минерализация».

Кюстелит (AgAu) сложен на 85...90% серебром и 10...15% золотом. Минерал диагностирован в сплошных рудах в виде неправильных зерен, заполняющего пустотные пространства в халькопирите (рисунок 4.22, а). Единично диагностирован случай срastания кюстелита с галенитом (рисунок 4.22, б). Контуры краев минерала извилистые и зачастую занозистые из-за неровностей стенок пустот. Размерность минерала не превышает 21,5 мкм. Зачастую минерал находится в парагенетической ассоциации с электрумом (рисунок 4.22, а). Кюстелит характеризуется низкой пробой $Au_{100...300\%}$.

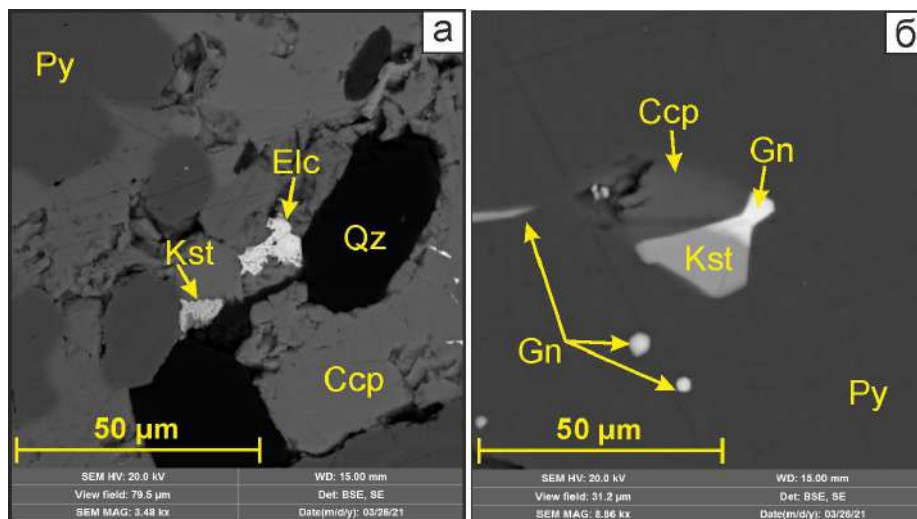


Рисунок 4.22 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения кюстелита. Условные обозначения: Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Gn – галенит, Kst – кюстелит

Прустит (Ag_3AsS_3), пираргит ($Ag_3Sb)S_3$ и стефанит (Ag_5SbS_4) зафиксированы в рудах единожды. Пираргит и стефанит концентрируются по поверхности пирита (рисунок 4.23, а, б), а

прусит, в свою очередь, выполняет пустотное пространство в нем (рисунок 4.23, в). Пираргит представлен четырьмя включениями слабоизометричных форм, для которых отмечается «бахрома» по краям зерен. Размерность минерала не превышает 7,5 мкм. Стефанит представлен двумя агрегатами неправильных форм и размером 3,5 мкм и 4 мкм. Прусит образует проволочковидное выделение неправильной формы, где контуры минерала проецируют неровность пустотного пространства. В длину сульфид составляет 30 мкм.

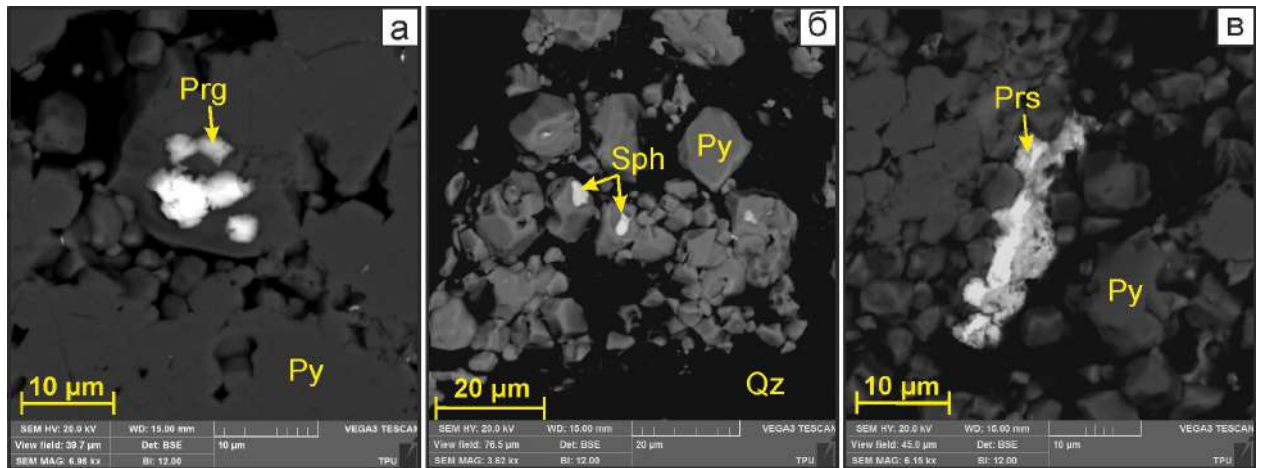


Рисунок 4.23 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения пираргита (а), стефанита (б) и прусита (в). Условные обозначения: Py – пирит, Prg – пираргит, Sph – стефанит, Prs – прусит

4.2. Месторождение Малеевское

4.2.1. Текстурно-структурные особенности руд

Текстурные и структурные особенности залегания руд формировались под влиянием многих факторов: особенностей кристаллизации рудного вещества, седиментации, диагенеза, а также последующих процессов внедрения гидротерм (часто взрывчатого характера), последующего метасоматоза и тектонической обстановки региона.

Рудные залежи Малеевского месторождения характеризуются главным образом рудами сплошного (сливного) и вкрапленного типа (рисунок 4.24).



Рисунок 4.24 – Снимки руд месторождения Малеевское. а, б, в – вкрапленный тип, г – сплошной (сливной) тип

Верхняя граница оруденения в большинстве случаев четкая и определяется контрастностью сплошных сульфидов. В редких случаях над сплошными рудами отмечаются маломощные вкрапленные ореолы сульфидизации.

Основные качественные различия типов руд отмечаются в количественных соотношениях главных ценных компонентов. Главные рудообразующие минералы месторождения представлены пиритом, сфалеритом, халькопиритом и галенитом, второстепенные – арсенопиритом, весьма редко блеклой рудой. Часть минералов цветных металлов и элементов-примесей находится в очень тесных взаимных срастаниях друг с другом.

Сплошной (сливной) тип оруденения является доминирующим на месторождении и сложен массивными колчеданными полиметаллическими, медно-цинковыми и серно-колчеданными рудами. За счет присутствия нескольких ценных компонентов руды являются полиметаллическими.

Сплошные руды отличаются наибольшим разнообразием текстурно-структурных параметров, нежели вкрапленные. Для них характерны массивная, слабослоистая, метасоматически-полосчатая и пятнистая текстуры.

Массивная текстура является наиболее распространенной и характеризуется однородным строением с примерно равномерным распределением в пространстве рудообразующих минералов. Часто данная текстура сочетается с пятнистой, брекчиевой, и полосчатой, которые разнообразны по морфологическим особенностям и в целом сложны по минеральному составу и деталям строения. Многообразие данных текстур обусловлено длительностью рудообразующего процесса.

Структура минеральных образований, касаемо крупности зерен, тяготеет к мелко-среднезернистым агрегатам, с размерами колеблющимися в диапазоне 0,01 мм...1,65 мм, отмечаются зерна пирита с максимальным размером 4 мм. Минеральная форма зерен преимущественно представлена изометричными формами нежели неправильными [Николаева и др, 2024].

Для рудообразующих минералов преобладают структуры: гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, идиоморфнозернистая, эмульсионная, интерстициальная, псевдоморфная, реликтовая, обломочная.

Микроструктура сплошных руд характеризуется как субграфическая (тесное срастание галенита, сфалерита и халькопирита) и цементная (цементация зерен пирита в халькопирите). В целом сплошные руды колчеданного типа отличаются высоким содержанием сульфидов – до 90...95% объема от основной массы (рисунок 4.25, а). Распределение минералов в руде неравномерное. Главной минеральной ассоциацией сульфидов является *пирит*± *халькопирит*, суммарно составляющие 70...85% от рудной минерализации. Обычно в составе сульфидов пирит и халькопирит находятся в равных соотношениях, но в редких случаях отмечается преобладание пирита, который может занимать до 55...65% объема руды. Менее распространены галенит и сфалерит, намного реже встречаются блеклая руда и арсенопирит [Николаева и др, 2024].

Халькопирит обычно является цементирующей основной массой и характеризует в свою очередь цементную микротекстуру (рисунок 4.25, б), часто накапливается по элементам структуры метакolloидного пирита или по его трещинкам.

Пирит в виде изометричных зерен кубического, пентагондодекаэдрического, реже октаэдрического габитуса образует неравномерные скопления. В то же время отмечается наличие в незначительных количествах изоморфных и сорбированных форм свинца. Продуктивные стадии минерализации обычно совмещаются в пространстве с раннепиритовыми рудами, накладываясь на них. Отмечено, что реликты пирита сохраняются в других поздних типах руд, а именно по результатам сканирования, в ассоциации с халькопиритом. Нередко в пирите отмечаются включения сфалерита (рисунок 4.25, в) и реже халькопирита, заполняющие пустоты или трещины, образуя таким образом псевдоморфозы.

Сфалерит третий по распространенности сульфид в сплошных рудах. Обычно представлен в виде эмульсиевидных образований в ассоциации с халькопиритом, цементирующие в свою очередь агрегаты пирита.

Галенит достоверно устанавливается только под микроскопом ввиду обычно мелких выделений, является поздним минералом и накладывается на более ранние ассоциации сульфидов (рисунок 4.25, г). От общего объема рудной массы составляет всего 1...5%.

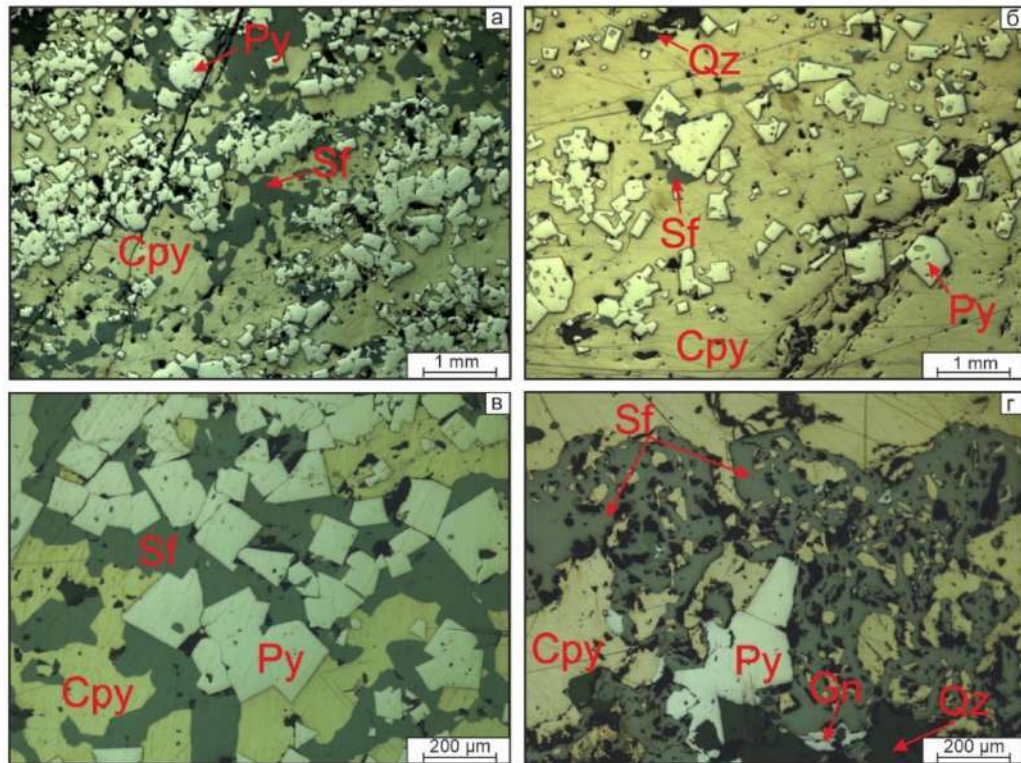


Рисунок 4.25 – Снимки сплошных руд. а – преобладание сульфидных минералов в общем объеме руды, неравномерные скопления пирита по массе. б – цементирование минеральных агрегатов халькопиритом. в – заполнение пустот в зернах пирита сфалеритом. г – наложение галенита на более поздние сульфиды. Cpy – халькопирит, Py – пирит, Gn – галенит, Sf – сфалерит, Qz – кварц

Нерудные минералы представлены кварцем, анкеритом и альбитом и в процентном содержании составляют 2...5% от всего объема сплошных руд. При этом обычно преобладает кварц, представленный в виде просечек, не выдержанных по мощности, а также в виде изометричных и неправильных зёрен размером от 0,005 до 0,3 мм.

Вкрапленные руды характеризуются преобладанием нерудного материала над рудным, на 40...45 % сложены сульфидами и 55...60 % нерудными минералами (рисунок 4.26, а). Сульфидная минерализация представлена сфалеритом, пиритом, халькопиритом и галенитом. Распределение их крайне неравномерное. В составе сульфидов преобладают пирит и сфалерит, суммарно занимая до 70...85 % объема рудной массы. Нерудные минералы представлены кварцем, анкеритом, каолинитом и диккитом. Преобладающим минералом при этом является кварц.

Для руд данного типа отмечается вкрапленная, массивная, полосчато-слоистая и пятнистая текстуры. Вкрапленная и пятнистая текстуры являются доминирующим типом для данного типа оруденения. Отмечаются неправильные, прерывистые скопления рудных минералов среди массы нерудных. Обычно с данными текстурами совмещается также массивная, характеризующаяся однородным строением с практически равномерным распределением в пространстве рудообразующих минералов. Полосчато-слоистая текстура в меньшем количестве диагностируется во вкрапленных рудах, при этом сложна по морфологическим особенностям и в целом по минеральному составу и деталям строения.

Преобладающие структуры: гипидиоморфнозернистая, эмульсионная, псевдоморфная, реликтовая, осколочная и обломочная. Часто были диагностированы вкрапленные руды с

характерной катакластической (брекчиевой) структурой, представленной обломками раздробленного пиритового агрегата, цементированных обычно кварцем (рисунок 4.26, б). Микроструктуры представлены субграфической и цементной.

Пирит во вкрапленных рудах представлен изометричными зернами кубического, пентагондодекаэдрического, реже октаэдрического габитуса. Нередко диагностируются также обломочные агрегаты, неравномерно рассеянные по массе. Кроме того, иногда на зернах сульфида диагностируются следы динамометаморфизма, представленного разрушением агрегатов и системами трещин, расположенных поперек или вдоль удлинения зерен. Вкрапленность пирита наблюдается как в свободном виде в кварце, так и в сростании с халькопиритом, сфалеритом и галенитом.

В меньшем объеме во вкрапленных рудах отмечается халькопирит и сфалерит в виде эмульсиевидных агрегатов и неправильных форм, заполняющих пустоты и трещины (рисунок 4.26, в, г). Наблюдаются случаи наложения эмульсиевидного халькопирита по сфалериту и галениту, а также сфалерита по галениту. Часто сфалерит и халькопирит является цементатом рудных минералов (рисунок 4.26, а, г).

Галенит – менее распространённый сульфид, характеризуется аллотриоморфными формами выделения, часто отмечается в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом (рисунок 4.26, а). В роли аксессуория в рудах диагностирована блеклая руда, характеризующаяся малыми и неправильными формами выделения.

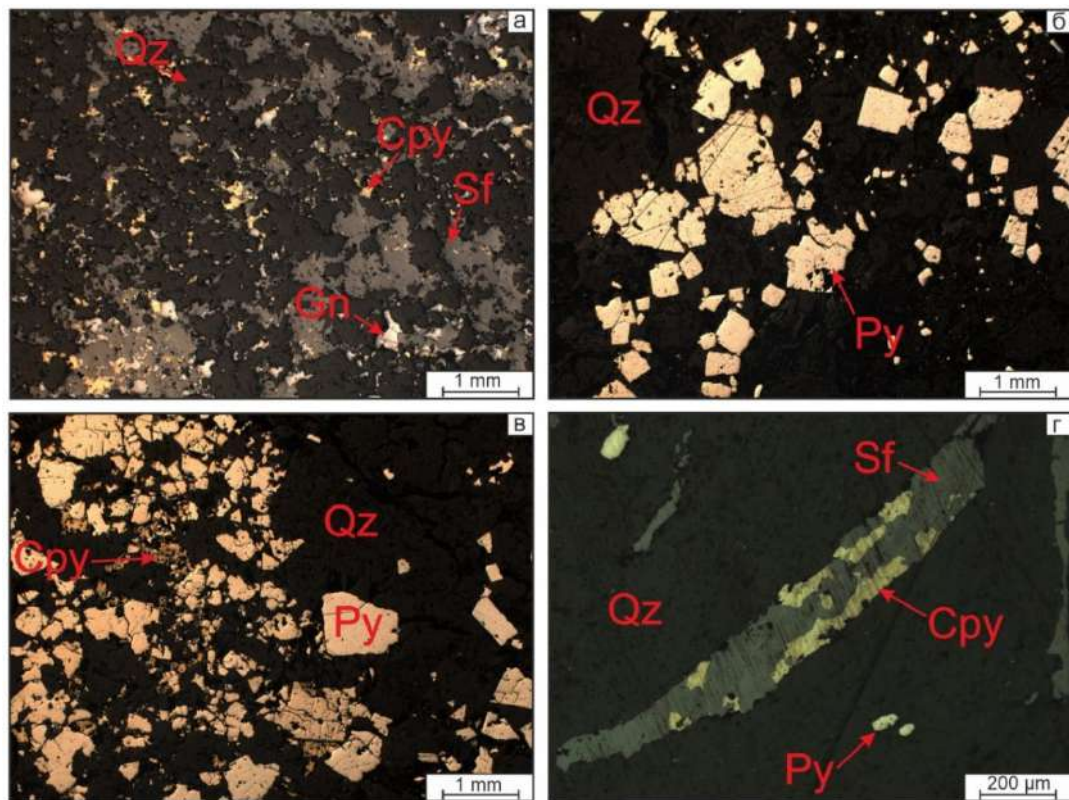


Рисунок 4.26 – Снимки вкрапленного типа оруденения: а – преобладание нерудного материала над рудным; б – небольшое количество раздробленного пиритового агрегата, цементированного кварцем; в – выполнение полостей, пор и пустот халькопиритом; г – заполнение пустот в кварце ассоциацией сфалерит ± халькопирит. Cpy – халькопирит, Py – пирит, Gn – галенит, Sf – сфалерит, Qz – кварц

4.2.2. Минеральный состав руд

Оруденение месторождения Малеевское подверглось эпигенетическим процессам. Минеральный состав первичных (гипогенных) руд представлен в таблице 4.4. Руды характеризуются своей сложностью и поликомпонентностью, за счет чего в них выделены главные, второстепенные, редкие и очень редкие минералы [Николаева и др, 2024].

Таблица 4.4 – Минеральный состав первичных колчеданных руд Малеевского месторождения

Примечание:

* – минералы, впервые обнаруженные автором работы

! – *Te-Bi* минералы, выявленные предшественниками, но не идентифицированные автором работы

Главные	Второстепенные	Редкие	Очень редкие
Рудные минералы			
Пирит FeS Халькопирит $CuFeS$ Сфалерит ZnS Галенит PbS	Рутил TiO_2 Арсенопирит $FeAsS$ Молибденит MoS_2 Тетраэдрит $(Cu, Fe)_{12}Sb_4S_{13}$	Самородное золото Au Электрум $AuAg$ Гессит Ag_2Te Алтаит $PbTe$ Ильменит $FeTiO_3$ Изоклейкит $(Pb_{27}(Cu, Fe)_2(Sb, Bi)_{19}S_{57})$ Самородный висмут Bi Строкаит Bi_3TeS_2	Фаматинит Cu_3SbS_4 Фрейбергит $Ag_6Cu_4Fe_2Sb_4S_{13}$ Цервеллеит* Ag_4TeS Ксилингоит* $Pb_3Bi_2S_6$ Плюмботеллуригит* $PbTeO_3$ Фаза $PbAgTe^*$ $Pb_{0.96}Ag_{1.52}Te$ Циркон $ZrSiO_4$ Марказит FeS_2 Дигенит Cu_9S_5 Магнетит Fe_3O_4 Гематит Fe_2O_3 Аргенит Ag_2S Гудмундит $FeSbS$ Бертьерит $FeSb_2S_4$ Наффилдит! $Pb_2Cu(Pb, Bi)Bi_2S_7$ Хаммарит! $Pb_2Cu_2Bi_4S_9$ Нисбит $NiSb_2$ Линдстремит! $Cu_3Pb_3Bi_7S_{15}$ Касситерит SnO_2 Тетрадемит! Bi_2Te_2S
Нерудные минералы			
Кварц SiO_2 Серицит $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ Анкерит $Ca(Fe, Mg, Mn)(CO_3)_2$	Барит $BaSO_4$ Микроклин $K[AlSi_3O_8]$ Ортоклаз $KAlSi_3O_8$ Хлорит $(Mg, Fe)_3(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot (Mg, Fe)_3(OH)_6$ Альбит $Na[AlSi_3O_8]$	Монацит $(La, Ce, Nd) PO_4$ Рабдофан $(Ce, La) PO_4 \cdot nH_2O$ Ксенотим YPO_4 Туит $Ca_3(PO_4)_2$	Цеолиты $Me_{2/n}OAl_2O_3xSiO_2yH_2O$ Лимонит $FeO \cdot OH \cdot nH_2O$ Углистое вещество (кероген)

Таблица 4.5 – Уровень распространенности минералов и их морфология

Группа	Минерал	Уровень распространения	Морфология агрегатов
Сульфиды	Пирит FeS	Главный	Кристаллически-зернистая и коллоидная генерации
	Халькопирит CuFeS		Зернистая вкрапленность и коллоидные образования
	Галенит PbS		Прожилковидные выделения, зернистая вкрапленность
	Сфалерит ZnS		Ксеноморфные зерна, эмульсиевидные и прожилковидные включения, неправильные зерна
	Арсенопирит FeAsS	Второстепенный	Ксеноморфные и зернистые агрегаты
	Молибденит MoS ₂		Ксеноморфные включения
	Тетраэдрит (Cu, Fe) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃		Ксеноморфные включения
	Марказит FeS ₂	Очень редкий	Почковидные и гроздевидные образования
	Дигенит Cu ₉ S ₅		Зернистые агрегаты неправильных форм с отсутствием четких контуров
	Аргенит Ag ₂ S		
	Гудмундит FeSbS		
	Бертьерит FeSb ₂ S ₄		
	Нисбит NiSb ₂	Редкий	Эмульсионные, ксеноморфные включения
	Изоклейкит Pb ₂₇ (Cu,Fe) ₂ (Sb,Bi) ₁₉ S ₅₇		Проволочковидные агрегаты, неправильные угловатые зерна
	Сстрокаит Bi ₃ TeS ₂		
Рабдофан (Ce, La) PO ₄ *H ₂ O			

Продолжение таблицы 4.5

Группа	Минерал	Уровень распространения	Морфология агрегатов
Сульфиды	Фаматинит Cu_3SbS_4	Очень редкий	Эмульсионные, ксеноморфные включения
	Фрейбергит $Ag_6Cu_4Fe_2Sb_4S_{13}$		Эмульсионные, ксеноморфные включения
	Цервеллеит Ag_4TeS		Неправильные, слабоизометричные, вытянутые прямоугольные зерна
	Ксилингоит $Pb_3Bi_2S_6$		Эмульсионные и ксеноморфные включения
Самородные	Золото Au	Редкий	Прожилковидные выделения, зернистая вкрапленность
	Электрум (Au, Ag)		Прожилковидные выделения
	Висмут Bi		Ламели, неправильные эмульсиевидные включения
Теллуриды	Гессит Ag_2Te	Редкий	Неправильная, округлая
	Алтаит $PbTe$	Редкий	Угловатая, неправильная
	Неидентифицированный минерал $Pb_{0.96}Ag_{1.52}Te$	Единичное включение	Неправильная, амебообразная
Оксиды	Рутил TiO_2	Акцессорий	Зернистая вкрапленность неправильных форм
	Ильменит $FeTiO_3$		
	Касситерит SnO_2		
	Циркон $ZrSiO_4$		
	Магнетит Fe_3O_4		
	Гематит Fe_2O_3		
	Плюмботеллурит $PbTeO_3$	Единичные включения	Неправильная амебообразная
Фосфаты	Туит $Ca_3(PO_4)_2$	Редкий	Неправильная, частично отмечается сохранность тригональной сингонии

Продолжение таблицы 4.5

Группа	Минерал	Уровень распространения	Морфология агрегатов
Нерудные	Кварц SiO_2	Главный	Жильная, прожилковая, зернистая
	Анкерит $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$		
	Серицит $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$		
	Микроклин $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Второстепенный	Идиоморфные зернистые агрегаты, неправильные агрегаты
	Ортоклаз $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$		
	Хлорит $(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_6$	Примесь	Мелкочешуйчатый
	Альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$		
	Барит BaSO_4		
	Углистое вещество (кероген)	Акцессорий	Прожилки, псевдоморфозы
	Цеолиты $\text{Me}_{2/n}\text{OAl}_2\text{O}_3 \cdot x\text{SiO}_2 \cdot y\text{H}_2\text{O}$		
Минералы группы РЗЭ	Монацит $(\text{La}, \text{Ce}, \text{Nd})\text{PO}_4$	Акцессорий	Зернистая вкрапленность с отсутствием четких контуров и граней
	Рабдофан $(\text{Ce}, \text{La})\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$		
	Ксенотим YPO_4		

4.2.2.1. Рудные минералы

Главные минералы

Как указано в таблице 4.4. главными минералами в колчеданных рудах являются пирит FeS , халькопирит CuFeS , галенит PbS и сфалерит ZnS . Для данных сульфидов характерны разнообразные ассоциации: пирит ± халькопирит ± галенит ± сфалерит; пирит ± халькопирит; пирит ± халькопирит ± сфалерит; халькопирит ± сфалерит; пирит ± сфалерит; пирит ± галенит ± халькопирит.

Пирит (FeS_2) является доминирующим минералом во вкрапленных рудах и наравне с халькопиритом в сплошных (сливных). Для сульфида характерны кристаллические формы выделения, по результатам минералогического исследования представленные кубическим, октаэдрическим и пентагондодекаэдрическим габитусами. Размеры агрегатов варьируют в диапазоне от 10 мкм до 2 см и более.

Для минерала характерны четкие идиоморфные кристаллы, иногда для которых фиксируются округленные грани (рисунок 4.27, а). Зачастую фиксируются раздробленные агрегаты пирита, сцементированные более пластинчатым сульфидом халькопиритом (рисунок

4.27, в). Спорадически по кристаллам отмечается субпараллельная трещиноватость, вызванная воздействием катакластических процессов (рисунок 4.27, г). Обычно образовавшиеся трещинные пустотные пространства заполняет халькопирит.

Пирит в рудах представлен как минимум тремя генерациями. Стоит отметить, что, совместно с халькопиритом, пирит в процессе метаморфических изменений перекристаллизовался и укрупнился.

Для *пирита первой генерации* характерны кристаллически-зернистые агрегаты, формирующиеся в дорудную стадию березитовой ассоциации. Обычно для сульфида отмечается четкая кристаллографическая огранка (рисунок 3.10, д – е), а размеры не превышают 250 мкм.

Пирит II и III генераций формировались в рудную стадию в разные минеральные ассоциации. Для второй генерации характерно кристаллизация мелкозернистых агрегатов с аллотриоморфными очертаниями. По минералу зачастую отмечают графические прорастания галенитом, сфалеритом и пиритом. Размер агрегатов варьирует в диапазоне от 0,05 до 1,5 мм. Третья же генерация характеризуется коллоидными агрегатами, кристаллизующимися в гидротермально-жильный период минералообразования. Сульфид представлен тонкодисперсными агрегатами размером не более 100 мкм.

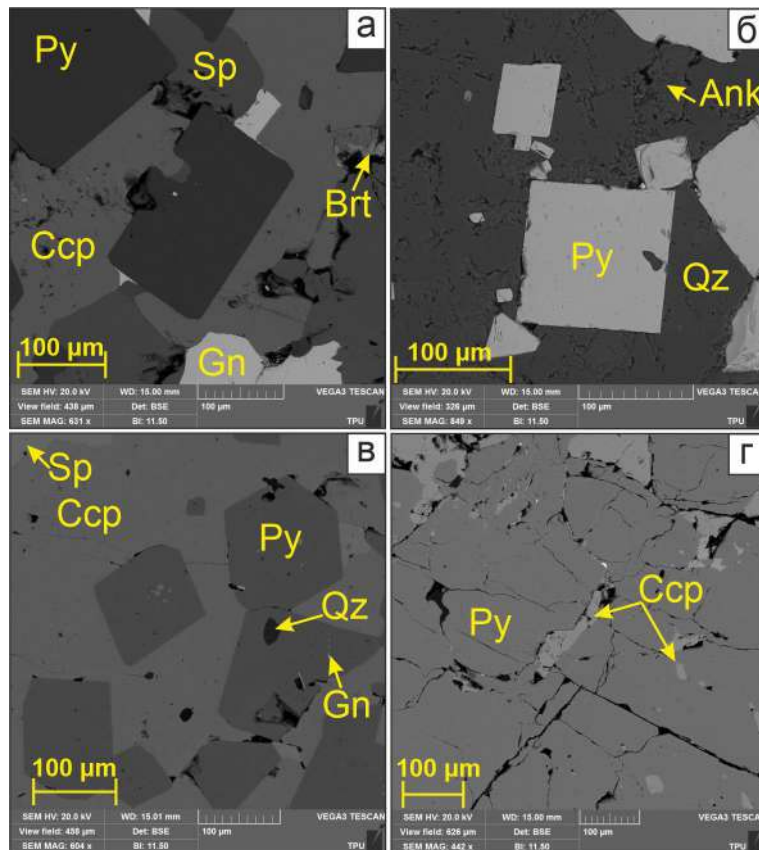


Рисунок 4.27 – Характер выделения пирита и его взаимосвязь с другими минералами. Условные обозначения: Py – пирит, Qz – кварц, Ank – анкерит, Csp – халькопирит, Sp – сфалерит, Gn – галенит

Химический состав пирита изучен с помощью энергодисперсионного анализа более чем 500 спектрами. Концентрации главных минералообразующих элементов в пирите месторождения изменяются в следующих пределах, мас. %: Fe – 37,13...48,71; S – 48,57...55,03 при теоретическом составе минерала [по Бетехтину, 2007] согласно формуле: Fe – 46,6 %, S – 53,4 %.

Кроме главных элементов отмечается присутствие таких элементов, как Cu (0,08 %), Zn (0,01%), As (0...0,02%), Ni (до 1,06 %), Ir (0,86%), Mn (0,025%), Pb (0,01%).

К пириту отмечается приуроченность халькопирита CuFeS, галенита PbS, сфалерита ZnS, тетраэдрита $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, арсенопирита FeAsS, молибденит MoS₂, самородного золота Au, алтаита PbTe, гессита Ag₂Te, плюмботеллурита PbTeO₃, электрума (Au, Ag), изоклейкита $\text{Pb}_{27}(\text{Cu,Fe})_2(\text{Sb,Bi})_{19}\text{S}_{57}$, неидентифицированного минерала PbAg₂Te, рабдофана $(\text{Ce,Lu})\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, фаматинита Cu₃SbS₄, аргенита Ag₂S, дигенита Cu₉S₅, гудмундита FeSbS, бертьерита FeSb₂S₄, нисбита NiSb₂ [Николаева и др, 2024].

Халькопирит (CuFeS) второй по распространенности минерал колчеданных руд как сплошного, так и вкрапленного типа. Ассоциативно сульфид представлен двумя генерациями. I генерация образует вроски и графические прорастания (сингенетические включения) в метакристаллах пирита (рисунок 4.28, в). А II генерация проникает в ранее скристаллизованные руды и является «цементирующим» материалом (рисунок 4.28, а – б).

Концентрации минералообразующих элементов составили, мас. %: Fe – 29,01...32,97; S – 31,46...35,13; Cu – 29,86...36,23 при теоретическом составе минерала [по Бетехтину, 2007] согласно формуле: Fe – 30,54 %, S – 34,92 %, Cu – 34,57 %. Кроме главных элементов фиксируется присутствие таких примесей, как Zn (0,4%), As (0,03%), Ni (0,2%), Pb (0,08%). При этом содержания примесей Zn и Pb в минерале возрастают с увеличением содержания S.

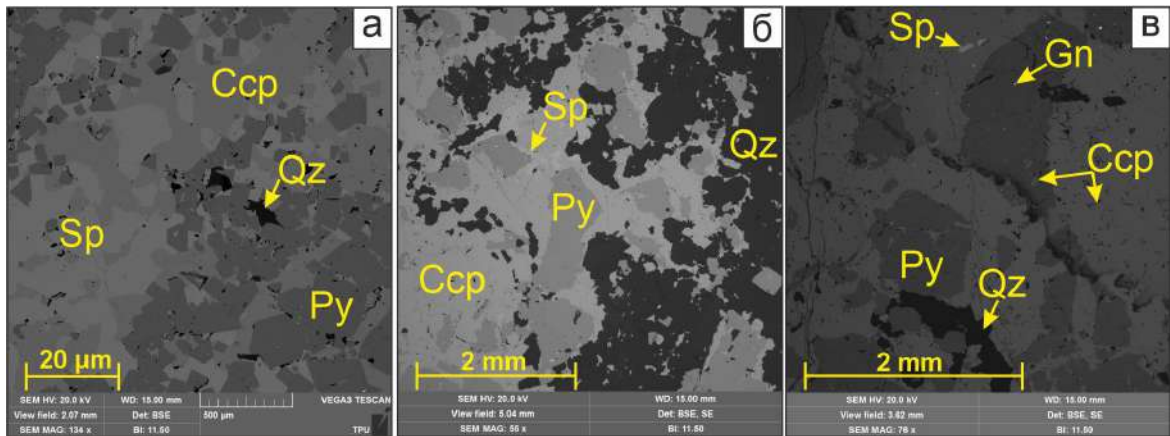


Рисунок 4.28 – Характер выделения халькопирита и его взаимосвязь с другими минералами. Условные обозначения: Py – пирит, Qz – кварц, Ccp – халькопирит, Sp – сфалерит, Gn – галенит

По данным анализам сканирующей электронной микроскопии к халькопириту приурочены такие минералы как пирит FeS, галенит PbS, сфалерит ZnS, самородное золото Au, алтаит PbTe, гессит Ag₂Te, ксилингоит Pb₃Bi₂S₆, цервеллеит Ag₄TeS, изоклейкит $(\text{Pb}_{27}(\text{Cu,Fe})_2(\text{Sb,Bi})_{19}\text{S}_{57})$, сстрокаит Bi₃TeS₂, фрейбергит Ag₆Cu₄Fe₂Sb₄S₁₃, марказит FeS₂, тетраэдрит $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, молибденит MoS₂, арсенопирит FeAsS, дигенит Cu₉S₅, марказит FeS₂, гудмундит FeSbS, бертьерит FeSb₂S₄ и нисбит NiSb₂.

Сфалерит (ZnS) не менее распространенный минерал в колчеданных рудах как сплошного, так и вкрапленного типа. Сульфид характеризуется ксеноморфными, эмульсиевидными формами выделения, образующими эпитактические срастания с пиритом и халькопиритом (рисунок 4.29). Согласно анализу минеральных ассоциаций, сфалерит представлен в виде одной генерации.

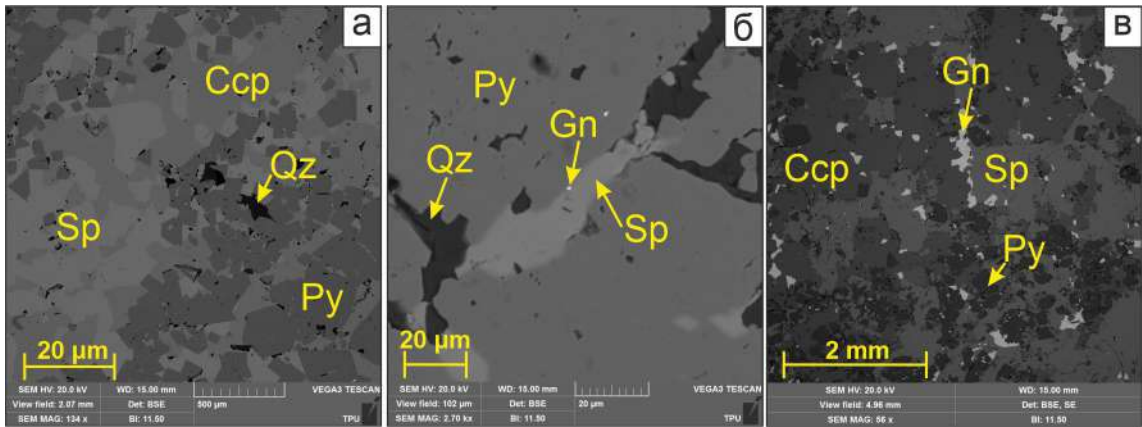


Рисунок 4.29 – Характер выделения сфалерита и его взаимосвязь с другими минералами. Условные обозначения: Py – пирит, Qz – кварц, Ccp – халькопирит, Sp – сфалерит, Gn – галенит

Концентрации минералообразующих элементов составили, мас. %: Zn – 58,3...68,7; S – 28,34...34,3 при теоретическом составе минерала [по Бетехтину, 2007] согласно формуле: Zn – 67,1 %, S – 32,9 %. В ходе исследований в сфалерите выявлены примеси Se (до 0,83 %), Fe (до 4,1%), Al (0,62%).

Сфалерит является концентратором таких минералов как галенит PbS, алтаит PbTe и самородное золото Au, а также находится в тесном парагенезисе с тетраэдритом $(Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13}$, фаматинитом Cu_3SbS_4 , фрайбергитом $Ag_6Cu_4Fe_2Sb_4S_{13}$, берьтеритом $FeSb_2S_4$ и гудмундитом $FeSbS$.

Галенит (PbS) менее распространен в колчеданных рудах, нежели пирит, халькопирит и сфалерит. Сульфид представлен микровключениями, в большем объеме концентрирующимися в пирите (рисунок 4.30). При изучении руд под микроскопом выявлено, что галенит является более поздним по времени формирования минералом и накладывается на более раннюю сфалерит-халькопирит-пиритовую ассоциацию. Морфология агрегатов весьма разнообразная: от идиоморфных кристаллических агрегатов до прожилковидных выделений. При это в единичных случаях зафиксирована характерная совершенная спайность для данного минерала (рисунок 4.30, в). В доминирующем объеме встречаются неправильные вытянутые, зачастую округлые агрегаты сульфида размером 20 мкм.

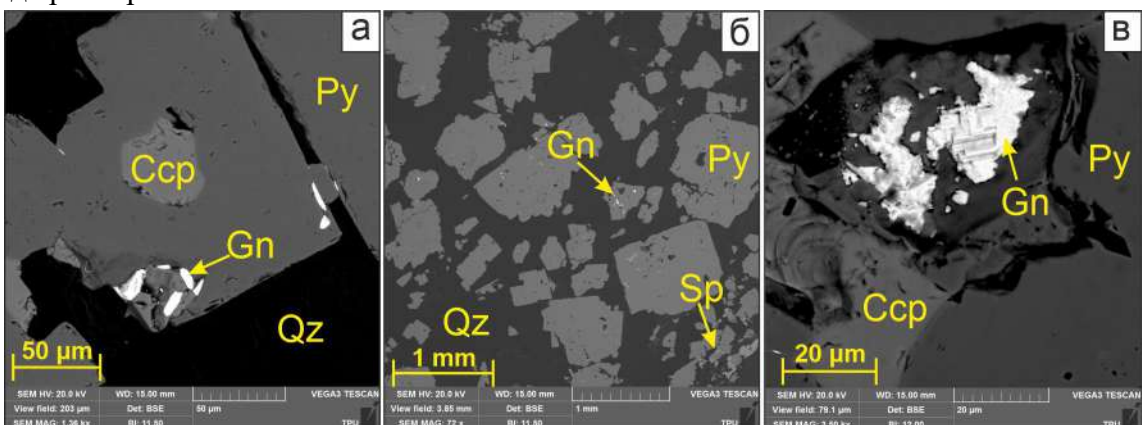


Рисунок 4.30 – Характер выделения галенита и его взаимосвязь с другими минералами. Условные обозначения: Py – пирит, Qz – кварц, Ccp – халькопирит, Sp – сфалерит, Gn – галенит

Концентрации минералообразующих элементов составили, мас. %: Pb – 84,01...89,5, S – 11,15...14,9 при теоретическом составе минерала [по Бетехтину, 2007] согласно формуле: Pb —

86,6 %, S — 13,4 %. По результатам спектральных анализов в галените фиксируются примеси Ag (до 0,001%), Sb (1,35%), Fe (0,091%), Cu (0,02%).

Второстепенные минералы

К второстепенным рудным минералам колчеданных руд относятся арсенопирит FeAsS , молибденит MoS_2 , рутил TiO_2 , тетраэдрит $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$.

Молибденит (MoS) представлен пластинчатыми вытянутыми агрегатами размером до 10 мкм. Сульфид зафиксирован как в сплошных, так и во вкрапленных рудах и наблюдается в парагенетической ассоциации с пиритом (рисунок 4.31, а). Примесей в минерале не зафиксировано.

Арсенопирит (FeAsS) и тетраэдрит ((Cu,Fe) $_{12}$ Sb $_4$ S $_{13}$) развиты исключительно в сплошном типе оруденения (рисунок 4.31, б, в). Образуют эпитактические срастания как друг с другом, так и с пиритом, сфалеритом и халькопиритом. Включения характеризуются ксеноморфными и эмульсиевидными агрегатами. Для пирита характерны зернистые агрегаты с частично сохранившейся идиоморфной структурой и размером 20...30 мкм. В арсенопирите примесей не обнаружено. В тетраэдрите отмечаются незначительные содержания Вi (не более 1%).

Рутил (TiO $_2$) сопровождает процесс рудообразования, не принимая в нем участия. По сути, минерал является псевдоморфозой по ильмениту FeTiO_3 . В доминирующем объеме оксид фиксируется в сплошном типе оруденения, зачастую в парагенетической ассоциации с монацитом и цирконом, концентрируясь в нерудных минералах, представленных кварцем и анкеритом. Минерал слабо сохранил свой тетрагональный призматический облик, поэтому зачастую представлен в виде неправильных удлиненных агрегатов размером до 20 мкм (рисунок 4.31, г). Примесей в минерале не зафиксировано.

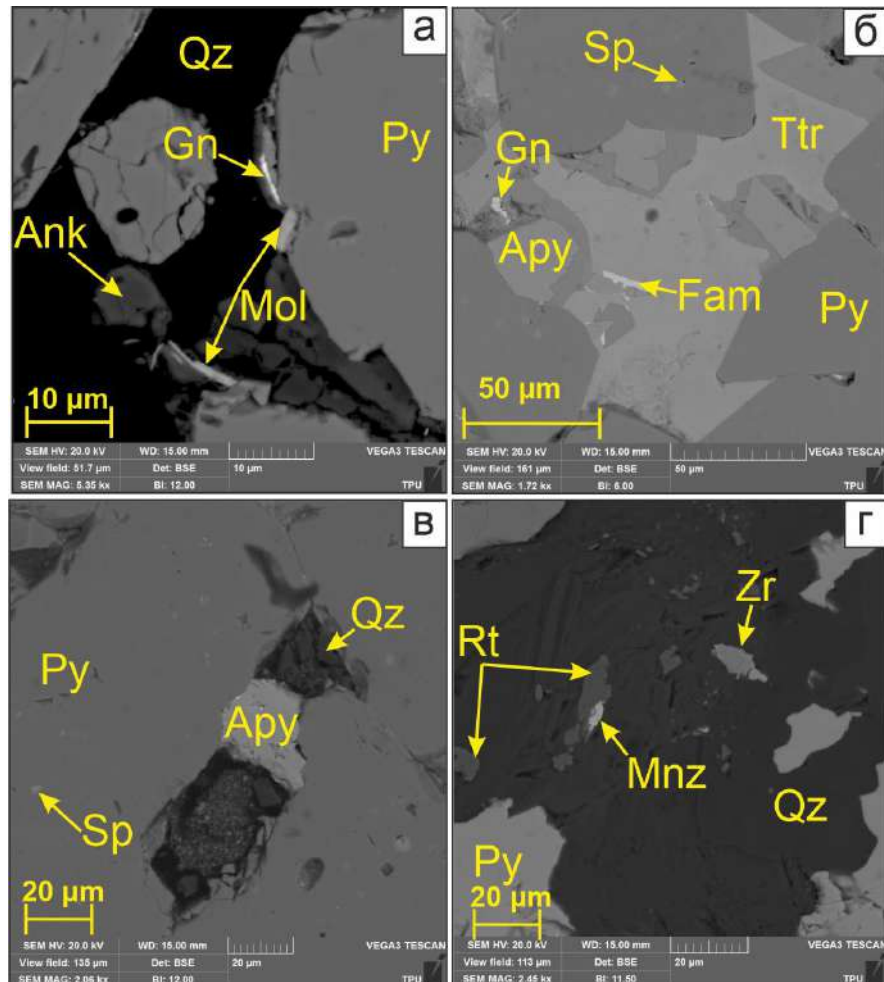


Рисунок 4.31 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения молибденита (а), тетраэдрита с арсенопиритом (б), рутила (в) и арсенопирита (г). Условные обозначения: Py – пирит, Qz – кварц, Csp – халькопирит, Sp – сфалерит, Gn – галенит, Ank – анкерит, Zr – циркон, Mnz – монацит, Mol – молибденит, Fam – фаматинит, Ttr – тетраэдрит, Apy – арсенопирит

Редкие и очень редкие минералы

К редким минералам колчеданным рудам отнесены самородное золото Au, электрум AuAg, гессит Ag₂Te, алтаит PbTe, ильменит FeTiO₃, изоклейкит (Pb₂₇(Cu,Fe)₂(Sb,Bi)₁₉S₅₇), самородный висмут Bi и сстрокаит Bi₃TeS₂.

