

Федеральное государственное бюджетное учреждение
«ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ
ИНСТИТУТ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ»
(ФГБУ «ЦНИГРИ»)

На правах рукописи

КУЗНЕЦОВА Светлана Владимировна

**СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ
ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ РУД
КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЗМЕИНОГОРСКОГО И РУБЦОВСКОГО РАЙОНОВ РУДНОГО АЛТАЯ**

Специальность 1.6.10. – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых,
минералогия

Диссертация

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: доктор
геолого-минералогических наук
Кряжев Сергей Гаврилович

Москва-2023

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	3
1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ	8
1.1. История геологического изучения	8
1.2. Стратиграфия	11
1.3. Тектоника и магматизм	15
1.4. Метаморфические изменения	21
1.5. Геологические формации, структурно-формационное районирование	22
1.6. Характеристика наиболее значимых месторождений Змеиногорского и Рубцовского рудных районов	27
2. ОСОБЕННОСТИ ПЕРВИЧНЫХ РУД И ИХ МЕТАМОРФИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ	34
2.1. Гидротермально-осадочный этап рудообразования	36
2.2. Метаморфогенный этап рудообразования	43
3. ФРАГМЕНТЫ ТРУБ ПАЛЕОКУРИЛЬЩИКОВ	67
3.1. Месторождение Западно-Захаровское (Краснореченское)	68
3.1.1. Сульфиды осевого канала	70
3.1.2. Минеральный состав и строение стенок	73
3.1.3. Строение дополнительных каналов, осложняющих стенку	77
3.1.4. Внешняя оболочка трубки	80
3.1.5. Некоторые их особенности минеральных ассоциаций, слегаяющих элементы трубки	83
3.2. Месторождение Степное	87
3.2.1. Строение многоканального курильщика	87
3.2.2. Минеральный и химический состав каналов и стенок	90
3.2.3. Характерные структуры сульфидных агрегатов месторождений Западно-Захаровское и Степное	97
3.3. Месторождение Рубцовское	100
3.3.1. Строение зон многоканального образования	102
3.4. Месторождение Корбалихинское	111
3.4.1. Строение зон трубы	112
4. ХОЛМООБРАЗНЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ ЗАЛЕЖИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗМЕИНОГОРСКОГО И РУБЦОВСКОГО РАЙОНОВ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НА ПРИМЕРЕ «СУЛЬФИДНОГО ХОЛМА» МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНО-ЗАХАРОВСКОЕ	122
4.1. Морфология рудных тел месторождений Рудного Алтая	122
4.2. Холмообразные сульфидные постройки («сульфидные холмы») колчеданно-полиметаллических месторождений Змеиногорского и Рубцовского районов	128
4.3. Строение «сульфидного холма» месторождения Западно-Захаровское	138
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	162
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	163

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность проблемы. В Российской Федерации утверждена стратегия развития минерально-сырьевой базы до 2035 года, согласно которой свинец и цинк, а также золото и серебро относятся ко второй группе полезных ископаемых, достигнутые уровни добычи которых недостаточно обеспечены запасами разрабатываемых месторождений на период до 2035 года. Высокий рыночный спрос на эти металлы делает критически важными поиски и освоение скрытых и слабо проявленных месторождений в регионах с развитой и строящейся инфраструктурой. Одним из таких регионов является российская часть Рудного Алтая с золото-серебросодержащими колчеданно-полиметаллическими месторождениями.

Особенно актуальными являются исследования колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая, к которой относятся Змеиногорский и Рубцовский рудные районы, в связи с их относительно низкой изученностью по сравнению с месторождениями юго-восточной и западной его частями (Зыряновский, Лениногорский, Юбилейно-Снегирихинский, Прииртышский рудные районы).

В последние годы в результате проведения поисковых работ на колчеданно-полиметаллическое оруденение в Змеиногорском и Рубцовском рудных районах выявлен ряд новых месторождений, в том числе месторождение Западно-Захаровское. Его изучение особенно перспективно вследствие относительно слабого метаморфизма руд и хорошей сохранности их первичных структурно-текстурных характеристик. Эта особенность позволяет эффективно использовать традиционные минераграфические методы исследования для обоснования генезиса оруденения и разработки дополнительных поисковых критериев.

Цель исследований: Определение условий формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Змеиногорского и Рубцовского районов российской части Рудного Алтая на основе анализа структурно-текстурных особенностей руд.

Основные задачи исследований:

1. Выявить первичные минералогические и текстурно-структурные особенности сульфидных агрегатов, свидетельствующие об условиях формирования рудных залежей на месторождениях Змеиногорского и Рубцовского рудных районов.
2. Проследить изменения первичных структур и текстур руд, обусловленные кумулятивным воздействием метаморфизма.
3. Провести целенаправленные поиски образований, которые могут быть идентифицированы как фрагменты палеотруб «курильщиков».
4. Разработать модель минералого-геохимической зональности рудных залежей (на примере месторождения Западно-Захаровское).

Фактический материал, методы исследования, личный вклад автора.

Работа основана на материалах, собранных автором в период с 2010 по 2021 год во время полевых и камеральных исследований в составе Алтайской партии ЦНИГРИ в рамках работ по Государственным контрактам и договорам в пределах Краснореченской, Змеиногорско-Березовогорской, Холодной, Новокузнецовской площадей, а также изучение известных месторождений Змеиногорского и Рубцовского районов, принятых в качестве эталонных объектов.

Автором был изучен керн поисковых скважин, карьеры обрабатываемых месторождений, отобраны образцы для проведения минераграфических исследований. Дополнительно изучены образцы руд из коллекции сотрудника ЦНИГРИ Л.М. Половниковой, а также образцы, предоставленные сотрудником Горно-Алтайской экспедиции Ю.Н. Бузоверовым. Автором лично было изучено свыше 200 аншлифов и 40 шлифов.

Отобранные образцы были исследованы на сканирующем электронном микроскопе TESCAN в ПИН РАН (анализ около 170 точек), состав сульфидов из руд месторождений определен при помощи электронно-зондового микроанализа (СОР в ИГЕМ РАН) и сканирующего электронного микроскопа (Zeiss в ПИН РАН). В диссертации использованы результаты нейтронно-активационного анализа, данные количественных определений золота и серебра, атомно-абсорбционного анализа, анализа изотопного состава серы сульфидов. Для изучения обнаруженных в аншлифах сульфидизированных биоморфных скоплений на сканирующем электронном микроскопе при подготовке к исследованиям автором было успешно применено структурное травление с использованием концентрированной азотной кислоты.

Автором выполнена интерпретация всех полученных результатов, проведено их обобщение и сформулированы выводы.

Защищаемые положения:

1. Выявленные в рудных телах в различной степени метаморфизованных колчеданно-полиметаллических месторождений Змеиногорского и Рубцовского районов Рудного Алтая почковидные колломорфные концентрически-зональные и зонально-полосчатые сульфидные агрегаты, фрамбоидальный пирит, фоссилизированные бактериальными скопления и фауна доказывают гидротермально-осадочное происхождение рудного вещества.