Гессит, алтаит, изоклейкит, самородный висмут и сстрокаит описаны в главе 5 «Теллуру-висмутовая минерализация». Также характеристика электрума и самородного золота представлена в подпункте «Золото-серебряная минерализация».

Ильменит (FeTiO₃) диагностируется во вкрапленных рудах в кварце и анкерите (рисунок 4.32). Агрегаты зачастую раздробленные, за счет чего призматический облик их не читаем. Размерность их составляет до 50 мкм в длину. Примесей в ильмените не зафиксировано.

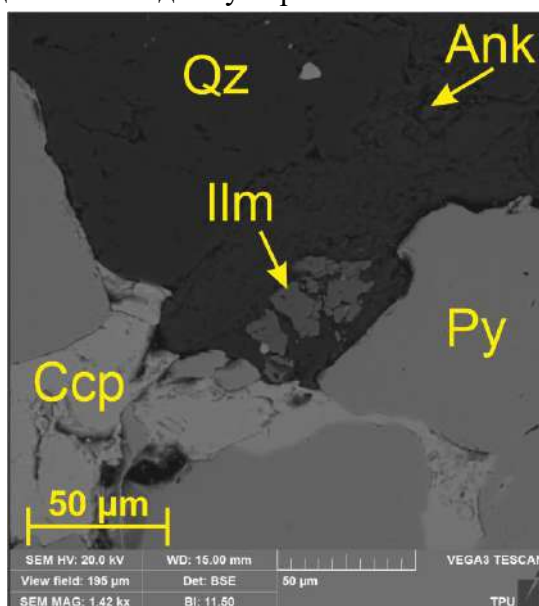


Рисунок 4.32 – Снимок со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующий характер выделения ильменита. Условные обозначения: Py – пирит, Qz – кварц, Csp – халькопирит, Ank – анкерит, Ilm – ильменит

К очень редким минералам относятся фаматинит Cu₃SbS₄, фрейбергит Ag₆Cu₄Fe₂Sb₄S₁₃, цервеллеит Ag₄TeS, ксилингоит Pb₃Bi₂S₆, плюмботеллурит PbTeO₃, циркон ZrSiO₄, марказит FeS₂, дигенит Cu₉S₅, магнетит Fe₃O₄, гематит Fe₂O₃, аргенит Ag₂S, гудмундит FeSbS, бертьерит FeSb₂S₄, нисбит NiSb₂ и неидентифицированный минерал с формулой PbAg₂Te.

Цервеллеит, ксилингоит, плюмботеллурит и неидентифицированный минерал PbAg₂Te описаны в главе 5 «Теллуру-висмутовая минерализация». Характеристика фрейбергита и аргенита дана в подпункте «Золото-серебряная минерализация».

Фаматинит (Cu₃SbS₄), минерал группы станнина, диагностируется в рудах как сплошного, так и вкрапленного типа с преобладанием к первой разновидности. Минерал зачастую находится в парагенетической ассоциации с фрейбергитом, изоклейкитом и ксилингоитом. Концентрируется сульфид в пирите, халькопирите, спорадически анкерите (рисунок 4.33, а) и образует неправильные зернистые агрегаты размером до 20 мкм. В качестве примесей фиксируются малые содержания Bi (0,16%), As (3,08%) и Fe (до 3,35%).

Циркон ($ZrSiO_4$) фиксируется весьма часто в рудах вкрапленного типа. У минерала отсутствует характерный дипирамидальный призматический облик, поэтому представлен он агрегатами неправильных, зачастую ромбовидных форм (рисунок 4.33, б). Минерал концентрируется в пустотных пространствах пирите, но чаще всего отмечается в кварце. Примесей в ортосиликате циркония зафиксировано не было.

Бертьерит ($FeSb_2S_4$) и **гудмундит ($FeSbS$)** отмечаются в парагенетической ассоциации, предположительно, в виду схожего химического состава. Сульфиды образуют неправильные агрегаты амебообразных, каплевидных и уплощенных форм размером от 2 мкм до 5 мкм. Сконцентрированы минералы в пирите и зачастую ассоциируют со сфалеритом (рисунок 4.33, в). Примеси в минералах не обнаружены.

Дигенит (Cu_9S_5), выявленный исключительно в сплошных рудах, весьма редко образует псевдокубические формы, обычно представлен зернами прямоугольных, вытянутых и округлых форм размером до 2,5 мкм. Спорадически отмечаются сростания дигенита с тетраэдритом, но чаще всего минерал концентрируется в пустотных пространствах пирита (рисунок 4.33, г). Примеси в минерале не выявлены.

Нисбит ($NiSb_2$), зафиксированный в сплошном типе оруденения, диагностирован в качестве единичных включений. Сульфид имеет округлые формы с нечеткими контурами, концентрируется в пустотах и трещинах пирита (рисунок 4.33, д). Размерность агрегатов составляет в среднем 5 мкм. Примесей в нисбите зафиксировано не было.

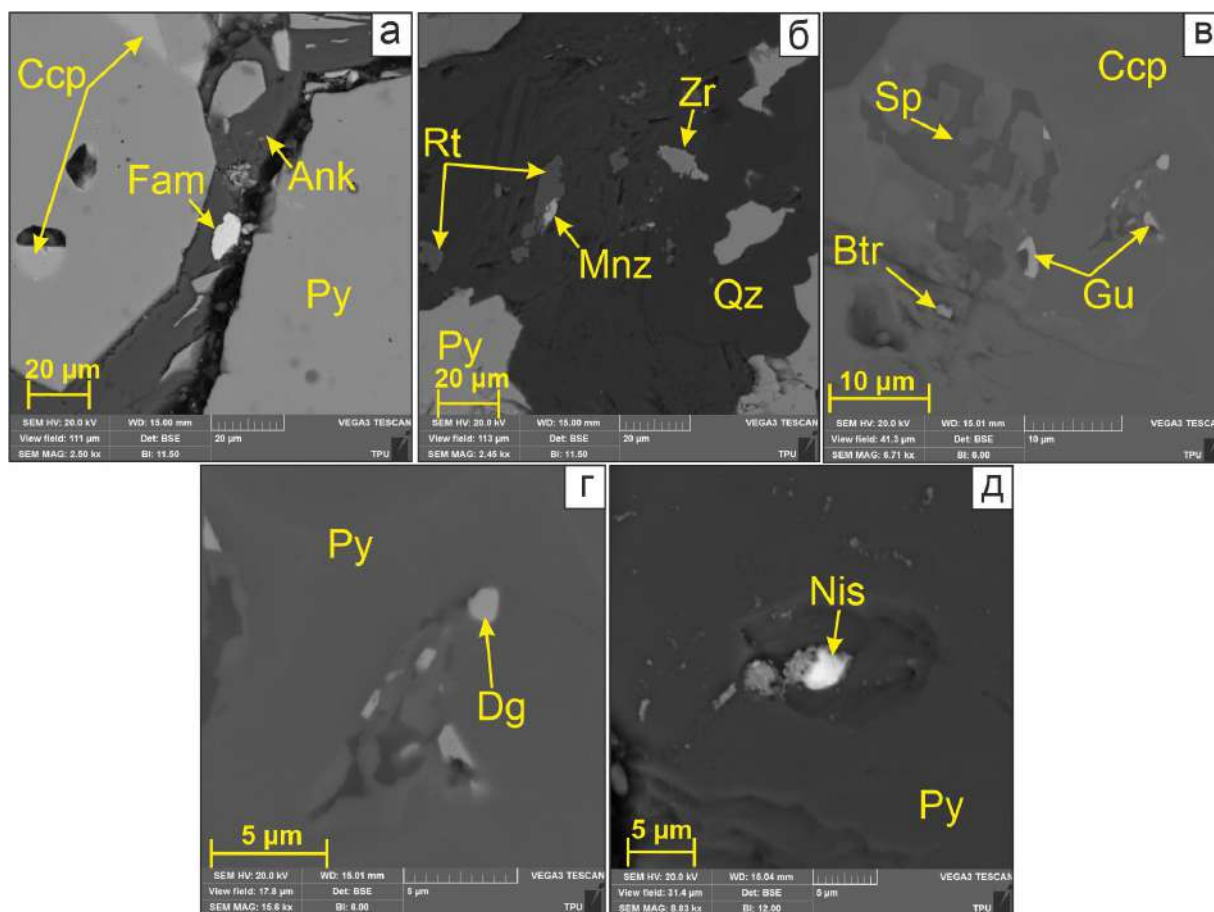


Рисунок 4.33 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения фаматинита (а), циркона (б), бертьерита с гудмундитом (в), дигенита (г) и нисбита (д). Условные обозначения: Py – пирит, Qz – кварц, Ccp – халькопирит, Ank – анкерит, Fam – фаматинит, Rt – рутил, Zr – циркон, Sp – сфалерит, Btr – бертьерит, Gu – гудмундит, Dg – диагенит, Nis – нисбит

Магнетит (Fe_3O_4), гематит (Fe_2O_3), марказит (FeS_2) диагностированы в рудах в виде единичных неправильных включений. Первые два минерала зафиксированы во вкрапленных рудах, в свою очередь, третий – в сплошных.

4.2.2.2. Нерудные минералы

Главные минералы

Главными нерудными минералами колчеданных руд Малеевского месторождения являются кварц SiO_2 , анкерит $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ и серицит $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$.

Кварц (SiO_2) – главный нерудный минерал. В сплошном типе оруденения минерал практически отсутствует либо не превышает 2...5%, встречается в виде нечетких просечек мощностью около 1...3 мкм или же в виде обособленных зернистых агрегатов малых размеров. Во вкрапленных рудах процентное содержание кремнистого минерала может достигать 50% и является цементирующей массой. В основной массе кварц обычно раскристаллизованный и характеризует гетеро-гранобластовую микроструктуру. Реже в данном типе оруденения фиксируются кварцевые прожилки и просечки с примесью карбонатного материала, невыдержанные по мощности (от 5 мкм до 2 мм) и характеризующиеся отсутствием четких контуров.

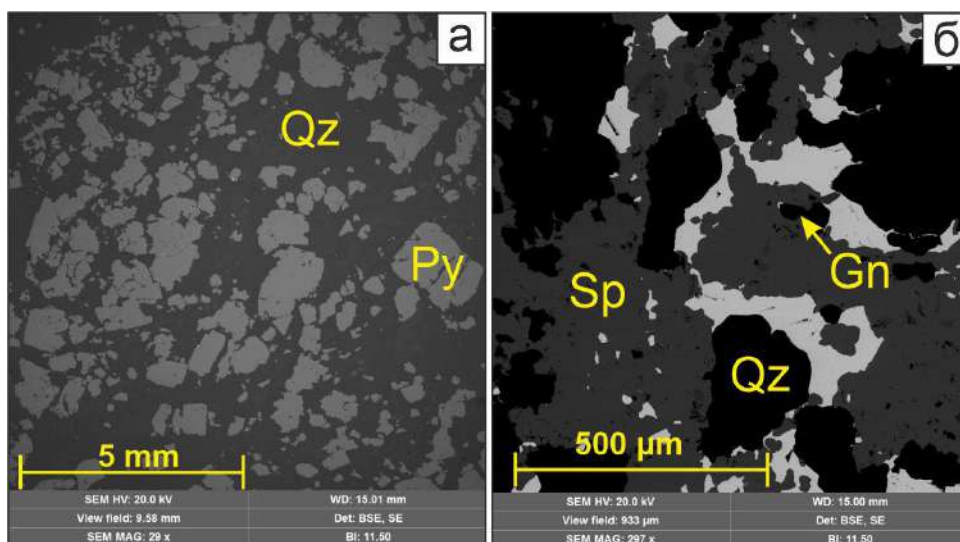


Рисунок 4.34 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения кварца. Условные обозначения: Py – пирит, Qz – кварц, Sp – сфалерит, Gn – галенит

В ходе работ с помощью рамановской микроскопии, аналогично месторождению Абыз, выявлено, что кварц представлен как минимум тремя генерациями:

- *первая генерация*: перекристаллизованный кварц в основной массе;
- *вторая генерация*: прожилки и просечки;
- *третья генерация*: обособленные зернистые агрегаты.

Карбонат, по результатам рамановской спектроскопии и ЭДС, представлен **анкеритом** ($\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$). Практически всегда минерал находится в тесном парагенезисе с кварцем, образуя прожилки и просечки. Во вкрапленных рудах анкерит встречается чаще, нежели в сплошных. В меньшем объеме минерал фиксируется в качестве обособленных агрегатов неправильных форм размером до 1 мм.

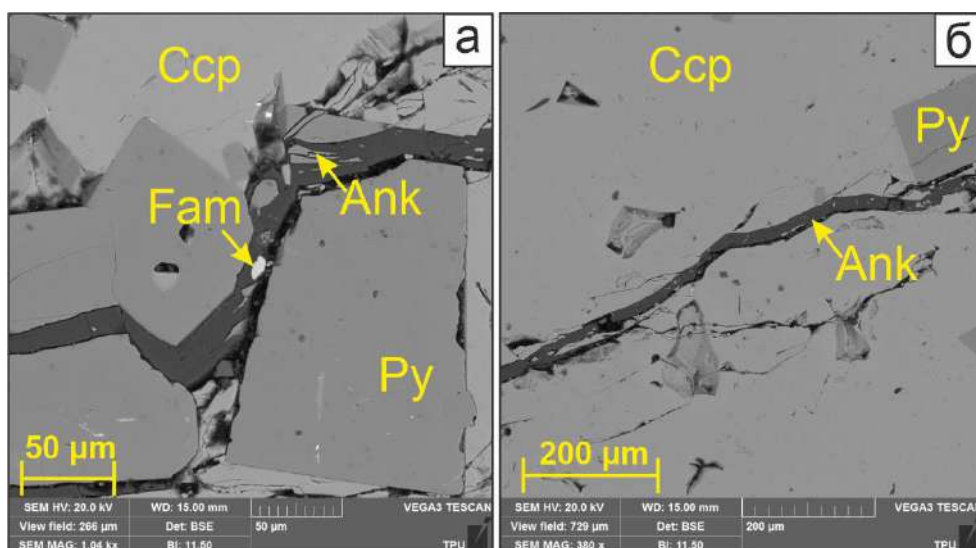


Рисунок 4.35 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие анкеритовые просечки. Условные обозначения: Py – пирит, Ank – анкерит, Ccp – халькопирит

Серицит является менее распространенным минералом, встречающимся в метасоматически-измененных породах и занимающим до 10 % от общего объема, обычно встречается в виде тонкочешуйчатой разновидности. Более подробное описание содержится в пункте 3.2.2.5 «Гидротермально-метасоматические изменения».

Второстепенные, редкие и очень редкие минералы

К второстепенным минералам в рудах относятся барит $BaSO_4$, альбит $Na[AlSi_3O_8]$, хлорит $(Mg,Fe)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot (Mg,Fe)_3(OH)_6$ и ортоклаз $KAlSi_3O_8$.

Данные о альбите $Na[AlSi_3O_8]$, хлорите $(Mg,Fe)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot (Mg,Fe)_3(OH)_6$ и ортоклазе $KAlSi_3O_8$ представлены в пункте 3.2.2.5 «Гидротермально-метасоматические изменения».

Барит ($BaSO_4$) диагностирован в рудах в обоих типах руд с преобладанием к сплошному. Сульфат представлен идиоморфными агрегатами, практически полностью сохранившими свою ромбо-дипирамидальную сингонию. Зачастую края минерала обломлены. Размер агрегатов варьирует в диапазоне 3,5...13 мкм. Барит концентрируется пирите, сфалерите, халькопирите (рисунок 4.36).

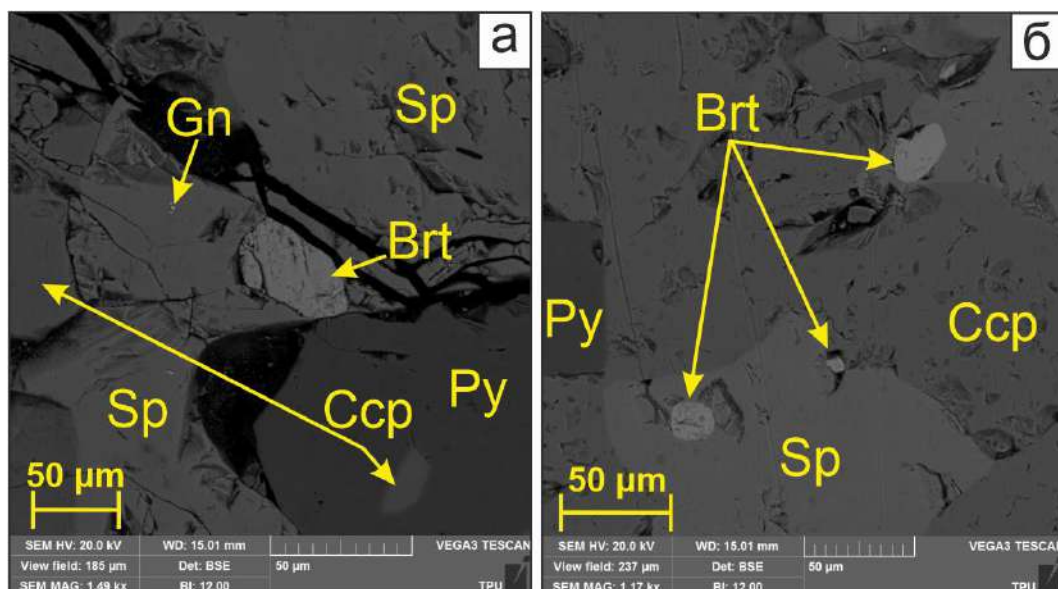


Рисунок 4.36 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения барита. Условные обозначения: Py – пирит, Gn – галенит, Ccp – халькопирит, Sp – сфалерит, Brt – барит

В список редких минералов входят минералы группы редкоземельных элементов, представленные монацитом (La, Ce, Nd) PO₄, рабдофаномом (Ce, La) PO₄·H₂O и ксенотимом YPO₄, а также туйтом Ca₃(PO₄)₂.

Монацит-(La) ((La, Ce, Nd) PO₄) – минерал, относящийся к классу фосфатов лантаноидов (рисунок 4.37, а), диагностированный в колчеданных рудах обоих типов. Относительно своих морфологических характеристик, минерал диагностируется в виде зерен неправильных округлых форм и размером до 20 мкм. Монацит концентрируется в виде единичных обособленных агрегатов в анкерите с кварцем. Зачастую для минерала группы РЗЭ отмечается парагенетическая ассоциация с рутилом (рисунок 4.37, б).

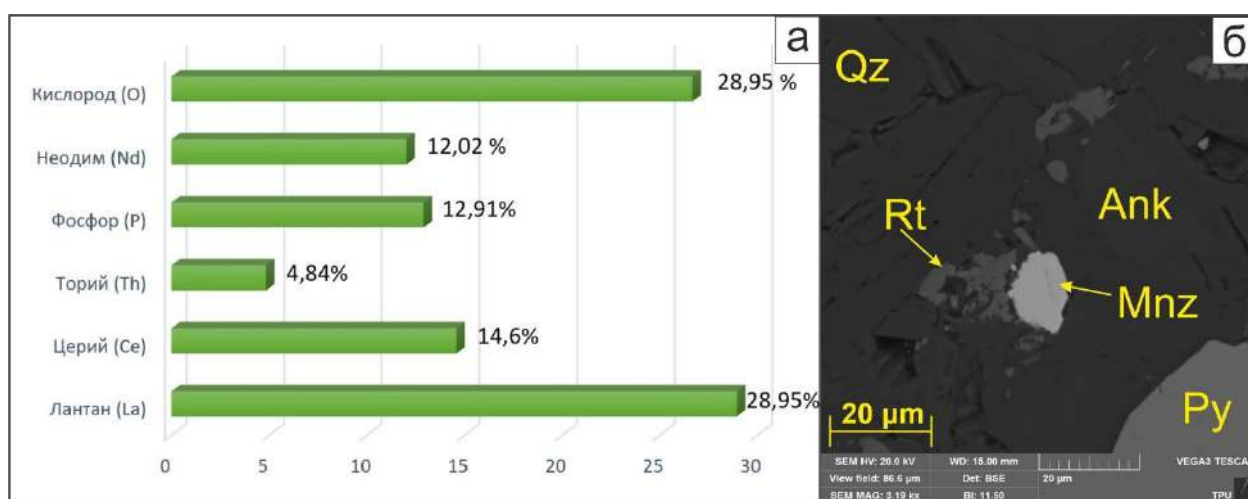


Рисунок 4.37 – а – химический состав монацита, рассчитанный с помощью энергодисперсионного анализа; б – характер выделения монацита. Условные обозначения: Py – пирит, Rt – рутил, Mnz – монацит, Qz – кварц, Ank – анкерит

Редкоземельный фосфатный минерал **ксенотим-(Y) (YPO₄)** диагностируется исключительно во вкрапленных рудах. Представлен неправильными, угловатыми зернами

размером до 8 мкм, заключенными в анкеритовой массе (рисунок 4.38). Для минерала характерно скопление своих агрегатов. Зачастую минерал находится в ассоциации с рутилом.

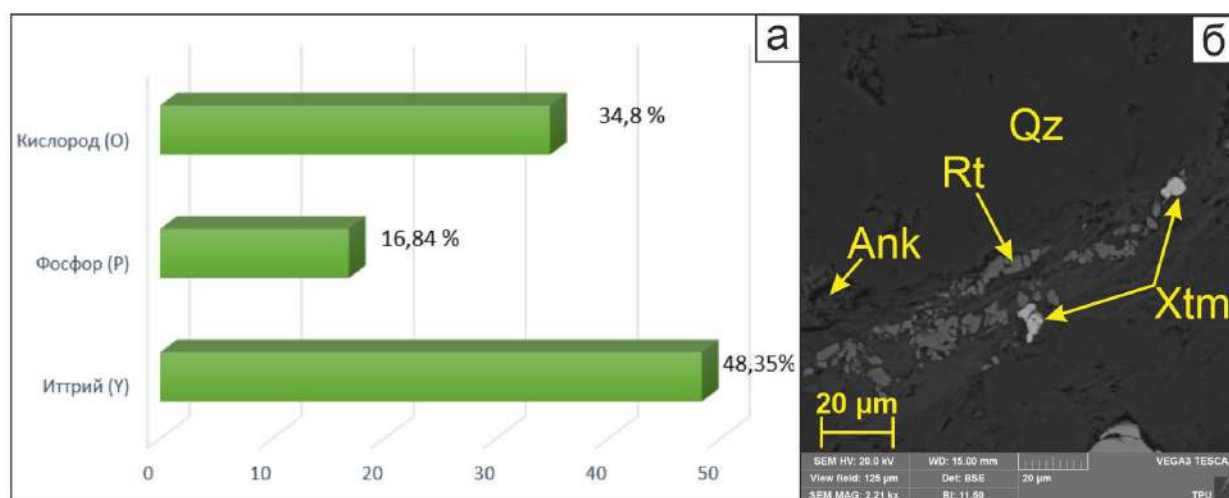


Рисунок 4.38 – а – химический состав ксенотима, рассчитанный с помощью энергодисперсионного анализа; б – характер выделения ксенотима. Условные обозначения: Rt – рутил, Xtm – ксенотим, Qz – кварц, Ank – анкерит

Рабдофан-(Ce) ((Ce, La) PO₄·H₂O), водный редкоземельный фосфат, диагностируется в сплошных рудах. Форма агрегатов неправильная, округлая размером до 4 мкм. Минерал концентрируется по пустотным пространствам в пирите (рисунок 4.39) и представлен обособленными включениями.

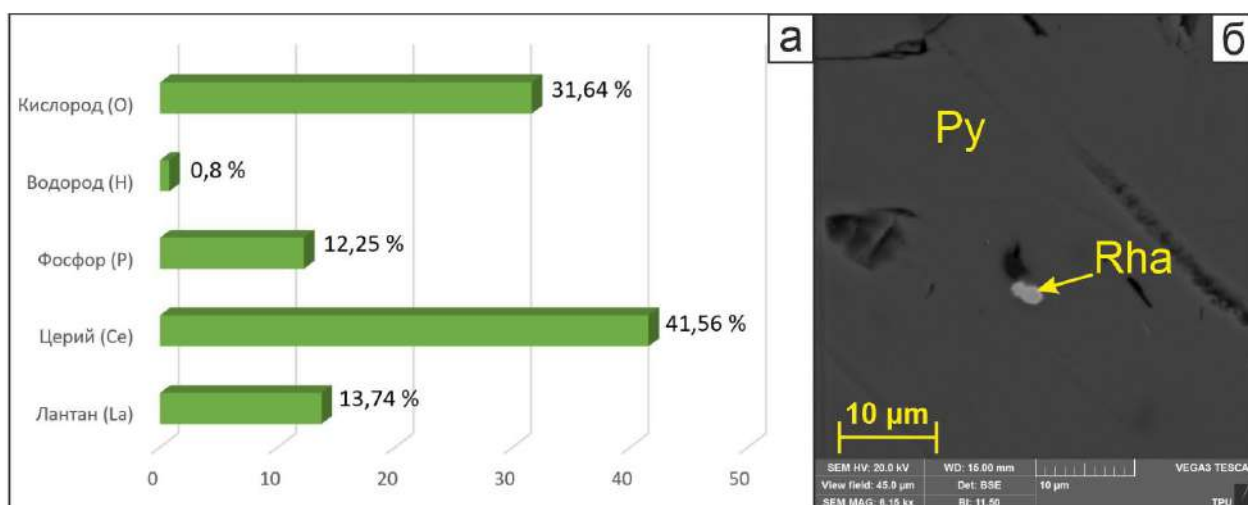


Рисунок 4.39 – а – химический состав рабдофана, рассчитанный с помощью энергодисперсионного анализа; б – характер выделения рабдофана. Условные обозначения: Py – пирит, Rha – рабдофан

Туит (Ca₃(PO₄)₂) диагностирован в рудах как сплошного, так и вкрапленного типа. Минерал представлен вытянутыми агрегатами, в единичном случаях сохранив автоморфный облик. Контуры агрегата неровные, «обрубленные». В длину агрегат достигает 70 мкм. Обычно минерал формируется на периферии пирита в основной кварцевой массе (рисунок 4.40, а) или же в анкерите (рисунок 4.40, б).

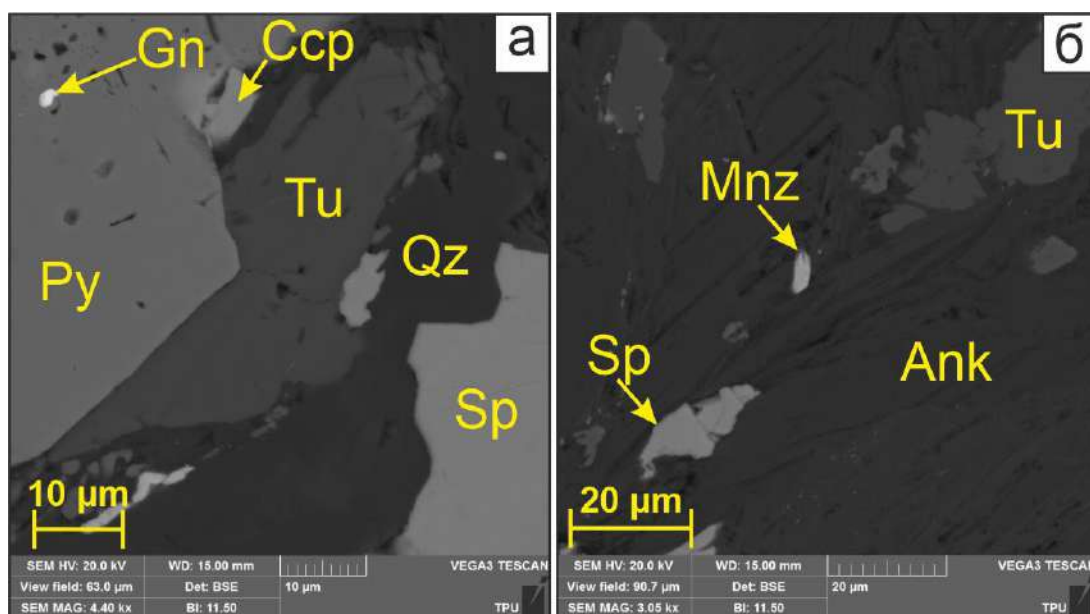


Рисунок 4.40 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения туита. Условные обозначения: Py – пирит, Gn – галенит, Csp – халькопирит, Sp – сфалерит, Tu – туит, Qz – кварц, Ank – анкерит, Mnz – монацит

В качестве очень редких нерудных минералов отмечаются цеолиты $Me_{2/n}OAl_2O_3xSiO_2yH_2O$, углистое вещество, представленное керогеном, диккит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ и каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$.

4.2.2.3. Золото-серебряная минерализация

В результате сканирования руд было обнаружено, что золотая минерализация характеризуется минеральными формами выделения, преобладающее количество которых связано с электрумом AuAg, в меньшей степени с самородным золотом (рисунок 4.44).

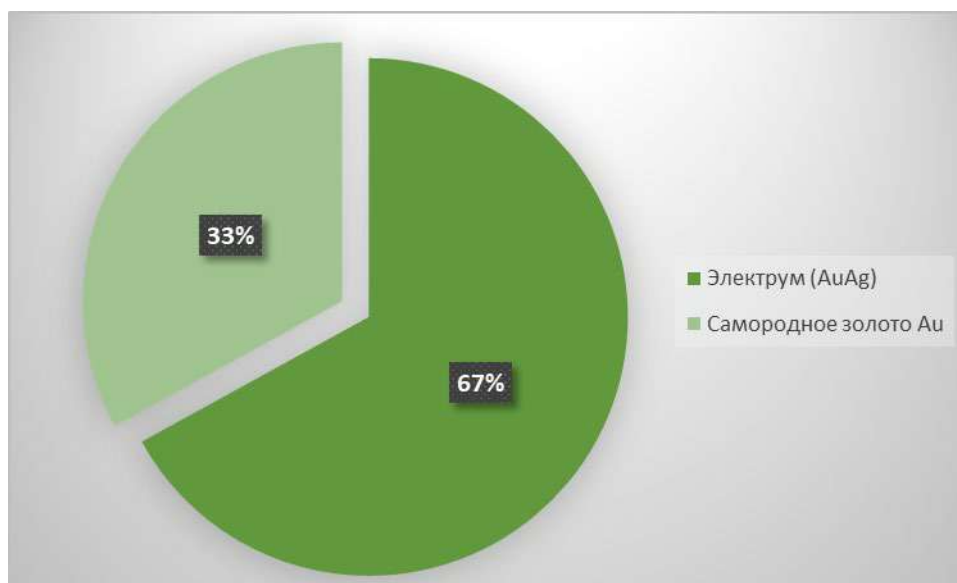


Рисунок 4.44 – Минеральные формы выделения золота в рудах Малеевского месторождения

Большая часть золота приурочена к сплошному типу оруденения (рисунок 4.19), при этом в обоих типах руд является преобладающим минерал электрум. Установлено, что благородный

металл диагностируется преимущественно в ассоциации с пиритом и спорадически халькопиритом.

Серебро в значительном объеме кристаллизовалось с серебром, по этой причине их корреляционные связи положительны и наибольшим распространением среди золотой минерализации пользуется **электрум (AuAg)**. По данным спектрального анализа (ЭДС) в составе выделений **электрума** содержания Au варьируют в диапазоне 61,2...73,2%, а Ag – 25...39,5%. Обычно минерал развивается по трещинам пирита и образует проволочковидные или нитевидные формы выделения протяженностью от 15 до 87 мкм. Соотношение длины и ширины составляет от 4:1 до 20:1. За счет того, что трещины могут быть как субпараллельные, так и пересекающиеся друг с другом, система выделений электрума разделена на однонаправленные и разнонаправленные (рисунок 4.45, а). За счет преобладания данного минерала над самородным золотом, в рудах отмечается доминирование низкой-средней пробы.

Самородное золото Au, по сравнению с электрумом, обнаружено в рудах в меньшей степени. Диагностируется в виде комковидных, интерстициальных, каплевидных, редко проволочковидных выделений. Благородный металл подчиняется трещинам в пирите (рисунок 4.46, б) или же интерстициям между пиритом и халькопиритом. Размеры агрегатов не превышают 3 мкм, а по составу характеризуется в основном средней-высокой пробой Au_{667...998}.

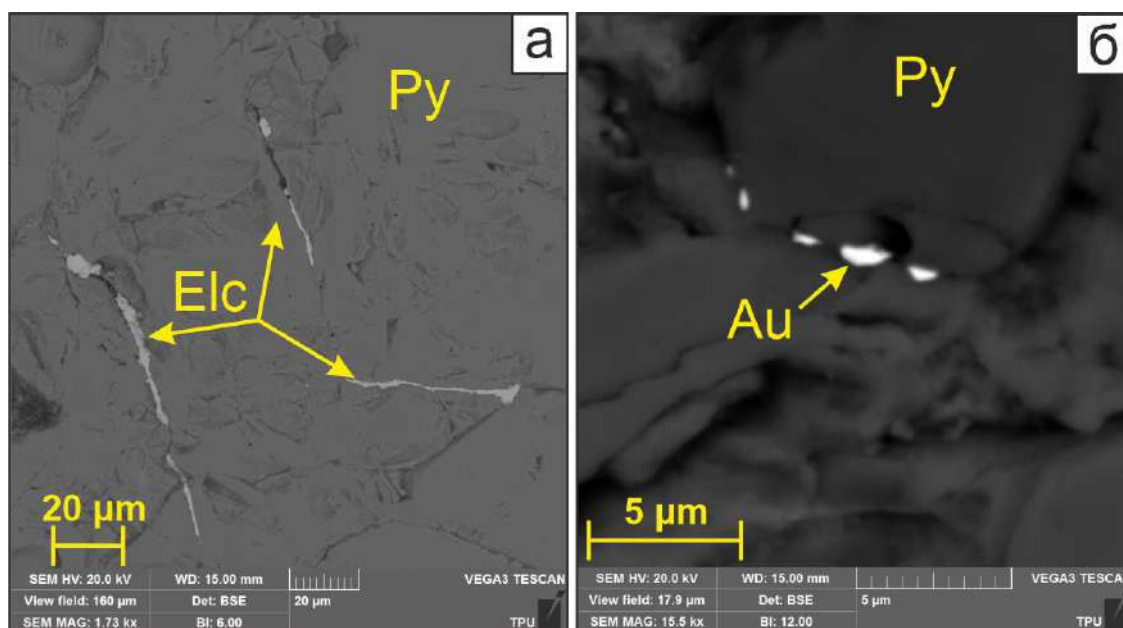


Рисунок 4.45 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения электрума (а) и самородного золота (б). Условные обозначения: Py – пирит, Elc – электрум, Au – золото

Серебряная минерализация в колчеданных рудах, помимо уже выше указанного электрума AuAg представлена фрейбергитом $Ag_6Cu_4Fe_2Sb_4S_{13}$ и аргенитом Ag_2S .

Фрейбергит ($Ag_6Cu_4Fe_2Sb_4S_{13}$) диагностируется в рудах сплошного типа зачастую в ассоциации с фаматинитом, изоклейкитом, тетраэдритом, сфалеритом и галенитом. Концентрируется минерал в пирите или же халькопирите, образуя с данными сульфидами эпитактические срастания (рисунок 4.46, а). По морфологическим характеристикам агрегаты представлены ксеноморфными выделениями размером от 5 до 120 мкм. Средние содержания элементов составляют, мас. %: Fe – 1,7...3,59, Cu – 9,87...12,96, Ag – 37,5...40,45, Sb – 16,74...19,98, As – 2,01...3,91, S – 19,1...22,01 при теоретическом составе минерала

[webmineral.com] согласно формуле: Fe – 3,47 %, Cu – 11,86 %, Ag – 40,25%, Sb – 18,93%, As – 3,88%, S – 21,6%. Примесей в фрейбергите не зафиксировано.

Аргенит (Ag_2S) встречается исключительно в сплошных рудах. Золотосодержащий сульфид развивается по трещинным и пустотным пространствам в пирите (рисунок 4.46, б), за счет чего образует неправильные, зачастую вытянутые и уплощенные агрегаты размером до 12,5 мкм. Средние содержания элементов составляют, мас. %: Ag – 85,93...88,74, S – 11,52...14,01 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Ag – 87,06 %, S – 12,94 %. Примеси в аргените отсутствуют.

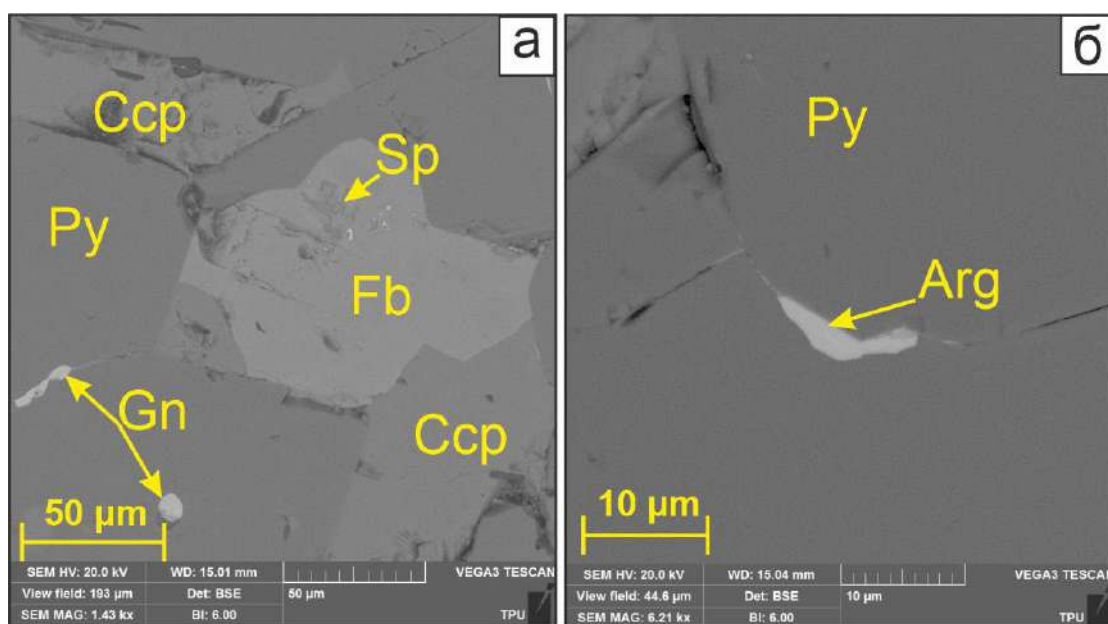


Рисунок 4.46 – Снимки со сканирующего электронного микроскопа в обратно-рассеянных электронах, демонстрирующие характер выделения фрейбергита (а) и аргенита (б). Условные обозначения: Py – пирит, Ccp – халькопирит, Sp – сфалерит, Fb – фрейбергит, Arg – аргенит, Gn – галенит

ГЛАВА 5. ТЕЛЛУРО-ВИСМУТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

5.1. Месторождение Абыз

Попутные ценные элементы, представленные Bi и Te, в рудах фиксируются в виде самостоятельных минералов: алтаит ($PbTe$), гессит (Ag_2Te), штютцит (Ag_5Te_3), теллуровисмутит (Bi_2Te_3), раклиджит ($(Bi,Pb)_3Te_4$), ченгуодаит ($Ag_9FeTe_2S_4$), петцит (Ag_3AuTe_2), колорадоит ($HgTe$) и калаверит ($AuTe_2$). Впервые в рудах были диагностированы штютцит, ченгуодаит, раклиджит и калаверит [Николаева, 2024].

Стоит отметить, что до 67% выявленной Te-Bi минерализации приурочено именно к теллуридным минералам и только 33% к теллуру-висмутовым. Как видно из графика на рисунке 5.1 первый тип минерализации находится в тесной взаимосвязи с Ag и в меньшем объеме с Au, Pb и Hg. Золото ассоциируется с комплексом теллуридовых минералов, которые представлены петцитом и калаверитом. Судя по обилию различных теллуридов, можно полагать, что химический потенциал теллура в гидротермальных растворах был весьма высок.

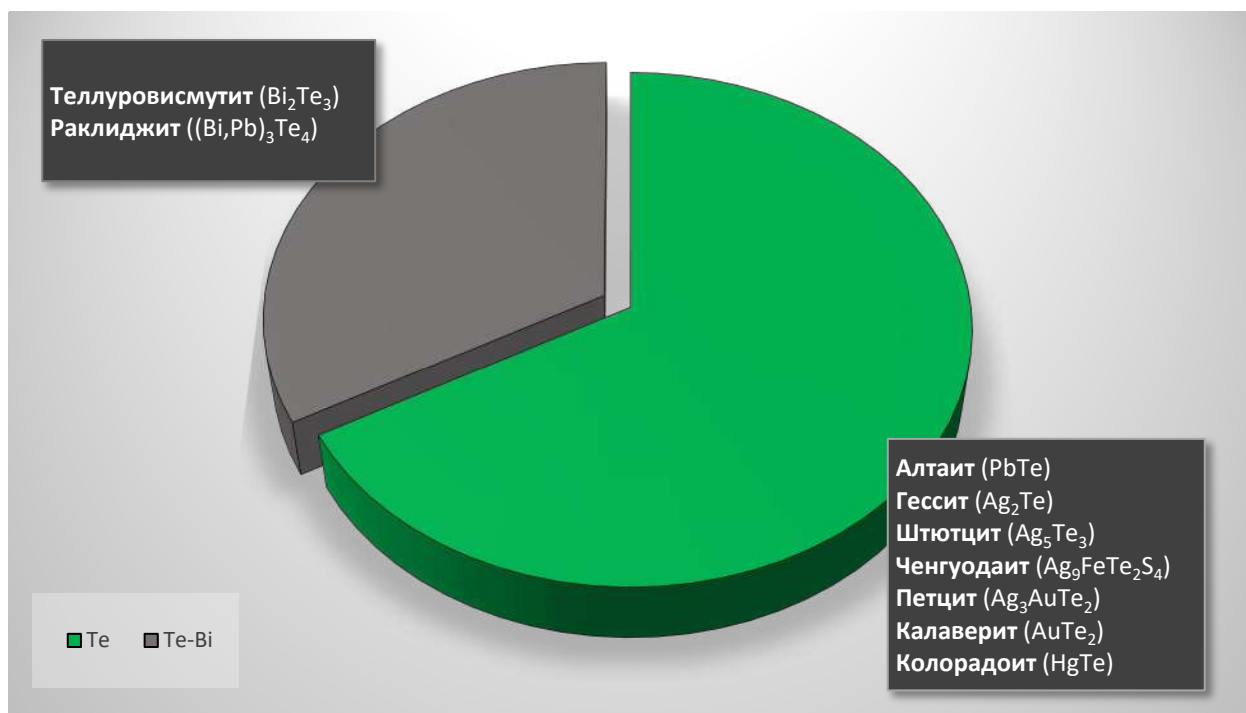


Рисунок 5.1 – Теллуру-висмутная минерализация месторождения Абыз

По диаграмме распространенности минералов теллуру-висмутного состава (рисунок 5.2) наблюдается, что среди всех минералов данного типа большую распространенность имеет алтаит ($PbTe$), в меньшем объеме (в порядке уменьшения распространенности) развиты петцит (Ag_3AuTe_2), гессит ($AgTe$), раклиджит ($(Bi, Pb)_3Te_4$), штютцит (Ag_5Te_3) и теллуровисмутит (Bi_2Te_3). Спорадически (по содержанию не превышающие 5%) отмечаются такие минералы как калаверит ($AuTe_2$), ченгуодаит ($Ag_9FeTe_2S_4$) и колорадоит ($HgTe$).

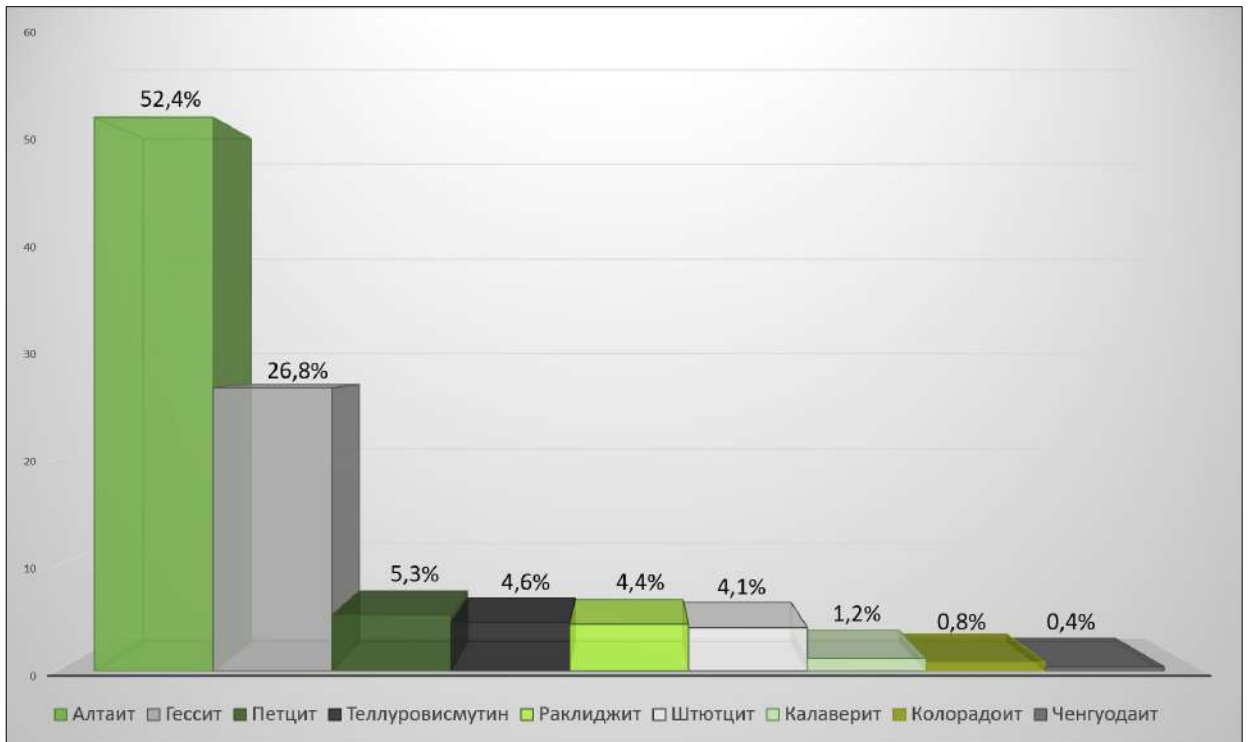


Рисунок 5.2 – Диаграмма распространенности минералов Te-Bi состава

До 83% всей минерализации приурочено к сплошному типу оруденения (рисунок 5.3), где диагностированы такие минеральные формы как алтаит, штютцит, гессит, теллуrowисмутин, ченгуодаит, раклиджит, петцит, калаверит и колорадоит. Вкрапленный тип оруденения содержит в себе до 17% выявленных минералов Te-Bi состава, а именно алтаит, гессит, теллуrowисмутин, раклиджит, штютцит и калаверит [Николаева и др, 2024].

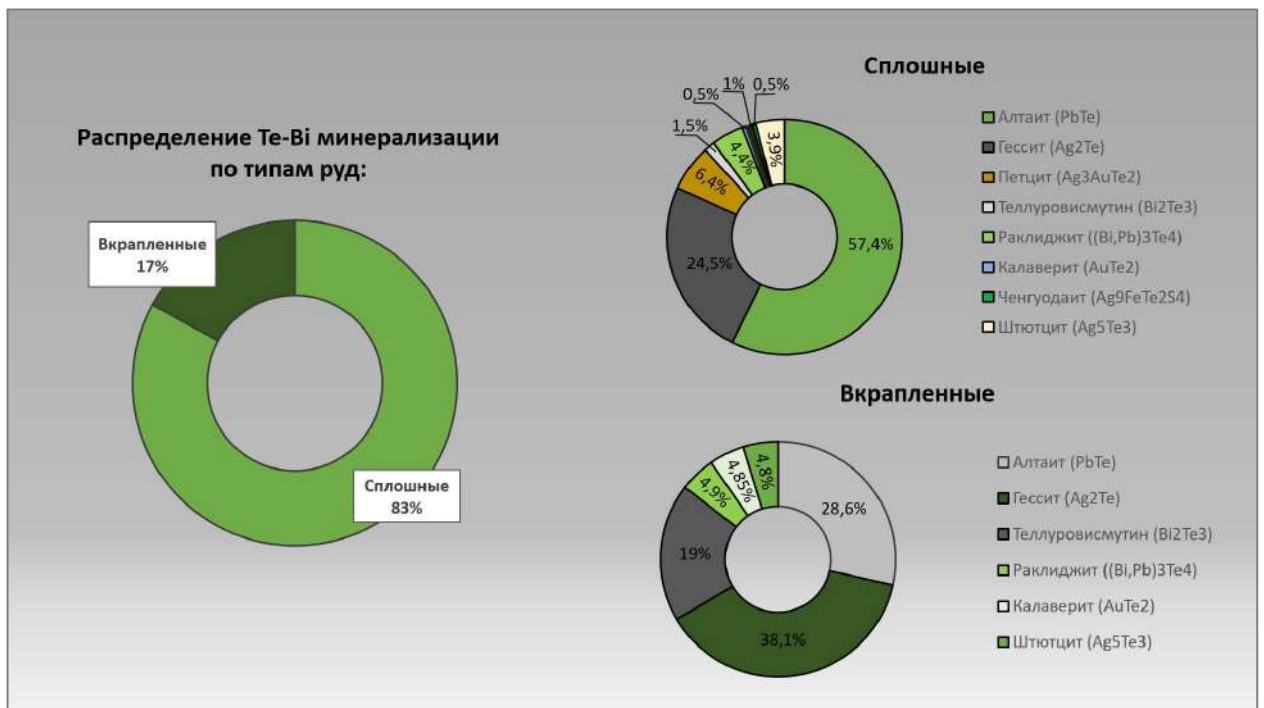


Рисунок 5.3 – Распределение Te-Bi минерализации по типам руд

Для выявленных минералов отмечается многообразие форм выделения, а также общее сходство – приуроченность к сульфидным минералам. В качестве примесей фиксируются содержания Ag, Pb и Se.

В ходе исследования по результатам энергодисперсионного анализа (ЭДС) были рассчитаны формульные коэффициенты выявленных Те – Ві минералов (таблица 5.2) и в таблице 5.3 представлен их пересчет в виде усредненных значений.

Таблица 5.1 – Общая характеристика минералов Те-Vi состава

<i>Минерал</i>	<i>Формула</i>	<i>Минерал-хозяин</i>	<i>Матрица</i>	<i>Формы выделения</i>	<i>Примеси (ср.зн.)</i>	<i>Приуроченность к текстурно- структурному типу оруденению</i>
Алтаит	PbTe	Пирит, халькопирит	Пирит, халькопирит	Угловатая, неправильная, амебообразная	Ag (3,6 %)	Сплошной
Теллурувисмутин	Bi ₂ Te ₃	Пирит	Халькопирит	Угловатая, слабоизометричная со скошенными углами, овальная, каплевидная	–	Сплошной, вкрапленный
Раклиджит	(Bi, Pb) ₃ Te ₄	Халькопирит, пирит	Халькопирит, пирит, сфалерит, анкерит	Неправильная, слабоизометричная	Ag (1,6 %) Cu (0,8 %) Fe (0,3 %)	Сплошной, вкрапленный
Петцит	Ag ₃ AuTe ₂	Пирит, халькопирит	Пирит, халькопирит	Слабоизометричная, неправильная, округлая	–	Сплошной
Калаверит	AuTe ₂	Пирит	Халькопирит	Овальная, каплевидная, округлая	–	Сплошной, вкрапленный
Колорадоит	HgTe	Халькопирит, пирит	Пирит, халькопирит	Угловатая, неправильная	–	Сплошной

Продолжение таблицы 5.1

<i>Минерал</i>	<i>Формула</i>	<i>Минерал-хозяин</i>	<i>Матрица</i>	<i>Формы выделения</i>	<i>Примеси (ср.зн.)</i>	<i>Приуроченность к текстурно- структурному типу оруденению</i>
Гессит	Ag ₂ Te	Пирит, диккит, халькопирит	Халькопирит, пирит, кварц, диккит	Зернистая, неправильная, округлая	–	Сплошной, вкрапленный
Штютцит	Ag ₅ Te ₃	Халькопирит, пирит, кварц	Пирит, халькопирит	Каплевидная, округлая	–	Сплошной, вкрапленный
Ченгуодаит	Ag ₉ FeTe ₂ S ₄	Халькопирит	Пирит	Неправильная, округлая	–	Сплошной

Таблица 5.2. Химический состав минералов Te-Bi состава (мас. %)

№ п/п	Ag	Pb	Te	Bi	Hg	Fe	S	Au	Сумма	Кристаллохимическая формула
Алтаит (Pb= 61,89%, Te=38,11%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на Te = 1										
1		61,81	38,00						99,81	Pb _{1.002} Te _{1.000}
2		62,01	37,95						99,96	Pb _{1.006} Te _{1.000}
3		61,98	38,04						99,92	Pb _{1.003} Te _{1.000}
4		61,99	38,02						99,41	Pb _{1.004} Te _{1.000}
5		62,15	37,88						99,03	Pb _{1.010} Te _{1.000}
6		62,30	37,01						99,31	Pb _{1.037} Te _{1.000}

Продолжение таблицы 5.2

№ п/п	Ag	Pb	Te	Bi	Hg	Fe	S	Au	Сумма	Кристаллохимическая формула
7		62,00	37,55						99,55	Pb _{1.017} Te _{1.000}
8		61,05	38,21						99,26	Pb _{0.984} Te _{1.000}
9		61,51	38,18						99,69	Pb _{0.992} Te _{1.000}
10		61,85	38,10						99,95	Pb _{1.000} Te _{1.000}
Штютцит (Ag = 56,98%, Te = 43,02%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на Te = 3										
1	56,95		43,01						99,96	Ag _{4.699} Te _{3.000}
2	56,93		43,02						99,95	Ag _{4.696} Te _{3.000}
3	56,94		42,99						99,93	Ag _{4.700} Te _{3.000}
4	56,91		43,01						99,92	Ag _{4.696} Te _{3.000}
5	56,97		43,01						99,98	Ag _{4.701} Te _{3.000}
6	56,95		43,00						99,95	Ag _{4.700} Te _{3.000}
7	56,97		42,99						99,96	Ag _{4.703} Te _{3.000}
8	56,91		43,00						99,91	Ag _{4.697} Te _{3.000}
9	56,79		42,99						99,78	Ag _{4.688} Te _{3.000}
10	56,93		42,89						99,82	Ag _{4.710} Te _{3.000}
Гессит (Ag = 62,84%, Te = 37,16%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на Te = 1										
1	62,79		37,11						99,90	Ag _{2.001} Te _{1.000}
2	62,83		37,15						99,98	Ag _{2.001} Te _{1.000}
3	62,79		37,09						99,88	Ag _{2.003} Te _{1.000}

Продолжение таблицы 5.2

№ п/п	Ag	Pb	Te	Bi	Hg	Fe	S	Au	Сумма	Кристаллохимическая формула
4	62,82		37,12						99,94	Ag _{2.002} Te _{1.000}
5	62,83		37,11						99,94	Ag _{2.003} Te _{1.000}
6	62,85		37,09						99,94	Ag _{2.004} Te _{1.000}
7	62,78		37,13						99,91	Ag _{2.000} Te _{1.000}
8	62,85		37,11						99,96	Ag _{2.003} Te _{1.000}
9	62,78		37,19						99,97	Ag _{1.997} Te _{1.000}
10	62,77		37,07						99,84	Ag _{2.003} Te _{1.000}
Теллуrowисмутин (Bi = 52,20%, Te = 47,80%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на Te = 3										
1			47,63	52,21					99,84	Bi _{2.008} Te _{3.000}
2			47,90	51,07					98,97	Bi _{1.953} Te _{3.000}
3			47,56	52,11					99,67	Bi _{2.007} Te _{3.000}
4			47,09	52,15					99,24	Bi _{2.029} Te _{3.000}
5			47,18	52,29					99,47	Bi _{2.030} Te _{3.000}
6			48,02	51,90					99,92	Bi _{1.980} Te _{3.000}
7			47,75	52,09					99,84	Bi _{1.998} Te _{3.000}
8			47,85	52,07					99,92	Bi _{1.993} Te _{3.000}
9			47,76	52,15					99,91	Bi _{2.000} Te _{3.000}
10			47,56	52,02					99,58	Bi _{2.004} Te _{3.000}
Раклиджит (Bi = 41,39%, Te = 44,93%, Pb = 13,68%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на Te = 4										

Продолжение таблицы 5.2

№ п/п	Ag	Pb	Te	Bi	Hg	Fe	S	Au	Сумма	Кристаллохимическая формула
1		13,69	44,89	41,38					99,96	(Bi,Pb) _{3.003} Te _{4.000}
2		13,70	44,91	41,35					99,96	(Bi,Pb) _{3.000} Te _{4.000}
3		13,65	44,89	41,45					99,99	(Bi,Pb) _{3.004} Te _{4.000}
4		13,61	44,96	41,40					99,97	(Bi,Pb) _{2.995} Te _{4.000}
5		13,65	44,88	41,42					99,95	(Bi,Pb) _{3.003} Te _{4.000}
6		13,62	44,94	41,35					99,91	(Bi,Pb) _{2.994} Te _{4.000}
7		13,66	44,40	41,39					99,45	(Bi,Pb) _{3.035} Te _{4.000}
8		13,70	44,65	41,37					99,72	(Bi,Pb) _{3.019} Te _{4.000}
9		13,73	44,86	41,34					99,93	(Bi,Pb) _{3.005} Te _{4.000}
10		13,75	44,69	41,37					99,81	(Bi,Pb) _{3.019} Te _{4.000}
Ченгуодаит (Ag = 68,77%, Te = 18,05%, S = 9,21%, Fe = 3,97%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на S = 4										
№ п/п	Ag	Pb	Te	Bi	Hg	Fe	S	Au	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	68,75		18,02			3,94	9,19		99,90	Ag _{8.894} Fe _{0.985} Te _{1.972} S _{4.000}
2	68,74		18,05			3,97	9,00		99,76	Ag _{9.080} Fe _{1.013} Te _{2.016} S _{4.000}
3	68,72		18,00			3,89	9,20		99,81	Ag _{8.880} Fe _{0.971} Te _{1.966} S _{4.000}
4	68,71		17,99			3,93	9,17		99,80	Ag _{8.908} Fe _{0.984} Te _{1.972} S _{4.000}
5	68,69		18,04			3,94	9,13		99,80	Ag _{8.944} Fe _{0.991} Te _{1.986} S _{4.000}
6	68,76		18,07			3,96	9,19		99,98	Ag _{8.895} Fe _{0.990} Te _{1.976} S _{4.000}
7	68,74		18,03			3,98	9,20		99,95	Ag _{8.883} Fe _{0.993} Te _{1.970} S _{4.000}
8	68,77		18,03			3,89	9,15		99,84	Ag _{8.935} Fe _{0.976} Te _{1.980} S _{4.000}

Продолжение таблицы 5.2

№ п/п	Ag	Pb	Te	Bi	Hg	Fe	S	Au	Сумма	Кристаллохимическая формула
9	68,79		17,99			3,95	9,13		99,86	$\text{Ag}_{8.957}\text{Fe}_{0.993}\text{Te}_{1.980}\text{S}_{4.000}$
10	68,71		18,01			3,99	9,11		99,82	$\text{Ag}_{8.967}\text{Fe}_{1.006}\text{Te}_{1.987}\text{S}_{4.000}$
Петцит (Ag = 41,71%, Te = 32,90%, Au = 25,39%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на Te = 2										
1	41,69		32,91					25,39	99,99	$\text{Ag}_{2.997}\text{Au}_{1.000}\text{Te}_{2.000}$
2	41,66		32,85					25,30	99,81	$\text{Ag}_{3.000}\text{Au}_{0.998}\text{Te}_{2.000}$
3	41,70		32,99					24,86	99,55	$\text{Ag}_{2.990}\text{Au}_{0.976}\text{Te}_{2.000}$
4	41,41		33,05					25,01	99,47	$\text{Ag}_{2.964}\text{Au}_{0.980}\text{Te}_{2.000}$
5	41,35		33,34					25,23	99,92	$\text{Ag}_{2.934}\text{Au}_{0.980}\text{Te}_{2.000}$
6	41,68		32,85					25,47	100,00	$\text{Ag}_{3.002}\text{Au}_{1.005}\text{Te}_{2.000}$
7	41,71		32,75					25,45	99,91	$\text{Ag}_{3.013}\text{Au}_{1.007}\text{Te}_{2.000}$
8	41,72		31,94					25,37	99,03	$\text{Ag}_{3.090}\text{Au}_{1.029}\text{Te}_{2.000}$
9	41,74		32,55					25,31	99,60	$\text{Ag}_{3.034}\text{Au}_{1.007}\text{Te}_{2.000}$
10	41,81		32,93					25,21	99,95	$\text{Ag}_{3.004}\text{Au}_{0.992}\text{Te}_{2.000}$
Калаверит (Te = 56,44%, Au = 43,56%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на Te = 2										
1			56,43					43,55	99,98	$\text{Au}_{1.000}\text{Te}_{2.000}$
2			56,41					43,22	99,63	$\text{Au}_{0.993}\text{Te}_{2.000}$
3			56,40					43,05	99,45	$\text{Au}_{0.989}\text{Te}_{2.000}$
4			56,39					42,76	99,15	$\text{Au}_{0.982}\text{Te}_{2.000}$

Продолжение таблицы 5.2

№ п/п	Ag	Pb	Te	Bi	Hg	Fe	S	Au	Сумма	Кристаллохимическая формула
5			56,90					43,01	99,91	$Au_{0.979}Te_{2.000}$
6			57,00					42,56	99,56	$Au_{0.967}Te_{2.000}$
7			56,01					43,10	99,11	$Au_{0.997}Te_{2.000}$
8			56,23					43,65	99,88	$Au_{1.006}Te_{2.000}$
9			57,22					42,11	99,33	$Au_{0.953}Te_{2.000}$
10			57,05					42,75	99,80	$Au_{0.971}Te_{2.000}$
Колорадоит (Hg = 61,12%, Te = 38,88%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на Te = 1										
1			38,81		61,10				99,91	$Hg_{1.001}Te_{1.000}$
2			38,95		60,53				99,48	$Hg_{0.989}Te_{1.000}$
3			37,00		61,21				98,21	$Hg_{1.052}Te_{1.000}$
4			39,11		60,71				99,82	$Hg_{0.987}Te_{1.000}$
5			39,00		60,45				99,45	$Hg_{0.986}Te_{1.000}$
6			39,09		60,78				99,87	$Hg_{0.989}Te_{1.000}$
7			38,07		60,05				98,12	$Hg_{1.003}Te_{1.000}$
8			38,44		59,59				98,03	$Hg_{0.986}Te_{1.000}$
9			39,55		59,81				99,36	$Hg_{0.962}Te_{1.000}$
10			38,71		59,95				98,66	$Hg_{0.985}Te_{1.000}$

Таблица 5.3 – Усредненные формульные коэффициенты теллуру-висмутовых минералов месторождения Абыз (где n – количество образцов, по которым было высчитано среднее значение)

Минерал	n	Te	Bi	S	Hg	Fe	Au	Ag	Pb
Алтаит (PbTe)	10	1.00	–	–	–	–	–	–	1.01
Штютцит (Ag₅Te₃)	10	3.00	–	–	–	–	–	4.70	–
Гессит (Ag₂Te)	10	1.00	–	–	–	–	–	2.01	–
Теллурувисмутин (Bi₂Te₃)	10	3.00	1.90	–	–	–	–	–	–
Раклиджит ((Bi,Pb)₃Te₄)	10	4.00	2.26	–	–	–	–	–	0.75
Ченгуодаит (Ag₉FeTe₂S₄)	10	1.98	–	4.00	–	0.99	–	8.93	–
Петцит (Ag₃AuTe₂)	10	2.00	–	–	–	–	1.00	3.00	–
Калаверит (AuTe₂)	10	2.00	–	–	–	–	0.98	–	–
Колорадоит (HgTe)	10	1.00	–	–	1.00	–	–	–	–

Алтаит (PbTe) представлен теллуридом свинца из группы галенита, являющимся самым распространенным минералом среди Te-Vi минерализации в рудах месторождения Абыз. Диагностирован как в сплошном, так и во вкрапленном типе оруденения. Выявленные агрегаты отмечаются в мономинеральном виде, образуя простые ансамбли с пиритом, халькопиритом и весьма редко со сфалеритом.

Концентрации главных минералообразующих элементов в алтаите изменяются в следующих пределах, мас. %: Pb – 61,05...62,30; Te – 37,01...38,21 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Pb – 61,89 %, Te – 38,11 % (рисунок 5.4). В составе некоторых индивидов отмечаются примеси Ag в пределах 0,8...1,45 %, а также Fe (0,11...0,85 %).

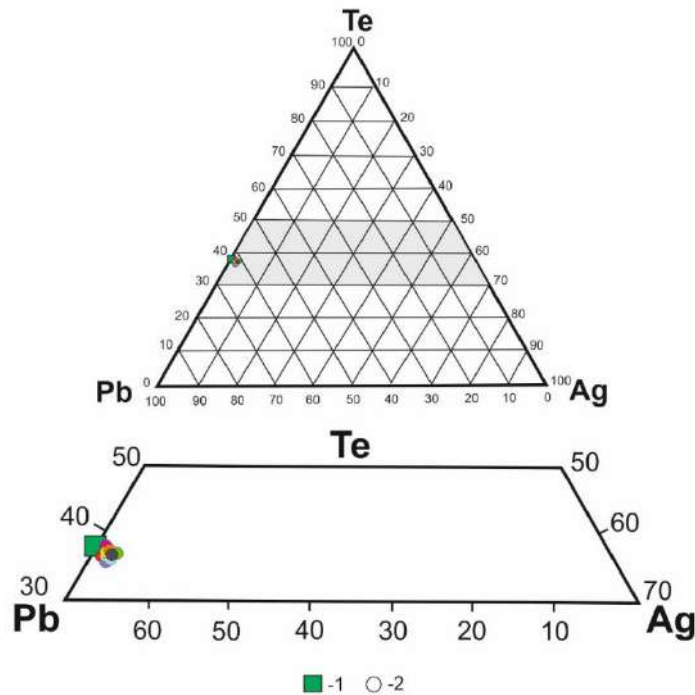


Рисунок 5.4 – Диаграмма химических составов алтаита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.2)

Форма выделений в срезе характеризуется округлыми, овальными и каплевидными формами (рисунок 5.5). Также наблюдаются прожилковидные формы выделения, образованные в результате заполнения минералом пустот и трещин в минералах-хозяевах. Чаще всего неправильные агрегаты в виде овальных, каплевидных и амебообразных форм приурочены к халькопириту, или же к контакту пирита и халькопирита. Размерность включений варьирует в пределах от 1,4 до 18 мкм. В свою очередь прожилковидные выделения приурочены к трещинам пирита. Агрегаты достаточно уплощенные за счет стенок трещин. Соотношение длины и ширины составляет 15:1, при этом средняя длина около 10 мкм. Спорадически алтаит создает ансамбли с гесситом в зёрнах пирита.

В процессе исследования сделан вывод, что минерал формировался в условиях гидротермального среднетемпературного процесса минералообразования в качестве позднего послесульфидного минерала.

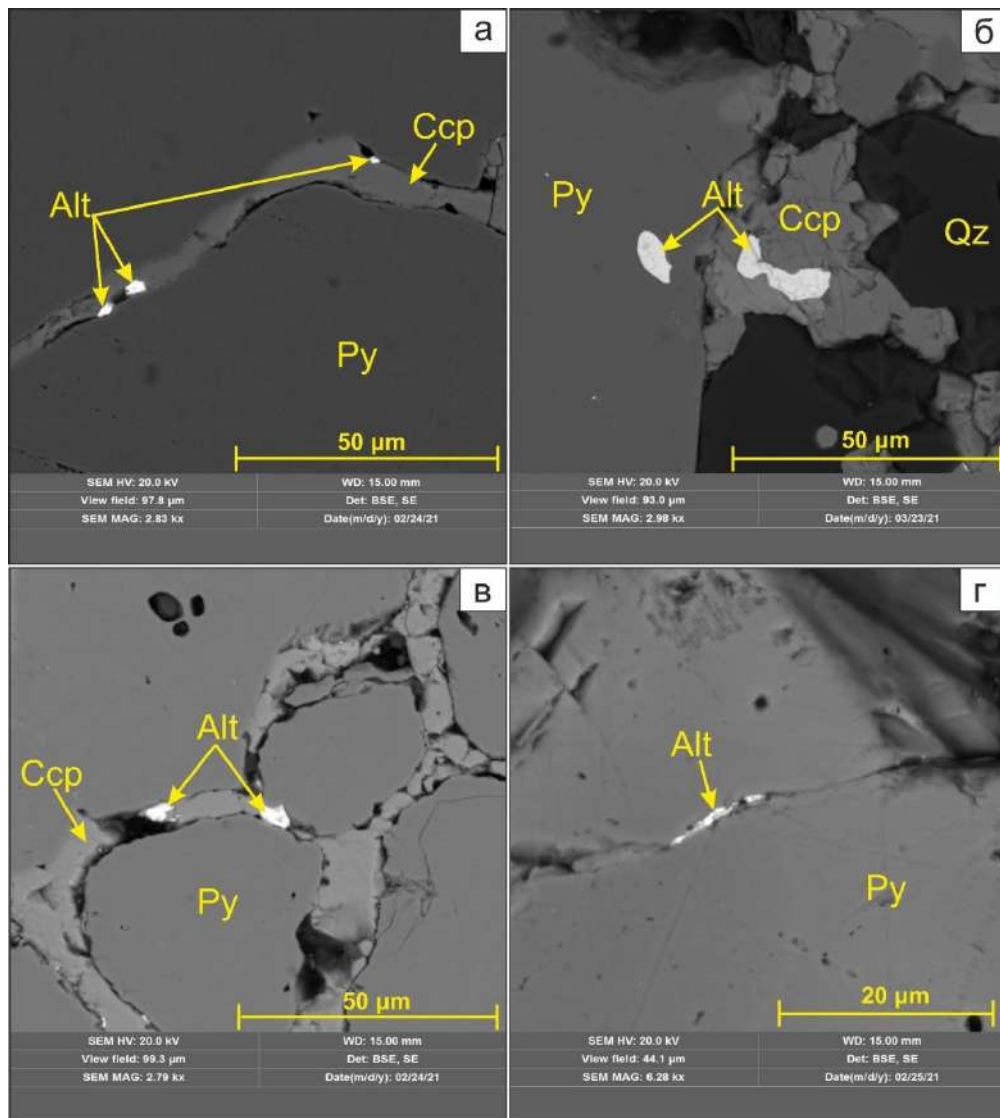


Рисунок 5.5 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включения алтаита в халькопирите (а, б, в) и пирите (б, г). Py – пирит, Ccp – халькопирит, Alt – алтаит, Qz – кварц

Алтаит и теллуриды золота и серебра встречаются преимущественно только в ассоциации с золотом, в отличие от других сульфидов, что, вероятно, свидетельствует о принадлежности их к общей минеральной ассоциации и может быть хорошим поисковым признаком. На это указывает и сильная положительная корреляция теллура и золота в рудах.

Гессит (Ag_2Te) второй по распространенности минерал среди теллуру-висмутовой минерализации, обнаруженный в оруденении как сплошного, так и вкрапленного типа, при этом к первому типу приурочено большее количество диагностированных агрегатов минерала. Концентрации главных минералообразующих элементов изменяются в следующих пределах, мас. %: Ag – 62,77...62,85; Te – 37,07...37,19 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Ag – 62,84%, Te – 37,16% (рисунок 5.6). Кроме примеси Pb в количестве 0,19...0,47% других элементов на уровне чувствительности микрозондового анализа в составе гессита не обнаружено.

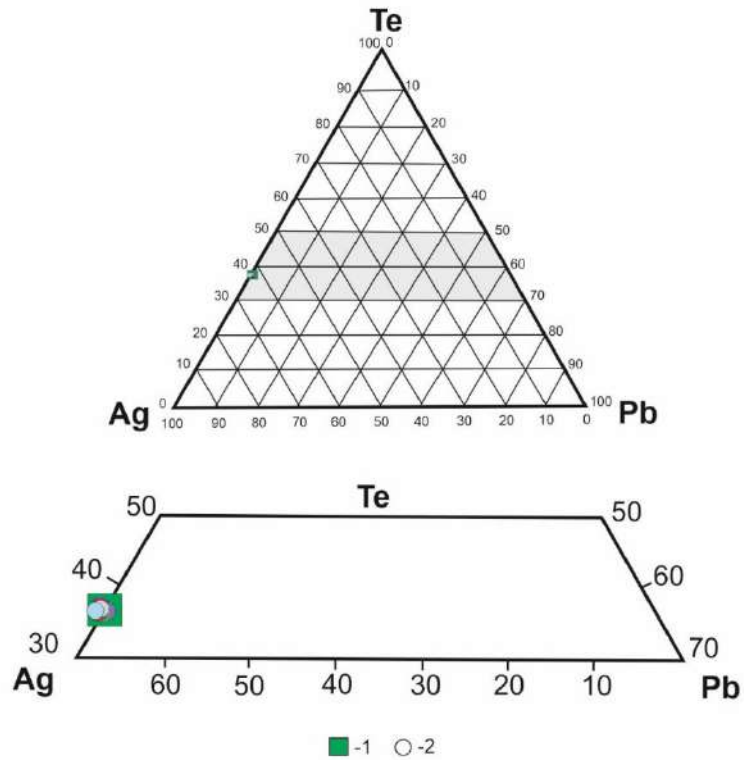


Рисунок 5.6 – Диаграмма химических составов гессита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.2.)

Теллурид серебра диагностирован в виде зернистых, неправильных, слабоокругленных агрегатов без признаков кристаллографической огранки (рисунок 5.7). Минерал сосредоточен преимущественно в трещинах и пустотах пирита и халькопирита, спорадически заполняет интерстиции пирита и диккита. Средний размер агрегатов варьирует в диапазоне 2...2,5 мкм. Нередко гессит отмечается в виде нановключений каплевидных форм размером до 0,5...1 мкм. По результатам сканирующей электронной микроскопии в режиме BSE отмечается отсутствие зональности в минерале, а также наложение его на руды. Второй факт свидетельствует о том, что гессит образовался в заключительной стадии минералообразования при низких температурах.

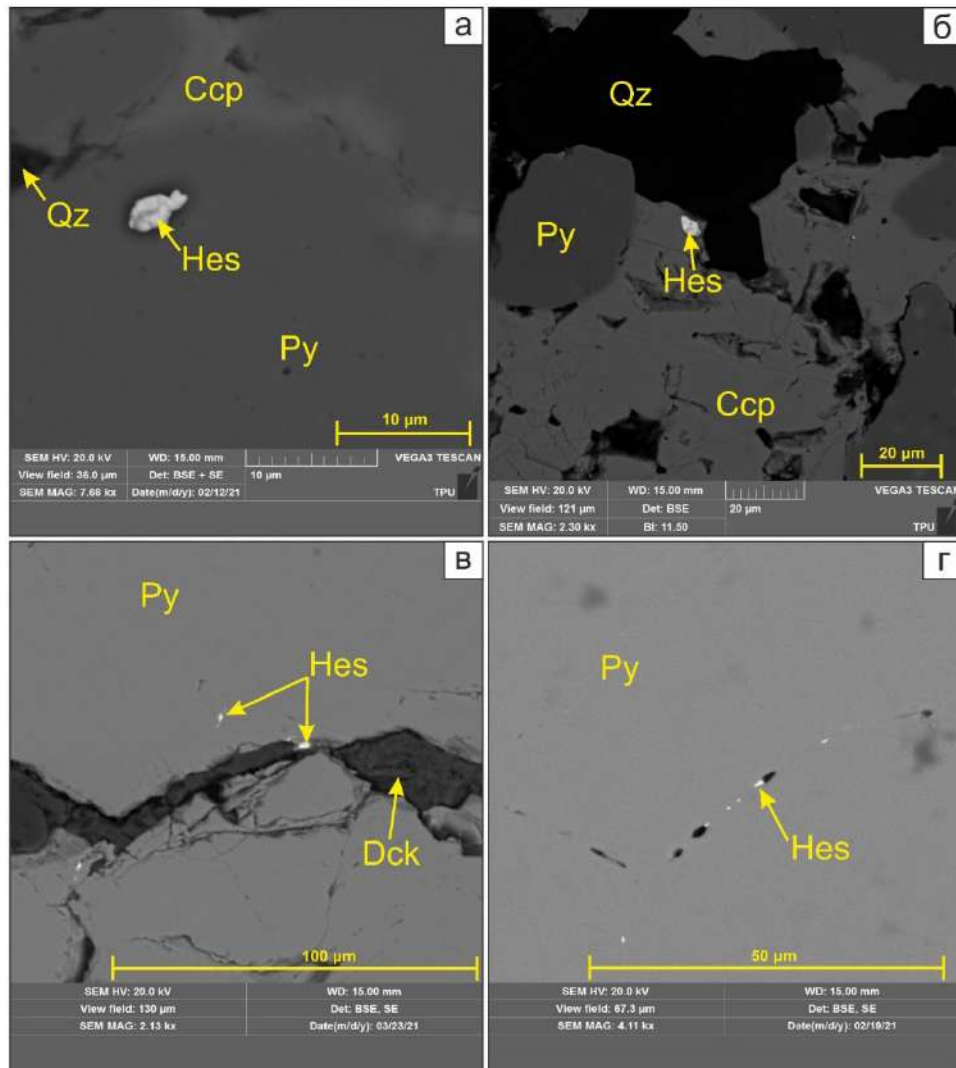


Рисунок 5.7 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включения гессита. Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Hes – гессит, Dck – диккит

Петцит (Ag_3AuTe_2) является третьим по распространенности минералом в рудах месторождения, приурочен исключительно к сплошному типу оруденения.

Концентрации главных минералообразующих элементов изменяются в следующих пределах, мас. %: Ag – 56,79...56,97; Te – 42,89...43,02 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Ag – 41,71%, Te – 32,90%, Au – 25,39% (рисунок 5.8). Примесей в составе минерала по результатам микронзондового анализа выявлено не было.

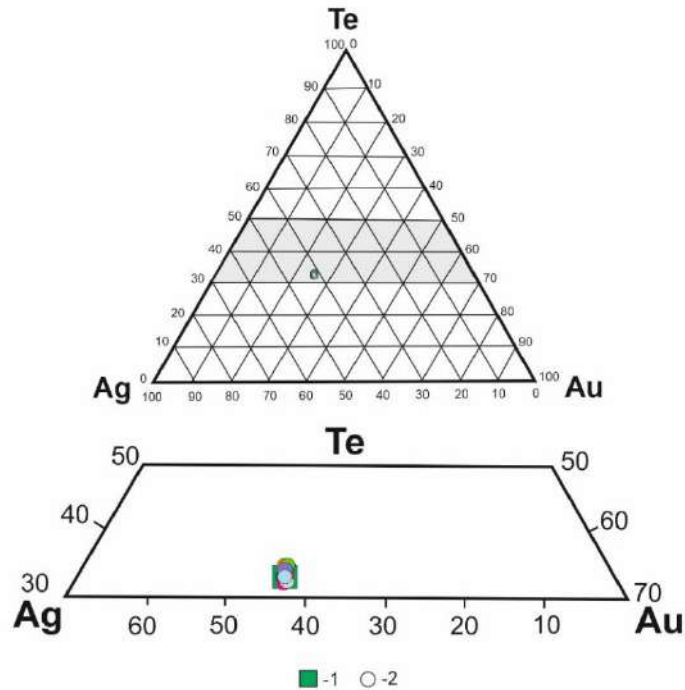


Рисунок 5.8 – Диаграмма химических составов петцита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.2)

Минерал в разрезе характеризуется неправильными включениями трапециевидных, прямоугольных, угловатых и неправильных форм. Для петцита отмечается характерная черта – подчиненность к полостям, существовавшим ранее, к началу или во время кристаллизации самого минерала. При этом генезис данных полостей и непосредственно их очертания и расположение в рудах достаточно различны. Одной из наиболее распространенных морфологических разновидностей являются гемидиоморфные частицы, которыми как раз и представлены многочисленные мельчайшие вкрапления петцита в рудах. Нередко минерал заполняет интерстиции пирита и халькопирита, тем самым образуя своеобразные формы выделения. Средний размер агрегатов составляет 1,45 мкм. Нередко для петцита характерно неравномерное скопление своих агрегатов неправильных и округлых форм размером до 1 мкм. Единожды минерал отмечен в парагенетической ассоциации с колорадоитом. По поверхностным снимкам сканирующего электронного микроскопа (рисунок 5.9) отчетливо можно наблюдать наложение теллуридного минерала на сульфиды, что и подтверждает его позднее образование.

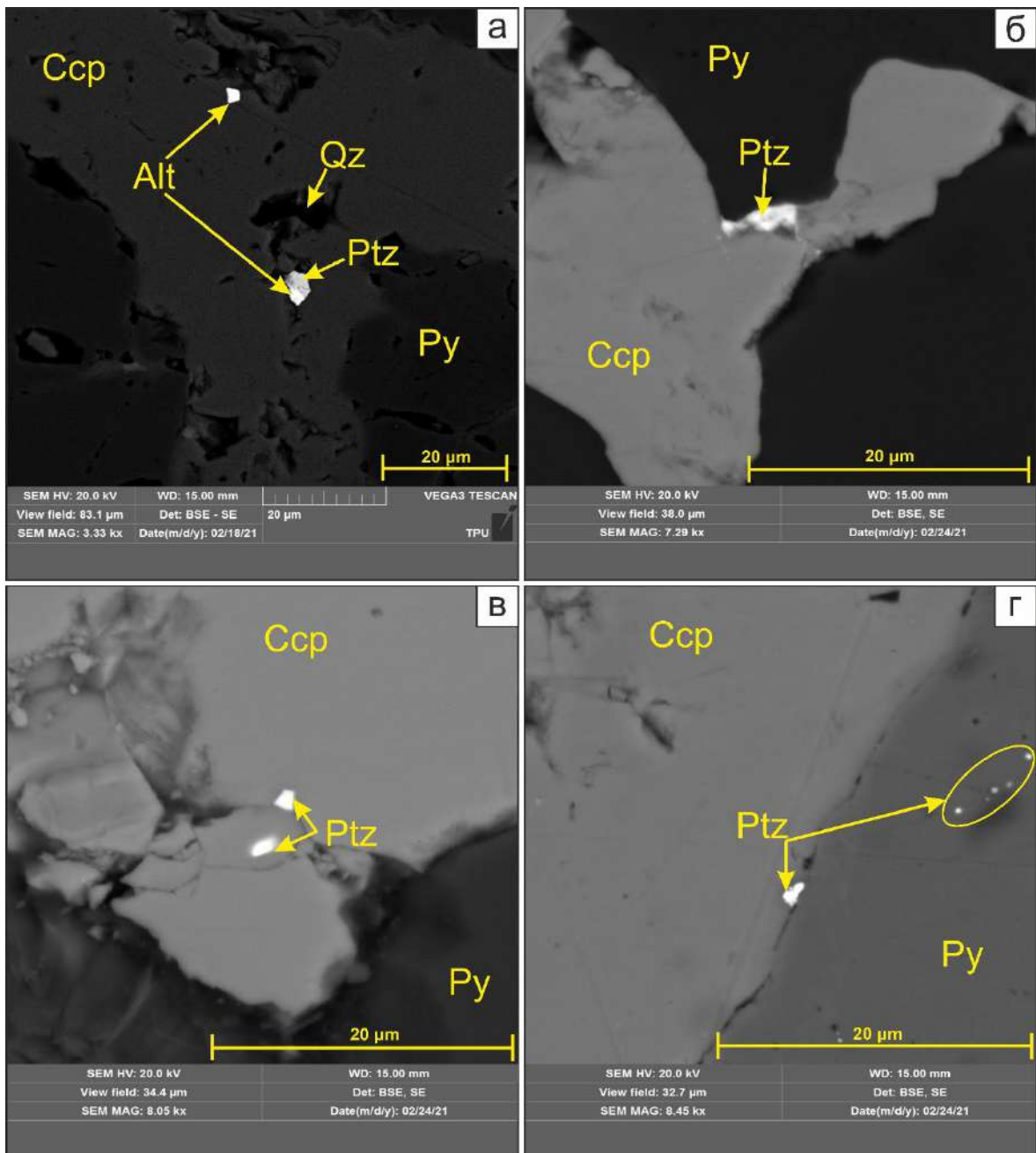


Рисунок 5.9 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включения петцита. Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Alt – алтаит, Ptz – петцит

Теллуrowисмутит (Bi_2Te_3) является четвертым по распространенности минералом в рудах, при этом отмечается как в сплошной разновидности оруденения, так и во вкрапленной. Агрегаты образуют мономинеральные выделения неправильных форм исключительно в рудных частях (в пирите).

Концентрации главных минералообразующих элементов в теллуrowисмутите изменяются в следующих пределах, мас. %: Bi – 51,07...52,29; Te – 47,09...48,02 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Bi – 52,20 %, Te – 47,80 % (рисунок 5.10). Минерал спорадически содержит примесь сурьмы (0,05...0,86%) и свинца (0,11...0,61%).

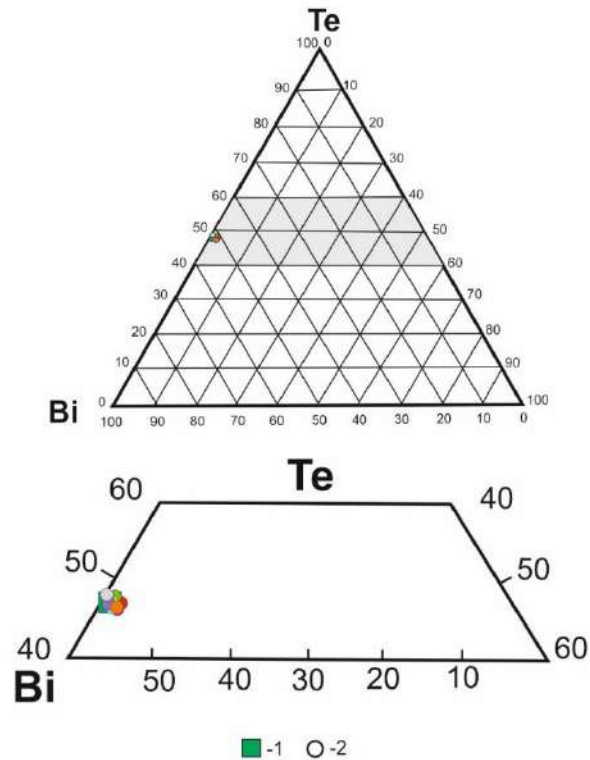


Рисунок 5.10 – Диаграмма химических составов теллурависмутита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.2)

Минерал представлен характерными пластинчатыми выделениями неправильных угловатых форм с совершенной спайностью по базису (рисунок 5.11). Размерность варьирует в пределах 0,6...7 мкм. Иногда минерал образует неравномерные скопления агрегатов (рисунок 5.11, в). Ассоциаций с другими теллуру-висмутовыми минералами не диагностировано. По снимкам видно, что теллурависмутит, приуроченный к пириту, развивается по поверхности сульфида, тем самым указывая на свою приуроченность к более поздней стадии образования.