Воздействие метаморфизма (контактового и регионального) выражается в постепенной потере колломорфной микротекстуры минеральных агрегатов, формировании в пределах почек кристаллографических форм пирита и их частичном или полном превращении в гранобластовый или гипидиоморфнозернистый агрегат.

2. Обнаруженные на исследованных месторождениях фрагменты концентрически-зональных сульфидных агрегатов по своему строению аналогичны современным трубам «курильщиков». Это свидетельствует о формировании рудных тел в условиях, соответствующих обстановкам современного колчеданообразования.

Для изученных палеотруб месторождений Змеиногорского и Рубцовского районов Рудного Алтая характерен пиритовый, пирит-халькопиритовый, сфалерит-пирит-халькопиритовый, галенит-сфалерит-халькопиритовый состав стенок. Каналы заполнены крупнокристаллическим баритом в ассоциации с пиритом, сфалеритом и галенитом, кварцем в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, галенитом и ковеллином.

3. Закономерной чертой строения изученных колчеданно-полиметаллических месторождений является наличие линзовидных и холмообразных сульфидных залежей, образованных в результате разрушения древних сульфидных построек («сульфидных холмов»).

Зональность этих залежей, изученная на примере Западно-Захаровского месторождения, характерна для колчеданных месторождений. Она заключается в смене медно-цинково-колчеданных руд (в подошве) цинково-колчеданными и серноколчеданными (в кровле).

Фрагменты труб сохраняются в средней и верхней частях холма. В составе серноколчеданных руд кровли наблюдается большое количество колломорфного пирита, оруденелых бактерий и фоссилизированной фауны.

Научная новизна результатов диссертационного исследования заключается в следующем:

— подтверждена первичная гидротермально-осадочная природа руд наиболее крупных и хорошо изученных месторождений Змеиногорского и Рубцовского районов (Корбалихинское, Зареченское, Рубцовское);

— впервые установлена первичная гидротермально-осадочная природа руд в меньшей мере изученных и вновь выявленных месторождений (Семеновское, Западно-Захаровское, Петровское и др.);

— установлены новые минералогические признаки метаморфизованных гидротермально-осадочных руд;

— на месторождениях Западно-Захаровское, Степное, Рубцовское и Корбалихинское впервые обнаружены зональные сульфидные агрегаты, которые по своему строению могут быть идентифицированы как фрагменты труб «курильщиков»;

— в рудах Западно-Захаровского месторождения впервые выявлены остатки оруденелой фауны трубчатого облика;

— впервые выявлены закономерности строения «сульфидного холма» месторождения Западно-Захаровское.

Практическая значимость работы. Полученные доказательства гидротермально-осадочного происхождения колчеданно-полиметаллических месторождений Змеиногорского и Рубцовского районов являются основанием для использования при поисковых работах литолого-фациальных критериев в качестве основных. Определены минералогические критерии, позволяющие идентифицировать кровлю «сульфидного холма» и соответственно, прогнозировать наличие пластовых и линзовидных тел, прилегающих к сульфидному холму по латерали, а также рудных тел ниже по разрезу.

Апробация работы и публикации. По материалам диссертации опубликованы 20 печатных работ, среди которых 5 статей в рецензируемых журналах, включенных в Перечень ВАК. Результаты проведенных исследований и основные положения работы представлялись и докладывались на научно-практических конференциях: «Уральская минералогическая школа» 2014, 2018, 2020 гг., г. Екатеринбург, ИГГ Ур РАН.; Международных научно-практических конференциях «Минеральное разнообразие: исследование и сохранение» в г.София (2013, 2015, 2017 гг.); Международных научно-практических конференциях «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов — состояние и перспективы» (2015–2021 гг., ЦНИГРИ).

Результаты исследований вошли в виде самостоятельных глав в годовые отчеты и в окончательный отчет по Государственному контракту: «Опережающие геолого-геофизические работы для обоснования переоценки перспектив полиметаллического оруденения Рудного Алтая (Алтайский край) с целью разработки основы для создания ведущего в Российской Федерации центра по добыче свинца и цинка».

Структура и объем работы. Диссертация общим объемом 171 страница состоит из Введения, 4 глав и Заключения, содержит 100 рисунков, 16 таблиц. Список использованной литературы включает 96 наименований.

Благодарности. Автор глубоко признателен за ценные советы и помощь в подготовке диссертации своему научному руководителю доктору геолого-минералогических наук С.Г. Кряжеву и кандидату геолого-минералогических наук В.В. Кузнецову. За консультации, конструктивные советы и рекомендации автор искренне благодарен кандидатам геолого-минералогических наук Кузнецовой Т.П., Кудрявцевой Н.Г., Добровольской М.Г., Миляеву С.А., консультации доктора геолого-минералогических наук, профессора Игнатова П.А., кандидата геолого-минералогических наук Двуреченскую С.С. За организацию, помощь в проведении исследований на сканирующем электронном микроскопе и консультации в проведении микробильных исследований автор благодарит кандидата геолого-минералогических наук

Жегалло Е.А. За помощь в микрзондовых исследованиях сотрудника ИГЕМ кандидата геолого-минералогических наук Чугаева А.В. и сотрудника ПИН Зайцеву Л.В. Автор благодарит сотрудников ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» Бузовой Ю.Н., Жданова В. и сотрудников ЦНИГРИ Половникову Л.М., Медведева А.А., при поддержке которых проводились полевые исследования. Автор благодарит Половникову Л.М., Бузовой Ю.Н. за предоставление уникальных образцов. Автор с теплотой вспоминает беседы на тему гидротермального рудообразования с Ю.Г. Зориной, рекомендовавшей автору заниматься данной тематикой. За помощь в оформлении материалов работы и содействию при проведении полевых работ автор благодарит сотрудников отдела цветных металлов ФГБУ «ЦНИГРИ» и коллег: Е.В. Иваненкову, А.А. Конкину, Н.П. Кудрявцеву, С.Л. Елшину, Т.В. Серавину и М.Н. Зайцеву.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ

1.1. История геологического изучения

Освоение месторождений полиметаллических руд в пределах Рудного Алтая проводилось на протяжении нескольких тысячелетий. Наиболее древние разработки датируются более чем 2500 годом до нашей эры. По следам древних разработок геологические исследования и отработка полиметаллических (преимущественно окисленных) руд были начаты в середине XVIII века и продолжаются в настоящее время. В то же время планомерное геологическое изучение данной территории начались лишь после Великой Отечественной войны, когда на территории Рудного Алтая и сопредельных площадей Горного Алтая и Калбы была начата работа по геологической съемке масштаба 1:200 000. Этими исследованиями были подготовлены геологические основы, схемы стратиграфии и магматизма, тектонического и металлогенического районирования территории, не потерявшие своего значения до настоящего времени.