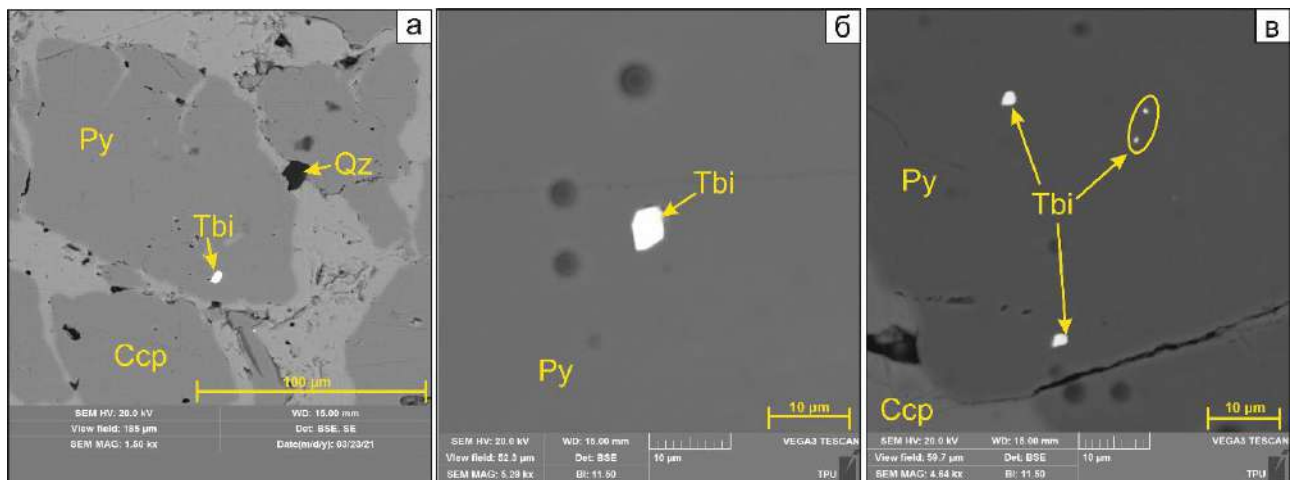


Рисунок 5.11 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включения теллурависмутита. Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Tbi – теллурависмутит

Раклиджит $(\text{Bi,Pb})_3\text{Te}_4$ – минерал, относящийся к группе алексита, является пятым по распространенности минералом Te-Bi состава, отмечается как в сплошных, так и во вкрапленных рудах с преобладанием к первому типу.

Концентрации главных минералообразующих элементов в раклиджите изменяются в следующих пределах, мас. %: Bi – 41,34...41,45; Te – 44,40...44,96; Pb – 13,61...13,75 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Bi – 41,39 %, Te – 44,93 %, Pb – 13,68% (рисунок 5.12). Минерал спорадически содержит примеси Ag (2,59...4,06%), Cu (до 0,97%) и Fe (0,89%).

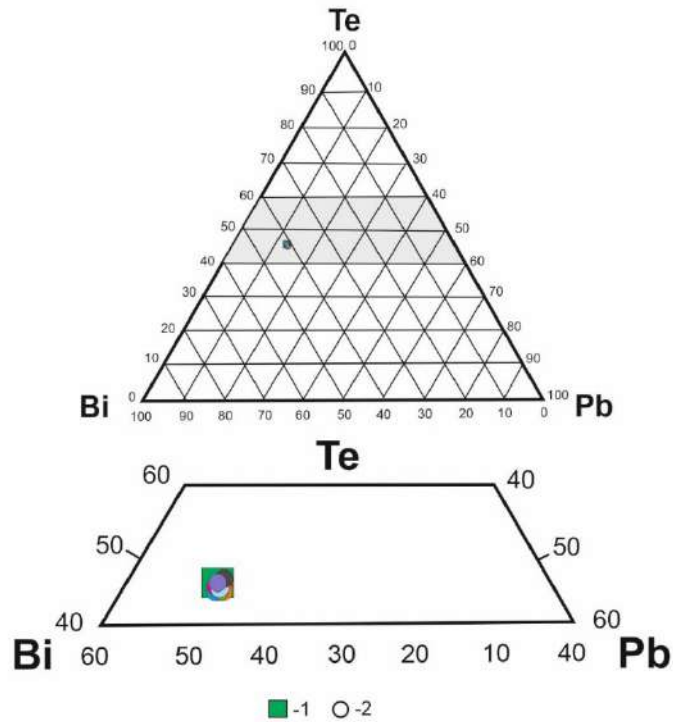


Рисунок 5.12 – Диаграмма химических составов раклиджита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.2)

Раклиджит приурочен к халькопирит-пирит-сфалеритовой ассоциации, заполняет микропустоты и трещины в данных сульфидах, тем самым образуя своеобразные формы выделения: от слабоизометричных до неправильных амебообразных (рисунок 5.13). Практически всегда раклиджит отмечается россыпью своих неправильных агрегатов. Размерность зерен составляет 0,11...5 мкм.

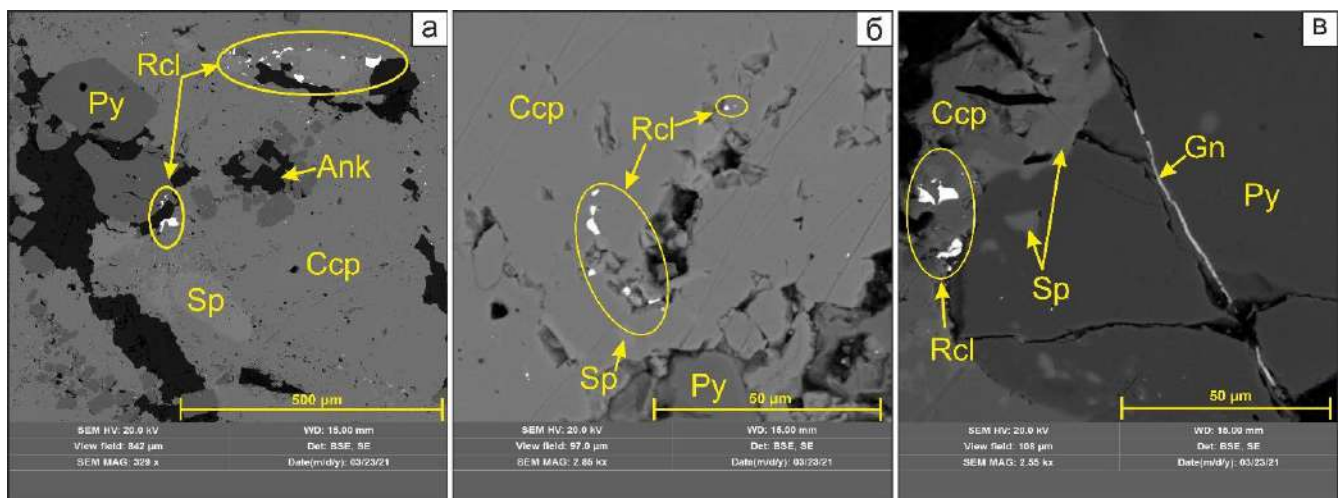


Рисунок 5.13 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включения раклиджита. Py – пирит, Csp – халькопирит, Qz – кварц, Rcl – раклиджит, Sp – сфалерит, Gn – галенит, Ank – анкерит

Штютцит (Ag_5Te_3) является шестым по распространенности минералом теллуру-висмутовой минерализации. Обнаружен в обоих типах оруденения, но в преобладающем объеме отмечается в сплошном типе.

Концентрации главных минералообразующих элементов изменяются в следующих пределах, мас. %: Ag – 56,79...56,97; Te – 42,89...43,02 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Ag – 56,98%, Te – 43,02% (рисунок 5.14). Кроме примеси Pb в количестве 0,29...0,71% на уровне чувствительности микронзондового анализа в составе штютцита не обнаружено.

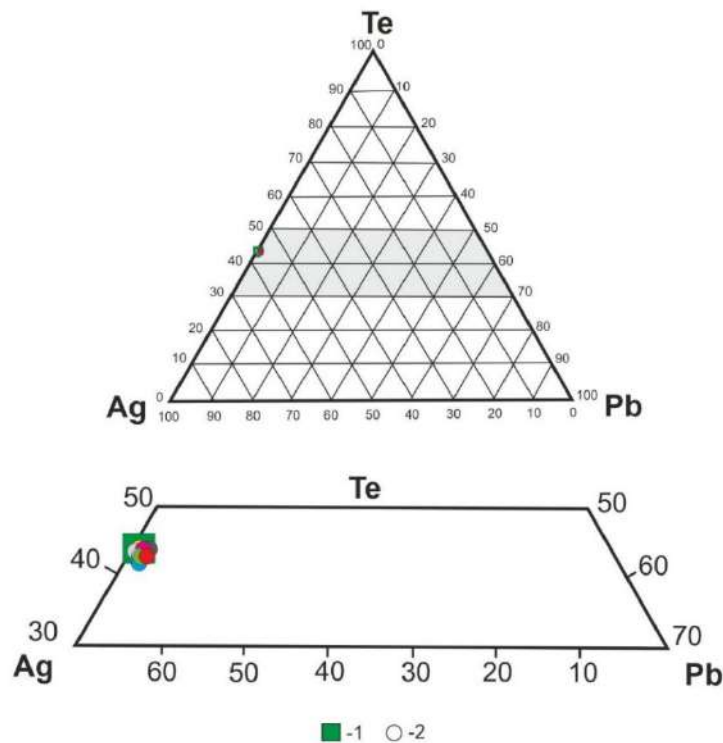


Рисунок 5.14 – Диаграмма химических составов штютцита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.2)

Агрегаты штютцита представлены неправильными, слабоокруглыми зернами, заключенными в трещинах и пустотах пирита и халькопирита (рисунок 5.15), в единичных случаях отмечены включения неправильных включений штютцита в кварце. Для минерала не характерно скопление агрегатов, отмечаются лишь обособленные выделения. Размер минерала варьирует в диапазоне 0,81...15,79 мкм. Предположительно, штютцит замещает ранее образовавшийся гессит. Минерал развивается по трещинам и пустотам, тем самым свидетельствуя о своем позднем наложении на руды в заключительную стадию минералообразования при низких температурах.

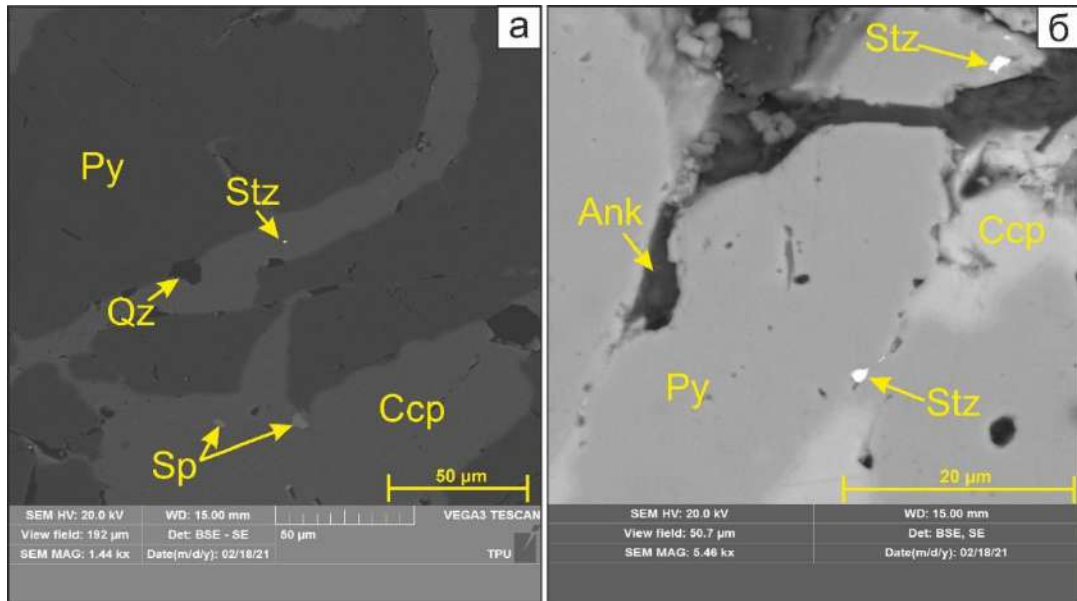


Рисунок 5.15 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включения штюцитита. Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Sp – сфалерит, Stz – штюцитит, Ank – анкерит

Калаверит (AuTe_2) является седьмым по распространенности минералом теллуру-висмутовой минерализации, распространен как в сплошном типе оруденения, так и во вкрапленном с преобладанием своих агрегатов во втором типе.

Концентрации главных минералообразующих элементов изменяются в следующих пределах, мас. %: Au – 42,11...43,65; Te – 56,01...57,22 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Au – 43,56%, Te – 56,44% (рисунок 5.16). По результатам микрозондового анализа в качестве примеси был отмечен Se в усредненном количестве 1,2 мас. %.

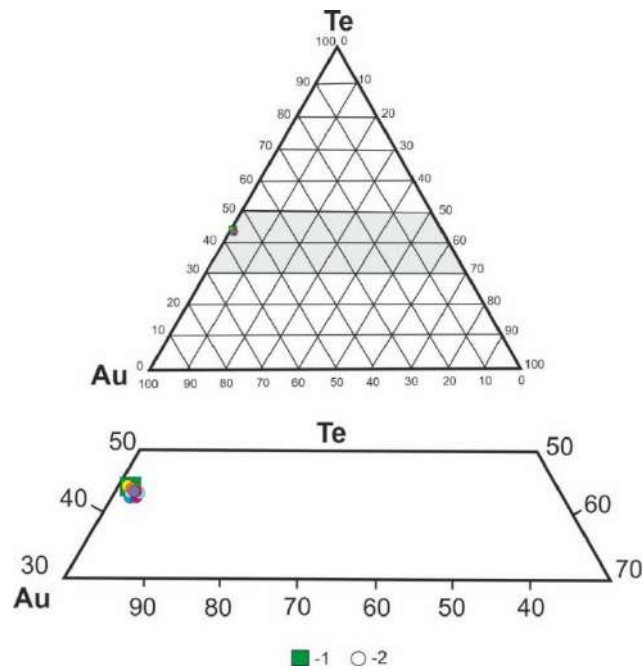


Рисунок 5.16 – Диаграмма химических составов калаверита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.2)

Калаверит в рудах встречается в виде овальных, округлых и каплевидных форм агрегатов. Развивается минерал исключительно по поверхности пирита в пустотных пространствах в виде округлых включений. Практически всегда халькогенид золота образует неравномерные скопления своих агрегатов. Ни раз калаверит отмечался в ассоциации с гесситом и единично с колорадоитом. Размер агрегатов варьирует в пределах 0,25...4 мкм, но преобладают более крупные формы выделения. Для минерала характерно скопление собственных агрегатов в количестве 3...15 единиц (рисунок 5.17). По поверхностному снимку сканирующего электронного микроскопа отмечается, что калаверит наложен на пирит, то есть относится к более поздней стадии образования.

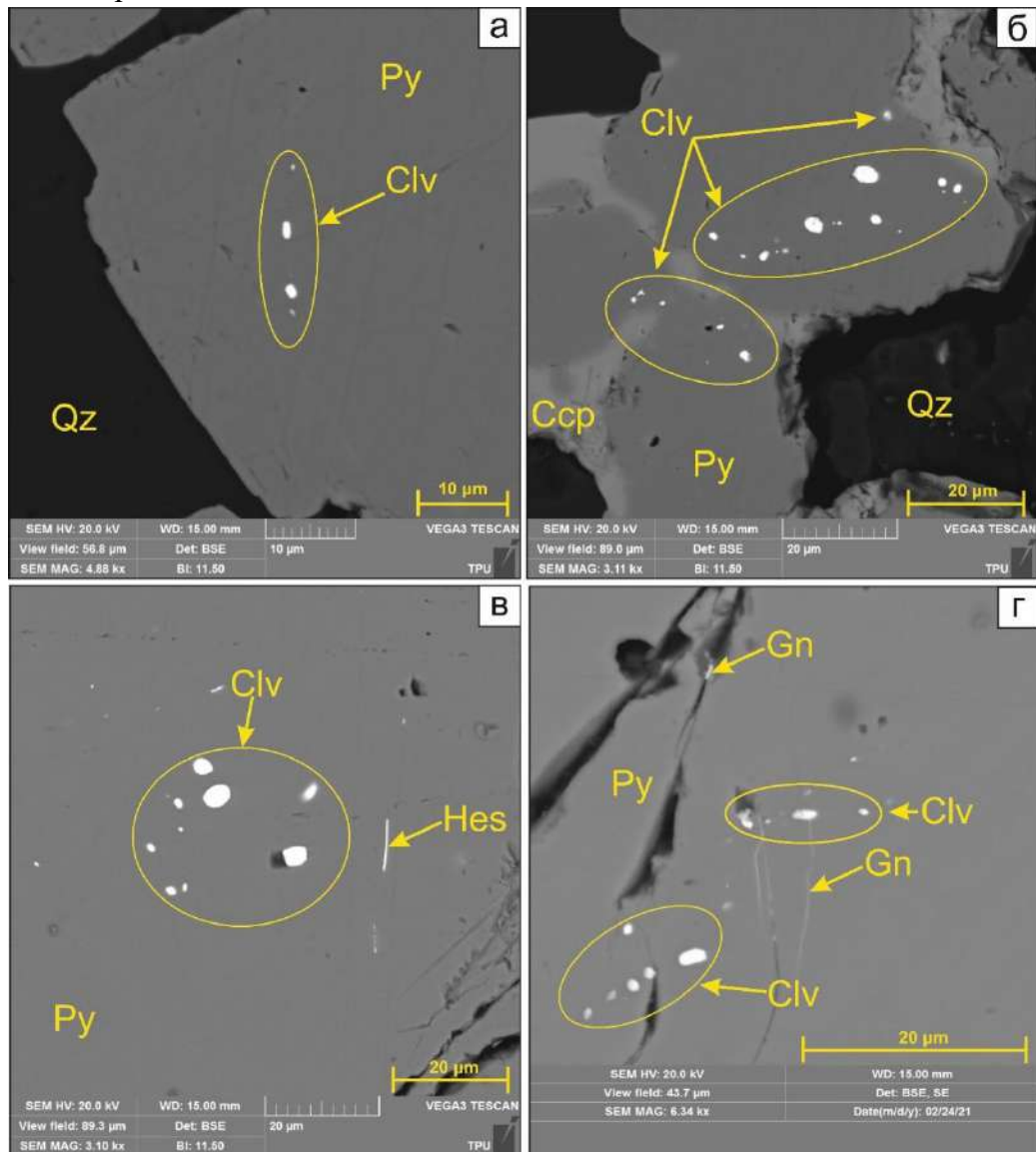


Рисунок 5.17 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включения калаверита. Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Clv – калаверит, Gn – галенит, Hes – гессит

Колорадоит (HgTe) занимает восьмое место среди минералов теллуру-висмутевого состава, отмечается исключительно в сплошном типе оруденения.

Концентрации главных минералообразующих элементов изменяются в следующих пределах, мас. %: Hg – 59,59...61,21; Te – 37,00...39,55 при теоретическом составе минерала

[webmineral.com] согласно формуле: Hg – 61,12%, Te – 38,88% (рисунок 5.18). По результатам микронзондового анализа примесей в минерале обнаружено не было.

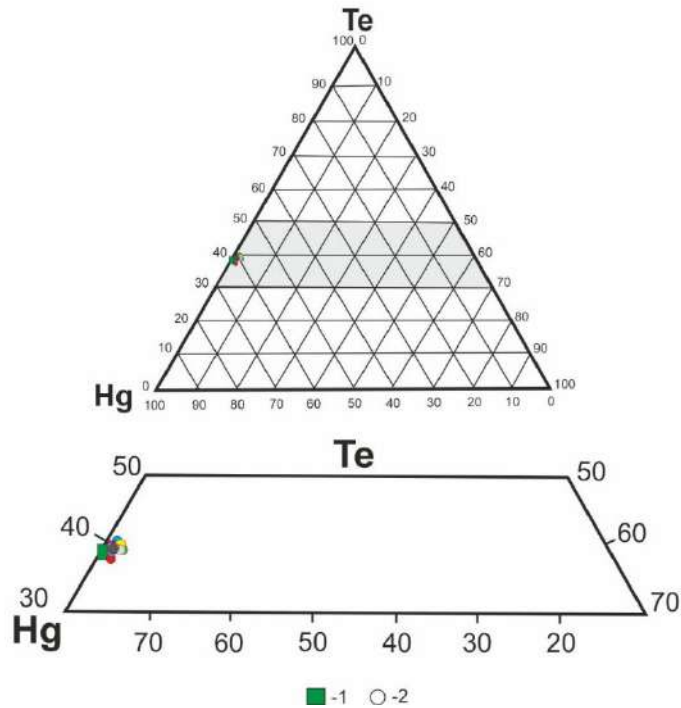


Рисунок 5.18 – Диаграмма химических составов колорадоита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.2)

Колорадоит является очень редким минералом теллурида ртути из группы сфалерита. В сплошных рудах халькогенид ртути заполняет трещины и пустоты в пирите с халькопиритом (рисунок 5.19), за счет чего и образует своеобразные формы выделения. Размерность агрегатов варьирует в диапазоне 2,5...3,5 мкм. Единично для минерала выявлены случаи парагенетической ассоциации с калаверитом и петцитом, что говорит об их одновременном образовании.

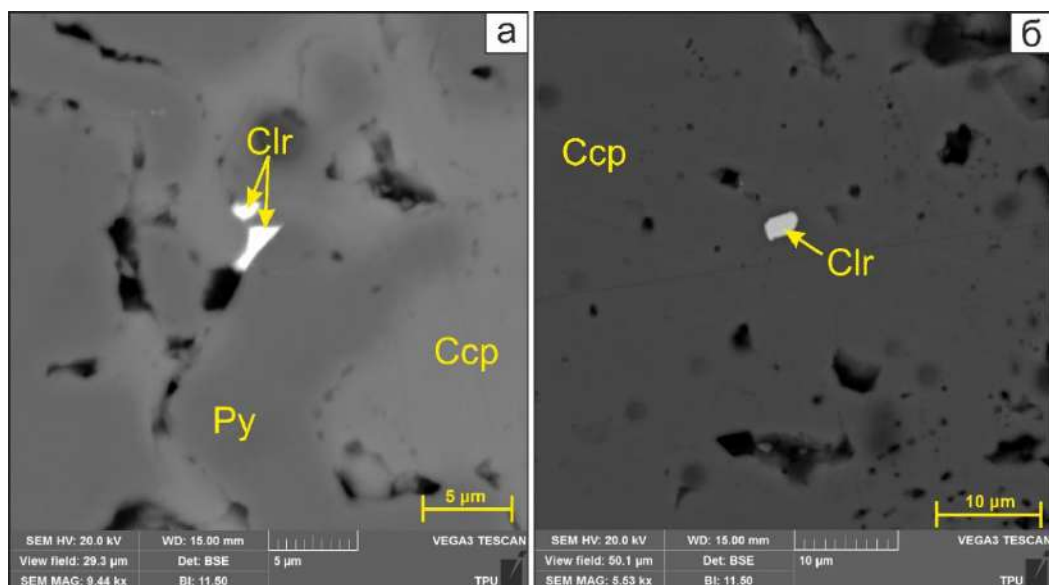


Рисунок 5.19 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включения колорадоита. Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Clr – колорадоит

Ченгуодаит ($\text{Ag}_9\text{FeTe}_2\text{S}_4$) встречается исключительно в сплошных рудах месторождения, не превышая 0,4% от общего диагностированного объема теллуру-висмутовой минерализации.

Концентрации главных минералообразующих элементов в ченгуодаите изменяются в следующих пределах, мас. %: Ag – 68,69...68,79; Te – 17,99...18,07; S – 9,00...9,20; Fe – 3,89...3,99 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Ag – 68,77 %, Te – 18,05 %, S – 9,21%, Fe – 3,97% (рисунок 5.20). Примесей в агрегатах данной минеральной формы не выявлено.

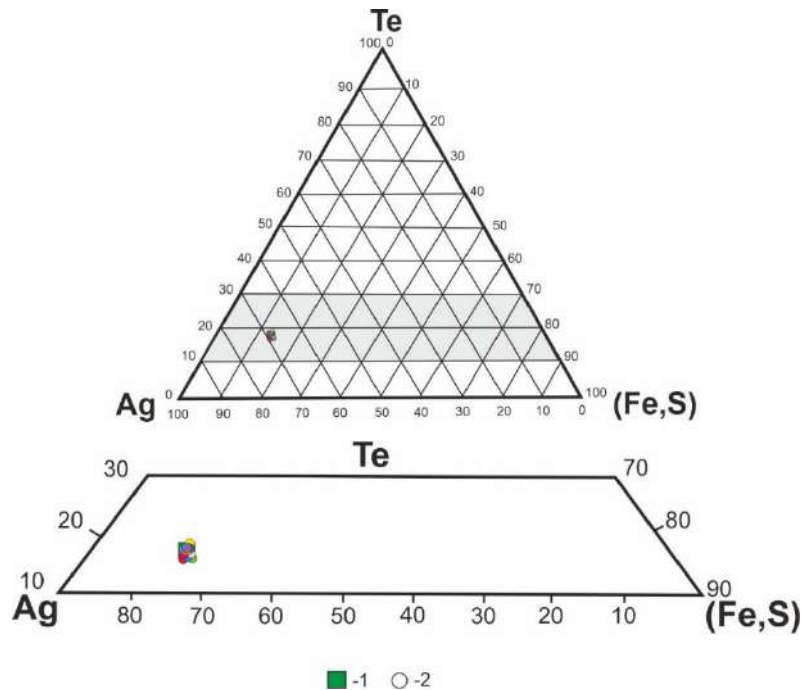


Рисунок 5.20 – Диаграмма химических составов ченгуодаита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.2)

Ченгуодаит развит исключительно в сплошных рудах, образует микро- и нановключения. Форма зерен в разрезе характеризуется неправильными иногда угловатыми агрегатами размером в среднем 8...9 мкм. По снимкам (рисунок 5.21) можно наблюдать как ченгуодаит заполняет трещины и пустоты в халькопирите, то есть накладывается на сульфид, тем самым подтверждая свое позднее образование.

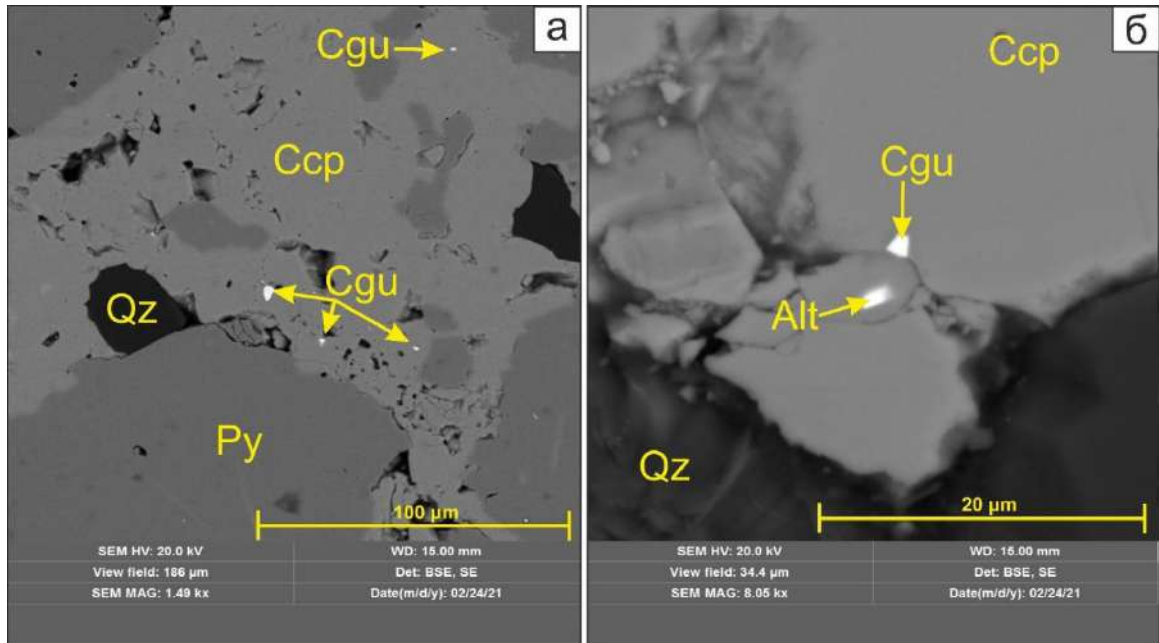


Рисунок 5.21 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включения ченгуодаита. Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Cgu – ченгуодаит, Alt – алтаит

5.2. Месторождение Малеевское

В процессе изучения руд Малеевского месторождения выявлен обширный список минералов, приуроченных к теллуру-висмутовой минерализации: алтаит ($PbTe$), гессит (Ag_2Te), цервеллеит (Ag_4TeS), самородный висмут (Bi), строкаит (Bi_3TeS_2), плюмботеллурит ($PbTeO_3$), ксилингоит ($Pb_3Bi_2S_6$), изоклейкит ($Pb_{27}(Cu, Fe)_2(Sb, Bi)_{19}S_{57}$), а также неидентифицированная минеральная фаза $PbAg_2Te$. При это в рудах впервые диагностированы плюмботеллурит, цервеллеит, ксилингоит и неидентифицированный минерал с обобщенной формулой $PbAg_2Te$ [Николаева и др, 2024].

Как видно по диаграмме на рисунке 5.22, большая часть выявленной минерализации приурочена к минералам теллурического состава, находящимся в тесной связи с Ag, Pb и Sb: алтаит, гессит, цервеллеит, плюмботеллурит, фаза $PbAg_2Te$. Висмут, в свою очередь, представлен как самородной формой выделения, так и сульфосолями Cu-Ag-Pb-Fe-S-Bi-Te состава: ксилингоит и изоклейкит. Также в рудах отмечен минерал теллурида висмута, представленный строкаитом (Bi_3TeS_2).

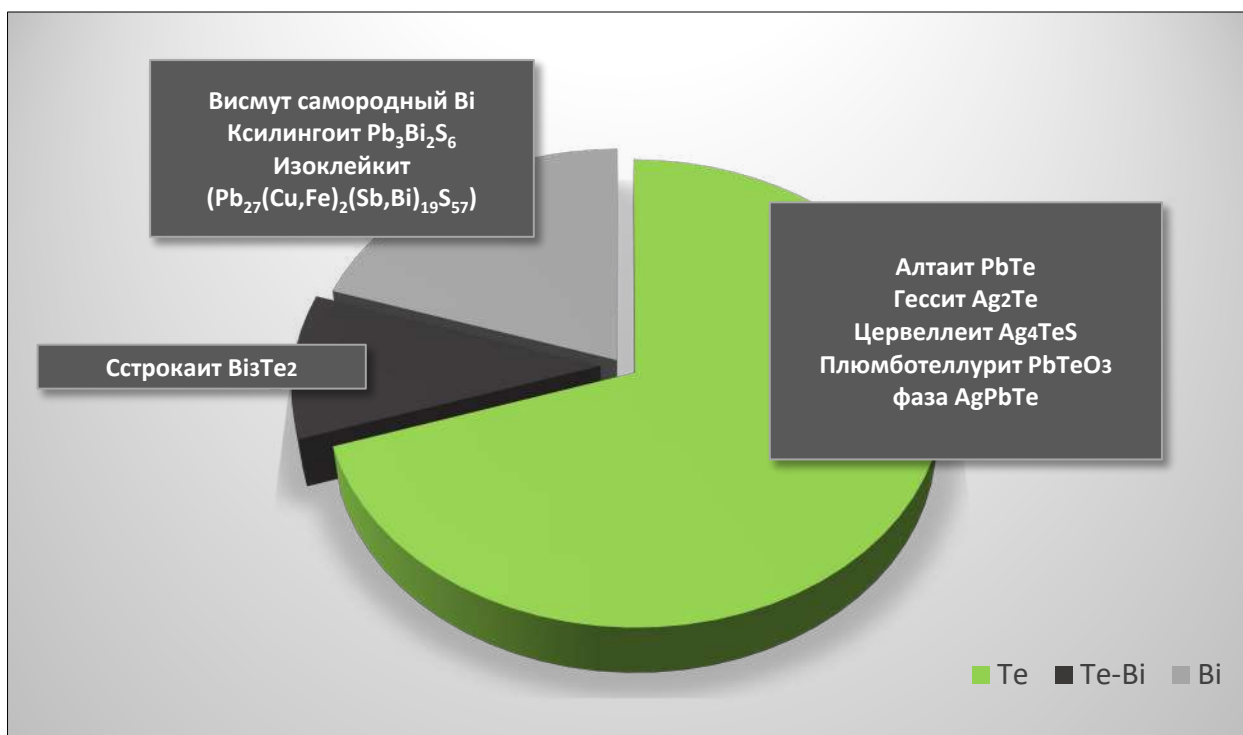


Рисунок 5.22 – Теллуру-висмутная минерализация в рудах месторождения Малеевское

По диаграмме распространенности минералов теллуру-висмутного состава (рисунок 5.23) наблюдается значительное преобладание в рудах изоклейкита ($Pb_{27}(Cu, Fe)_2(Sb, Bi)_{19}S_{57}$), далее в порядке убывания расположены самородный висмут (Bi), гессит (Ag_2Te), алтаит ($PbTe$), строкаит ($Bi_3Te_2S_2$), цервеллеит (Ag_4TeS), ксилингоит ($Pb_3Bi_2S_6$), плюмботеллури́т ($PbTeO_3$) и минеральная фаза $PbAg_2Te$.

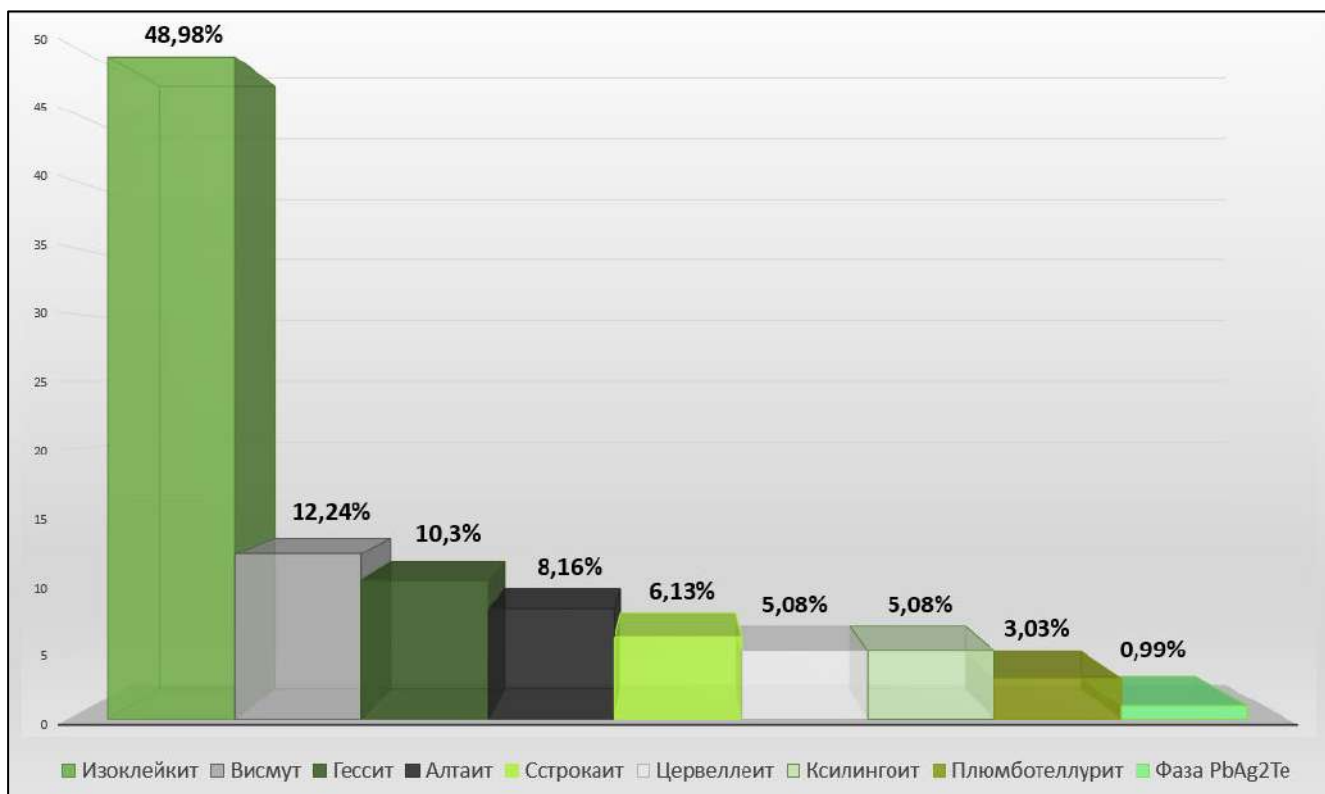


Рисунок 5.23 – Диаграмма распространенности минералов Те-Ві состава

До 63,6% всей минерализации приурочено к сплошному типу оруденения (рисунок 5.24), где диагностированы такие минеральные формы как изоклейкит, самородный висмут, сстрокаит, гессит, ксилингоит и минеральная фаза $PbAg_2Te$. Вкрапленный тип оруденения содержит в себе до 36,4% выявленных минералов Te-Bi состава, а именно гессит, цервеллеит, алтаит и плюмботеллурит.

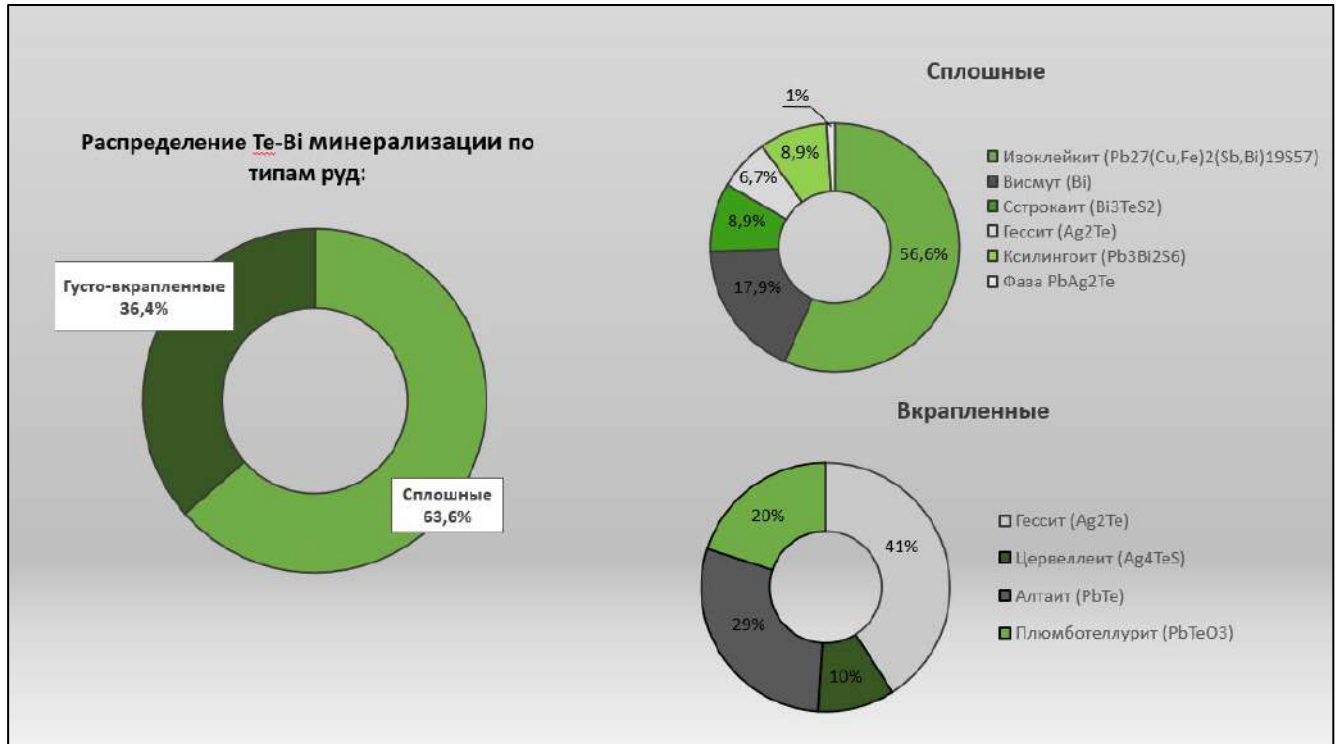


Рисунок 5.24 – Распределение Te-Bi минерализации по типам руд

Выявленные минералы Te-Bi (таблица 5.4) характеризуются многообразием форм выделения и приуроченностью к сульфидным минералам. В качестве примесей фиксируются незначительные содержания Ag, Pb и Se.

В ходе исследования по результатам сканирующей электронной микроскопии были рассчитаны формульные коэффициенты выявленных Te – Bi минералов (таблица 5.5) и в таблице 5.6 представлен их пересчет в виде усредненных значений.