В период с 1956 по 1980 гг. площадь исследования была практически полностью покрыта геологическими съемками масштаба 1:50 000, сопровождавшимися общими поисками. При ГСР-50 широко применялись горные и буровые работы, что позволило получить карты поверхности докайнозойского фундамента высокой степени детальности. Полученные геологические материалы послужили основой для направления дальнейших поисковых работ, нацеленных, в первую очередь, на обнаружение месторождений цветных металлов. При проведении ГСР-50 В.П. Ходаревым было открыто месторождение полиметаллических руд Корбалихинское, Б.В. Сорокиным и А.Ф. Черных выявлено месторождение Крючковское, а В.Ф. Михайловым — полиметаллические месторождения Рубцовское. Были продолжены работы по совершенствованию схем магматизма, стратиграфии, тектонического и металлогенического районирования, разработанных геологами ВАГТ при создании Госгеокарты-200 первого издания [Горжевский, 1960ф].

Прогнозно-металлогенические исследования охватывали рудовмещающие вулканогенно-осадочные образования девона. В 1960–1963 гг. Г.И. Полтораковым, В.П. Дмитриевым, А.П. Беляевым составлена прогнозная карта Змеиногорского и Золотушинского рудных районов в масштабе 1:200 000. Детальные исследования в пределах российской и казахстанской частей Рудного Алтая были продолжены коллективом геологов (сотрудники ПГО «Запсибгеология», ЦНИГРИ, ИМГРЭ, МГРИ, ОИГГМ СО РАН, Алтайского отдела ИГН им. Сатпаева К.И.) под руководством Д.И. Горжевского и А.К. Каюмова. В процессе этих работ был внесен большой вклад в решение вопросов стратиграфии, магматизма, прогнозно-металлогенических исследований района. Были уточнены и детализированы схемы стратиграфии и магматизма

территории. Предложена методика выявления полиметаллических месторождений, основанная на комплексе геологических, геохимических и геофизических предпосылок и признаков. Уточнены стратиграфические уровни локализации полиметаллического оруденения, определена связь с девонским вулканизмом и, в частности, с субвулканическими телами риолитов позднедевонского возраста. Материалы данных исследований явились основой, позволившей подготовить программу поисков полиметаллического оруденения на десятилетия вперед.

В 1983–1988 гг. коллективом сотрудников ряда экспедиций ПГО «Запсибгеология» составлен комплект прогнозно-металлогенических карт Рудного Алтая масштаба 1:200 000 по листам М-44-IV, -X, -XI с применением неординарных и новейших (с использованием ЭВМ) методов исследований. Дана перспективная оценка северо-западной части Рудного Алтая на полиметаллическое оруденение.

Большое значение для понимания геологического строения территории имели, проведенные в 1987–1991 гг. на территории Змеиногорского рудного района работы по структурно-формационному анализу территории [Караулов, 1991ф]. Разработана цельная модель строения и развития рудного района. Значительно уточнена схема стратиграфии девонских отложений, использованная в дальнейшем при создании легенды Алтайской серии Госгеолкарты-200 и при ГДП-200 площади листа М-44-XI.

Планомерным проведением *поисковых и разведочных работ* в указанный период занималась Рудно-Алтайская экспедиция, а также Березовская экспедиция ВКГУ. Выполнен колоссальный объем горных и буровых работ, опробован целый ряд площадей перспективных на полиметаллы. Разведаны и утверждены в ГКЗ СССР запасы по полиметаллическим месторождениям: Змеиногорское, Среднее, Зареченское, Корбалихинское, Лазурское, Семеновское, Ново-Золотушинское, Крючковское, Юбилейное, Майское и Тушканихинское, Степное, Таловское, Рубцовское, Захаровское.

В 1983 г. ФГУП ЦНИГРИ, под редакцией Е. И. Филатова, был выпущен прогнозно-поисковый комплекс (ППК), который учитывал необходимость выделения прогнозно-металлогенических категорий разного ранга: металлогенических зон, рудных районов, потенциальных рудных полей, перспективных участков (месторождений).

Вопросы магматизма освещены в работах Н.А. Елисеева, Ж..Д. Никольской, В.И. Чернова, К.Г. Богдановой, В.С. Кузубного, Н.М. Кужельного, О.И. Никонова, С.П. Шокальского и др. Проблемы металлогении и в частности колчеданно-полиметаллического оруденения в работах Д.И. Горжевского, Э.Г. Дистанова, П.Ф. Иванкина Г.Ф. Яковлева, Б.И. Вейц, Е.И. Филатова, В.П. Дмитриева, В.М. Чекалина и др.

Минералогией колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая занимались Б.И. Вейц и др., 1957; Шадлун Т.Н., 1951; И.З. Исакович, 1977 и др.

В результате детальных исследований месторождений северо-западной части Рудного Алтая, проведенных Э.Г. Дистановым, Г.Г. Королевым, В.М. Чекалиным, И.В. Гаськовым, А.Г. Кузнецовым, Е.И. Филатовым, В.В. Кузнецовым, И.В. Крейтер, Н.Г. Кудрявцевой, И.П. Пугачевой и др. в 80-90-х годах XX века, доказана генетическая связь колчеданно-полиметаллического оруденения с девонским вулканизмом.

В эти же годы, сотрудники МГУ (Г.Ф. Яковлев, Ю.И. Демин, В.В. Авдонин, А.Л. Дергачев и др.), изучавшие колчеданные месторождения в Лениногорском, Юбилейно-Снегирихинском и др. районах, пришли к выводу об их гидротермально-осадочном происхождении.

С 2009 по 2012 гг. ФГУП ЦНИГРИ были проведены «Опережающие геолого-геофизические работы для переоценки перспектив полиметаллического оруденения Рудного Алтая (Алтайский край) с целью разработки основы для создания, ведущего в Российской Федерации центра по добыче свинца и цинка». Работы осуществлялись ФГУП ЦНИГРИ совместно с субподрядными организациями: ГОУ ВПО «Томский политехнический университет», НПП «Геологоразведка», ГФУП «ВНИИГеофизика», ФГУП СНИИГГиМС, ФГУП «ИМГРЭ», ФГУП «ВСЕГЕИ» и ОАО «РАЭ». По их результатам был выделен ряд перспективных площадей на полиметаллическое оруденение, оценены и апробированы прогнозные ресурсы категории R_3 для ряда площадей, в том числе в пределах Змеиногорского рудного района. В настоящее время, проводится оценка данных перспективных площадей и локализации в их пределах прогнозных ресурсов меди, свинца и цинка (Вересухинско-Комиссаровская площадь, Змеиногорско-Березовогорская площадь, Новокузнецовская площадь, Новоникольская площадь), в которых автор диссертации принимает непосредственное участие.

Среди месторождений колчеданного семейства выделяются два главных геолого-генетических типа, для которых установлены современные аналоги [Кривцов А.И. и др., 2002]. К первому относятся эксгальционно-осадочные месторождения (SEDEX), сформированные при участии металлоносных рассолов в бассейнах с терригенным и терригенно-карбонатным заполнением при незначительном развитии вулканитов. Для них характерны пластообразная форма рудных тел, тонкая ритмичная слоистость руд, ассоциация с чёрными сланцами и Mg-Fe карбонатами, присутствие высокоминерализованных рассолов во флюидных включениях. Практически полными аналогами этих месторождений считаются залежи металлоносных рассолов и сульфидных осадков, выявленные во впадинах Красного моря.