Таблица 5.4 – Общая характеристика минералов Te-Vi состава

<i>Минерал</i>	<i>Формула</i>	<i>Минерал-хозяин</i>	<i>Матрица</i>	<i>Формы выделения</i>	<i>Примеси</i>	<i>Приуроченность к текстурно-структурному типу оруденению</i>
Алтаит	PbTe	Халькопирит, сфалерит	Пирит	Угловатая, неправильная	Ag (3,6 %)	Вкрапленный
Плюмбо-теллурид	PbTeO ₃	Рутил, пирит	Пирит, кварц	Неправильная амебообразная	–	Вкрапленный
Гессит	Ag ₂ Te	Пирит	Кварц, анкерит	Неправильная, округлая	Pb (1,3 %)	Вкрапленный, сплошной
Цервеллеит	Ag ₄ TeS	Халькопирит	Пирит, анкерит	Неправильная, слабоизометричная, вытянутая прямоугольная	Pb (1,1 %)	Вкрапленный
Фаза PbAg ₂ Te	Pb _{0.96} Ag _{1.52} Te	Пирит	Халькопирит, кварц	Неправильная, амебообразная	Se (0,1 %)	Сплошной
Висмут самородный	Vi	Ксилингоит	Пирит	Ламели, неправильные эмульсиевидные включения	–	Сплошной
Сстрокаит	Vi ₃ TeS ₂	Пирит, халькопирит	Пирит, халькопирит	Проволочковидные агрегаты, неправильные угловатые	–	Сплошной

Продолжение таблицы 5.4

<i>Минерал</i>	<i>Формула</i>	<i>Минерал-хозяин</i>	<i>Матрица</i>	<i>Формы выделения</i>	<i>Примеси</i>	<i>Приуроченность к текстурно-структурному типу оруденению</i>
Ксилингоит	$Pb_3Bi_2S_6$	Пирит, халькопирит	Пирит, халькопирит	Эмульсиевидные включения в пустотах	Se (0,2 %)	Сплошной
Изоклейкит	$(Pb_{27}(Cu,Fe)_2(Sb,Bi)_{19}S_{57})$	Пирит, халькопирит	Пирит, халькопирит	Эмульсиевидные включения	–	Сплошной

Таблица 5.5 – Химический состав минералов Те-Bi (мас. %)

№ п/п	Zn	Ag	Pb	Te	Bi	Sb	Fe	Cu	S	O	Сумма	Кристаллохимическая формула
Алтаит (Pb= 61,89%, Te=38,11%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на Te = 1												
1		1,39	62,18	36,03							99,60	Ag _{0.04} Pb _{0.97} Te _{1.00}
2			61,19	38,79							99,98	Pb _{0.97} Te _{1.00}
3			60,23	39,11							99,34	Pb _{0.95} Te _{1.00}
4			61,11	37,98							99,09	Pb _{0.99} Te _{1.00}
5			62,03	37,95							99,98	Pb _{1.01} Te _{1.00}
6			61,59	37,81							99,40	Pb _{1.00} Te _{1.00}
7			59,87	39,28							99,15	Pb _{0.94} Te _{1.00}
8			61,64	38,01							99,65	Pb _{1.00} Te _{1.00}
9			61,54	38,07							99,61	Pb _{0.996} Te _{1.00}
10			59,91	39,44							99,35	Pb _{0.94} Te _{1.00}
Плюмботеллуриит (Pb = 54,13%, Te = 33,33%, O = 12,54%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на Te = 1												
1			54,23	33,01						12,32	99,56	Pb _{1.01} Te _{1.00} O _{2.98}
2			53,97	33,71						11,95	99,63	Pb _{0.99} Te _{1.00} O _{2.83}
3			54,08	34,01						11,05	99,14	Pb _{0.98} Te _{1.00} O _{2.59}
4			54,41	33,11						12,21	99,73	Pb _{1.01} Te _{1.00} O _{2.94}
5			53,42	33,87						12,01	99,30	Pb _{0.97} Te _{1.00} O _{2.83}
6			53,78	33,28						12,51	99,57	Pb _{0.995} Te _{1.00} O _{2.998}

Продолжение таблицы 5.5

№ п/п	Zn	Ag	Pb	Te	Bi	Sb	Fe	Cu	S	O	Сумма	Кристаллохимическая формула
7			54,67	33,38						11,09	99,24	Pb _{1.01} Te _{1.00} O _{2.65}
8			54,55	33,16						12,17	99,88	Pb _{1.01} Te _{1.00} O _{2.93}
9			54,12	33,35						12,44	99,91	Pb _{1.00} Te _{1.00} O _{2.98}
10			54,53	33,28						11,57	99,38	Pb _{1.01} Te _{1.00} O _{2.77}
Гессит (Ag = 62,84%, Te = 37,16%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на Te = 1												
1		62,81		37,14							99,95	Ag _{2.00} Te _{1.00}
2		62,78		36,95							99,73	Ag _{2.01} Te _{1.00}
3		61,72		37,58							99,30	Ag _{1.94} Te _{1.00}
4		62,34	0,39	36,85							99,58	Pb _{0,01} Ag _{2.00} Te _{1.00}
5		62,12		37,26							99,47	Ag _{1.97} Te _{1.00}
6		61,64		38,01							99,65	Ag _{1.92} Te _{1.00}
7		62,90		36,95							99,85	Ag _{2.01} Te _{1.00}
8		63,00		36,43							99,43	Ag _{2.05} Te _{1.00}
9		62,64		37,24							99,88	Ag _{1.99} Te _{1.00}
10		61,25	0,67	37,99							99,91	Pb _{0.01} Ag _{1.91} Te _{1.00}
Цервеллит (Ag = 72,99%, Te = 21,59%, S = 5,42%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на S = 1												
1		71,87		21,51					4,99		98,37	Ag _{4.28} Te _{1.08} S _{1.00}
2		72,43		21,67					5,21		99,31	Ag _{4.13} Te _{1.05} S _{1.00}
3		72,61		21,48					5,56		99,65	Ag _{3.88} Te _{0.97} S _{1.00}

Продолжение таблицы 5.5

№ п/п	Zn	Ag	Pb	Te	Bi	Sb	Fe	Cu	S	O	Сумма	Кристаллохимическая формула
4		71,90	0,32	21,61					5,27		99,10	$Pb_{0.01}Ag_{4.05}Te_{1.03}S_{1.00}$
5		72,66		21,78					5,43		99,87	$Ag_{3.98}Te_{1.01}S_{1.00}$
6		73,01		21,49					5,39		99,89	$Ag_{4.03}Te_{1.01}S_{1.00}$
7		72,17		22,01					5,16		99,34	$Ag_{4.16}Te_{1.07}S_{1.00}$
8		72,79	0,45	21,56					4,76		99,56	$Pb_{1.01}Ag_{4.55}Te_{1.14}S_{1.00}$
9		73,14		21,55					5,16		99,85	$Ag_{4.21}Te_{1.05}S_{1.00}$
10		72,82		21,63					4,98		99,43	$Ag_{4.35}Te_{1.09}S_{1.00}$
Строкоит (Bi = 76,58%, Te = 15,59%, S = 7,83%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на S = 2												
1				15,48	76,48				7,61		99,57	$Bi_{3.08}Te_{1.02}S_{2.00}$
2				16,71	76,64				6,52		99,87	$Bi_{3.61}Te_{1.29}S_{2.00}$
3				14,54	77,03				7,77		99,34	$Bi_{3.04}Te_{0.94}S_{2.00}$
4				15,16	76,98				7,53		99,67	$Bi_{3.14}Te_{1.01}S_{2.00}$
5				16,08	75,89				7,88		99,85	$Bi_{2.95}Te_{1.02}S_{2.00}$
6				16,28	75,66				7,65		99,59	$Bi_{3.03}Te_{1.07}S_{2.00}$
7				15,75	76,56				7,50		99,81	$Bi_{3.13}Te_{1.06}S_{2.00}$
8				14,77	76,54				7,81		99,12	$Bi_{3.01}Te_{0.95}S_{2.00}$
9				15,98	76,78				6,97		99,73	$Bi_{3.38}Te_{1.15}S_{2.00}$
10				16,71	76,43				7,15		99,29	$Bi_{3.28}Te_{1.17}S_{2.00}$
Ксилингоит (Pb = 50,46%, Bi = 33,93%, S = 15,62%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на S = 6												

Продолжение таблицы 5.5

№ п/п	Zn	Ag	Pb	Te	Bi	Sb	Fe	Cu	S	O	Сумма	Кристаллохимическая формула
1			50,36		33,83				15,48		99,67	Pb _{3.02} Bi _{2.01} S _{6.00}
2			51,00		33,73				15,05		99,78	Pb _{3.15} Bi _{2.06} S _{6.00}
3			51,38		33,44				14,74		99,56	Pb _{3.24} Bi _{2.09} S _{6.00}
4			50,51		33,89				14,75		99,15	Pb _{3.18} Bi _{2.11} S _{6.00}
5			50,35		33,91				14,98		99,24	Pb _{3.12} Bi _{2.08} S _{6.00}
6			50,98		33,98				14,07		99,03	Pb _{3.36} Bi _{2.22} S _{6.00}
7			50,69		33,75				15,23		99,67	Pb _{3.09} Bi _{2.04} S _{6.00}
8			50,29		33,16				15,60		99,05	Pb _{2.99} Bi _{1.96} S _{6.00}
9			50,49		33,89				15,50		99,88	Pb _{3.02} Bi _{2.01} S _{6.00}
10			50,46		34,24				14,93		99,63	Pb _{3.14} Bi _{2.11} S _{6.00}
Изоклейкит (Pb₂₇(Cu,Fe)₂(Sb,Bi)₁₉S₅₇) (Fe = 0,21%, Cu = 0,96%, Bi = 15,84, Sb = 12,69%, Pb = 52,99%, S = 17,31%) Кристаллохимические формулы рассчитаны на S = 57												
1			53,36		15,43	12,51	0,55	0,78	17,20		99,83	(Pb _{27.36} (Cu,Fe) _{2.34} (Sb,Bi) _{18.76} S _{57.00})
2			53,05		15,50	12,61	0,28	0,91	17,29		99,64	(Pb _{27.06} (Cu,Fe) _{2.04} (Sb,Bi) _{18.79} S _{57.00})
3			53,16		15,91	12,71	0,18	1,01	16,98		99,95	(Pb _{27.61} (Cu,Fe) _{2.06} (Sb,Bi) _{19.43} S _{57.00})
4			52,96		15,81	12,68	0,24	0,95	17,34		99,98	(Pb _{26.94} (Cu,Fe) _{2.03} (Sb,Bi) _{18.95} S _{57.00})
5			53,33		15,13	12,69	0,31	0,98	17,29		99,73	(Pb _{27.20} (Cu,Fe) _{2.22} (Sb,Bi) _{18.67} S _{57.00})
6			52,91		15,93	12,70	0,22	0,91	17,32		99,99	(Pb _{26.94} (Cu,Fe) _{1.93} (Sb,Bi) _{19.05} S _{57.00})
7			52,89		15,79	12,73	0,19	0,96	17,35		99,91	(Pb _{26.89} (Cu,Fe) _{1.95} (Sb,Bi) _{18.97} S _{57.00})
8			52,93		15,84	12,67	0,21	0,93	17,36		99,94	(Pb _{26.89} (Cu,Fe) _{1.94} (Sb,Bi) _{18.93} S _{57.00})
9			52,76		15,82	12,69	0,28	0,89	17,45		99,89	(Pb _{26.66} (Cu,Fe) _{1.99} (Sb,Bi) _{18.84} S _{57.00})

Продолжение таблицы 5.5

№ п/п	Zn	Ag	Pb	Te	Bi	Sb	Fe	Cu	S	O	Сумма	Кристаллохимическая формула
10			52,82		15,85	12,71	0,15	0,97	17,39		99,89	$(\text{Pb}_{26.79}(\text{Cu},\text{Fe})_{1.89}(\text{Sb},\text{Bi})_{18.94}\text{S}_{57.00})$
Фаза AgPbTe Кристаллохимические формулы рассчитаны на Te = 1 *5 замеров на одно включение												
1		26,02	33,54	40,41							99,97	$\text{Ag}_{1.52}\text{Pb}_{0.96}\text{Te}_{1.00}$
2		26,03	33,53	40,40							99,96	$\text{Ag}_{1.52}\text{Pb}_{0.96}\text{Te}_{1.00}$
3		26,02	33,54	40,42							99,98	$\text{Ag}_{1.52}\text{Pb}_{0.96}\text{Te}_{1.00}$
4		26,02	33,55	40,41							99,98	$\text{Ag}_{1.52}\text{Pb}_{0.96}\text{Te}_{1.00}$
5		26,02	33,53	40,40							99,95	$\text{Ag}_{1.52}\text{Pb}_{0.96}\text{Te}_{1.00}$

Таблица 5.6. Усредненные формульные коэффициенты теллуру-висмутовых минералов месторождения Малеевское (где n – количество образцов, по которым было высчитано среднее значение)

Минерал	n	Te	Bi	S	Cu	Fe	Sb	O	Ag	Pb
Алтаит (PbTe)	10	1.00	–	–	–	–	–	–	–	0.97
Плюмботеллуриг (PbTeO_3)	10	1.00	–	–	–	–	–	2.82	–	0.99
Гессит (Ag_2Te)	10	1.00	–	–	–	–	–	–	1.98	–
Цервеллеит (Ag_4TeS)	10	1.06	–	1.00	–	–	–	–	4.21	–
Сстрокаит (Bi_3TeS_2)	10	1.12	3.17	2.00	–	–	–	–	–	–
Ксилингоит ($\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$)	10	–	2.09	6.00	–	–	–	–	–	3.18
Изоклейкит ($\text{Pb}_{27}(\text{Cu},\text{Fe})_2(\text{Sb},\text{Bi})_{19}\text{S}_{57}$)	10	–	7.94	57.00	1.54	0.49	10.99	–	–	27.14
Фаза $\text{Pb}_{0.96}\text{Ag}_{1.52}\text{Te}$	5	1.00	–	–	–	–	–	–	1.52	0.96

Изоклейкит ($\text{Pb}_{27}(\text{Cu}, \text{Fe})_2(\text{Sb}, \text{Bi})_{19} \text{S}_{57}$) является первым по распространенности минералом Те-Ві минерализации, относится к минеральному виду сурьмяно-висмутовых сульфосолей свинца с соотношениями Ві/Sb в составе близкими к единице.

Концентрации главных минералообразующих элементов изоклейкита изменяются в следующих пределах, мас. %: Pb – 52,76...53,36; S – 16,98...17,45; Ві – 15,13...15,93; Sb – 12,51...12,73; Cu – 0,78...1,01; Fe – 0,15...0,55 (рисунок 5.25) при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Pb – 52,99%, S – 17,31%, Ві – 15,84, Sb – 12,69%, Cu – 0,96%, Fe – 0,21%. В качестве примеси единожды диагностирован Se в количестве 0,77...0,98%, что обуславливается закономерной связью и близостью геохимических и кристаллохимических свойств с Те и S. Также отмечаются примеси Ag (0,9...5,85%) и Zn (до 0,4...1,44%).

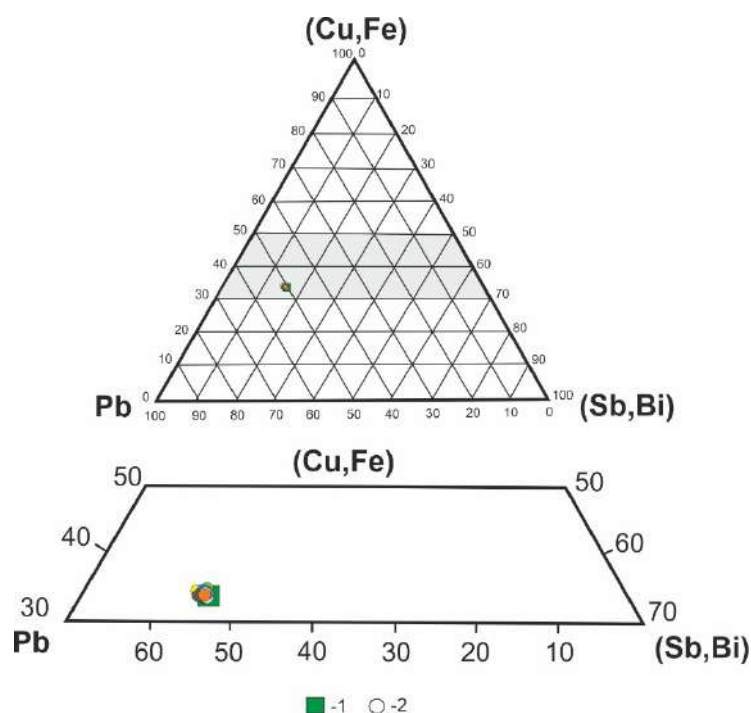


Рисунок 5.25 – Диаграмма химических составов изоклейкита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.5)

Минерал диагностирован в сплошных рудах в качестве агрегатов неправильных форм. Обычно они имеют вытянутую форму с рваными краями. Помимо обособленного выделения изоклейкита, отмечается его парагенетическая связь с фрейбергитом и галенитом, а также с самородным висмутом.

Самостоятельные агрегаты изоклейкита приурочены к халькопирит-пиритовой и халькопирит-пирит-сфалеритовой массе (рисунок 5.26). Обычно минерал представлен вытянутыми неправильными агрегатами с соотношением длины и ширины 1,5:1 или 2:1, где длина варьирует от 15 до 150 мкм, при этом средний размер составляет 100 мкм.

Ассоциация *изоклейкит+фрейбергит+галенит* встречается весьма редко. Обычно фрейбергит с галенитом в качестве агрегатов неправильных форм образуют срастания на периферии изоклейкита. По размерам данные образования не превышают 70...80 мкм и приурочены к пустотам в пирите.

В тесном парагенезисе с изоклейкитом также наблюдается самородный висмут, характеризующий прорастание сульфосоли свинца. Стоит добавить, что в обычно изоклейкит отлагается в пустотах халькопирит-пиритовой массы. Чаще всего его агрегаты достаточно уплощенные за счет граней пирита. В данном случае висмут представлен в виде вкрапленностей различных форм в изоклейките, размер которого около 40...60 мкм.

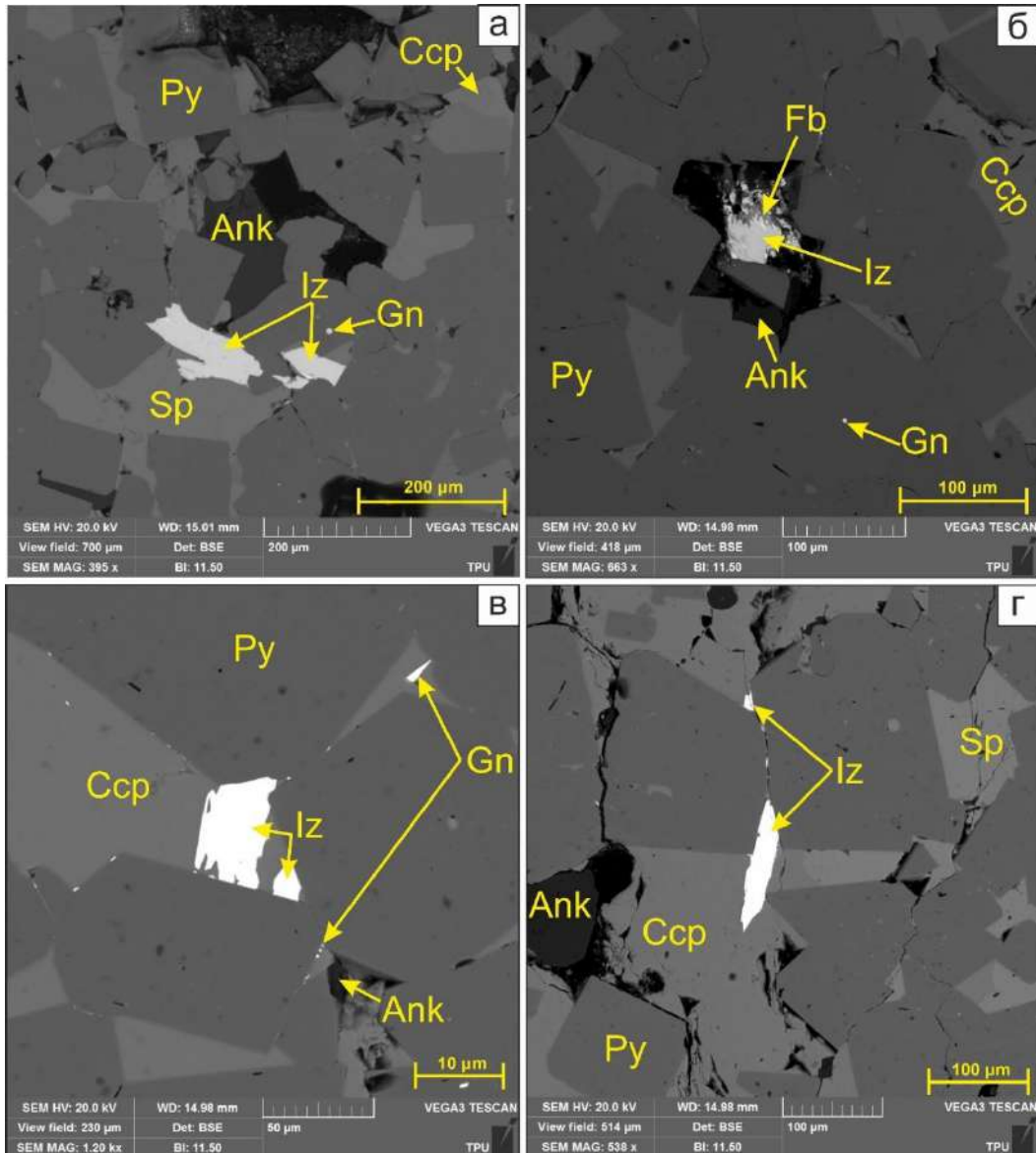


Рисунок 5.26 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие парагенетическую ассоциацию изоклейкита с фрейбергитом и галенитом (б), а также неправильные включения изоклейкита в пустотах пирит-халькопиритовой массы (а, в, г). Py – пирит, Ccp – халькопирит, Ank – анкерит, Iz – изоклейкит, Fb – фрейбергит, Gn – галенит, Sp – сфалерит

Самородный висмут (Bi) является вторым минералом по распространенности среди Te-Bi минерализации, приурочен исключительно к сплошным рудам. Минерал отмечается в тесном парагенезисе с изоклейкитом, образуя в совокупности ламелевидные включения в пустотах пирита, арсенопирита и реже халькопирита. Между минералами отмечается как взаимное

проращение, так и обрастание. Спорадически также отмечается парагенетическая ассоциация *самородный висмут + изоклейкит + фрейбергит*.

Самородный висмут сложен на 96,56...100% Bi, в качестве примесей отмечаются следы Sb, достигающие в объеме до 3,44%.

Агрегаты минерала достаточно плотные, образуют ламели и неравномерные графические вкрапления (вкрапления) в изоклейките (рисунок 5.27). Наличие точек, пластин, решеток самородного висмута в изоклейките можно интерпретировать как распад твердого вещества. Кристаллическая структура их достаточно схожа, поэтому по срастанию данных минералов можно судить не только о распаде и замещении, но и об одновременном образовании простой временной последовательности самородного висмута и изоклейкита. Парагенетическая ассоциация данных минералов приурочена к матрице пирита, арсенопирита и халькопирита.

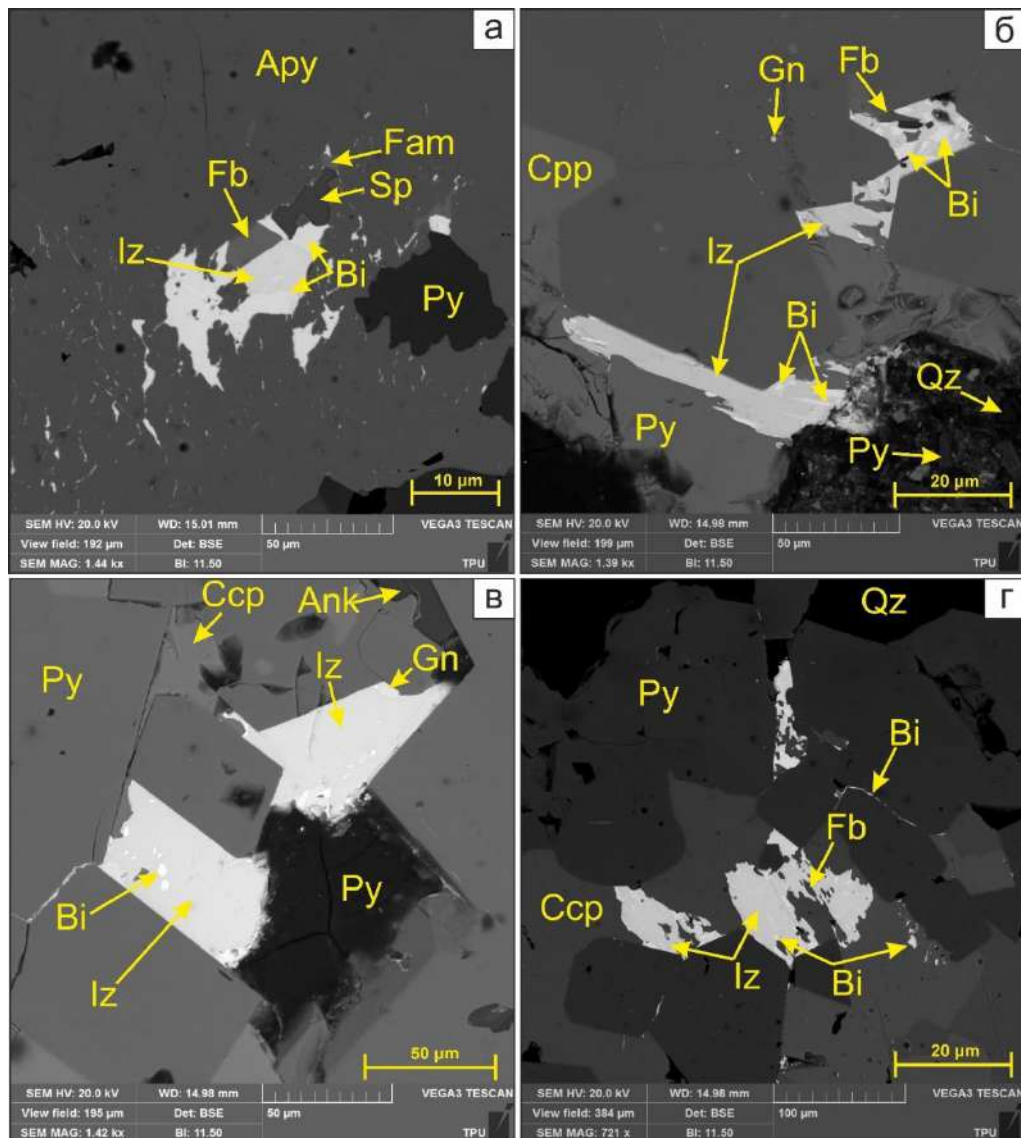


Рисунок 5.27 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие ламелевидные и графические вкрапления самородного висмута в изоклейките (б, в), а также фрейбергите (а, г). Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Iz – изоклейкит, Ank – анкерит, Bi – самородный висмут, Fb – фрейбергит

Гессит (Ag_2Te) третий по распространенности минерал среди теллуридо-висмутовой минерализации. Обнаружен в оруденении как сплошного типа, так и густо-вкрапленного, при этом во втором типе диагностируется намного чаще. Концентрации главных минералообразующих элементов изменяются в следующих пределах, мас. %: Ag – 61,25...63,00; Te – 36,43...37,99 (рисунок 5.28) при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Ag – 62,84%, Te – 37,16%. В качестве примеси спорадически отмечается Pb в количестве 0,39...0,67%.

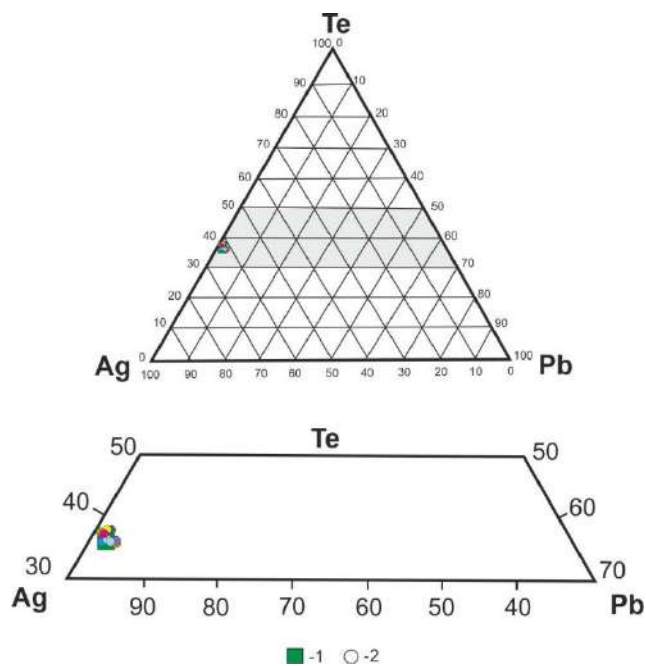


Рисунок 5.28 – Диаграмма химических составов гессита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.5)

Обычно теллурид серебра представлен зернистыми агрегатами различных неправильных форм, заключенными в пустотах и трещинах халькопирита и пирита, иногда отмечается частичное заполнение гесситом интерстиций данных минералов (рисунок 5.29). Размер агрегатов достигает в среднем составляет 5...8 мкм. Часто теллурид серебра находится в парагенетической ассоциации с галенитом, в результате чего наблюдаются различные формы срастания данных минералов. Стоит заметить, что спорадическая примесь Pb диагностируется в гессите лишь при его срастании с галенитом.

Данный минерал обычно формируется в результате гидротермальных низкотемпературных процессов на заключительных стадиях рудообразования. Приуроченность данного минерала к контактовым зонам пирита с халькопиритом и трещинам как раз-таки и свидетельствует о его поздней кристаллизации.

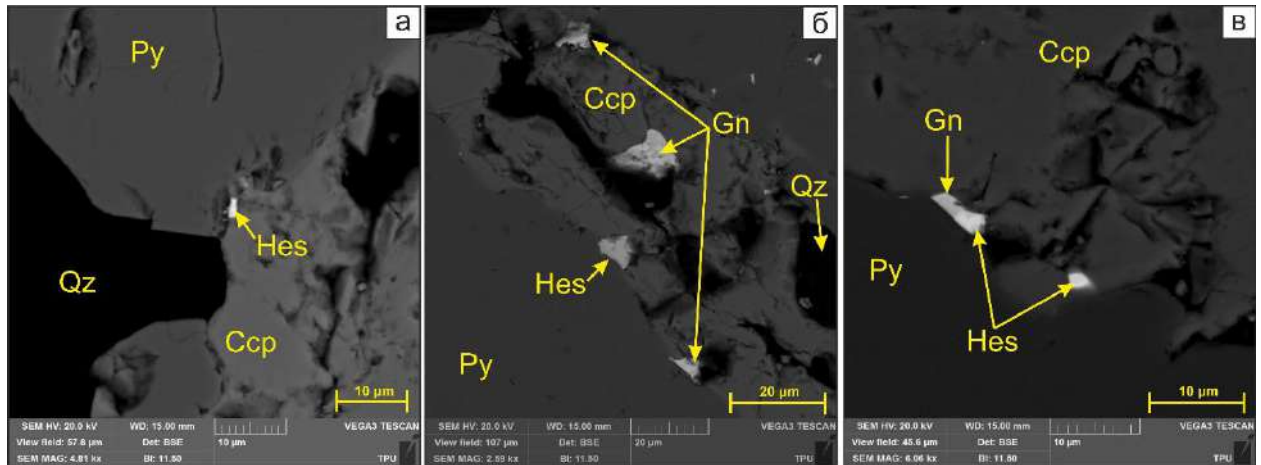


Рисунок 5.29 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие агрегаты гессита на контакте пирита и халькопирита (а), в трещинах и пустотах халькопирита (б), а также срастания галенита и гессита (в). Py – пирит, Ccp – халькопирит, Gn – галенит, Qz – кварц, Hes – гессит

Алтаит (PbTe) является четвертым по распространенности минералом среди Te-Vi минерализации в рудах месторождения, диагностирован исключительно в густо-вкрапленном типе оруденения. Минерал представлен теллуридом свинца из группы галенита, формируется в условиях гидротермального среднетемпературного процесса минералообразования в качестве позднего (послесульфидного) минерала.

Концентрации главных минералообразующих элементов в алтаите изменяются в следующих пределах, мас. %: Pb – 60,23...62,18; Te – 36,03...39,44 (рисунок 5.30) при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Pb – 61,89 %, Te – 38,11 % (рисунок 4.2.4). Среди примесей спорадически отмечается Ag в количестве 1,39 %, а также Fe (0,83 %).

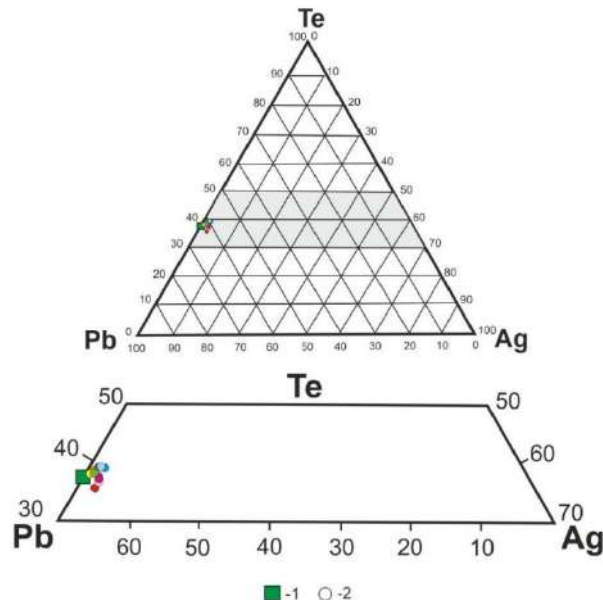


Рисунок 5.30 – Диаграмма химических составов алтаита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.5)

Алтаит в аншлифах обнаружен в виде неправильных включений, часто с угловатыми очертаниями. Размер данных выделений варьирует от 0,5 до 1,5 мкм. Выявлено, что минералом-хозяином алтаита является халькопирит (рисунок 5.31), обычно представленный эмульсионными агрегатами в пирите. Часто отмечается парагенетическая связь теллурида свинца с гесситом (Ag_2Te), что, вероятно, свидетельствует о принадлежности их к общей минеральной ассоциации и может уверенно являться поисковым признаком для данного месторождения.

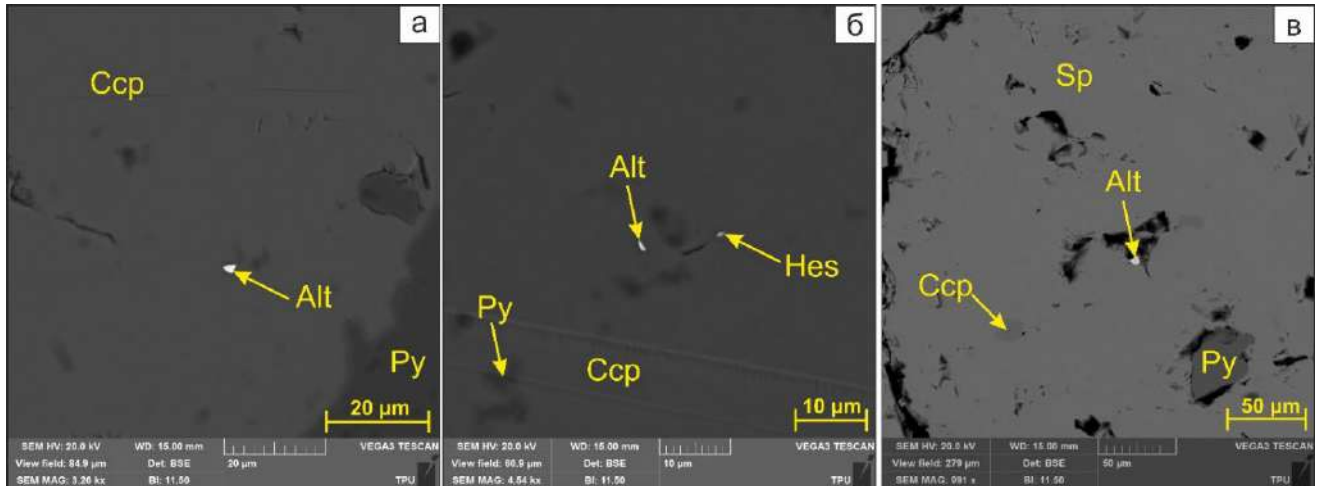


Рисунок 5.31 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включения алтаита в халькопирите (а, б) и сфалерите (в), а также его парагенетическую связь с гесситом (б). Py – пирит, Ccp – халькопирит, Alt – алтаит, Hes – гессит

Строкаит (Bi_3TeS_2) относится к группе тетрадимита (сложные сульфиды висмута и теллура). Является пятым по распространенности минералом Te-Bi состава, обнаружен лишь в рудах сплошного типа.

По многим внешним признакам похож на молибденит, но отличается от него большим удельным весом и более сильным блеском. Концентрации главных минералообразующих элементов изменяются в следующих пределах (рисунок 5.32), мас. %: Pb – 75,66...77,03; Te – 14,77...16,71; S – 6,52...7,88 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Pb – 76,58%, Te – 15,59%, S – 7,83 %. В качестве примесей диагностирован Se в количестве 1...2,03%, а также Cu – 1...1,43%.

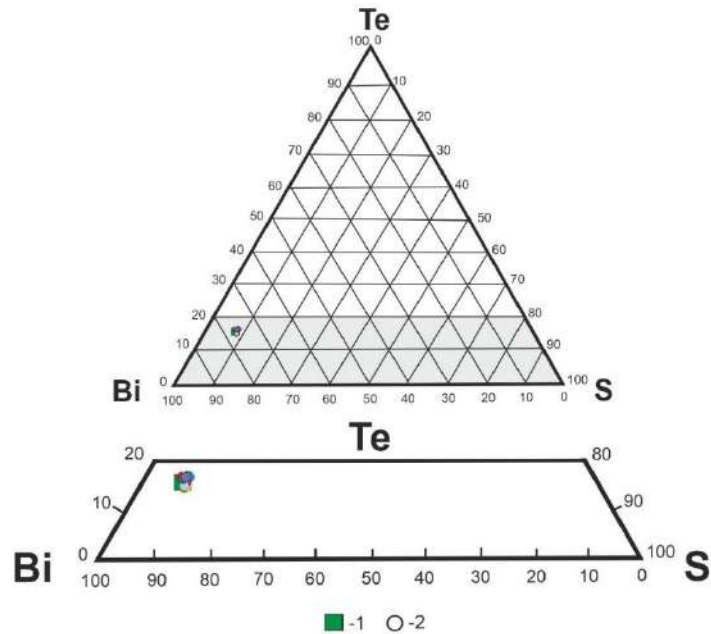


Рисунок 5.32 – Диаграмма химического состава строкаита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.5)

Парагенетически строкаит приурочен к пириту, халькопириту и в меньшем объеме к кварцу (рисунок 5.33). Более распространенные формы выделения – уплощенные проволочковидные агрегаты, образованные в результате заполнения трещин между пиритом и халькопиритом. Данные агрегаты достаточно уплощенные за счет стенок самих трещин, обычно частично заполняют пустоты, в результате чего непродолжительны по длине – от 4 до 10 мкм. Зерна неправильных и угловатых форм обычно диагностируются в ассоциации с халькопиритом и кварцем. При этом нередко отмечается неравномерная россыпь агрегатов строкаита. Размер их варьирует в пределах 2,3...5,8 мкм.

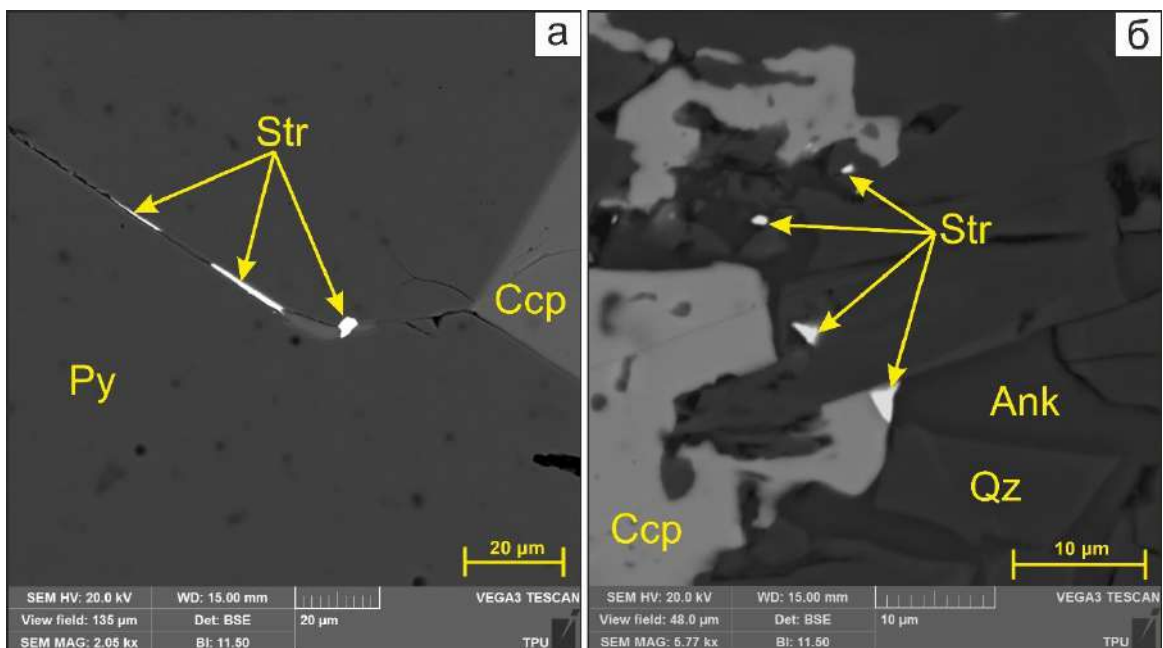


Рисунок 5.33 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие неравномерное заполнение трещины между пиритом и халькопиритом (а), а также его включения в халькопирите и кварце (б). Py – пирит, Csp – халькопирит, Qz – кварц, Str – строкаит

Цервеллеит (Ag_4TeS) является шестым по распространенности минералом на равне с ксилингоитом $\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$. Благороднометалльный теллурид отмечается исключительно в рудах вкрапленного типа, где имеет весьма малую распространенность (не более 10%).

Концентрации главных минералообразующих элементов (рисунок 5.34) изменяются в следующих пределах, мас. %: Ag – 71,87...73,14; Te – 21,48...22,01; S – 4,76...5,56 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Ag – 72,99%, Te – 21,59%; S – 5,42%. В качестве примеси спорадически отмечается Pb в количестве 0,32...0,45%.

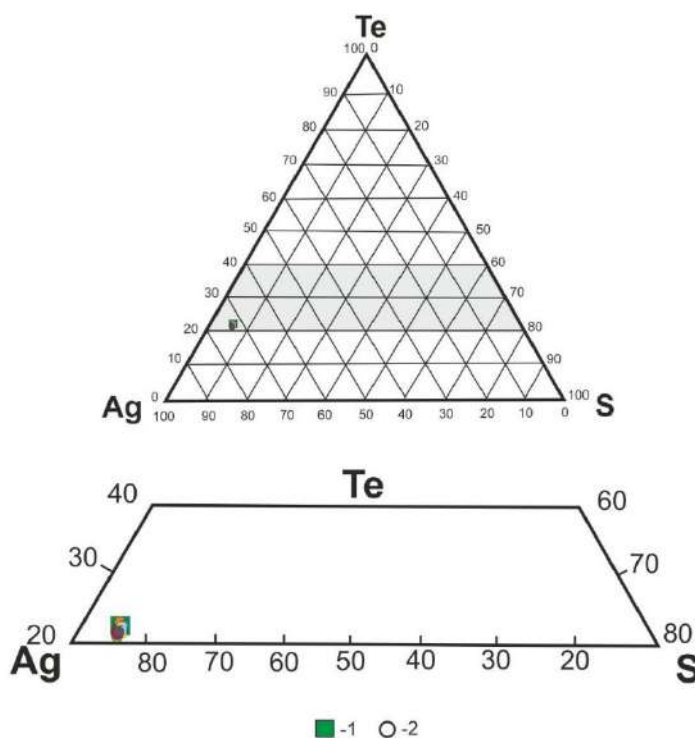


Рисунок 5.34 – Диаграмма химических составов цервеллеита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.5)

Цервеллеит представлен агрегатами неправильных форм (рисунок 5.35): вытянутые, слабопрямоугольные, амебообразные, угловатые. Минерал приурочен к пустотам и трещинам в пирите и халькопирите. При этом достаточно часто в пирите отмечается неравномерные скопления агрегатов данного минерала, а в халькопирите цервеллеит диагностируется в виде обособленных индивидов. Размер включений варьируется в диапазоне 1,5...3,7 мкм. Приуроченность агрегатов данного минерала к пустотам и трещинам указывает на его позднюю кристаллизацию и, следовательно, приуроченность к более поздним стадиям рудообразования.

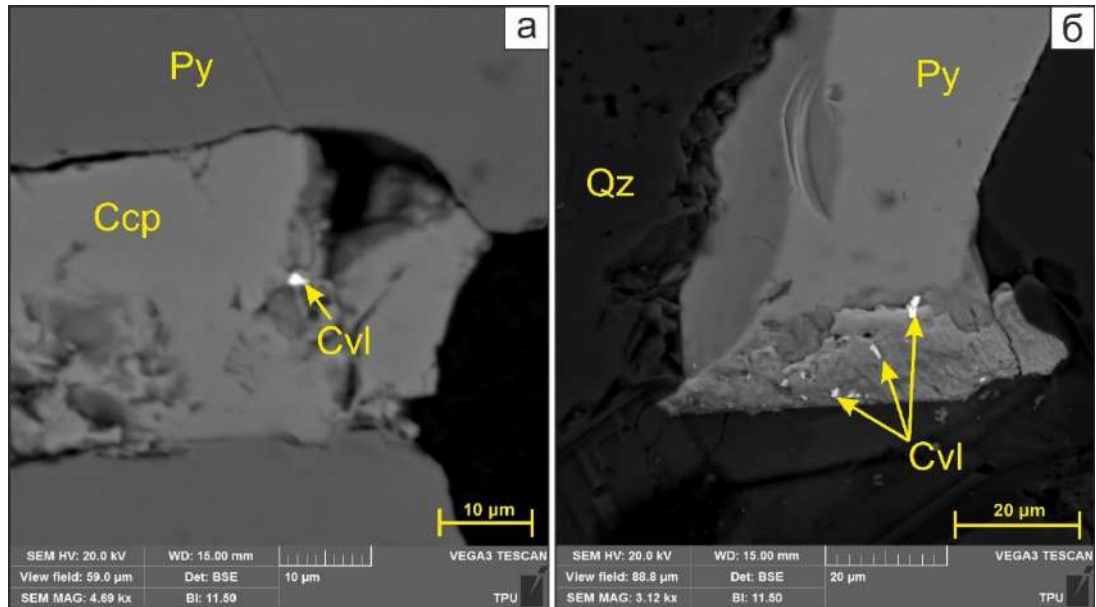


Рисунок 5.35 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие неправильные агрегаты цервеллеита в трещинах и пустотах халькопирита (а) и пирита (б). Py – пирит, Ccp – халькопирит, Cvl – цервеллеит, Qz – кварц

Ксилингоит ($Pb_3Bi_2S_6$) является седьмым минералом по распространенности среди Te-Bi минерализации, отмечается исключительно в сплошных рудах.

Концентрации главных минералообразующих элементов (рисунок 5.36) сульфовисмута свинца изменяются в следующих пределах, мас. %: Pb – 50,29...51,38; Bi – 33,16...34,24; S – 14,07...15,60 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Pb – 50,46%, Bi – 33,93%, S – 15,62%. В качестве примеси единожды диагностирован Se в количестве 0,98%, что обуславливается закономерной связью и близостью геохимических и кристаллохимических свойств с Te и S.

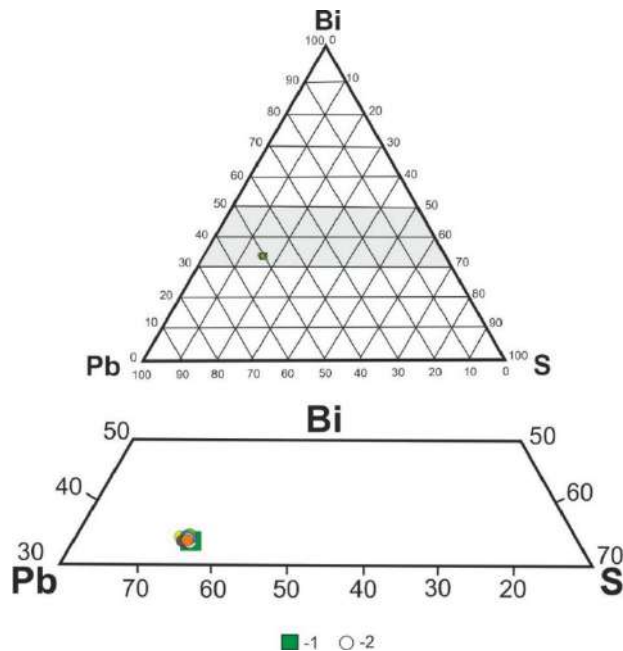


Рисунок 5.36 – Диаграмма химических составов ксилингоита: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.5)

Обычно данный минерал заполняет трещины и пустоты в пирите с халькопиритом, образуя тем самым своеобразные формы выделения (рисунок 5.37). Агрегаты ксилингоита типично уплощенные за счет стенок пустот и трещин, в которых наблюдается неравномерное его отложение. Часто минерал имеет неровные рваные края. Размер данных агрегатов в среднем составляет 35...55 мкм. Спорадически отмечается парагенетическая связь ксилингоита с изоклейкитом.

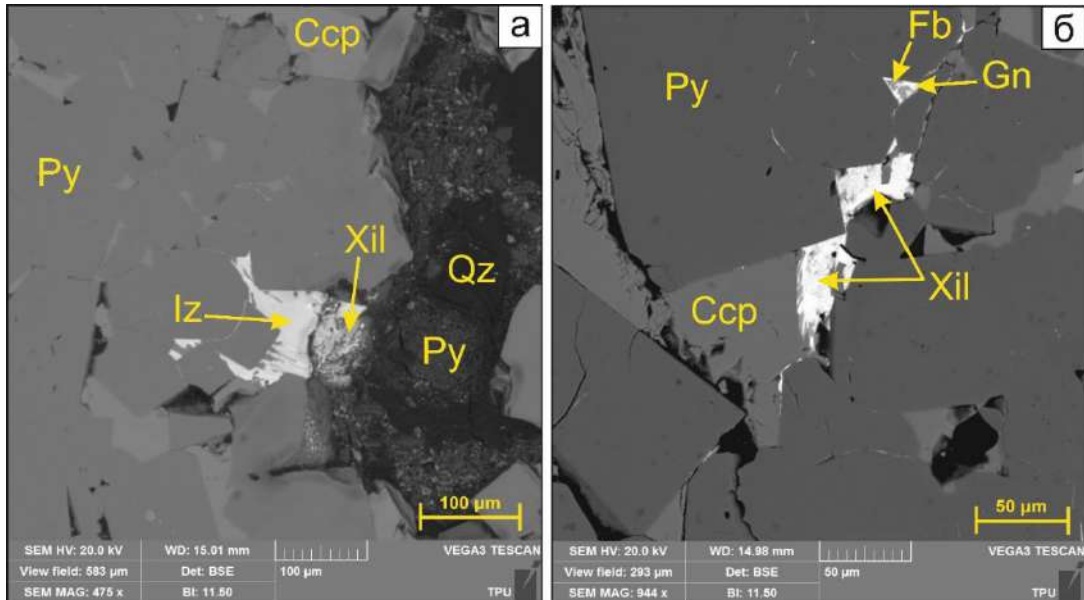


Рисунок 5.37 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие парагенетическую ассоциацию изоклейзита с ксилингоитом (а), а также неправильные включения ксилингоита в пустотах между пиритом и халькопиритом (а, б). Py – пирит, Ccp – халькопирит, Qz – кварц, Iz – изоклейкит, Fb – фрейбергит, Gn – галенит, Xil – ксилингоит

Выявленный **плюмботеллури́т (PbTeO₃)** представлен в виде псевдоморфоз по алтаиту и является восьмым минералом по распространенности. Минерал распространен исключительно во вкрапленных рудах. Концентрации главных минералообразующих элементов (рисунок 5.38) изменяются в следующих пределах, мас. %: Pb – 53,42...54,67; Te – 33,01...34,01; O – 11,05...12,51 при теоретическом составе минерала [webmineral.com] согласно формуле: Pb – 54,13 %, Te – 33,33 %, O – 12,54 %. Примесей в минерале обнаружено не было.

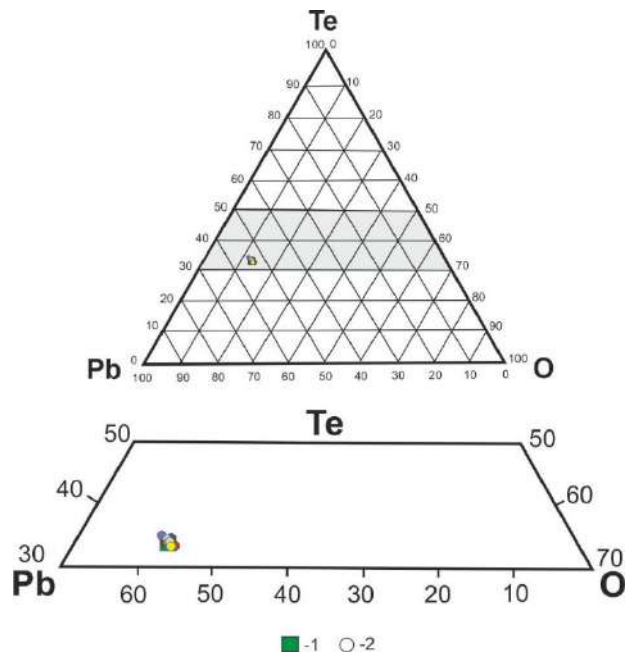


Рисунок 5.38 – Диаграмма химических составов пюмботеллурифта: 1 – теоретический состав минерала; 2 – проанализированные зерна (на основе данных таблицы 5.5)

Пюмботеллурифт диагностирован в виде неправильных образований, приуроченных к таким минералам как рутил и пирит (рисунок 5.39). В рутиле, заключенном в пирите, минерал отмечается обычно на его периферии в виде неправильных зерен размером до 2,6 мкм. Второй вариант отложения теллуридного минерала – заполнение пустот и трещин пирита. Агрегаты в данном случае имеют уплощенные и анизометричные формы за счет ограничения стенок пустотных пространств. Контуры краев данных выделений обычно округлые либо извилистые, за счет неровностей стенок самих трещин. Также часто отмечается лишь частичное заполнение пюмботеллурифом трещин, оставляющее в них пустоты и образующее тупые, рваные и неправильные края. Оксид теллурида, вероятно, отлагался из окисленных низкотемпературных растворов на последних стадиях рудообразования.

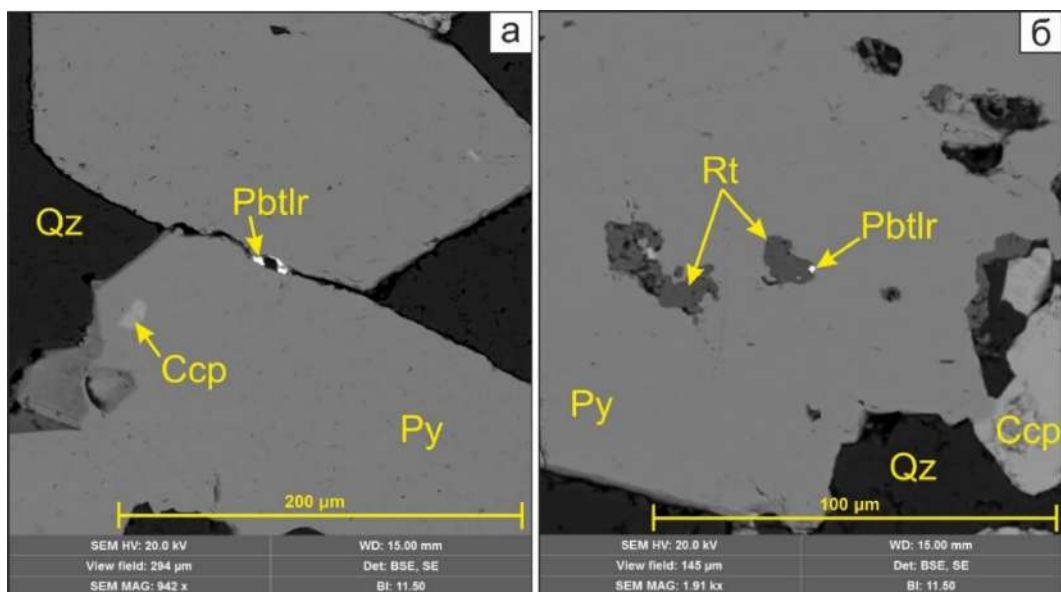


Рисунок 5.39 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных

электронах, демонстрирующие заполнение плюмботеллуритом пустоты между зернами пирита (а), а также его включения в рутиле (б). Py – пирит, Csp – халькопирит, Pbtlr – плюмботеллурит, Qz – кварц, Rt – рутил

В процессе изучения сплошных руд было обнаружено единичное включение неидентифицированного минерала с обобщенной формулой $PbAg_2Te$. Концентрации главных минералообразующих элементов составили по результатам пяти замеров, мас. %: Ag – 33,54; Te – 26,02; Pb – 40,41 (рисунок 5.40).

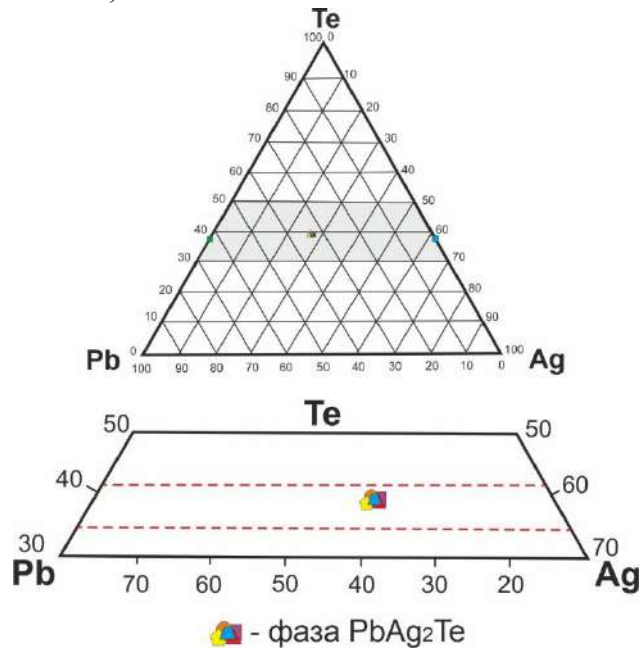


Рисунок 5.40 – Диаграмма химических составов минеральной фазы $PbAg_2Te$ с отмеченными пятью измерениями по зерну (на основе данных таблицы 5.5)

Система $PbAgTe$ выделена на основании предполагаемого парагенезиса фаз Pb-Te и Ag-Te. Включение минеральной фазы с видообразующей ролью Pb располагается в трещине пирита и образует вытянутое полуовальное зерно размером в длину 4,8 мкм (рисунок 5.41).

Данную минеральную фазу обозначим как неидентифицированный минерал с обобщенной формулой в виде $Pb_{0.96}Ag_{1.52}Te$.

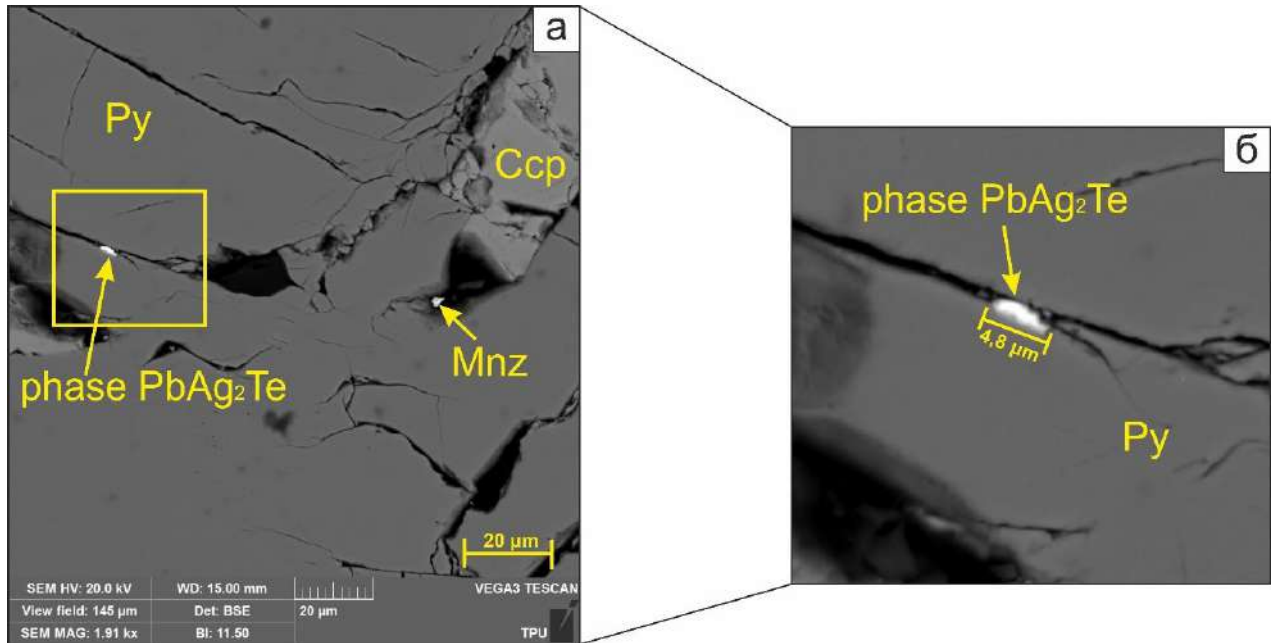


Рисунок 5.41 – Изображения сканирующего электронного микроскопа в обратно рассеянных электронах, демонстрирующие включение минеральной фазы $PbAg_2Te$ в трещине пирита (а) и увеличенный участок с данным включением (б). Py – пирит, Ccp – халькопирит, Mnz – монацит, phase $PbAg_2Te$ – фаза $PbAg_2Te$

5.3. Сходства и различия теллуру-висмутовой минерализации в колчеданных рудах месторождений

Сравнительный анализ полученных результатов позволил выделить общие черты и отличия, связанные с теллуру-висмутовым оруденением на изучаемых месторождениях, которые изложены в первом защищаемом положении: *колчеданные руды месторождений Абыз (островная энзиматическая дуга) и Малеевское (островная энсиалическая дуга) имеют сходные текстурно-структурные характеристики и минеральный состав, но отличаются набором теллуру-висмутовой минерализации, фиксирующейся в виде самостоятельных минералов, представленных сульфидами, оксидами, сульфосолями, теллуридами и самородными формами выделения.*

В дополнение к проведенным анализам была выполнена масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS с целью выявления примесных элементов в рудах. Анализ показал широкий спектр редких элементов (рисунок 5.42, а), а также подтвердил и закрепил тот факт, что в рудах отмечаются значительные содержания металлоида теллура (Te) и металла висмута (Bi). При сравнении содержаний данных компонентов в рудах для месторождения Абыз отмечается преобладание теллурувого элемента (рисунок 5.42, б), а для Малеевского – висмутового (рисунок 5.42, в). В то же время на графиках хорошо продемонстрировано, что сплошные руды являются наиболее богатыми как Te, так и Bi. Данный факт подтверждается и набором теллуру-висмутовых минералов и их большей приуроченностью к сплошному типу оруденения (рисунок 5.3 и рисунок 5.24).

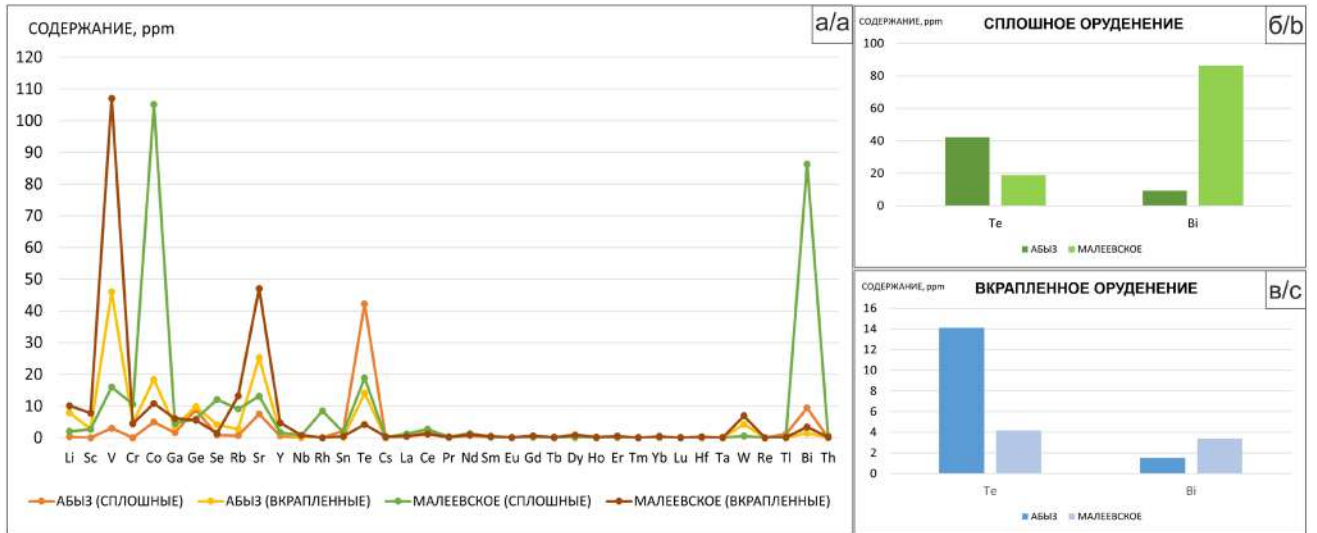


Рисунок 5.42 – а – график содержания элементов-примесей в рудах месторождений Абыз и Малеевское; б, в – сравнительные диаграммы содержания теллура и висмута в сплошных (б) и вкрапленных (в) рудах месторождений

Также в ходе исследований был изучен характер поведения теллуру-висмутового оруденения на глубину (рисунок 5.43). Установлено, что на месторождении Абыз с увеличением глубины наблюдается повышение концентрации теллура в ассоциации с золотом и серебром, а это значит, что доминирующими минералами становятся гессит Ag_2Te , петцит Ag_3AuTe_2 , штютцит Ag_5Te_3 , ченгуодаит $Ag_9FeTe_2S_4$ и калаверит $AuTe_2$. В свою очередь, на Малеевском месторождении с глубиной наблюдается преобладание самородного висмута.

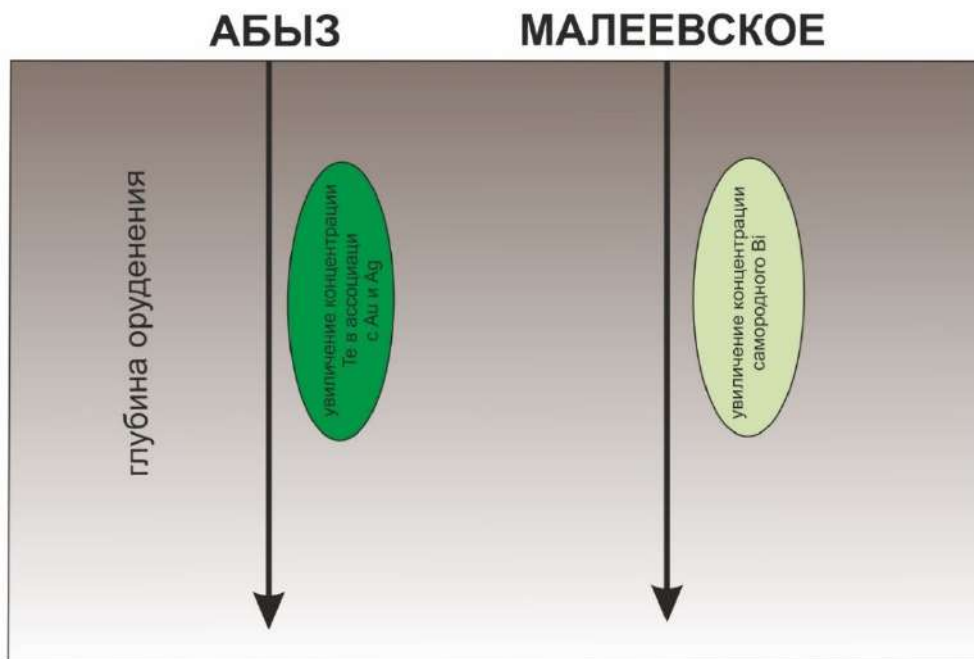


Рисунок 5.43 – Характер поведения теллуру-висмутового оруденения с глубиной (вертикальная зональность) в колчеданных рудах месторождений

ГЛАВА 6. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ТЕЛЛУРО-ВИСМУТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ЕЕ МЕСТО В ПРОЦЕССАХ РУДООБРАЗОВАНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для расшифровки условий рудообразования и реконструкции схемы минералообразования особое значение было уделено изучению флюидных (газово-жидких) включений.

Данная глава содержит результаты термобарогеохимических исследований флюидных включений в кварцевых образованиях колчеданных месторождений Абыз и Малеевское.

6.1. Месторождение Абыз

6.1.1. Типы флюидных включений в кварце

Несмотря на то, что кварцево-жильные образования содержат сульфиды, золото и Те-Vi минерализацию, они не определяют количественно рудные тела.

Относительно макроскопических характеристик, кварц в рудных участках имеет белый или прозрачно-серый с различными оттенками цвет, а в безрудных – водяно-прозрачный или прозрачно-молочный. Кремнистый минерал представлен несколькими морфологическими разновидностями: прожилковидными и просечковидными выделениями, имеющими гетерогранобластовую микроструктуру, а также мелкозернистыми агрегатами.

На первом этапе мною была выполнена типизация флюидных включений в кварце согласно классификации В.А. Кормушина, 1982 г.

В образцах по времени и способу образования включений выделены два класса включений:

- Первичные (преобладающие);
- Мнимовторичные.

Первичные, или сингенетические, флюидные включения пространственно приурочены к плоскостям граней роста кристалла кварца (рисунок 6.1). Локализуются обычно в виде одиночных не ориентированных между собой включений. Реже образуют скопления вакуолей с беспорядочным распределением. Форма полостей обычно характеризует неправильную, амебообразную, полигексогональную или округлую формы, средний размер 8...10 мкм.

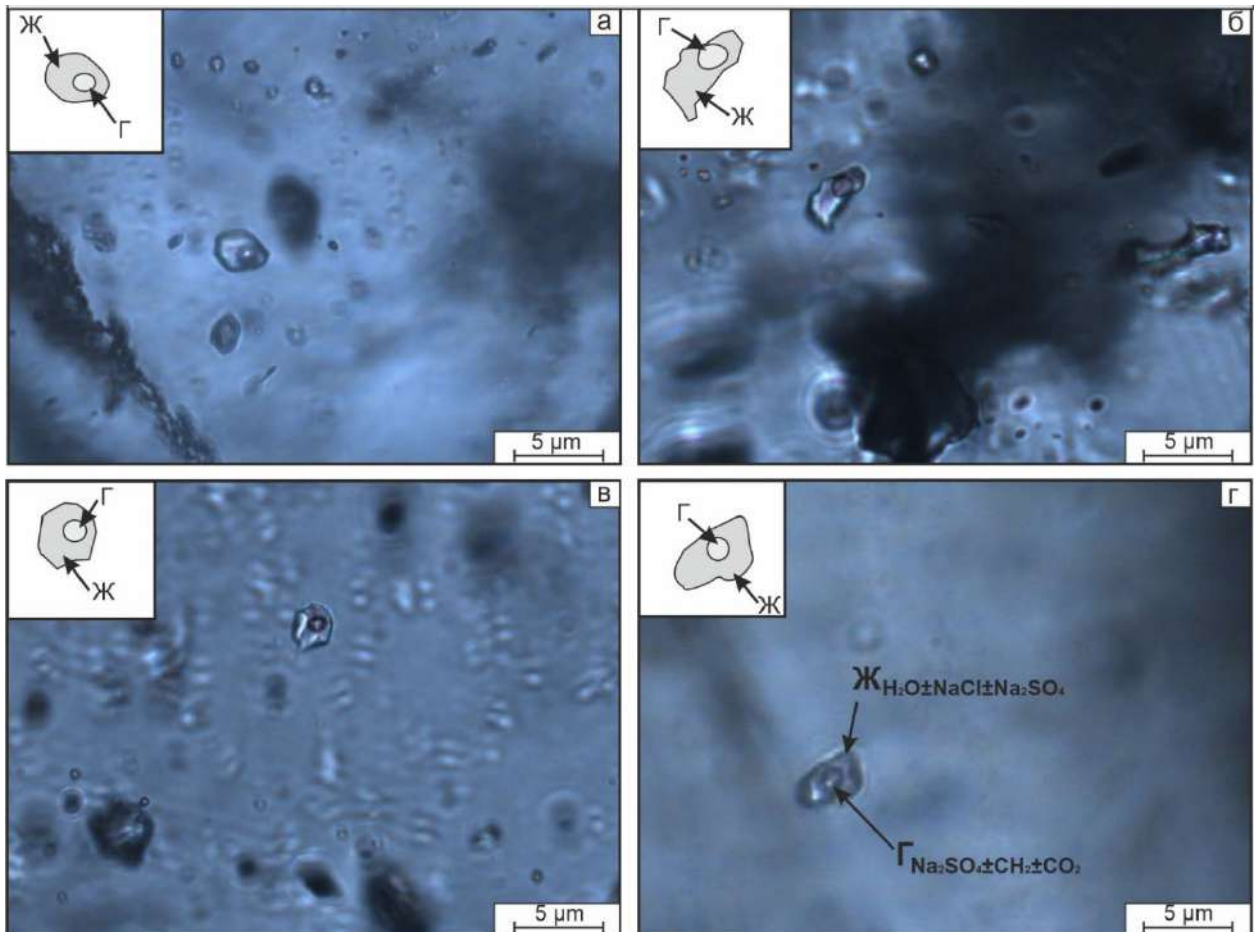


Рисунок. 6.1 – Газово-жидкие (флюидные) включения в кварце

Мнимовторичные, или первично-вторичные (субсингенетические), флюидные включения развиваются по залеченным трещинкам, но при этом происхождение их первичное. Размер вакуолей находится в диапазоне 0,5...2 мкм.

По фазовым соотношениям в кварцевых пластинах выявлены следующие типы включений:

- Однофазные ($\Gamma_{\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{H}_2\text{SO}_4}$ или $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O} \pm \text{NaCl} \pm \text{Na}_2\text{SO}_4}$);
- Преобладающие двухфазные ($\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O} \pm \text{NaCl} \pm \text{Na}_2\text{SO}_4} + \Gamma_{\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{H}_2\text{SO}_4}$).

Однофазные включения имеют как светлую, так и темную окраску. Размер данных включений достигает 1...5 мкм. Обычно данный тип включений образует скопления в виде линейно-вытянутых цепочек, то есть относится к мнимовторичной генерации.

Двухфазные включения характеризуются внутренней и внешней фазой. Внутренняя фаза представлена газом ($\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{H}_2\text{SO}_4$), а внешняя – солевым раствором ($\text{H}_2\text{O} \pm \text{NaCl} \pm \text{Na}_2\text{SO}_4$). Во включениях типа «Ж + Г» газовая фаза характеризуется как монокомпонентным составом, представленным азотом, метаном или углекислотой, так и многокомпонентным (смесью данных газов). Двухфазный тип включений приурочен к первичной и мнимовторичной генерации, а размер их варьирует в пределах 2...8 мкм.

6.1.2. Газовые фазы флюидных включений

Методом рамановской спектроскопии определен состав газовой фазы флюидных включений в кварце [Наумов и др, 2009; Плечов, 2014].

В результате газовые фазы в изученных включениях представлены как минимум тремя компонентами: CO_2 , CH_4 , H_2SO_4 . Полученные газовые компоненты определены по максимумам Рамановских спектров, а именно зафиксированы указанные частотные интервалы, см^{-1} :

- углекислота CO_2 – 1271...1277;
- метан CH_4 – 2901...2914;
- серная кислота H_2SO_4 – 915...1033.

По доминированию того или иного газа были выделены следующие типы включений, мол. %:

- заметно углекислотные;
- существенно метановые;
- сернокислотные.

По проведенным исследованиям сделан вывод, что преобладающая часть проанализированных флюидных включений характеризуется монокомпонентным составом. При этом наблюдается четкая закономерность, выраженная в том, что включения безрудных кварцевых участков имеют исключительно метановый состав. Рудные участки, в свою очередь, имеют существенно углекислотный состав, в меньшем объеме отмечаются метановые включения и единичные вакуоли зафиксированы с исключительно сернокислотным составом.

6.1.3. Состав жидкой фазы и соленость растворов

Состав жидкой фазы изучен с помощью криометрических исследований (метод, связанный с отслеживанием поведения фаз во включении при охлаждении (температуре ниже 0°C)) как в первичных, так и во вторичных включениях, с преобладанием первых. Для растворов с концентрациями меньше эвтектической определена температура плавления льда в водной фазе. Температура эвтектики растворов были определены для высококонцентрированных растворов.

По полученной температуре кристаллизации эвтектики был определен компонентный состав солевых систем (таблица 6.1). Температуры эвтектики солевого раствора зафиксированы в интервале от -2 до $-21,7^\circ\text{C}$, что соответствует компонентному составу солевых систем NaCl - Na_2SO_4 - H_2O и фазовому составу эвтектической смеси $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{SO}_4\cdot 5\text{H}_2\text{O} + \text{лёд}$ [Борисенко, 1997].

Таблица 6.1 – Фазовый состав и температура кристаллизации эвтектики солевых систем

Компонентный состав солевых систем	Температура эвтектики, град., $^\circ\text{C}$	Фазовый состав эвтектической смеси
NaCl - Na_2SO_4 - H_2O	$-2 \dots -21,7$	$\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{SO}_4\cdot 5\text{H}_2\text{O} + \text{лёд}$

Руды на месторождении Абыз сформировались из растворов с солёностью 7–10 мас. % NaCl -экв. [Кужегет и др., 2015], в составе растворов резко преобладает NaCl с малыми примесями Na_2SO_4 . Более высокие концентрации солей (\approx до 10 мас. %), из которых формировались колчеданные руды на стадии рудного процесса, вероятно, отвечали первоначальному составу глубинного магматического флюида.

6.1.4. Давление флюида

Для всех образцов жильного кварца давление флюида [Kawakami et al, 2003] установлено в интервале 190...1150 бар, со следующим распределением по вещественным комплексам, бар. (рисунок 6.2):

- 190...310 – для пострудной стадии;
- 300...550 – в кварце рудной стадии золото-серебро-висмут-теллуридной минеральной ассоциации;
- 550...790 – в кварце рудной стадии золото-сульфидной минеральной ассоциации;
- 810...1150 – в кварце дорудной стадии березитовой минеральной ассоциации.

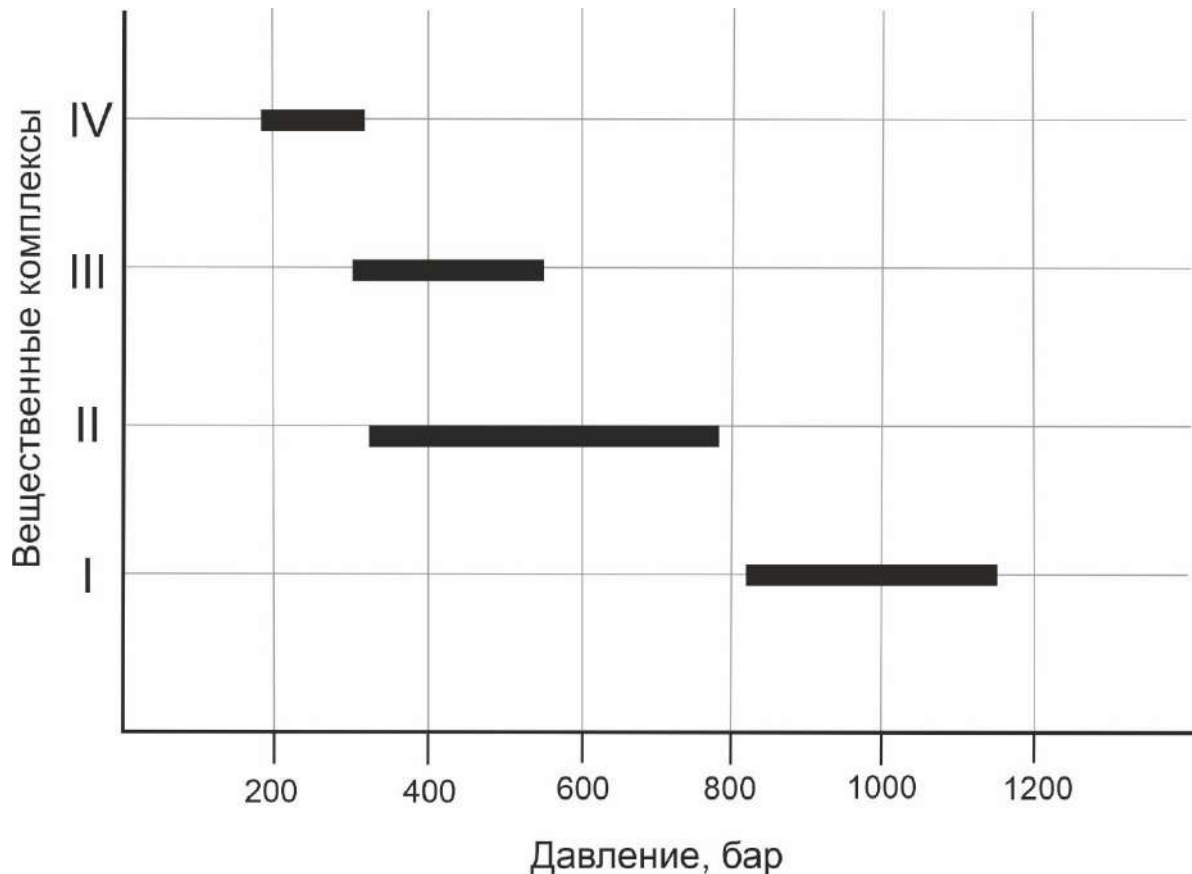


Рисунок 6.2 – Распределение значений давления во флюидах месторождения по вещественным комплексам. I – дорудная стадия, II – рудная стадия золотой-сульфидной минеральной ассоциации, III – рудная стадия золото-серебро-висмут-теллуридной минеральной ассоциации, IV – пострудная стадия

6.1.5. Температура минералообразования

В ходе эксперимента были отмечены температуры общей гомогенизации первичных и вторичных газовой-жидких включений в кварце, равняющаяся $T_h = 150...350^{\circ}\text{C}$. Стоит отметить, что температура образования флюидных включений была оценена только косвенно, так как их температура гомогенизации меньше, чем температура захвата [Юдовская, 1984].

Распределение температур происходило по следующим стадиям (рисунок 6.3):

- Менее 130°C – пострудная стадия (безрудный участок);

- 133...236 °С – рудная стадия золото-серебро-висмут-теллуридной минеральной ассоциации;
- 245...300 °С – рудная стадия золото-сульфидной минеральной ассоциации;
- 305...350 °С – дорудная стадия березитовой минеральной ассоциации.

Гомогенизация происходила как в жидкую, так и в газовую фазы, иногда с критическими явлениями, когда граница между газом и жидкостью дегенерировала.

Отмечалось, что в температурном диапазоне 340...300 °С в единичных включениях наблюдалась разгерметизация вакуолей, возникшая в результате увеличения внутреннего давления вакуолей.

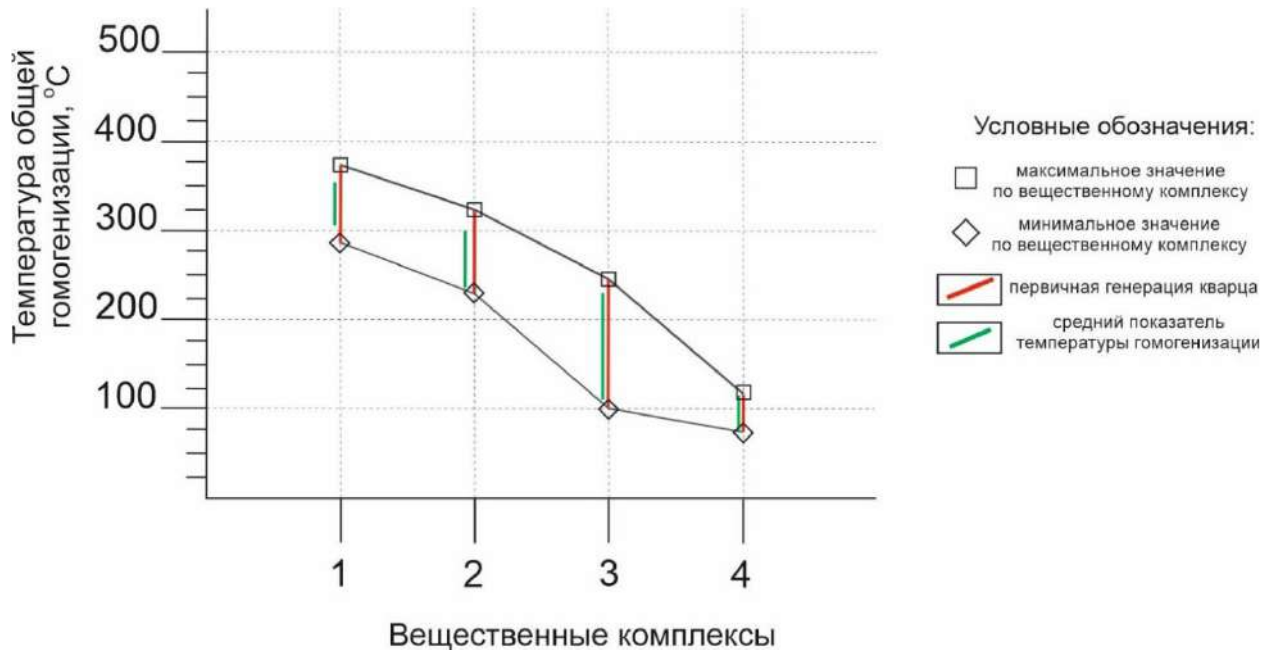


Рисунок 6.3 – Распределение крайних значений температур общей гомогенизации флюидных включений в кварце по вещественным комплексам: 1 – кварц дорудной стадии; 2 – кварц рудной стадии золото-сульфидной ассоциации; 3 – кварц рудной ассоциации Au-Ag-Bi-теллуридной ассоциации; 4 – кварц пострудной стадии

6.1.6. Парагенетическая схема минералообразования

Как уже говорилось ранее, в гидротермальном этапе минералообразования месторождения Абыз выделено три стадии: дорудная, рудная и пострудная [Николаева и др, 2024].

Дорудная стадия представлена березитовой ассоциацией, по минеральному составу характеризующейся кварц-серицитовыми, серицит-кварцевыми и серицит-анкерит-кварцевыми метасоматитами. В данную стадию активно отлагались такие минералы, как кварц SiO₂ I генерации, анкерит Ca(Fe,Mg,Mn)(CO₃)₂ I генерации, серицит KAl₂[AlSi₃O₁₀](OH) и мусковит KAl₂[AlSi₃O₁₀](OH). На завершении стадии формировался пирит FeS₂ I генерации. Температура минералообразования данной стадии находится в пределах 350...305 °С. Давление минералообразующего флюида оценивается в интервале 1150...810 бар.

В пределах *рудной стадии* выделено две ассоциации: золото-сульфидная и золото-серебро-висмут-теллуридная.

В золото-сульфидную ассоциацию формировались главные рудные сульфидные минералы: пирит FeS_2 II генерации, халькопирит CuFeS_2 , сфалерит ZnS , галенит PbS , арсенопирит FeAsS . На завершении формирования данной ассоциации в качестве редких и очень редких минералов образовывались лаутит CuAsS , электрум AuAg и самородное золото Au . Среди нерудных минералов развивались кварц SiO_2 и анкерит $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ II генераций. Температура минералообразования в данную ассоциацию составляет 300...245 °С. Давление минералообразующего флюида варьирует в диапазоне 790...550 бар.

Во вторую рудную ассоциацию, непосредственно золото-серебро-висмут-теллуридную, отмечается позднее наложение на ранние сульфиды кюстелита AgAu , а также теллуру-висмутовых минералов: гессита Ag_2Te , петцита Ag_3AuTe_2 , калаверита AuTe_2 , алтаита PbTe , раклиджита $(\text{Bi},\text{Pb})_3\text{Te}_4$, штютцита Ag_5Te_3 , колорадоита HgTe и теллурувисмутита Bi_2Te_3 . Среди нерудных минералов отмечаются кварц SiO_2 и анкерит $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ III генераций. Температура минералообразования данной ассоциации варьировалась в диапазоне 236...113 °С, а давление не превышало 550...300 бар.

Завершает процесс минералообразования *пострудная стадия*, представленная карбонат-кварцевой ассоциацией. На протяжении всей данной стадии отмечается образование кварца SiO_2 IV генерации. В качестве просечек, прожилков и неправильных обособленных агрегатов формируется анкерит $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ IV генерации. Температура минералообразования данной стадии составляет менее 110 °С, а давление не превышает 310 бар.

На основе полученных данных составлена схема последовательности минералообразования на месторождении Абыз (таблица 6.2.) и сделаны выводы:

- В процессе минералообразования происходило снижение температуры рудоносного флюида от ранней дорудной стадии к поздней пострудной.
- Золотая минерализация месторождения сопряжена с процессами березитизации, отложение минералов Au и Ag происходило в течение рудной стадии минералообразования в золото-сульфидную и золото-серебро-висмут-теллуридную ассоциации.
- Присутствие теллуридов на месторождении Абыз обусловлено их важной ролью как минералов-индикаторов физико-химических условий формирования золотого оруденения и минералов-концентраторов золота.
- Теллуру-висмутовая минерализация кристаллизовалась в заключительную золото-серебро-висмут-теллуридную минеральную ассоциацию рудной стадии при температурном диапазоне 236...113 °С и давлении 550...300 бар.

Таблица 6.2 – Схема последовательности минералообразования на месторождении Абыз

СТАДИЯ	ДОРУДНАЯ	РУДНАЯ		ПОСТРУДНАЯ
Минеральная ассоциация	Березитовая	Золото-сульфидная	Золото-серебро-висмут-теллуридная	Карбонат-кварцевая
Минералы				
КВАРЦ	I	II	III	IV
АНКЕРИТ	I	II	III	IV
СЕРИЦИТ				
МУСКОВИТ				
ПИРИТ	I	II	III	
АРСЕНОПИРИТ				
ХАЛЬКОПИРИТ				
СФАЛЕРИТ				
ГАЛЕНИТ		I	II	
ТЕТРАЭДРИТ				
БОРНИТ				
ПИРРОТИН				
КУБАНИТ				
ПИРАРГИТ				
СТЕФАНИТ				
ЭЛЕКТРУМ				
ЛАУТИТ				
ЭНАРГИТ				
ТЕННАНТИТ				
САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО				

Продолжение таблицы 6.2

<i>СТАДИЯ</i>	<i>ДОРУДНАЯ</i>	<i>РУДНАЯ</i>		<i>ПОСТРУДНАЯ</i>
<i>Минеральная ассоциация</i>	<i>Березитовая</i>	<i>Золото-сульфидная</i>	<i>Золото-серебро-висмут-теллуридная</i>	<i>Карбонат-кварцевая</i>
<i>Минералы</i>				
ПРУСТИТ МЕДЬ АЛТАИТ КЮСТЕЛИТ ПЕТЦИТ КАЛАВЕРИТ ГЕССИТ ЧЕНГУОДАИТ ШТЮТЦИТ РАКЛИДЖИТ КОЛОРАДОИТ ТЕЛЛУРОВИСМУТИТ		<hr/> <hr/>	<hr/> <hr/> <hr/> <hr/> <hr/> <hr/> <hr/> <hr/> <hr/> <hr/>	
Т °С	350...305	300...245	236...113	110...80
Давление, бар	1150...810	790...550	550...300	310...190
Соленость, мас. % экв. NaCl	7...5,5	8,5...7	10...8	5...2,7
Состав растворов	H ₂ O+NaCl	H ₂ O+NaCl+Na ₂ SO ₄	H ₂ O+NaCl+Na ₂ SO ₄	H ₂ O+NaCl

Продолжение таблицы 6.2

<i>СТАДИЯ</i>	<i>ДОРУДНАЯ</i>	<i>РУДНАЯ</i>		<i>ПОСТРУДНАЯ</i>
<i>Минеральная ассоциация</i>	<i>Березитовая</i>	<i>Золото-сульфидная</i>	<i>Золото-серебро-висмут-теллуридная</i>	<i>Карбонат-кварцевая</i>
<i>Минералы</i>				
Тектонические подвижки, интенсивность их проявления	↑	↑	↑	↑
Текстуры	Сплошная, вкрапленная, прожилковая, гнездовая			
Структуры	Идио-алло-гипидиоморфнозернистая, лепидо-гетеро-гранобластовая, коррозионная, эмульсионная, цементная, решетчатая, графическая, метаколлоидная, реликтовая, осколочная, ситовидная, пойкилитовая, структура распада твердых растворов.			