Колчеданно-полиметаллические месторождения второго типа (VMS) тесно связаны с проявлениями вулканизма и образовались в результате поступления высокотемпературных гидротермальных растворов на дно палеобассейна вблизи вулканических центров. Согласно существующим представлениям, современными аналогами таких колчеданоносных систем служат «курильщики» — трубообразные постройки, растущие на дне современных океанов и

поставляющие в воду дисперсные минеральные частицы, так называемые «дымы». По составу «курильщики» разделяются на «чёрные» — сульфидные, «белые» — кремнисто-сульфатные и «серые» — сульфидно-ангидрит-баритовые [Русаков, 2007].

При этом существует противостояние между сторонниками двух моделей гидротермально-осадочного колчеданообразования модель «красноморских рассолов» разрабатывается [Solomon et al., 2002], модель «черных курильщиков» [Scott, 1981, 1998; Hannington, 2002; Авдонин, 1994; Зайков, 1991; Масленников, 1991, 1999; Herrington et al., 1998] и другими авторами.

Рядом авторов было отмечено сходство современных сульфидных руд на дне океана с древними колчеданными рудами [Авдонин, 1996; Злотник-Хоткевич, 1987; Зайков, 1991; Зайков и др., 1995; Масленников, 1997; Шадлун, 1991]. Масленниковой Т.П. было детально описано сходство и различия современных и древних «черных курильщиков» [Масленникова, 2005].

На образование древних колчеданных руд по механизму «курильщиков» указывают холмообразная форма рудных залежей, широкое развитие брекчиевых, градационно-слоистых и других подобных текстурных форм [Авдонин, 1996; Авдонин, Дергачев, Сергеева, 1995; Кузнецов, 2016, Кузнецов и др., 2014], возникших за счёт продуктов разрушения «курильщика», а также осаждения дисперсного рудного вещества из восходящих плюмов. На удалении от «курильщиков» из материала «дымов» (плюмов нейтральной плавучести) могли формироваться дистальные рудные залежи [Зайков, 2006; Русаков, 2007]. Вследствие подводного обрушения сульфидных построек, сноса обломочного материала и последующего метаморфизма руд фрагменты гидротермальных труб «курильщиков» в древних месторождениях встречаются весьма редко. В значительном количестве они были обнаружены и исследованы в рудах палеозойских колчеданных месторождений Урала [Масленников, 2007], отдельные находки отмечены также в Казахстане и в российской части Рудного Алтая [Масленников и др., 2016; Кузнецова, 2019].

1.2. Стратиграфия (по О.В. Мурзину, 2001 г.)

Изучением стратиграфии региона занимались Нехорошев В.П., Бубличенко Н.Л., Комар В.А., Краевская Л.Н., Мурзин О.В., Желтоногова В.А., Гутак Я.М., Елкин Е.А., Дубатовлов В.Н., Караулов В.Б. и др. В результате этих работ были созданы и постоянно совершенствовались стратиграфические схемы рудных районов Рудного Алтая, позволившие на новом уровне подойти к решению главной задачи геологов — поискам полиметаллических руд. Ниже предлагается разработанная Мурзиным О.В. [Кузнецов, Мурзин и др., 2019] с использованием всего накопленного материала предыдущих исследователей и привлечением полученных при проведении ГДП-50, ГДП-200 второго издания [Мурзин и др., 2001, Мурзин и др., 2012],

специализированных работ, стратиграфическая схема Российской части Рудного Алтая (Рисунок 1.1).

Силурийская система — девонская система, нижний отдел.

Корбалихинская толща (S-D₁?kr)

К данной толще отнесена ассоциация метаморфических и метаморфизованных пород, распространенных в сводовой части Алейского поднятия и ядрах крупнейших антиклиналей в пределах Рубцовской, Золотушинской депрессий и Змеиногорско-Быструшинского прогиба и являющихся, по-видимому, наиболее древними, обнажающимися на дневную поверхность, образованиями блока.

Метаморфические породы корбалихинской толщи являются подрудными по отношению к вышележащим рудовмещающим колчеданно-полиметаллическое оруденение девонским толщам мельничной, сосновской, давыдовской и каменевской свит.

Толща сложена метапесчаниками, метаалевролитами, сланцами кварц-серицит-хлоритовыми, эпидот-кварцевыми, кварц-хлоритовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, кварц-карбонатными и другие, очень редко отмечаются конгломераты и мраморы.

Ниже приводится описание вулканогенно-осадочных пород, вмещающих колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Девонская система, нижний-средний отделы, эмский-эйфельский ярусы.

Мельничная свита (D₁₋₂mn)

Отложения свиты структурно приурочены к крыльям Змеиногорско-Быструшинского прогиба, Золотушинской и Рубцовской депрессии и ядрам антиклинальных складок более высоких порядков в их пределах. Трансгрессивно с несогласием и базальными конгломератами в основании залегают на породах корбалихинской зеленосланцевой толщи. Согласно перекрываются кислыми вулканитами сосновской свиты. Большая часть объема мельничной свиты сложена тонкообломочными осадочными породами — алевролитами, часто известковистыми, содержащими пачки песчаников и отдельные линзы известняков, а вблизи основания — гравелитов и конгломератов. Вулканические породы представлены преимущественно пирокластическими образованиями риолитового состава, приуроченными в основном к средней части свиты.

Общая мощность мельничной свиты оценивается в 250–1620 м. Возраст свиты по фаунистическим остаткам определяется как эмс-ранний живет.

Живетский ярус. Сосновская свита (D_{2ss})

Отложения свиты наращивают разрез девонских образований и слагают крылья антиклиналей и синклиналей высших порядков в пределах Золотушинской депрессии и Змеиногорско-Быструшинского прогиба. Свита сложена зеленовато- и буровато-серыми лавами, лавобрекчиями, игнимбритами, туфами, тефроидами риолитов, риодацитов, редко базальтов и андезибазальтов, содержит линзы и прослои алевролитов, аргиллитов известковистых и кремнистых, туфопесчаников, песчаников. На отложениях мельничной свиты залегают согласно, без перерыва перекрывается Заводской свитой.

Свита имеет резкую фаціальную изменчивость. Мощность свиты варьирует от 800–1400 м, на склонах палеовулканов до 75–100 м и менее на удалении от них.

Заводская свита (D_{2zv})

Свита сложена темно-серыми, серыми алевролитами, аргиллитами, известняками, участками окремненными, содержит прослои песчаников, туфопесчаников, тефроидов риолитов, линзы известняков, туфоконгломератов и гравелитов. Согласно залегают на отложениях сосновской свиты и без перерыва перекрывается кислыми вулканитами Давыдовской свиты. Свита слагает крылья и ядерные части синклинальных структур в пределах Змеиногорско-Быструшинского прогиба, Золотушинской и Рубцовской депрессий. Мощность по площади Змеиногорско-Быструшинского прогиба колеблется от 300 до 1180 м.

Давыдовская свита (D_{2dv})

В структурном плане отложения свиты приурочены к крыльям синклиналей и антиклиналей, осложняющих Золотушинскую и Рубцовскую депрессии и Змеиногорско-Быструшинский прогиб, реже слагают их ядерные части. Свита сложена зеленовато-серыми лавами, лавобрекчиями, туфами, тефроидами риолитов и риодацитов, с линзами и прослоями туфопесчаников, туфоконгломератов, алевролитов. Значительным распространением среди лавовых пород пользуются игнимбриты кислого состава. На подстилающих отложениях Заводской свиты залегают согласно и без видимого перерыва перекрывается Каменёвской свитой. Мощность отложений в пределах депрессий варьирует от 100 до 450 м.

Средний — верхний отделы, живетский — франский ярусы.

Каменёвская свита (D_{2-3kmn})

Отложения Каменёвской свиты залегают с размывом на вулканогенных образованиях таловской («сосновской») свиты среднего девона. В основании свиты (район месторождения Николаевское) залегают конгломераты мощностью от нескольких до 50–100 м. В состав свиты входят грубообломочные туфы кислого состава, лавы и туфы основного состава, песчаники

туфогенные и полимиктовые, алевролиты, известковистые и кремнистые сланцы, известняки. Характерной особенностью свиты является присутствие в ней основных эффузивов и туфов, залегающих обычно в ее нижней части. В структурном отношении свита приурочена к ядерным частям и крыльям синклиналичных структур высших порядков, осложняющих Золотушинскую и Рубцовскую депрессии и Змеиногорско-Быструшинский прогиб. Отложения согласно залегают на подстилающих кислых породах давидовской свиты. По особенностям слагающих свиту пород она подразделена на три подсвиты: нижнюю — вулканогенно-осадочную, среднюю — кислую вулканогенную, верхнюю — вулканогенно-осадочную

Каменноугольная система, средний–верхний отделы.

Панфиловская толща (C₂₋₃pn)

Панфиловская толща выделена Сорокиным Б.В. в 1977 г. [Сорокин, 1977ф]. В пределах Рубцовской вулканогенно-тектонической депрессии и занимает небольшое поле в районе пос. Захарово и Бобково, слагая в структурном плане Бобковскую вулканогенно-плутоническую палеодепрессию. Толща представлена, главным образом, пестроцветными разнообломочными кристалло- и литокластическими туфами, кластолавами, брекчиевыми лавами и лавами риолитоидов, андезитов, редко андезибазальтов. В подчиненном количестве представлены зелено-, темно-серые и серые вулканогенно-осадочные породы (туффиты кислого и смешанного составов, туфопесчаники, туфогравелиты, туфогенные и вулканомиктовые алевролиты и песчаники). Толща с размывом и угловым несогласием залегает на отложениях Каменевской свиты, верхняя граница эрозионная. Общая мощность толщи менее 900 м.

Шипунихинская структурно-фациальная зона с угнетенным вулканизмом

Девонская система, средний–верхний отделы, живетский–франский ярусы.

Шипуновская свита (D₂₋₃шп)

Широко распространена в районах поселков Гольцовка, Каменка, Шипуниха, Семеновка, Верх-Алейка, в бассейнах рек Чесноков Алей, Восточный Алей, где слагает крылья синклиналичных структур. На подстилающих отложениях сосновской свиты залегает несогласно и трансгрессивно перекрывается алейской свитой. Общая мощность свиты составляет 1900 м. Выделяется два главных типа разрезов: Черепанихинско-Садовушинский и Восточно-Алейский. Первый из них содержит в низах значительное количество покровов базальтов, во втором — базальты встречаются редко или полностью отсутствуют.

Франский–фаменский ярусы. Алейская свита (D_{3al})

Распространена к югу от пос. Гольцовка, между поселками Первокаменка, Семеновка, восточнее пос. Верх-Алейка и в бассейнах рек Чесноков Алей и Восточный Алей. Разделяется на две пачки. Нижняя — представлена груборитмичным (20–200 м) переслаиванием серо-зеленых конгломератов, гравелитов, песчаников, туфопесчаников, тефроидов риолитов, алевролитов, аргиллитов. Мощность ее колеблется от 60 до 950 м. Верхняя пачка сложена алевролитами, аргиллитами, песчаниками, туфопесчаниками с прослоями гравелитов и имеет мощность 280–750 м. Общая мощность 340–1700 м.

Кроме того, в Золотушинском рудном районе пользуются распространением перекрывающие рудоносные отложения: Снегиревская (D_{3sn}), Пихтовская (D_{3ph}), Бухтарминская (C_{1bh}), Малоульбинская (C_{2-3mu}), Луговская (J_{1-2lg}) и Бухтарминская (C_{1bh}) свиты.

1.3. Тектоника и магматизм

Территория Рудного Алтая, отвечающая Рудноалтайской структурно-формационной зоне (СФЗ) входит в состав Зайсанской герцинской складчатой области, именуемой также структурой Большого Алтая. По особенностям тектонического строения, истории развития и металлогении Зайсанская складчатая область подразделяется на две части: краевая северо-восточная часть относится к складчатой системе Юго-Западного Алтая, внутренняя и краевая юго-западная части — к Иртыш-Зайсанской. Граница между этими системами проводится по зоне крупного Иртышского разлома. Восточная краевая система включает: Рудноалтайскую, Белоубинско-Маймырскую, Холзунско-Сарымсактинскую и Иртышскую СФЗ [Щерба, Г. Н и др., 2000]. Система Юго-Западного Алтая развилась на окраине Алтае-Саянского палеоконтинента, структурно-формационные комплексы которого проявлены шельфовыми формациями венд-раннепалеозойского — силурийского возраста, прорванными позднекаледонскими гранитоидами (кора континентального типа). В соответствии с особенностями развития структур и строения латерально-вертикальных рядов геологических формаций выделяется три этапа ее формирования. Первый — от раннего девона до франкского возраста и обусловлен процессами континентального рифтогенеза; второй — от фаменского до раннего карбона, соответствует обстановкам, сопоставимым с островодужными; третий — от карбона до перми, коллизионный [Кудрявцева, Н. Г, 2012].

Краткая характеристика рудных районов российской части Рудного Алтая

Северо-западная часть Рудного Алтая, включающая Золотушинский, Змеиногорский и Рубцовский рудные районы, соответствует структурно-формационным подзонам (СФП): Алейской и Быструшинской.