6.2. Месторождение Малеевское

6.2.1. Типы флюидных включений в кварце

Аналогично месторождению Абыз, хоть кварцево-жильные образования и содержат сульфиды, золото и Те-Ві минерализацию, но количественно рудные тела они не определяют. Кварц имеет белый, молочно-желтый и молочно-серый цвет, в безрудных участках водяно-прозрачный или прозрачно-молочный.

Опираясь на классификацию В.А. Кормушина 1982 г, была выполнена типизация флюидных включений, в результате чего по времени и способу образования выделены два класса включений:

- Первичные (преобладающие);
- Вторичные.

Первичные, или сингенетические, газовой-жидкие включения, пространственно приуроченные к плоскостям граней роста кристалла кварца, представлены в кварце в виде одиночных не ориентированных между собой включений (рисунок 6.4.). Реже фиксируются скопления включений с беспорядочным распределением. Форма полостей характеризует неправильную, полигексогональную или округлую формы, средний размер 6...9 мкм.

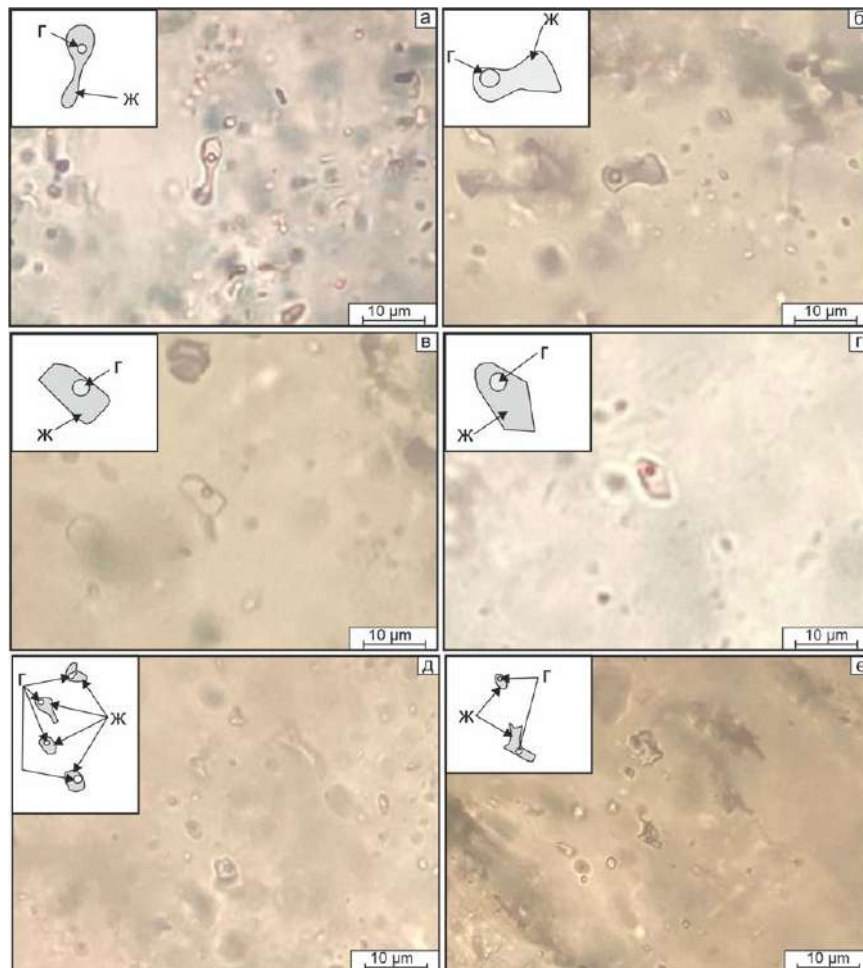


Рисунок 6.4 – Снимки первичных индивидуальных включений в жильном кварце с их схематическими изображениями. Условные обозначения: Г – газовая фаза, Ж – жидкая фаза

Вторичные или иначе эпигенетические включения развиваются по постгенетическим трещинкам или же межзерновым пространствам в кварце. Данные мелкие включения характеризуются линейным расположением скоплений, зачастую сконцентрированных в полостях залеченных трещин. Формы вакуолей неправильные, округлые или каплевидные, размер их не превышает 1 мкм. Данные включения образуют скопления от 5 до 15 единиц (рисунок 6.5).

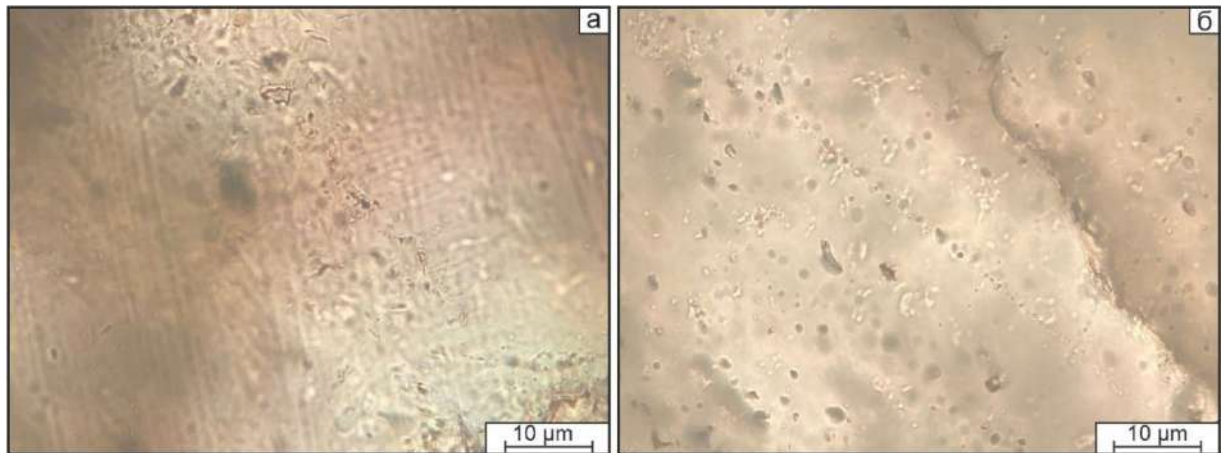


Рисунок 6.5 – Снимки вторичных (эпигенетических) флюидных включений в жильном кварце

По фазовым соотношениям при комнатной температуре в пластинах выявлены два типа включений:

- Преобладающие двухфазные ($\text{Ж MgHl}_2 \pm \text{NaCl} \pm \text{H}_2\text{O} + \text{Г CO}_2 \pm \text{HCO}_3 \pm \text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S}$);
- Однофазные ($\text{Г CO}_2 \pm \text{HCO}_3 \pm \text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ и $\text{Ж MgHl}_2 \pm \text{NaCl} \pm \text{H}_2\text{O}$).

Двухфазные включения характеризуются внутренней и внешней фазой. Внутренняя фаза представлена газом, а внешняя – жидким солевым раствором. Во включениях данного типа газовая фаза представлена как монокомпонентным составом, представленным CO_2 , CH_4 , SO_2 , H_2S , так и смесью данных газов. О щелочном и субщелочном происхождении раствора свидетельствует небольшое присутствие CO_2 или же полное его отсутствие в первичных включениях и интенсивное содержание в рудах. Размер данных включений варьирует в пределах 5...9 мкм [Николаева и др, 2024].

Однофазные включения газового (рисунок 6.6, б) или жидкого (рисунок 6.6, в) типов имеют как светлую, так и темную окраску. Размер данных вакуолей не превышает 7...8 мкм. Обычно данный тип включений образует скопления в виде линейно-вытянутых цепочек, то есть относится к первичной и вторичной генерациям [Николаева и др, 2024].



Рисунок 6.6 – Типы включений по фазовым соотношениям: двухфазные (а) Ж $\text{MgHl}_2 \pm \text{NaCl} \pm \text{H}_2\text{O} + \Gamma \text{CO}_2 \pm \text{HCO}_3 \pm \text{SO}_2 \pm \text{H}_2\text{S}$; однофазное газовое (б) $\Gamma \text{CO}_2 \pm \text{HCO}_3 \pm \text{SO}_2 \pm \text{H}_2\text{S}$, однофазное жидкое (в) Ж $\text{MgHl}_2 \pm \text{NaCl} \pm \text{H}_2\text{O}$

6.2.2. Газовые фазы флюидных включений

Методом Рамановской спектроскопии был определен состав газовой фазы в флюидных включениях. В ходе исследования изучено более 120 однофазных и двухфазных включений первичной и вторичной генераций. В газовой фазе всех включений выявлено присутствие четырех компонентов: CO_2 , HCO_3 , SO_2 , H_2S .

Пики Рамановских спектров подтвердили присутствие четырех компонентов в следующих частотных интервалах, см^{-1} :

- HCO_3 – 1265...1268;
- SO_2 – 1151...1158;
- H_2S – 2611...2632;
- CO_2 – 1271...1277.

По доминированию того или иного газа были выделены следующие типы включений, мол. %:

- сероводородные;
- существенно углекислотные;
- сернокислотные.

По проведенным исследованиям сделан вывод, что преобладающая часть проанализированных флюидных включений характеризуется монокомпонентным составом. При этом наблюдается четкая закономерность: включения безрудных участков имеют исключительно состав HCO_3 и CO_2 , а рудные участки имеют существенно углекислотный состав, в меньшем объеме отмечаются сернокислотные и сероводородные включения и единичные вакуоли зафиксированы с исключительно угольнокислотным составом. Количество CO_2 в вакуолях кварца в начале рудной стадии невелико и составляет примерно 5 вес. %, а на завершении этой же стадии возрастает до 13...15 вес. %.

6.2.3. Фазовый и химический состав растворов

Состав жидкой фазы изучен с помощью криометрических исследований (метод, связанный с отслеживанием поведения фаз во включении при охлаждении (температуре ниже 0°C)) как в первичных, так и во вторичных включениях, с преобладанием первых. Для растворов с концентрациями меньше эвтектической определена температура плавления льда в водной фазе. Температура эвтектики растворов были определены для высококонцентрированных растворов.

В процессе изучения включения сделан вывод, что химический и фазовый составы рудообразующих растворов представлены переменными соотношениями жидкой и газовой фаз. По результатам исследований установлено, что температура кристаллизации эвтектики солевой системы составляет около $-35,0^{\circ}\text{C}$, что соответствует компонентному составу $\text{MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ и фазовому составу эвтектической смеси $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{лед}$. Таким образом, флюид имел хлоридный Mg-Na состав и соленость 7...16,1 мас. % экв. NaCl, что свидетельствует о глубинности происхождения растворов.

Таблица 6.3 – Фазовый состав и температура кристаллизации эвтектики солевых систем

Компонентный состав солевых систем	Температура эвтектики, град., $^{\circ}\text{C}$	Фазовый состав эвтектической смеси
$\text{MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$	-35,0	$\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{лед}$

Полученные данные сопоставляются с полученными результатами в работах В.Ю.Прокофьева, М.А. Юдовской, И.В. Гаскова, Д.И. Горжевского.

6.2.4. Давление флюида

Давление растворов определены по методу Г. Б. Наумова. Для всех образцов жильного кварца давление флюида [Kawakami et al, 2003] установлено в интервале 205...1000 бар, со следующим распределением по вещественным комплексам, бар. (рисунок 6.7):

- 205...380 – для пострудной стадии;
- 400...615 – в кварце рудной стадии серебро-висмут-теллурид-сульфидной минеральной ассоциации;
- 630...840 – в кварце рудной стадии золото-сульфидной минеральной ассоциации;
- 850...1000 – в кварце дорудной стадии березитовой минеральной ассоциации.

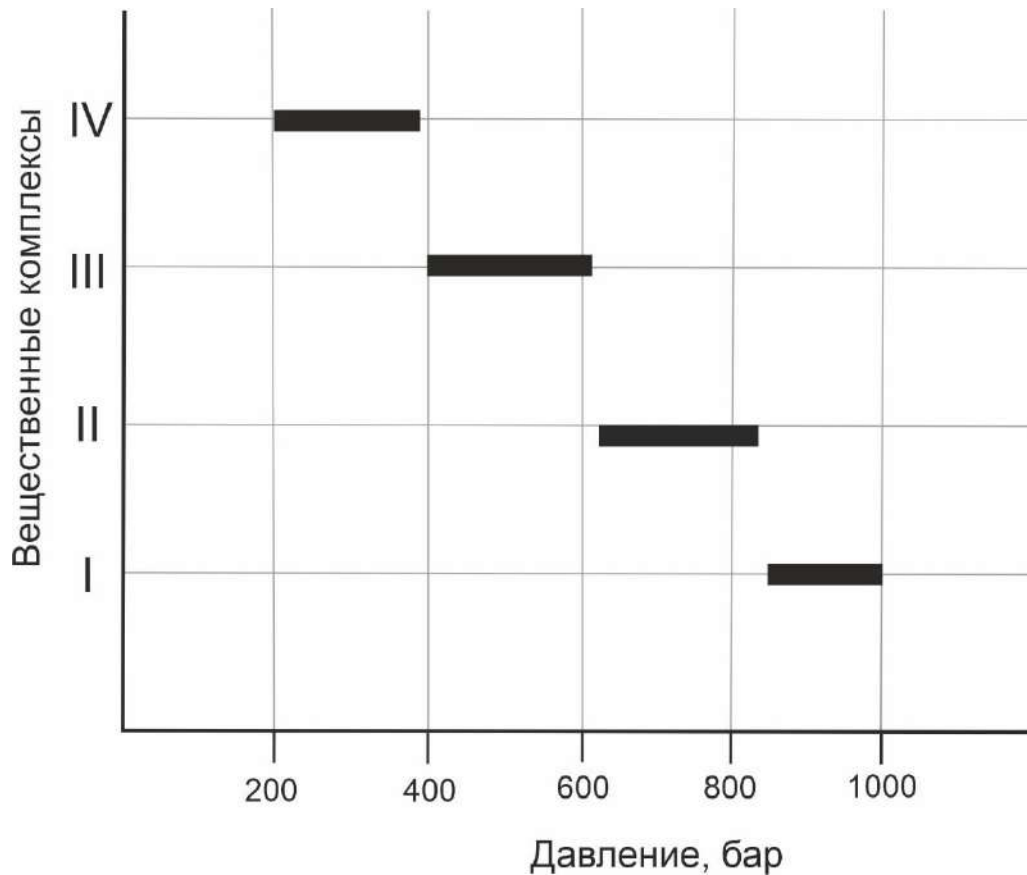


Рисунок 6.7 – Распределение значений давления во флюидах месторождения по вещественным комплексам. I – дорудная стадия, II – рудная стадия золотой-сульфидной минеральной ассоциации, III – рудная стадия серебро-висмут-теллурид-сульфидной минеральной ассоциации, IV – пострудная стадия

6.2.5. Температура минералообразования

Температура месторождения определена методом гомогенизации и эвтектики газовой-жидких включений.

В ходе эксперимента были отмечены температуры общей гомогенизации первичных и вторичных газовой-жидких включений в кварце, равняющаяся $T_h = 80 \dots 360^\circ\text{C}$. Стоит отметить, что температура образования флюидных включений была оценена только косвенно, так как их температура гомогенизации меньше, чем температура захвата.

Распределение температур происходило по следующим стадиям (рисунок 6.8):

- $80 \dots 150^\circ\text{C}$ – пострудная стадия (безрудный участок);
- $150 \dots 280^\circ\text{C}$ – рудная стадия серебро-висмут-теллурид-сульфидной минеральной ассоциации;
- $280 \dots 315^\circ\text{C}$ – рудная стадия золото-сульфидной минеральной ассоциации;
- $305 \dots 360^\circ\text{C}$ – дорудная стадия березитовой минеральной ассоциации.

Гомогенизация происходила как в жидкую, так и в газовую фазы, иногда с критическими явлениями, когда граница между газом и жидкостью дегенерировала. За счет наличия в рудах гессита, который характеризуется областью устойчивости ниже 155°C , конечные температуры кристаллизации пирита и халькопирита, с которыми теллурид серебра находится в

парагенетической ассоциации, составляли не более 155 °С. Основная масса сульфидов сформирована при температуре 150...315 °С.

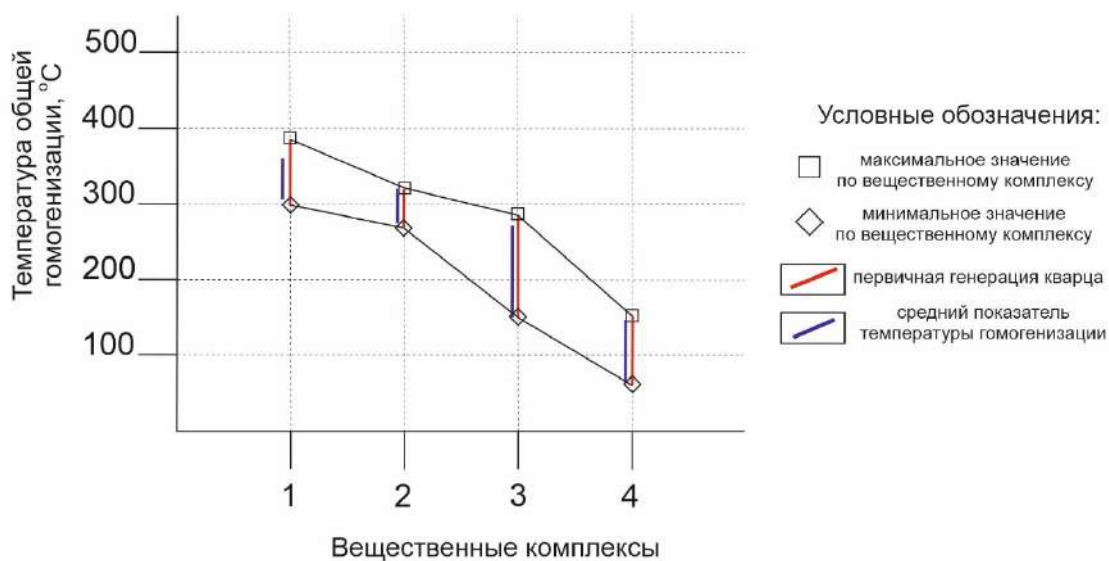


Рисунок 6.8 – Распределение крайних значений температур общей гомогенизации флюидных включений в кварце по веществным комплексам: 1 – кварц дорудной стадии; 2 – кварц рудной стадии золото-сульфидной ассоциации; 3 – кварц рудной ассоциации Ag-Bi-Te-сульфидной ассоциации; 4 – кварц пострудной стадии

6.2.6. Последовательность минералообразования

Высокотемпературный гидротермальный процесс был длительным и проявился в три последовательные стадии минералообразования [Николаева и др, 2024]: дорудную, рудную и пострудную (таблица 6.4).

В *дорудную стадию*, представленную березитоидной минеральной ассоциацией, происходило образование кварц-серицитовых, серицит-кварцевых и анкерит-серицит-кварцевых метасоматитов. На протяжении данной стадии отлагались кварц SiO₂ I генерации, анкерит Ca(Fe,Mg,Mn)(CO₃)₂ I генерации, серицит KAl₂[AlSi₃O₁₀](OH) и мусковит KAl₂[AlSi₃O₁₀](OH). На завершении стадии кристаллизовался пирит FeS₂ I генерации. Температурный диапазон минералообразования варьировал в рамках 360...305 °С. Давление флюида оценивается в интервале 1000...850 бар.

Рудная стадия представлена двумя минеральными ассоциациями: золото-сульфидной и серебро-висмут-теллурид-сульфидной. В золото-сульфидную ассоциацию формировались главные рудные минералы: пирит FeS₂ II генерации, арсенопирит FeAsS, халькопирит CuFeS₂, сфалерит ZnS, галенит PbS, тетраэдрит (Cu,Fe)₁₂Sb₄S₁₃. Также кристаллизуются молибденит MoS₂, фрайбергит Ag₆Cu₄Fe₂Sb₄S₁₃, фаматинит Cu₃SbS₄ и самородное золото Au. Среди нерудных минералов развиваются кварц SiO₂ и анкерит Ca(Fe,Mg,Mn)(CO₃)₂ II генерации. Температура минералообразования в данную ассоциацию составляла 315...280 °С, а давление минералообразующего флюида равнялось 840...630 бар.

Во вторую рудную ассоциацию, непосредственно *серебро-висмут-теллурид-сульфидную*, кристаллизовались пирит FeS₂, галенит PbS и халькопирит CuFeS₂ III генерации. Сравнительно позже предполагается образование минералов теллуру-висмутного состава, представленных строкайтом Bi₃TeS₂, ксилингоитом Pb₃Bi₂S₆, изоклейкитом (Pb₂₇(Cu,Fe)₂(Sb,Bi)₁₉S₅₇), висмутом

самородным Bi , гесситом Ag_2Te , цервеллеитом Ag_4TeS , алтаитом PbTe , плюмботеллуридом PbTeO_3 и минеральной неназванной фазой PbAg_2Te . Среди нерудных минералов отмечаются кварц SiO_2 , анкерит $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$. Температура минералообразования данной ассоциации составляла $280\dots 150^\circ\text{C}$, а давление $615\dots 400$ бар.

Пострудная стадия, представленная карбонат-кварцевой минеральной ассоциацией, завершает этап минералообразования на месторождении. В преобладающем объеме на протяжении всей стадии наблюдается кварц SiO_2 IV генерации и в ее заключении формируется анкерит $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ IV генерации. Температура образования пострудной стадии составляла менее 150°C , а давление минералообразующего флюида варьировалось в диапазоне $380\dots 205$ бар.

На основе полученных данных составлена схема последовательности минералообразования на Малеевском месторождении (таблица 6.2.) и сделаны выводы:

- Основная масса сульфидов сформирована при температуре $150\dots 315^\circ\text{C}$;
- Формирование минералов теллуру-висмутового состава отмечается в заключительную серебро-висмут-теллурид-сульфидную минеральную ассоциацию рудной стадии при температурном диапазоне $280\dots 150^\circ\text{C}$ и давлении $615\dots 400$ бар;
- Возрастной ряд отлагавшихся минеральных комплексов сформирован прямо пропорционально понижению потенциала серы, то есть сначала отмечаются дисульфиды (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит), далее формируются полисульфиды (тетраэдрит, фрейбергит, фаматинит, ксилингоит, изоклейкит) и на завершении отмечаются теллуридные и интерметаллические соединения (гессит, алтаит, электрум, цервеллеит и др.). Замыкают цепочку самородные формы выделения Au , Ag , Bi и др.

Таблица 6.4 – Схема последовательности минералообразования на Малеевском месторождении

СТАДИЯ	ДОРУДНАЯ	РУДНАЯ		ПОСТРУДНАЯ
Минеральная ассоциация	Березитовая	Золото-сульфидная	Серебро-висмут-теллурид-сульфидная	Кварц-карбонатная
Минералы				
КВАРЦ	I	II	III	IV
АНКЕРИТ	I	II	III	IV
СЕРИЦИТ	I	II	III	IV
ПИРИТ	I	II	III	IV
АРСЕНОПИРИТ		II	III	IV
ХАЛЬКОПИРИТ		I	II	IV
МОЛИБДЕНИТ			III	IV
СФАЛЕРИТ			II	IV
ГАЛЕНИТ		I	II	IV
ТЕТРАЭДРИТ				IV
МАРКАЗИТ				IV
ГУДМУНДИТ				IV
ДИГЕНИТ				IV
САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО				IV
ФАМАТИНИТ				IV
ФРАЙБЕРГИТ				IV
ИЗОКЛЕЙКИТ				IV
НИСБИТ				IV
КСИЛИНГОИТ				IV
ВИСМУТ				IV
ССТРОКАИТ				IV

Продолжение таблицы 6.4

СТАДИЯ	ДОРУДНАЯ	РУДНАЯ		ПОСТРУДНАЯ
Минеральная ассоциация	Березитовая	Золото-сульфидная	Серебро-висмут-теллурид-сульфидная	Кварц-карбонатная
Минералы				
ФАЗА PbAg₂Te ГЕССИТ АРГЕНИТ ПЛЮМБОТЕЛЛУРИТ АЛТАИТ ЦЕРВЕЛЛЕИТ			— — — — —	
Т °С	360...305	315...280	280...150	150...80
Давление, бар	1000...850	840...630	615...400	380...205
Соленость, мас. % экв. NaCl	6,6...4,5	12,4...7	16,1...13,5	6...2,1
Состав растворов	H ₂ O+NaCl	H ₂ O+MgCl ₂ +CO ₂	H ₂ O+NaCl+MgCl ₂ +CO ₂	H ₂ O+NaCl
Тектонические подвижки, интенсивность их проявления	↑	↑	↑	↑
Текстуры	Сплошная, вкрапленная, прожилковая, гнездовая			
Структуры	Идио-алло-гипидиоморфнозернистая, лепидо-гетеро-гранобластовая, коррозионная, эмульсионная, цементная, решетчатая, графическая, метаколлоидная, реликтовая, осколочная, ситовидная, пойкилитовая, структура распада твердых растворов.			

6.3. Сравнение температурных характеристик месторождений

Для месторождений Абыз и Малеевское гидротермальный этап минералообразования соответствует трем стадиям. Образование основной массы руды происходит в рудную стадию, которой соответствуют свои минеральные ассоциации (комплексы) на каждом месторождении (рисунок 6.9). Сравнивая температурные характеристики минералообразования колчеданных руд месторождений, можно сделать вывод, что руды месторождения Абыз относятся к низкотемпературным, а руды месторождения Малеевского к мезотермальным.

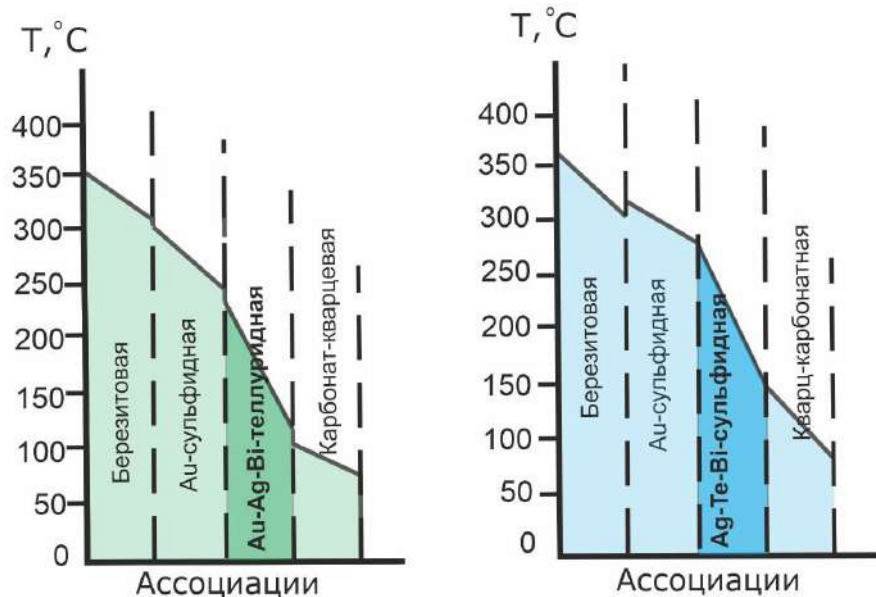


Рисунок 6.9 – Температурные режимы минералообразования в колчеданных месторождениях

На основании вышесказанного представлено второе защищаемое положение: *на месторождении Абыз теллуру-висмутовая минерализация кристаллизовалась в заключительную золото-серебро-висмут-теллуридную минеральную ассоциацию рудной стадии при температурном диапазоне 236...113 °С и давлении 550...300 бар. На Малеевском месторождении наблюдается формирование минералов теллуру-висмутового состава в заключительную серебро-висмут-теллурид-сульфидную минеральную ассоциацию рудной стадии при температурном диапазоне 280...150 °С и давлении 615...400 бар.* В отличие от рудообразующих минералов, минералы теллуру-висмутового состава на месторождениях Абыз и Малеевское характеризуются более низкими температурами образования. В связи с этим теллур и висмут способны накапливаться в низкотемпературных эвтектических расплавах, из которых кристаллизуются легкоплавкие теллуриды, висмутиты и сульфосоли.

Также проведенные исследования показали, что формирование каждой стадии на месторождениях происходило при определенных физико-химических и термодинамических режимах: отмечена смена температур, давлений, концентраций растворенных солей, состава газов и их количества от стадии к стадии.

ГЛАВА 7. ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТЕЛЛУРО-ВИСМУТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОГО И РУДНО-АЛТАЙСКОГО ПОЯСОВ

Для повышения эффективности обработки колчеданных месторождений на перспективу необходимо взять постоянное восполнение запасов минерального сырья. С позиции современной геодинамики определены условия образования и особенности развития теллуру-висмутовой минерализации в колчеданных месторождениях Казахстана, сформированных в островодужных геодинамических обстановках (рисунок 7.1), на примере двух месторождений:

- Малеевское, приуроченное к Рудно-Алтайской островной дуге на континентальной коре;
- Абыз, сформированное на Чингиз-Тарбагатайской островной дуге на океанической дуге.

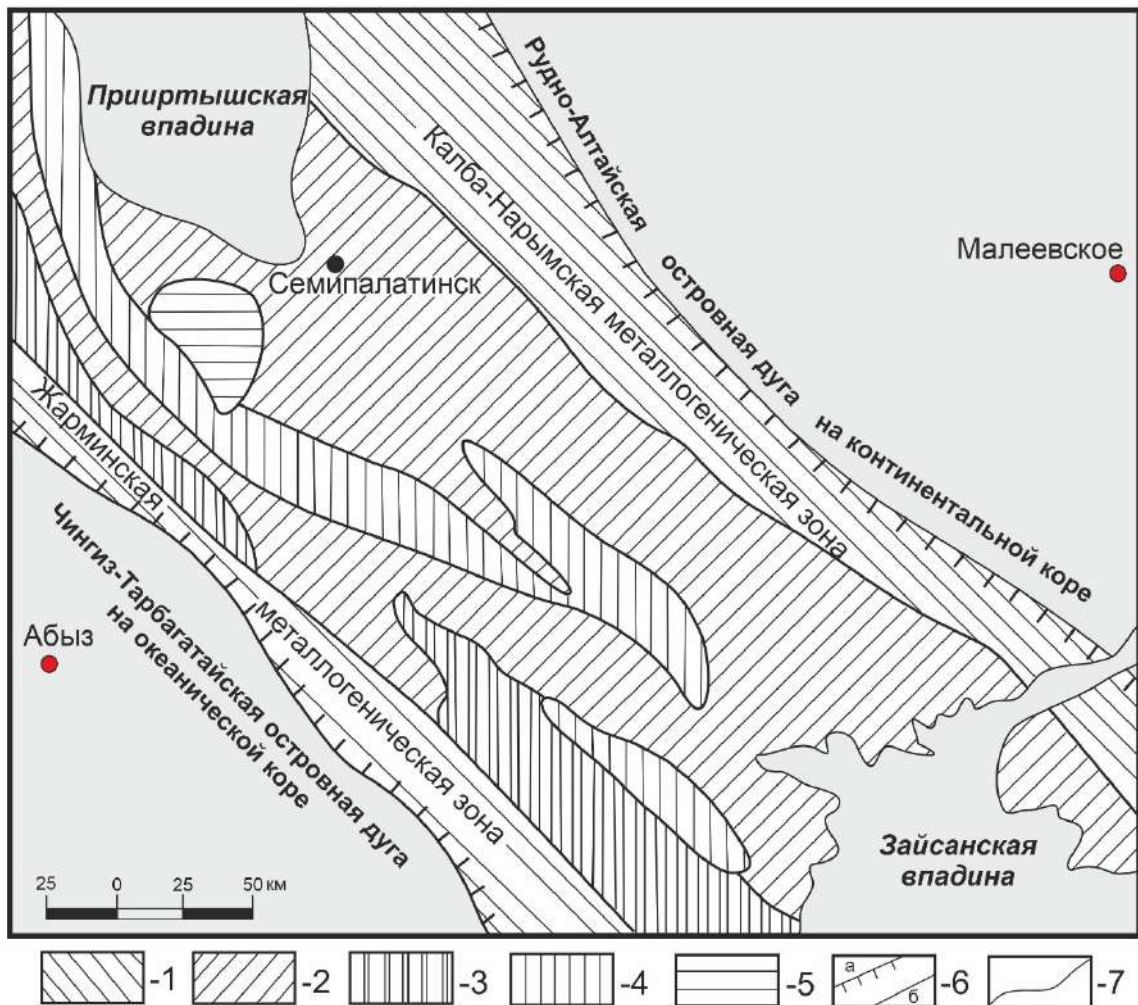


Рисунок 7.1 – Схематическое металлогеническое районирование Восточной и Центральной части Казахстана [Мирошниченко и др, 2005 с дополнениями автора исследования]. Условные обозначения: 1 – энциалические блоки зоны коллизии, 2 – энциматические блоки зоны коллизии, 3 – терейны карбоновой островной дуги; 4 – сутура коллизионной зоны, 5 – область триасового континентального магматизма, 6 – границы коллизионной зоны (а) и блоков на различном основании (б), 7 – прочие геологические границы

Выполненные анализы показали четкое различие металлогении колчеданных месторождений, приуроченных к палеоокеаническим и палеоконтинентальным структурам

Казахстана. По полученным результатам исследования можно сделать вывод, что ресурсный фонд энсиалических и энсиматических комплексов Казахстана могут дополнить такие элементы-спутники как полуметалл Те и металл Вi, при этом для энсиалических комплексов отмечается преобладание висмутового элемента, а для энсиматических – теллурического (рисунок 7.2).

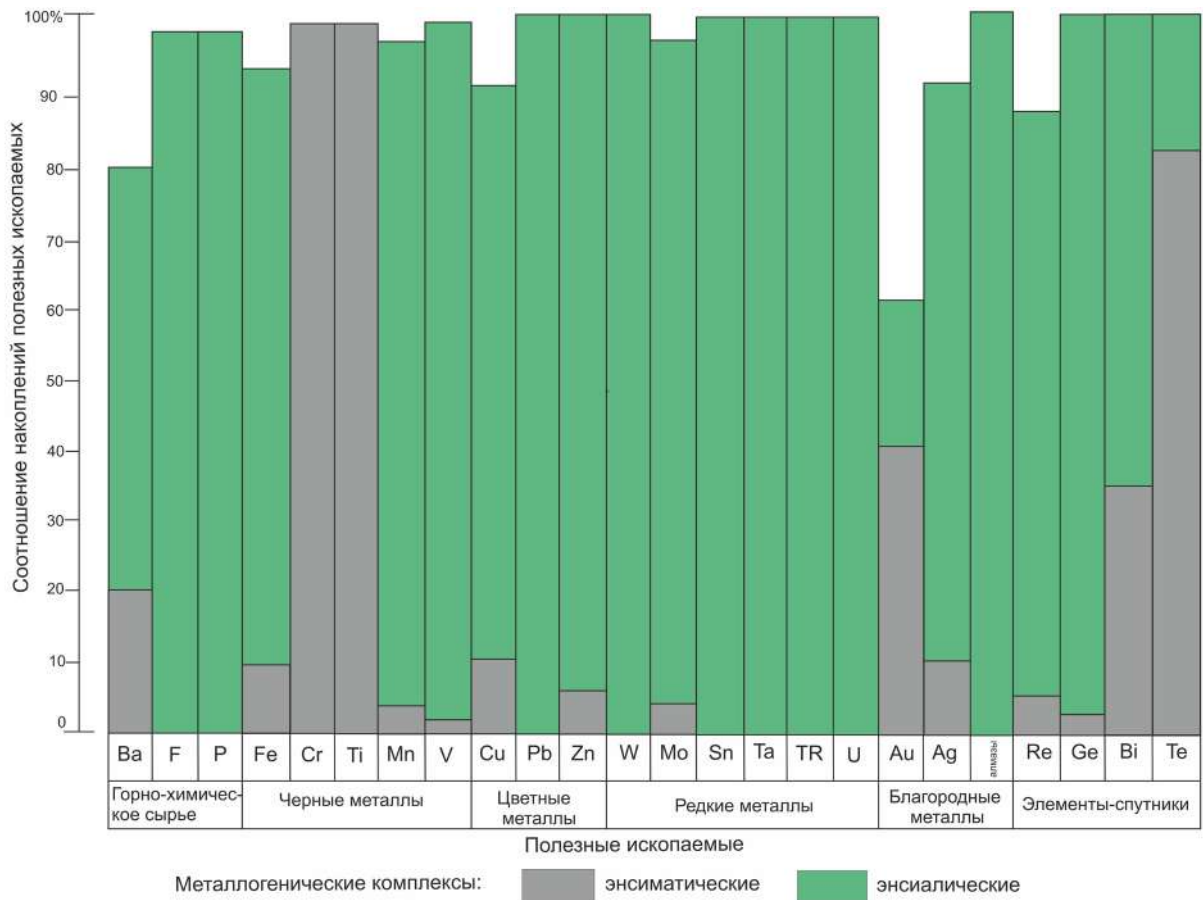


Рисунок 7.2 – Распределение ресурсного фонда энсиматических и энсиалических металлогенетических комплексов Казахстана [Мазуров, 2003 с дополнениями автора исследования]

Реализация данных прогнозов будет способствовать укреплению минерально-сырьевой базы Казахстана. Глубокое понимание особенностей распределения теллурико-висмутовой минерализации в рудах колчеданных месторождений Казахстана, сформированных в геодинамических обстановках, может позволить улучшить комплексную разработку и использование минеральных ресурсов страны в виде мощной технической поддержки, связанной с внесением корректировок в схему обогащения руд.

Чингиз-Тарбагатайская энсиматическая островодужная система является наиболее крупной структурой западной части Центрально-Азиатского пояса, развитие которой происходило на протяжении кембрия и ордовика [Дегтярев и др, 2023]. В современной структуре этой части пояса комплексы Чингиз-Тарбагатайской системы участвуют в строении Божекуль-Чингизской складчатой области, где приурочены к ряду зон северо-западного простирания, различающихся возрастом, особенностями строения и состава пород. Чингиз-Тарбагатайская зона Восточного Казахстана, согласно современным геодинамическим представлениям, является фрагментом раннесреднепалеозойской активной окраины Казахстанского палеоконтинента, где происходило

взаимодействие со структурно-вещественными комплексами Обь-Зайсанского океанического бассейна [Щерба и др, 2000]. Закрытие Обь-Зайсанского бассейна происходило в конце раннего карбона и было связано с коллизией Казахстанского и Сибирского континентов с формированием Алтайской коллизионной системы герцинид [Царева и др, 2023].

В пределах **Чингиз-Тарбагатайской островной дуги** известно более 20 колчеданных месторождений, вещественный состав которых схож с составом руд месторождения Абыз. Прежде всего это месторождения Майкаинской группы, (Малый и Большой Майкаин, участки А и В, Красная Горка, Придорожное), расположенной в Баянаульском районе Павлодарской области (рисунок 7.3).

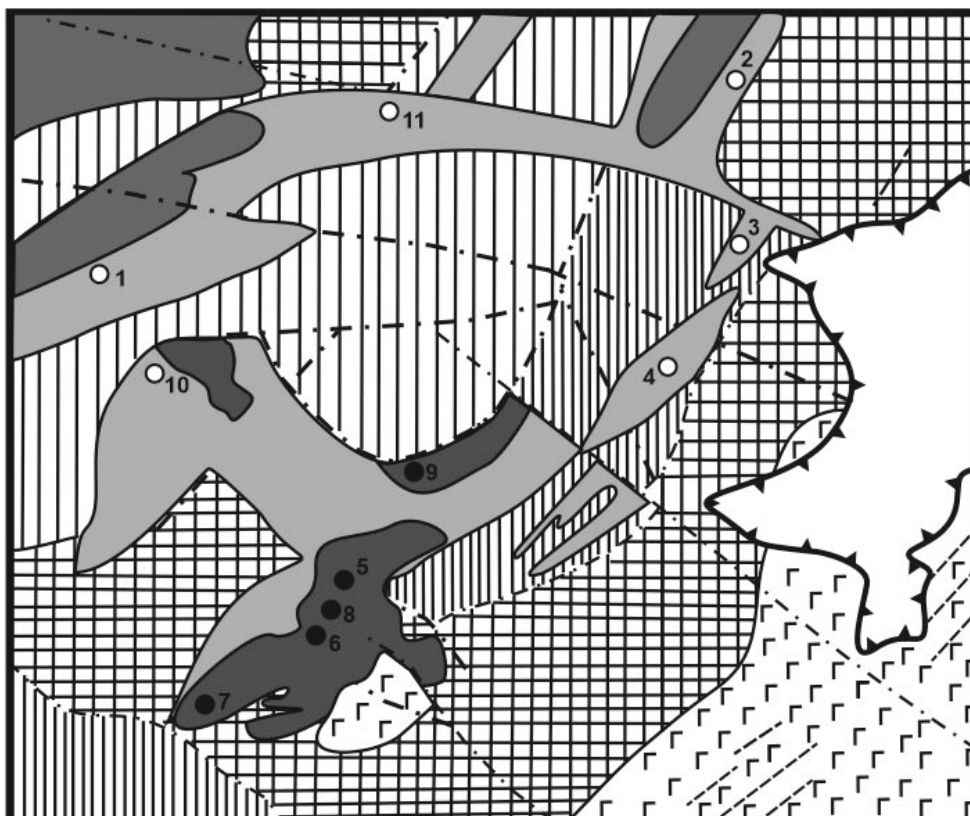


Рисунок 7.3 – Схема Майкаинского рудного поля [Беспавев и др, 1997]. Условные обозначения: 1 – агрейская свита верхняя (а) и нижняя (б) подсвиты, 2 – субвулканические габбро-диабазы джангабульской свиты; 3 – джангабульская свита; 4 – дайки габбро-диабазов, габбро-диоритов; 5 – разломы; 6 – колчеданно-полиметаллические руды; 7 – барит-полиметаллические руды; 8 – месторождения и рудопроявления: Майкаин Большой (1), Малый (2), А (3), В (4), С (5), Д (6), Е(7), Г (8), Первомайское (9), Красная Горка (10), Придорожное (11), 9 – отвал карьера

Месторождения данного типа состоят из сингенетичных, массивных или полумассивных сульфидных линз или пластов. Колчеданные залежи, в основном сложены пиритом с подчиненным количеством медных минералов (преимущественно халькопирит и в меньшем объеме блеклая руда), галенита, сфалерита, арсенопирита, кварца и барита. Основные компоненты руд: золото, серебро, медь, свинец, сера пиритная, барит. Месторождения имеют низко-средние показатели Au (0,5...2,9 г/т) и средние-высокие содержания Cu (1,3...5 г/т), что позволяет отнести их по запасам к месторождениям среднего типа [Рафаилович, 2010]. Схожие вещественные параметры рудных тел месторождений Майкаинского типа с месторождением

Абыз, а также приуроченность их к одноименной островной энсиматической дуге, позволяют спрогнозировать возможность попутной добычи в них теллура из колчеданных руд.

Основные промышленные колчеданные месторождения Рудного Алтая сформировались в геодинамической обстановке, соответствующей зрелым внутренним островным дугам и по металлогеническому районированию объединяются в региональный Рудноалтайский пояс или Рудный Алтай, представляющий из себя активную континентальную окраину Алтае-Саянской складчатой области. [Нехорошев и др, 1977]. В S-D на месте Иртышского глубинного разлома функционировала внутриконтинентальная Прииртышская рифтогенная зона, северо-восточным плечом которой является Рудный Алтай, представляющий собой зону базификации сиалической коры. На этапе закрытия в фаменское время здесь образовалась энсиалическая островная дуга. На северо-восточном борту, на границе с Горным Алтаем размещался линейный внутриконтинентальный Северо-Восточный рифт, в котором также сформировались колчеданные месторождения.

В пределах **Рудно-Алтайской островной дуги** выделяются колчеданные месторождения Зырянского рудного узла (Греховское, Снегиревское, Осочихинское, Майско-Зырянское, Путинцевское, Заводинское, Майское, Зырянское, Богатыревское, Парыгинское, Бухтарминское) аналогичные по вещественному составу с изученным месторождением Малеевским, приуроченным также к данному рудному узлу (рисунок 7.4).