Алейская СФП представляет собой антиклинорий, который простирается в северо-западном направлении через весь регион и имеет размах крыльев до 540–600 км. Он разбит серией разрывных нарушений на отдельные тектонические блоки. Центральная часть антиклинория приподнята и сложена метаморфизованными в фации зеленых сланцев нижнепалеозойскими песчано-сланцевыми отложениями и прорывающими их среднепалеозойскими гранитоидами, а крылья выполнены мощной (1,5–4 км) толщей средневерхнедевонских вулканогенно-осадочных пород. В пределах антиклинория выделяются антиклинальные и синклинальные структуры более высоких порядков, представленные брахискладками, мульдами и другими формами с пологими углами падения крыльев. В пределах Алейского антиклинория располагаются Золотушинский и Рубцовский рудные районы. Последний, развит на северо-восточном крыле Алейского антиклинория.

Быструшинский прогиб при ширине 10–20 км протягивается с северо-запада на юго-восток более чем на 100 км. В этом же направлении отмечается его погружение и увеличение мощности выполняющих его отложений с 3–4 до 4–6 км. Прогиб характеризуется ассиметричным строением, которое выражено в пологом падении юго-западного крыла и более крутым — северо-восточного крыла. Он разбит серией разнонаправленных разломов и имеет блоковую структуру, а также осложнен антиклинальными и синклинальными складками более высоких порядков. В пределах Быструшинского прогиба располагается Змеиногорский рудный район.

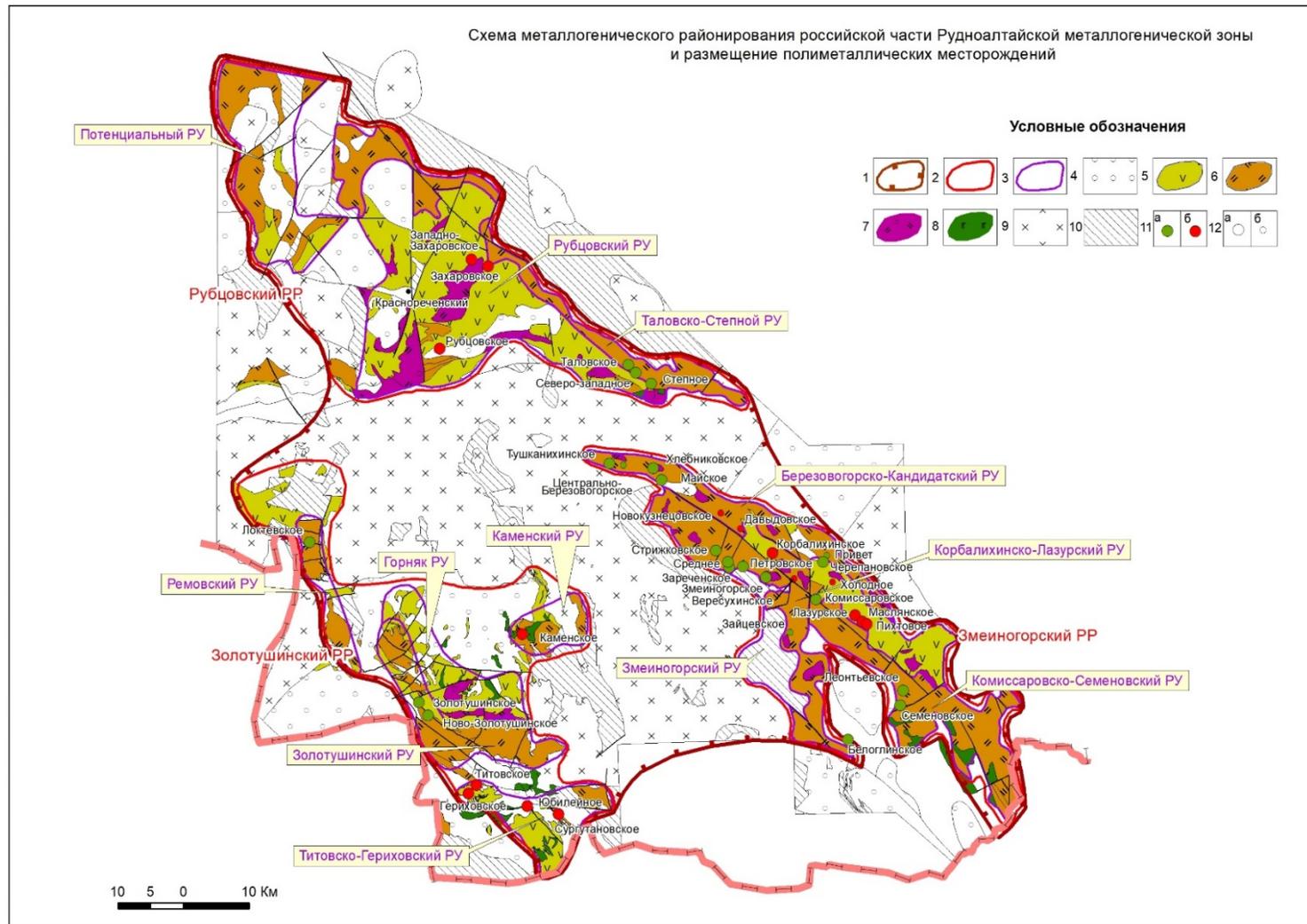
Характеристика Змеиногорского и Рубцовского рудных районов

Змеиногорский рудный район занимает полосу северо-западного направления шириной до 15 и длиной 80 км и охватывает северо-западное окончание Змеиногорско-Быструшинского прогиба и область его сочленения с северо-восточным крылом Алейского поднятия. В строении прогиба участвуют образования девонско-каменноугольного структурного этажа, которые смяты в протяженные линейные складки, преимущественно северо-западного простирания, крупнейшими из которых являются: Березовогорская, Красногвардейская, Змеиногорская, Тульская, Воронежская, Каменская, Плючатая, Восточно-Черепанихинская, Черепанихинская и Восточно-Алейская синклинали; Полетаевская, Гольцовско-Угловская, Восточно-Ключевская, Петровская антиклинали. Кроме них выделен ряд вулканотектонических структур, которые

имеют самостоятельное значение: Рассыпушинский, Караульный, Буточный, Садовушинский, Ключевской палеовулканы и Маячная вулканотектоническая депрессия.

В рассматриваемом районе выделяется два линейных рудных узла, объединяющих 6 рудных полей, разделенных интервалами в 10–15 км (с СЗ на ЮВ): Березовогорское, Корбалихинское, Змеиногорское, Черепановское, Лазурско-Гольцовское, Белоглинское, Семеновское, каждое из которых объединяет от одного до нескольких месторождений и многочисленные рудопроявления. Руды известных месторождений относятся к колчеданно-полиметаллической и полиметаллической формациям (Корбалихинское, Лазурское, Змеиногорское, Зареченское, Среднее, Семеновское, Масляное месторождения). Промышленное оруденение локализуется преимущественно на двух основных стратиграфических уровнях эмско-эйфельском (Мельничная свита) — месторождения Змеиногорское, Зареченское, Среднее, Семеновское и позднеживетско-раннефранском (Каменёвская свита) — месторождения Корбалихинское, Лазурское, Пихтовское, Масляное) при преимущественной концентрации на верхнем уровне — 62% всех разведанных балансовых запасов руды и 70% суммы металлов; на нижнем — 32 и 25%, соответственно.