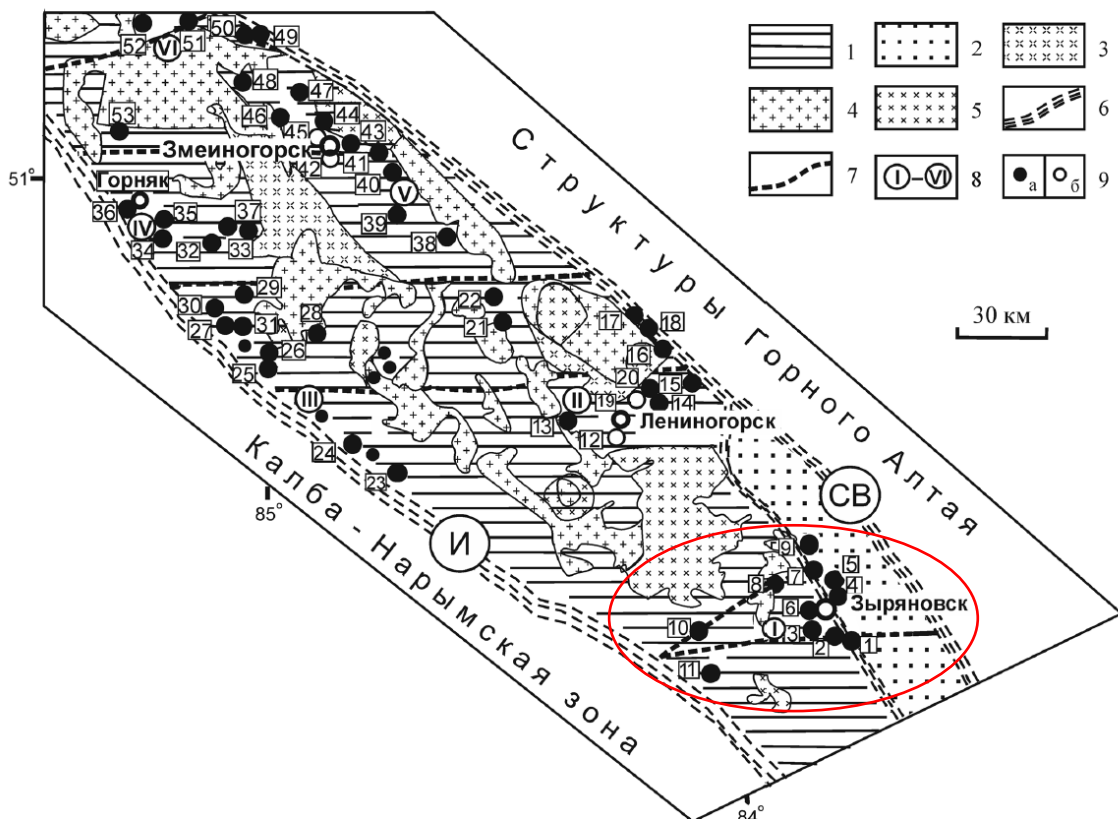


Рисунок 7.4 – Структурно-формационная схема Рудного Алтая [Гаськов, 2015]. Условные обозначения: 1 – средне-верхнедевонские островодужные вулканогенно-осадочные образования Рудного Алтая; 2 – отложения Белоубинско-Маймырского задугового прогиба; 3 – доэйфельский комплекс (D₂): диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты; 4 – средне-верхнекаменноугольные (2-3) гранодиориты, диориты, плагиограниты и адемелиты

(Змеиногорский комплекс); 5 – верхнепермские–нижнетриасовые (P₂–T₁) порфиридные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты (Калбинский комплекс); 6 – основные разломы, разделяющие складчатые системы (И – Иртышская, СВ – Северо-Восточная зоны смятия); 7 – поперечные разломы; 8 – рудные районы; 9 – месторождения: а – колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные, б – барит-полиметаллические. I – Зыряновский рудный район, месторождения: 1 – Греховское, 2 – Снегиревское, 3 – Зыряновское, 4 – Богатыревское, 5 – Осочихинское, 6 – Майско-Зыряновское, 7 – Путинцевское, 8 – Парыгинское, 9 – Малеевское, 10 – Заводинское, 11 – Бухтарминское

Формы рудных тел практически всех месторождений имеют схожие черты строения. Оруденение в них характеризуется телами различной морфологии: жилообразными, столбообразными, контролируемыми пересечениями разломов, линзовидными и неправильной формы гнездами. Внутри массивных сульфидных линз отмечаются осадочные и слоистые структуры. Колчеданное оруденение на рудноалтайских месторождениях слагает стратифицированные рудные залежи пластообразной и линзовидной форм среди горизонтов теригенно-осадочных пород. Основная часть руд сформировалась синхронно с образованием девонских вулканогенно-осадочных отложений и флюидално-порфиридных комплексов большинством авторов (Щерба Г. Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Попов В. В., Стучевский Н. И., Демин Ю. И. и др) выдвинут термин вулканогенно-осадочные или гидротермально-осадочные. За счет этого рудные тела имеют субпластовую или лополитообразную форму, уходя своими корнями в зоны магмоподводящих глубинных разломов, расположенных по периферии крупных вулканотектонических поднятий.

Минеральный состав руд в основном представлен пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, молибденитом и кварцем. Основные компоненты руд: золото, серебро, медь, свинец. Помимо данных компонентов присутствуют элементы-примеси, представленные кадмием, ртутью, молибденом, кобальтом, мышьяком, сурьмой, селеном и никелем [Мазуров, 2003]. Часть месторождений Зыряновского рудного района (Долинное, Тишинское, Зыряновское) характеризуются повышенными содержаниями Au (0,5...5,0 г/т) и низкими Cu (0,1...0,6 г/т), а другая часть (Греховское, Майское, Бухтарминское и др.) наоборот – средними и высокими содержаниями Cu (1,3...5%) и низкими-средними Au (0,4...3%), на основании этого колчеданные месторождения данного узла по запасам относятся к среднему типу [Рафаилович, 2010]. За счет аналогичных вещественных характеристик оруденения месторождения Малеевское с месторождениями Зыряновского рудного района можно прогнозировать в них потенциал попутной добычи висмута из руд.

Исходя из вышесказанного дана прогнозная оценка перспективности распространения Te-Vi минерализации в колчеданных месторождениях, сформированных в энсиматических и энсиалических дугах, где для колчеданных месторождений Рудно-Алтайской островной дуги отмечается преобладающее содержание висмута, а для колчеданных месторождений Чингил-Тарбагатайской островной дуги – доминирование теллура. Этот вывод, с учетом степени распространения колчеданных месторождений, формировавшихся в разных геодинамических обстановках, позволил положительно оценить перспективы создания минерально-сырьевой базы висмута и теллура в Республике Казахстан.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С позиции современной геодинамики были определены условия образования и особенности развития теллуру-висмутовой минерализации в колчеданных месторождениях Казахстана, сформированных в островодужных геодинамических обстановках.

Сравнение вещественного состава колчеданных руд месторождений Малеевское (Рудноалтайская энсиалическая островная дуга) и Абыз (Чингиз-Тарбагатайская энсиматическая островная дуга) показало многие черты их сходства и различия. Руды месторождений имеют сходные текстурно-структурные характеристики и минеральный состав, но отличаются количественными параметрами рудных минералов и элементным составом. В рудах месторождений диагностировано многообразие теллуру-висмутовой минерализации, фиксирующейся в виде самостоятельных минералов, представленных сульфидами, оксидами, сульфосолями, теллуридами и самородными формами выделения.

Систематизация и обобщение известных и новых данных о Te-Vi минерализации позволили установить их видовое разнообразие в колчеданных месторождениях, сформированных в островодужных палеосистемах на территории Казахстана.

Впервые для руд месторождения Абыз диагностированы такие минералы как калаверит $AuTe_2$, ченгуодаит $Ag_9FeTe_2S_4$, раклиджит $(Bi, Pb)_3Te_4$ и штютцит Ag_5Te_3 . Помимо этого отмечается, что золото в колчеданных рудах находится не только в виде самородного разной пробы и электрума $AuAg$, но и входит в состав теллуридов, представленных калаверитом $AuTe_2$ и петцитом Ag_3AuTe_2 . Ранее данный фактор не принимался во внимание при разработке технологической схемы, что, вероятно, могло являться одной из причин потери некоторой части золота при обогащении руд.

В рудах Малеевского месторождения впервые обнаружены плюмботеллурид $PbTeO_3$, цервеллеит Ag_4TeS , ксилингоит $Pb_3Bi_2S_6$ и неидентифицированный минерал с обобщенной формулой $PbAg_2Te$.

Месторождения имеют многостадийное формирование и близкий механизм рудоотложения. На основе термобарогеохимических исследований флюидных включений обоснованы физико-химические параметры формирования теллуру-висмутовой минерализации и реконструированы схемы последовательности минералообразования. В результате чего сделан вывод, что минералы теллура и висмута на месторождениях формировались на завершении рудной стадии гидротермального этапа минералообразования. На месторождении Абыз теллуру-висмутовая минерализация кристаллизовалась в заключительную золото-серебро-висмут-теллуридную минеральную ассоциацию рудной стадии при температурном диапазоне 236...113 °С и давлении 550...300 бар. На Малеевском месторождении наблюдается формирование минералов теллуру-висмутового состава в заключительную серебро-висмут-теллурид-сульфидную минеральную ассоциацию рудной стадии при температурном диапазоне 280...150 °С и давлении 615...400 бар. На основании полученных результатов сделан вывод, что колчеданные руды месторождения, сформированного на энсиматической островной дуге, являются низкотемпературными, а руды месторождения, приуроченного к энсиалической островной дуге, можно считать мезотермальными.

На территории Казахстана для колчеданных месторождений установлена пространственная связь теллуру-висмутового оруденения с геодинамическими обстановками: для месторождений,

приуроченных к палеоокеаническим структурам, наблюдается преобладание теллурического элемента, а для континентальных рифтов – висмутового. На основании полученных данных оценены перспективы на попутную добычу и извлечение теллура и висмута из колчеданных руд месторождений Майкаинской группы и Зыряновского рудного узла.

Комплексное исследование распределения теллурического-висмутового минерализации в колчеданных месторождениях Казахстана также дает возможность более точного регулирования технологических процессов и оптимизации качества конечного продукта, за счет попутного извлечения теллура и висмута, что, несомненно, повышает эффективность и рентабельность производства цветных металлов. Помимо этого, извлечение данных элементов, являющихся по сути поллютантами, является одним из способов снижения негативного воздействия на окружающую среду хвостохранилищ обогатительных фабрик.

Таким образом, полученные результаты данного научного исследования имеют как научное, так и прикладное значение.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта FSWW–2023–0010.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованные

1. Абдулин, А.А. Металлогения и общие ресурсы Казахстана / А.А. Абдулин, А.Е. Шлыгин. – Алма-Ата: Наука, 1988. – 176 с.
2. Абдулин, А.А. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая [Труды совещаний] / А.А. Абдулин, Н.Л. Бубличенко, В.М. Волков, Д.И. Горжевский, М.И. Казанцев, А.К. Каюпов, В.С. Кузбный, В.И. Титов, Л.М. Трубников, П.И. Хохлов, Б.Л. Чепрасов, Г.Н. Щерба, Г.Ф. Яковлев. – Алма-Ата: «Наука» КазССР, 1977. – 304 с.
3. Адамов, Э.В. Основы проектирования обогатительных фабрик / Э.В. Адамов. – М.: Изд-во Дом МИСиС, 2012. – 647 с.
4. Асамбаева, А.Б. Геология и полезные ископаемые Рудного Алтая Лениногорского и Зырянского месторождений полиметаллических руд (Восточный Казахстан) / А.Б. Асамбаева, М.М. Рустембеков // Сборник статей XXXVI международной научно-практической конференции «Advances in Science and Technology». – М: «Научно-издательский центр «Актуальность.РФ», 2021. – С.115–118.
5. Байбатша, А.Б. Модели месторождений благородных металлов: Монография / А.Б. Байбатша. – Алма-Ата: КазНТУ, 2014. – 452 с.
6. Байболова, Ш.Ж.. Геология и типы руд месторождения Абыз. Проблемы геологии и освоения недр. Труды XXIII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию со дня рождения академика К.И. Сатпаева, 120-летию со дня рождения профессора К.В. Радугина / Ш.Ж. Байболова, А.К. Мазуров, Т.В. Кряжева. – Томск: Томский Политехнический университет, 2019. – С. 140–142.
7. Баратов, Р. Т. Кольцевые структуры Центрального Казахстана и их рудоносность по данным обработки материалов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ)»: дисс. на соиск.уч. степени д.ф. / Баратов Рефат Талхатжанович. – Алма-Ата, 2020. – 136 с.
8. Беспаяев, Х. А. Месторождения золота Казахстана. Справочник / Х.А. Беспаяев, В.А. Глоба, В.М. Абишев, Н.Я. Гуляева. – Алма-Ата: Информационно-аналитический центр геологии Республики Казахстан, 1997. – 232 с.
9. Бестемьянова, К.В. Минералогия барит-полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) / К.В. Бестемьянова, О.М. Гринев // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – Т.332. – № 9. – С.210–222.
10. Бетехтин, А. Г. Курс минералогии: учебное пособие / А. Г. Бетехтин. – М.: КДУ, 2007. – 721 с.
11. Болдырева, Г.Ю. Метасоматические преобразования рудовмещающих пород зоны «Холодная» Малеевского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай): маистерская дисс. На соиск. ст. магистра геологии / Болдырева Галина Юрьевна. – Томск, 2019. – 66 с.
12. Борисенко, А. С. Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии. Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений / отв. ред. Н. П. Лаверов. – М.: Недра, 1982. – С. 37–46.
13. Борисенко, А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии / А. С. Борисенко // Геология и геофизика. – 1977. – №8. – С. 16–27.

14. Борнеман-Старынкевич, И.Д. Руководство по расчету формул минералов / И. Д. Борнеман-Старынкевич. – М.: Наука, 1964. – 224 с.
15. Викентьев, И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд / И. В. Викентьев. – Москва: Научный мир, 2004. – 344 с.
16. Гаськов, И. В. Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала / И. В. Гаськов // Литосфера. – 2015. – №2. – С. 17–39.
17. Генезис колчеданных месторождений Верхнеуральского Рудного района (Южный Урал, Россия): свидетельства магматического вклада металлов и флюида / В. С. Карпухина, В. Б. Наумов, И. В. Викентьев // Геология рудных месторождений. – 2013. – Т. 55. – №2. – С.145–165.
18. Геология и металлогения сутурных зон Большого Алтая и оценка их перспектив / Б.А. Дьячков, З.И. Черненко, О.Н. Кузьмина, Н.П. Майорова // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Материалы межд. Конференции – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2010. – С. 30–31.
19. Гибшер, Н.А. Характер распределения углекислоты в кварцевых жилах участка Южный кварц-золоторудного месторождения Жолымбет (Северный Казахстан) / Н.А. Гибшер, А.А. Томиленко // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. – Новосибирск, 199. – Вып. 3. – С. 101–116.
20. Гусев, А.И. Висмутовое оруденение Республики Алтай: типизация и прогнозная оценка / А.И. Гусев, Н.И. Гусев // Геолого-минералогические науки. – 2013. – №3. – С. 52–57.
21. Горячев, Н. А. Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения / Н. А. Горячев, Г. Н. Гамянин // Золоторудные месторождения Востока России. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. – С. 50–62.
22. Даукеев, С.Ж. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Металлогения. Том II. МЕТАЛЛОГЕНИЯ / С.Ж. Даукеев, Б.С. Ужкенов, А.А. Абдулин, Л.А. Мирошниченко, Н.М. Жуков, А.К. Мазуров, Х.А. Беспяев, В.М. Долгополов, С.А. Акылбеков, Т.М. Жаутиков, Ф.Г. Губайдулин. – Алма-Ата: Информационно-аналитический центр геологии и минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2002 г. – 272 с.
23. Дегтярев, К.Е. Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозоидах Казахстана / К.Е. Дегтярев, А.В. Рязанцев // Геотектоника. – 2007. – №1. – С. 71–96.
24. Дегтярев, К. Е. Древнейшие гранитоиды Чингиз-Тарбагатайской палеостроводужной системы (Восточный Казахстан): обоснование возраста и особенности состава / К. Е. Дегтярев, А. А. Третьяков, М. В. Лучицкая, Н. Л. Вахтина, Е. Б. Сальникова // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – 2023. – № 21. – С. 69–71.
25. Дир, У.А. Породообразующие минералы: в 5 т. / У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж.Зусман. – М.: Мир, 1966. – Т. 3. – 317 с.
26. Дир, У.А. Породообразующие минералы: в 5 т. / У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж.Зусман. – М.: Мир, 1966. – Т. 5. – 408 с.
27. Долгов, Ю.А. Флюидный режим формирования и термобарогеохимические критерии золотоносности кварцевых жил в метаморфических породах / Ю.А. Долгов, А.А. Томиленко, Н.А. Гибшер // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. – 1990. – №1. – С. 7–19.

28. Дьячков, Б.А. К проблеме формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая / Б.А. Дьячков, М.А. Мизерная, А.П. Пяткова, А.Е. Бисатова, А.П. Мирошникова, О.Н. Кузьмина, Н.А. Зиманская, Т.А. Ойцева, З.А. Черненко // Отечественная геология. – 2021. – № 5. – С. 3–16.
29. Дьячков, Б.А. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив / Б.А. Дьячков, Д.В. Титов, Е.М. Сапаргалиев // Геология рудных месторождений. – 2009. – Т. 51. – № 3. – С. 222–238.
30. Дюсембаева, К.Ш. Минералого-геохимические особенности руд золото-колчеданно-медно-цинкового месторождения Абыз: Центральный Казахстан: диссертация к. геол.-м. наук / Куляш Шарановна Дюсембаева.– Алма-Ата, 1992. – 221 с.
31. Дюсембаева, К.Ш. Микроскопическое исследование руд золота: Учеб. Пособие / К.Ш. Дюсембаева. – Алма-Ата: КазНТУ, 2011. – 135 с.
32. Ермаков, Н.П. Термобарогеохимия / Н.П. Ермаков, Ю.А. Долгов. – М.: Недра, 1979. – 272 с.
33. Естегнеева, Н.А. Оценка экотоксичности тяжелых металлов, металлоидов и неметаллов, содержащихся в отходах предприятий горной промышленности / Н.А. Естегнеева, С.И. Колесников, Т.В. Минникова, А.Н. Тимошенко // ГИАБ. Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2023. – № 5–1. – С. 73–85.
34. Золото в рудах золото-колчеданного месторождения Абыз (Центральный Казахстан) / А. К. Мазуров, А. Н. Николаева, М.А. Рудмин, Т. Ю. Якич, А. С. Рубан, Ш. Ж. Байболова // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – Т. 332. – № 11. – С. 78–88.
35. Золото-полиметаллическая минерализация Риддер-Сокольского месторождения на Рудном Алтае (Восточный Казахстан) / Г.Д. Ганженко, М.А. Юдовская, И.В. Викентьев // Минералогия. – 2018. – № 4(1). – С. 8–34.
36. Золото-сульфидно-кварцевое месторождение Барсучий (Северо-Восточная Тува): минерало-геохимические особенности и условия образования / Р. В. Кужугет, И. Р. Прокопьев, А. А. Редина, Н. Н. Анкушева // Изв. ТПУ. Инжиниринг георесурсов. – 2019. – Т. 330. – № 10. – С. 181–196.
37. Итакинское золоторудное месторождение: изотопный состав, вероятные источники рудного вещества (Восточное Забайкалье) / Б.Н. Абрамов, Ю.А. Калинин, А.А. Боровиков // Геология рудных месторождений. – 2022. – №2. – С.6–22.
38. Казахстанский девонский краевой вулканический пояс / Б.Я. Журавлев, А.П. Урываева, Т.О. Федоров и др. // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. – 1977. – С. 167–183.
39. Козлов, М.С. Условия формирования Рудноалтайской металлогенической провинции / М. С. Козлов // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57. – № 4. – С. 299–326.
40. Колчеданные месторождения энсиматических островных дуг Казахстана на примере месторождения Абыз / А. К. Мазуров, М. А. Рудмин, Ш. Ж. Байболова, Т. В. Кряжева // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2020. – Т. 331. – № 4. – С. 28–37.
41. Кормушин, В.А. Метод гомогенизации газово-жидких включений в минералах / под ред. Н. Г. Сыромятникова. – Алма-Ата: Наука, – 1982. – 72 с.
42. Космоструктурная модель Зырянского рудного района (Рудный Алтай) / Ю.С. Ананьев, А.А. Поцелуев, В.Г. Житков, В.Н. Назаров, А.С. Кузнецов // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 316. – № 1. – С. 24–31.

43. Кряжев, С.Г. Современные проблемы теории и практики термобарогеохимии / С.Г. Кряжев // Руды и металлы. – 2010. – № 2. – С. 38–46.
44. Кужугет, Р.В. Состав золота и ртх-условия образования золото-сульфидно-кварцевого рудопроявления гардан-2 в березитах (восточная тува) / Р.В. Кужугет, Н.Н. Анкушева, А.А. Редина, И.Р. Прокопьев, Ю.В. Бутанаев, Х.Х. Ондар // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2019. – № 4. – С. 89–104.
45. Кужугет, Р.В. Золото-сульфидно-кварцевое месторождение Барсучий (Северо-Восточная Тува): минералого-геохимические особенности и условия образования / Р.В. Кужугет, И.Р. Прокопьев, А.А. Редина, Н.Н. Анкушева // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2019. – Т. 330. – № 10. – С. 181–196.
46. Мазуров, А.К. Металлогеническое районирование Казахстана / А. К. Мазуров // Вестник Томского политехнического университета. – 2005. – Т. 308. – № 4. – С. 33–39.
47. Мазуров, А.К. Металлогения и оценка рудоносности металлогенических комплексов островных дуг / А.К. Мазуров // Геология и охрана недр. – 2002. – № 3. – С. 2–10.
48. Макаров, А.Б. Природное напряжение состояния массива Малеевского месторождения / А.Б. Макаров, С.В. Огородников // Маркшейдерский вестник. – 2009. – №4. – С.36–39.
49. Минералы: справочник: в 4 т. / гл. ред. Ф. В. Чухров. – М.: Изд-во АН СССР, 1960–1967. – Т. 1. – 617 с.
50. Минералогические особенности рудных диагенитов России / В.В. Масленников, Н.Р. Аюпова, Н.П. Сафина, А.С. Целуйко, И.Ю. Мелекесцева, Р.Р. Лардж, Р.Д. Херрингтон, В.А. Котляров, И.А. Блинов, С.П. Масленникова, С.Г. Тессалина // Минералы. – 2019. – № 9 (3). – С. 1–38.
51. Мельников, Ф.П. Термобарогеохимия / Ф.П. Мельников, В.Ю. Прокопьев, Н.Н. Шатагин. – М.: Академ. Проект, 2008. – 222 с.
52. Минерагеническая карта Казахстана / Л.А. Мирошниченко, Н.М. Жуков, Х.А. Беспаяев, Б.С. Ужкенов, А.К. Мазуров, А.Л. Киселев, Ф.Г. Губайдулин, Т.М. Жаутиков, Э.С. Воцалевский, Д.А. Шлыгин, В.М. Пилифосов, Т.М. Шлыгина // Геология Казахстана. – 2001. – № 3/4. – С. 73–85.
53. Минералого-геохимическое разнообразие гидротермальных труб "черных курильщиков" базальтовых формаций / В.В. Масленников, С.П. Масленникова, А.С. Целуйко, А.Ю. Леин, Ю.А. Богданов // Металлогения древних и современных океанов. – 2014. – № 20. – С. 32–35.
54. Молошаг, В.П. Теллуридная минерализация колчеданных месторождений Урала: новые данные / В. П. Молошаг // Литосфера. – 2011. – №6. – С. 91–102.
55. Наумов, В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Основные физико-химические параметры природных минералообразующих флюидов / В.Б. Наумов, В.А. Дорофеева, О.Ф. Миронова // Геохимия. – 2009. – № 8. – С. 825–851.
56. Некрасова Н.А. Геология и генезис месторождения Панимба (Енисейский кряж): дис. на соис. уч. степ. к.г.-м. наук / Некрасова Наталья Александровна. – Красноярск, 2019. – 171 с.
57. Нехорошев, В.П. Геология Алтая / В.П. Нехорошев. – М.: Росгеолтехиздат, 1958. – 262 с.
58. Николаева, А. Н. Золото в рудах Вернинского месторождения (Иркутская область) / А. Н. Николаева, А. К. Мазуров // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2023. – Т. 334. – № 1. – С. 64–74.
59. Николаева, А. Н. Золотая минерализация в рудах месторождения Абыз (Центральный Казахстан) / А. Н. Николаева, Ш. Ж. Байболова // Проблемы геологии и освоения недр:

- Труды XXV Международного симпозиума имени академика М.А. Усова. Томск 6–7 апреля 2021. – Томск: Изд-во ТПУ, 2020. – Т.1. – С. 68–70.
60. Николаева, А. Н. Золотая минерализация в рудах Вернинского месторождения черносланцевых углеродистых толщ (Иркутская область) / А. Н. Николаева // XXVII Международный молодежный научный симпозиум имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр», посвященного 160-летию со дня рождения академика В. А. Обручева и 140-летию академика М. А. Усова, основателей Сибирской горно-геологической школы. – Томск: Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 2022. – Т. 2. – С. 336–337.
 61. Николаева, А.Н. Золото в рудах золото – колчеданного месторождения Абыз (Центральный Казахстан) / А.Н. Николаева // X Российская молодёжная научно-практическая Школа «Новое в познании процессов рудообразования». Сборник материалов – Электрон. дан. – М.: ИГЕМ РАН, 2021. – С. 217–218.
 62. Николаева, А.Н. Золото в сульфидных минералах месторождения Абыз / А.Н. Николаева, Ш.Ж. Байболова // Проблемы геологии и освоения недр: Материалы XXIV Международного симпозиума студентов и молодых ученых имени академика М.А. Усова, посвященного 75-летию Победы в Великой Отечественной войне. – Томск: Томский Политехнический университет, – 2020. – Т. 1. – С. 138–140.
 63. Николаева, А.Н. Метасоматическая зональность на золоторудном месторождении Вернинское / А.Н. Николаева // XXVI Международный научный симпозиум молодых ученых и студентов имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр», посвященный 90-летию со дня рождения Н.М. Рассказова, 120-летию со дня рождения Л.Л. Халфина, 50-летию научных молодежных конференций имени академика М.А. Усова. – Томск: Национальный исследовательский Томский политехнический университет. – 2022. – Т. 1. – С. 93–96.
 64. Николаева, А.Н. Минеральная форма золота в рудах месторождения Вернинское (Иркутская область) / А. Н. Николаева // XI Российская молодёжная научно-практическая Школа «Новое в познании процессов рудообразования». Сборник материалов [Электрон. дан.]. – М.: ИГЕМ РАН, 2022. – С. 188–189.
 65. Николаева, А.Н. Особенности золотой минерализации колчеданного месторождения Абыз / А.Н. Николаева, А.В. Ярчук // XII Российская молодёжная научно-практическая Школа «Новое в познании процессов рудообразования». [Электрон. дан.]. – М.: ИГЕМ РАН, 2023. – С.147–148.
 66. Николаева, А.Н. Особенности теллуру-висмутовой минерализации в колчеданных месторождениях, приуроченных к островодужным палеосистемам (Республика Казахстан) / А.Н. Николаева // XXVIII Международный научный симпозиум молодых ученых и студентов имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр», посвященный 125-летию со дня рождения академика Академии наук СССР профессора К.И.Сатпаева, 130-летию со дня рождения члена-корреспондента Академии наук СССР профессора Ф.Н. Шахова. – Томск: Изд-во ТПУ, 2024. – С. 32–34.
 67. Николаева, А.Н. Теллуру-висмутовая минерализация в рудах Малеевского колчеданного месторождения (Восточный Казахстан) / А. Н. Николаева, А. К. Мазуров // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2024. – Т. 335. – № 5. – С. 233–250.
 68. Николаева, А.Н. Теллуру-висмутовая минерализация колчеданных месторождений Казахстана / А. Н. Николаева // XII Российская молодёжная научно-практическая Школа

- «Новое в познании процессов рудообразования». [Электрон. дан.]. – М.: ИГЕМ РАН, 2022. – С. 149–152.
69. Николаева, А.Н. Теллур и висмут в колчеданных месторождениях Казахстана / А.Н. Николаева // XXXIV Молодежная научная школа-конференция памяти К.О. Кратца и Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии». – Санкт-Петербург: Свое издательство, 2023. – С. 149–152.
 70. Николаева, А. Н. Tellurides in the ores of the Abyz gold-pyrite deposit (Central Kazakhstan) / А.Н. Николаева // XXVI Международный научный симпозиум молодых ученых и студентов имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр», посвященный 90-летию со дня рождения Н.М. Расказова, 120-летию со дня рождения Л.Л. Халфина, 50-летию научных молодежных конференций имени академика М.А. Усова. – Томск: Национальный исследовательский Томский политехнический университет. – 2022. – Т. 2. – С. 336–337.
 71. Особенности вещественного состава медной минеральной ассоциации Бараньевского эпитеpmального объекта (Центральная Камчатка) / Т. Ю. Якич, Э. Р. Сарсекеева, Е. А. Синкина, А. Н. Николаева, П. Н. Максимов, Д. В. Левочская, А. В. Кутырев, П. С. Жегунов, Д. С. Буханова, М. А. Рудмин // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 333. – №12. – С. 74–87.
 72. Особенности геотектонического развития и рудоносности Южного Алтая (Восточный Казахстан) / Б. А. Дьячков, А. Е. Бисатова, М. А. Мизерная, Н. А. Зимановская, Т. А. Ойцева, Б. Б. Амралинова, С. С. Айтбаева, О. Н. Кузьмина, Г. Б. Оразбекова // Геология рудных месторождений. – 2021. – Т. 63. – №5. – С. 399–426.
 73. Особенности золото-серебро-висмут-теллуровой минерализации Аллах-Юньской металлогенической зоны (Северо-Восток России) / Г.С. Анисимова, Л.А. Кондратьева, В.Н. Кардашевская, С.К. Мустафин // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. – 2021. – Т. 26. – № 3. – С. 5–30.
 74. Оценка экотоксичности висмута по активности каталазы в зависимости от химического соединения и буферности почв / Л.В. Судбина, С.И. Колесников, Т.В. Минникова, Т.А. Тер-Мисакаянц, Е.Н. Неведомая, К.Ш. Казеев // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. – 2021. – №2 (210). – С. 126–133.
 75. Пальянова, Г. А. Физико-химические особенности поведения золота и серебра в процессах гидротермального рудообразования / Г. А. Пальянова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. – 221 с.
 76. Петров, Д.А. Особенности структуры руд Рубцовского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) / Д.А. Петров // Записки Горного института. – 2006. – Т.167. – Ч. 2. – С. 40–42.
 77. Петровская, Н. В. Самородное золото / Н. В. Петровская // – М.: Наука, 1973. – 348 с.
 78. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – 2-е изд., перераб. и доп. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008, – 200 с.
 79. Петрография и вещественный состав щелочных интрузий Чингиз-Тарбагатайской зоны Восточного Казахстана / М.Д. Царева, С.В. Хромых, П.Д. Кетлер // XXX Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика». – Иркутск: Институт земной коры, 2023. – С. 300–302.
 80. Плечов, П.Ю. Методы исследования флюидных и расплавных включений / П.Ю. Плечов / М.: Изд-во «КДУ», 2014. – 268 с.

81. Попов, В. В. Региональные палеотектонические факторы образования крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая / В. В. Попов // Геология рудных месторождений. – 1998. – Т. 40. – № 4. – С. 370–378.
82. Попов, В. В., Стучевский, Н. И., Демин, Ю. И. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая / Отв. редактор Н. И. Еремин. – М.: ИГЕМ РАН, 1995. – 414 с.
83. Попутное извлечение золота из сульфидных медных и медно-цинковых руд / М. А. Арустамян, Л. А. Немчинова, В. В. Закопайло, Д. М. Алтынаманов // Горный журнал. – 2016. – № 11. – С. 48–54.
84. Практика обогащения руд Малеевского месторождения полиметаллического и медно-цинкового типа на обогатительной фабрике ЗГОК АО «КАЗЦИНК» / С.С. Ложников, С.В. Пантелеев, Н. В. Колмагорова / Известия вузов. Горный журнал. – 2005. – № 3. – С. 102–105.
85. Проблемы восполнения минерально-сырьевой базы медно-полиметаллических руд Рудного Алтая / А.П. Пяткова, М.А. Черненко, З.И. Черненко, Б.А. Дьячков, А.П. Мирошникова // Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче: сборник тезисов докладов I молодежной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ. – Москва, 2020. – С.165–167.
86. Прокофьев, В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов (по данным исследования флюидных включений) / В.Ю. Прокофьев. – Новосибирск: наука, 2000. – 186 с.
87. Пяткова, А. П. Закономерности формирования колчеданно-полиметаллических месторождений на примере месторождения Малеевское / А. П. Пяткова, М. А. Мизерная, А. П. Мирошникова, А.В. Пятков, М. П. Половко // Вестник Восточно-Казахстанского государственного технического университета им. Д. Серикбаева. – 2018. – № 4 (82). – С. 32–38.
88. Разработка методики расчета эвтектических концентраций и температур диаграмм состояния / А.А. Ганеев, А.Р. Халиков, Р.Р. Кабиров // Вестник УГАТУ. – 2008. – Т. 11. – № 2 (29). – С. 116–122.
89. Рафаилович, М.С. Крупнотоннажные месторождения золота и цветных металлов Казахстана и соседних регионов Центральной Азии / М. С. Рафаилович // Известия НАН РК. Серия геологическая. – 2010. – № 6. – С. 12–30.
90. Реддер, Э. Флюидные включения в минералах: в 2 т. / Э. Реддер. – М.: Мир, 1987. – Т. 1. – 360 с.
91. Резникова, О.Г. Золото-теллур-висмутная минерализация в различных типах благороднометалльного оруденения железистых кварцитов и межрудных сланцев Курской серии КМА / О. Г. Резникова, В. С. Кузнецов // Вестник ВГУ. Серия: геология. – 2018. – № 2. – С. 107–114.
92. Рентгенорадиометрическая сепарация золотосодержащей руды месторождения Абыз / Р.С. Мамонов, Р.В. Маньковский, С.В. Скопов, В.С. Шемякин // Научные основы и практика переработки руд и техногенного сырья: материалы XXII Международной научно-технической конференции, 19-20 апреля 2017 г., проводимой в рамках XV Уральской горнопромышленной декады 17–26 апреля 2017 г. – Екатеринбург: Издательство «Форт Диалог-Исеть», 2017. – С. 18–23.
93. Ресурсосберегающие технологии добычи руды на Малеевском руднике Зырянского ГОКа (АО «Казцинк») / Ю.П. Гусев, Е.П. Березиков, Л.А. Крупник, Ю.Н. Шапошник, С.Н. Шапошник // Горный журнал. – 2008. – №11. – С.20–22.

94. Родыгина, В.Г. Начала минераграфии: Учебное пособие / В.Г. Родыгина. – Томск: Изд-во НТЛ, 2006. – 175 с.
95. Спиридонов, Э. М. Вулканогенные эпитегрмальные, мезотермальные, гипотермальные (ксенотермальные) месторождения золота и их минерально-геохимические особенности / Э. М. Спиридонов // Вулканизм и геодинамика. – 2009. – Т. 2. – С. 814–817.
96. Теллуридная минерализация эпитегрмального золоторудного поля Светлое (Хабаровский край) / Д.В. Левочская, Д.В. Лесняк, Т.Ю. Якич / 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. – Томск : Изд-во ТПУ, 2021. – Т. 1. – С. 98–100.
97. Технология переработки труднообогатимых медно-цинково-пиритных руд месторождения Абыз / Л.А. Немчинова, Л.А. Соловьева, С.А. Романенко // Научные основы и практика переработки руд и техногенного сырья: материалы XXIV Международной научно-технической конференции, 09-12 апреля 2019 г., проводимой в рамках XVII Уральской горнопромышленной декады 03–12 апреля 2019 г. – Екатеринбург: Издательство «Форт Диалог-Исеть», 2019. – С. 203–206.
98. Типоморфизм минералов: справочник / под ред. Л.В. Чернышевой. – М.: Недра, 1989. – 560 с.
99. Физико-химические параметры и возраст формирования Васильковского золоторудного месторождения (Северный Казахстан) / М.О. Хоменко, Н.А. Гибшер, А.А. Томиленко и др. // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 12. – С.2191–2217.
100. Характеристика металлоносных флюидов и возраст формирования золоторудного месторождения Панимба (Енисейский кряж, Россия) / Н.А. Гибшер, М.А. Рябуха, А.А. Томиленко, А.М. Сазонов, М.О. Хоменко, Т.А. Бульбак, Н.А. Некрасова // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 11. – С. 1721–1741.
101. Шилаев, В. П. Основы обогащения полезных ископаемых. Учебное пособие для вузов / В.П. Шилаев. – Москва: Недра, 1986. – 296 с.
102. Щерба, Г.Н. Большой Алтай (геология и металлогения). В 3 кн. Кн.1. Геологическое строение / Г.Н. Щерба, Х.А. Беспаяев, Б.А. Дьячков и др. – Алма-Ата: РИО ВАК РК, 2000. – 304 с.
103. Щерба, Г.Н. Большой Алтай (геология и металлогения). В 3 кн. Кн.2. Металлогения / Г.Н. Щерба, Х.А. Беспаяев, Б.А. Дьячков и др. – Алма-Ата: РИО ВАК РК, 2000. – 400 с.
104. Щерба, Г. Н. Геотектоника и металлогения / Г.Н. Щерба. – Алма-Ата: Наука, 1988. – 176 с.
105. Юдовская, М.А. Минералого-геохимические особенности и условия формирования руд Малеевского месторождения на Рудном Алтае: дис. канд. на соискание уч. степени к. геол.-минерал. Наук / Юдовская Марина Александровна. – Усть-Каменогорск, 1984. – 209 с.
106. Ярцев, Е.И. Геологическое строение и условия формирования Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения, Южный Урал: автореф. дис. на соиск. науч. степ. канд. геол.- минерал. наук. – Москва, 2017. – 150 с.
107. Afifi, A. M. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria / A. M. Afifi, W. C. Kelly, E. J. Essene // *Economic Geology*. – 1988. – V. 83. – P. 377–394.
108. Ahmad, M. Mineralogical and geochemical studies of the Emperor gold telluride deposit, Fiji / M. Ahmad, M. Solomon, J. L. Walshe // *Economic Geology*. – 1987. – V. 82. – P. 345–370.

109. Bodnar, R. J. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions Fluid inclusions in minerals: methods and applications / R. J. Bodnar, M.O. Vityk // Pontignana-Siena. – 1994. – P. 117–130.
110. Bujtor, L. Bacteria-Driven Fossil Ecosystems as Paleoindicators of Active Continental Margins and the Role of Carbonate Sediment-Hosted Vents in Geodynamic Reconstructions / L. Bujtor, I. Gyollai, M. Szhabo, I. Kovacs, M. Polgari // Minerals. – 2024. – V. 14 (25). – P. 1–22.
111. Ciobanu, C.L. Telluride and selenide minerals in gold deposits – How and why? / C.L. Ciobanu, N.J. Cook, P.G. Spry // Mineralogy and Petrology. – 2006. – V. 87. – P. 163–169.
112. Dare, S.A.S. Mineralogy and geochemistry of Cu-Rich ores from the McCreeley east Ni-Cu-PGE deposit (Sudbury, Canada): implications for the behavior of platinum group and chalcophile elements at the end of crystallization of a sulfide liquid / S.A.S. Dare, S.-J. Barnes, H. M. Prichard, P.C. Fisher // Economic Geology. – 2014. – V. 109. – P. 343–366.
113. Etschmann, B.E. The role of Te (IV) and Bi (III) chloride complexes in hydrothermal mass transfer: An X-ray absorption spectroscopic study / B.E. Etschmann, W. Liu, A. Pring, P.V. Grundler, B. Tooth, S. Borg, D. Testemale, D. Brewe, J. Brugger // Chemical Geology. – 2016. – V. 425. – P. 37–51.
114. Garmaev, B. L. Pogrannichnoe Au-Bi occurrence, Eastern Sayan: Composition and link to magmatism / B. L. Garmaev, B. B. Damdinov, A. G. Mironov // Geology of Ore Deposits. – 2013. – V. 55. – N. 6. – P. 445–466.
115. German, C.R. Hydrothermal Processes / C.R. German, K.L. Von Damm // Treatise on Geochemistry. – 2003. – V. 6–9. – P. 181–222.
116. Grundler, P.V. Speciation of aqueous tellurium (IV) in hydrothermal solutions and vapors, and the role of oxidized tellurium species in Te transport and gold deposition / P.V. Grundler, J. Brugger, B.E. Etschmann, L. Helm, W. Liu, P.G. Spry, Y. Tian, D. Testemale, A. Pring // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2013. – V. 120. – P. 298–325.
117. Jian, W. Au-Ag-Te-Rich melt inclusions in hydrothermal gold-quartz veins, Xiaqingling lead gold district, central China / W. Jian, J.W. Mao, B. Lehmann, N.J. Cook, G.Q. Xie, P. Liu, C. Duan, J. Alles, Z.J. Niu // Economic Geology. – 2021. – V. 116 (5). – P. 1239–1248.
118. Nikolaeva, A.N. Features of gold mineralization of the abyz gold-pyrite deposit (Central Kazakhstan) / A.N. Nikolaeva // X International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference. – Novosibirsk: IPC NSU, 2022. – P. 75–76.
119. Manning, C.E. Fluids of the lower crust: deep is different / C.E. Manning // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 2018, V. – 46. – P. 67–97.
120. Pan, R. Linear Correlations of Gibbs Free Energy of REE Phosphates (Monazite, Xenotime, and Rhabdophane) and Internally Consistent Binary Mixing Properties / R. Pan, A.P. Gysi, A. Migdisov, L. Gong, P. Lu, C. Zhu // Minerals. – 2024. – V. 14. – P. 305. – P. 1–18.
121. Prokofiev, V. Yu. Types of Hydrothermal Ore-Forming Systems (from Fluid Inclusion Studies) / V. Yu. Prokofiev // Geology of Ore Deposits. – 1998. – V. 40. – N. 6. – P. 457–470.
122. Rabayrol, F. Petrogenetic and tectonic controls on magma fertility and the formation of post-subduction porphyry and epithermal mineralization along the late Cenozoic Anatolian Metallogenic Trend, Turkey / F. Rabayrol, C.J.R. Hart // Mineralium Deposita. – 2020. – V. – 56. – P. 279–306.
123. Warmada, I.W. Polymetallic sulfides and sulfosalts of the Pongkor epithermal gold-silver deposit, West Java, Indonesia / I.W. Warmada, B. Lehmann // The Canadian Mineralogist. – 2003. – V. 41. – P. 185–200.

124. Wen, R. Reversible Thermochromic Bismuth Iodide Enabled by Self-Adjustment / R. Wen, Y. Wang, X. Ma, Y. Yan, Q. Ma, J. Gao, H. Sun, H. Huang, Z. Gao / *Adv. Opt. Mater.* – 2023. – V.11(9).
125. Wilkinson, J. J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits / J. J. Wilkinson // *Lithos.* – 2001. – V. 55. – P. 229–272.
126. Zhang, Y. In situ trace elements and sulfur isotopes of sulfides in the Dabaiyang Te-Au deposit, Hebei Province, China: Implications for Au remobilization from pyrite / Y. Zhang, S. Zhen, D. Wang, J. Liu, J. Wang, Z. Zha, H. Bai // *Ore Geology Reviews.* – 2022. – V. 140. – P. 1–16.

Фондовые

127. Заключение листинговой комиссии по простым акциям АО «Казцинк». – Алма-Ата, 2004. – 14 с.
128. Заключение об определении сферы охвата оценки воздействия на окружающую среду и (или) скрининга воздействия намечаемой деятельности. – Караганда, 2023. – 7 с.
129. Программа производственного экологического контроля горно-обогатительного комплекса «Алтай» ТОО «Казцинг» на 2023–2026 годы. – Алтай, 2022. – 86 с.
130. Протокол общественных слушаний в форме открытого собрания по материалам РООС к проекту «План горных работ отработки месторождения Абыз» (корректировка схемы вскрытия). – Бакты, 2021. – 11 с.

Интернет-источники

131. Малеевское месторождение [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://webmineral.ru/deposits>
132. Новое дыхание Абыз [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://kazakhmys.kz/ru/news/item-A-NEW-BREATH-OF-THE-MINE-ABYZ>
133. Mineralogy Database [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://www.webmineral.com>