Рубцовский рудный район находится в северной части рассматриваемой территории в пределах Рубцовской депрессии, занимая полосу СЗ направления шириной от 5–6 км на ЮВ до 40–50 км на СЗ и протяженностью более 100 км (Рисунок 1.1). Район практически полностью закрыт рыхлыми палеоген-четвертичными отложениями мощностью 25–300 м.



Условные обозначения

1 — граница металлогенической зоны; 2 — границы рудных районов; 3 — границы рудных узлов; 4-10 — геологические формации: 4 — надрудные без расчленения — Алейская свита, панфиловская толща (D_3fm-C_1), в Золотушинском рудном районе: Снегиревская (D_3sn), Пихтовская (D_3ph), Бухтарминская (C_1bh), Малоульбинская (C_2-3mu), Луговская (J_1-2lg) свиты; 5-6 — рудовмещающие: 5 — базальт-риолитовая кремнисто-терригенная — Давыдовская и Каменевская свиты ($D_2gv_2^2-D_3f$), 6 — базальтсодержащая андезит-дацит-риолитовая известково-кремнисто-терригенная — Мельничная, Сосновская и Заводская (Шипуновская) свиты ($D_{1,2e-gv_1^1}$); 7-9 — интрузивные и субвулканические формации: 7 — габбро-долеритовая; 8 — риолит-дацитовая (D_3), 9 — габбро-диорит-плагиогранит-гранитовая (D_3-C_1); 10 — подрудная известково-терригенная метаморфизованная — Корбалихинская толща ($S-D_1$); 11 — месторождения и рудопроявления: свинцово-цинково-колчеданные (а), медно-свинцово-цинково-колчеданные (б); 12 — ранг: месторождение (а), рудопроявление (б)

Рисунок 1.1 — Схема геологического строения и размещения рудных районов в пределах северо-западной части Рудного Алтая [Кузнецов и др., 2019]

В структурном плане район приурочен к Рубцовской вулканотектонической депрессии, развитой на северо-восточном крыле Алейского поднятия. В геологическом строении района участвуют образования двух структурных этажей: раннепалеозойского и девонско-каменноугольного. Раннепалеозойский этаж представлен ордовик-силурийскими образованиями корбалихинской толщи. Эти породы перекрывает с несогласием толща девонско-каменноугольного этажа, представленная ранне-среднедевонскими и верхнедевонскими вулканогенно-осадочными отложениями, а также каменноугольными песчано-алевритовыми и вулканогенно-осадочными образованиями. Выше охарактеризованные отложения смяты в изометричные и линейные складки и осложнены вулканическими структурами.

В пределах района выделяются Таловское, Рубцовское, Захаровское рудные поля, включающие месторождения Таловское, Степное, Рубцовское, Захаровское. Основными рудоносными стратиграфическими уровнями являются верхнеживетский (месторождения Степное, Таловское — 63% учтенных балансовых запасов руд в рудном районе и 53% суммы металлов) и ниже-среднефранский (месторождения Рубцовское и Захаровское — 37 и 47%, соответственно).

Магматизм (по О.В. Мурзину, 2012 г.)

Магматические породы в пределах Змеиногорского, Золотушинского и Рубцовского районов представлены многочисленными магматическими комплексами.

Девонско-раннекаменноугольный вулканоплутонический пояс. Рубцовско-Лебедской сегмент.

Рубцовско-Змеиногорский сектор. Алейский комплекс габбро-тоналит-плагиогранитовый

(v₁, рγ₂, ^mv, γπ, рγπ D₁?a). Алейский ареал

Породы комплекса слагают одноименный массив, расположенный в центральной части Алейского поднятия, протягивающийся с юго-востока на северо-запад на расстояние более 100 км при ширине 10–30 км. Массив фиксируется неоднородным относительно повышенным гравитационным и сравнительно неоднородным магнитным полями. *Мельнично-сосновский комплекс риолитовый* (α, λD_{1-2ms}). Включает в себя эффузивно-пирокластические толщи мельничной, сосновской свит и пространственно ассоциирующие с ними субвулканические образования. Первые фазы вулканизма проявились в эмское-эйфельское время (вулканы мельничной свиты) и имеют подчинённое (1:2–1:3) распространение на фоне широкого развития осадочных пород. В гораздо большем объёме вулканизм проявился в раннеживетское время (соотношение вулканогенных и осадочных пород 10:1). В этот период действовали крупные вулканы центрального типа и образовывались мощные толщи эффузивных и пирокластических пород кислого состава. Центрам активного вулканизма и наиболее крупным палеовулканическим

аппаратам отвечают минимумы силы тяжести относительно слабой напряженности. Контуры аппаратов, выделенных по геологическим данным, не всегда совпадают с геофизическими, так как глубинная часть этих сооружений (подводящие каналы, а в некоторых случаях и магматические камеры) могут быть смещены относительно контура, наблюдаемого на эрозионном срезе. Расчётная вертикальная мощность центров кислого вулканизма (подводящих каналов) составляет 2–3 км.

Наряду с породами эффузивной и эксплозивной фаций в пределах района широко развиты соответствующие субвулканические образования. Они образуют штоко-, силло- и дайкообразные тела, расположенные среди стратифицированных отложений. Интрузивы сложены преимущественно риолитами и риодацитами, лишь в пределах северо-западного окончания Змеиногорско-Быструшинского прогиба (Березовогорская синклиналь) и в юго-западной части Рубцовой депрессии (Таловско-Осиновский прогиб) встречены силлоподобные тела андезитов, ассоциирующие с незначительными по объёмам потоками лав и прослоями туфов андезитов среди осадков нижнемельничной подсвиты.

Давыдовско-каменевский комплекс базальт-дацит-риолитовый (β , α , ξ , λ D_{2-3dk})

Комплекс объединяет в своём составе эффузивно-пирокластические толщи давыдовской и каменевской, шипуновской свит, а также сингенетичные и синхронные субвулканические интрузивы. Выделяется три крупных вулканических ритма. Во время первого ритма формировались кислые вулканы давыдовской свиты. Близ центров и на склонах палеовулканов они представлены продуктами прижерловой и промежуточной фаций вулканизма (преимущественно лавами и лавобрекчиями) и имеют наивысшие мощности, на удалении от палеовулканов для них более характерен вулканогенно-осадочный тип разреза. Второй ритм охватывает становление существенно базальтоидных толщ нижнекаменевской подсвиты. Третий — представлен массовыми проявлениями кремнекислого вулканизма среднекаменевской подсвиты. Для комплекса в целом характерно широкое развитие вулканов центрального типа, особенно активно действовавших во время накопления кислых вулканических толщ.

Субвулканические образования комплекса пользуются значительным распространением и слагают субпластовые, дайкообразные и штокообразные тела. Форма тел в плане изометричная, неправильная, вытянута согласно с напластованием вмещающих пород. Интрузивы часто обнаруживают пространственную приуроченность к палеовулканическим сооружениям. Массивы сложены риолитами и риодацитами, дацитами, андезитами, андезибазальтами и базальтами [Мурзин и др., 2012ф].

Змеиногорский комплекс габбро-гранит-лейкогранитовый

($v_1, \delta_1, \gamma\delta_2, \gamma_3, \nu_4, {}^m\nu, \delta\pi, \gamma\pi D_3Z$)

Комплекс широко распространен в пределах изученной территории. Слагает целый ряд массивов располагающихся преимущественно среди пород рамы, менее среди вулканогенно-осадочных отложений девона. В составе комплекса выделяется четыре фазы внедрения: первая фаза представлена мелко- и среднезернистыми габбро, габброноритами, нормальными и оливиновыми, диоритами, кварцевыми диоритами; вторая фаза — биотит-роговообманковыми гранодиоритами и меланократовыми гранитами; третья фаза — биотит-роговообманковыми плагиогранитами и натровыми лейкогранитами; четвертая фаза — биотитовыми лейкогранитами.

Массивы комплекса сопровождаются жильными породами, слагающими дайки мощностью от 2–3 до 70 м, редко до 200–300 м и протяжённостью до двух и более километров. Они сложены амфиболизированными долеритами, диорит-порфирами, гранит-порфирами, аплитовидными гранитами. В ряде случаев образуют дайковые пояса.

Кроме того, по данным Мурзина О.В. незначительным развитием пользуются интрузивные образования среднекаменноугольного плагиогранит-тоналит-порфирикового ($\delta\pi, \gamma\delta\pi, \gamma\pi, \zeta C_2$), Волчихинского габбро-тоналит-гранитового ($v_1, \gamma\delta_2, \gamma_3, \delta\pi, \gamma\delta\pi, \gamma\pi, \gamma C_{2-3\nu}$), Терехтинского габбро-долеритового (${}^m\nu, \delta\pi, \gamma\pi, P_2-T_1?i$) Синюшинского гранодиорит-гранит-лейкогранитового ($\gamma_2, \nu_3, \delta\pi, \rho, \alpha\gamma P_2-T_1s$) комплексов [Мурзин и др., 2001ф].

1.4 Метаморфические изменения

Региональные изменения. Регионально-метаморфические преобразования пород ($D_1 - D_3$) в пределах Рубцовского и Змеиногорского районов Рудного Алтая происходили в РТ-условиях фации зеленых сланцев (хлорит-мусковитовая субфация), в связи с чем парагенезисы новообразованных минералов и их состав обнаруживают постоянство на больших площадях. За счет алевролитов и песчаников с глинистым цементом образуются кварц-серицит-хлоритовые филлиты; за счет алевролитов и песчаников с известковистым цементом — кварц-серицит-кальцит-хлоритовые филлиты; за счет конгломератов, гравеллитов и кварц-полевошпатовых песчаников — кварц-альбит-серицит-хлоритовые филлиты. Чертами регионально измененных пород являются: площадное распространение (совпадение контуров с границами распространения осадочных, вулканогенно-осадочных образований); выдержанный состав на

больших площадях, отсутствие четко выраженной зональности; особенности состава главных породообразующих минералов: хлорита и серицита [Кузнецов и др., 2019].

Контактовые изменения связаны внедрением крупного массива гранитоидов Змеиногорского комплекса (D_3-C_1), что привело к значительным контактово-метаморфическим преобразованиям вулканогенно-осадочных пород в условиях мусковит-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций контактового метаморфизма [Добрецов, Ревердатто, Соболев, 1970]. Контактново-измененные породы представлены роговиками, имеющими кварц-полевошпатовый, кордиерит-кварц-биотитовый и кварц-биотитовый состав, участками пироксен-гранатовыми скарнами [Кузнецов и др., 2019].

На отдельных участках в пределах изученных районов проявлен динамометаморфизм, связанный с Северо-Восточной зоной смятия ниже-карбонового возраста. В ее пределах вмещающие породы и околорудные метасоматиты были подвержены рассланцеванию, перекристаллизации минералов. В околорудных метасоматитах серицит при динамометаморфизме часто замещается мусковитом [Кудрявцева, 2012].

Воздействие метаморфизма на руды приводит к изменению структур и текстур руд, а также их минерального состава, изменению типоморфных особенностей главных рудообразующих сульфидов. В рудах отмечается повышение количества пирротина, ранее образованный пирротин переходит в гексагональный, в ассоциации с пиритом появляется магнетит, происходит кристаллизация новых минералов за счет рафинирования элементов-примесей и другие изменения. [Ручкин, 1984]. При динамометаморфизме повышается роль дробления и пластических деформаций.

1.5 Геологические формации, структурно-формационное районирование

Колчеданно-полиметаллические месторождения РАП по своим характеристикам относятся к колчеданным месторождениям в вулканогенных комплексах [Кузнецов, 2016] и ассоциируют с двумя рудоносными формациями: нижней (эмс-эйфель-ранний живет) — последовательно дифференцированной базальтсодержащей андезит-дацит риолитовой известково-кремнисто-терригенной и верхней (поздний живет-ранний фран) — контрастной базальт-риолитовой кремнисто-терригенной, которые обладают рядом характерных черт: принадлежностью вулканитов к калий-натриевой серии, существенным преобладанием кислых пород над основными, антидромным характером вулканизма и присутствием значительного количества осадочных и вулканогенно-осадочных пород (карбонатно-кремнисто-терригенных, углеродисто-глинисто-кремнисто-терригенных, кремнистых туффитов и рифогенных известняков). Нижняя (эмс-раннеживетская) базальтсодержащая андезит-дацит риолитовая

известково-кремнисто-терригенная формация в пределах Змеиногорского, Рубцовского и Золотушинского рудных районов имеет трехчленное строение:

— нижняя субформация — туфогенно-осадочная (алевролиты, песчаники, туфопесчаники, гравелиты, туфы кислого состава, редко лавы риолитов, андезитов, андезибазальтов и их лавобрекчии); отвечает отложениям мельничной свиты ($D_{1,2e-ef}$);

— средняя субформация — риолитовая (риолиты и риодациты, их лавобрекчии, туфы кислого состава); включает образования сосновской свиты (D_{2ef-gv_1});

— верхняя субформация — туфогенно-алевро-песчаниковая (алевролиты, часто известковистые, кремнистые, песчаники, гравелиты, прослои туфов кислого состава, туффитов); отвечает отложениям заводской свиты ($D_{2gv_2^1}$).

Таким образом данная формация представлена преимущественно кислыми разностями вулканитов. Основу антидромного разреза формации составляют риолиты и риодациты. Формация является непрерывной, относится к калиево-натриевой серии, с преобладанием калия над натрием, характеризуется преимущественным развитием пород кислого состава и незначительным содержанием пород основного состава.

Верхняя (позднеживетская–раннефранская) базальт-риолитовая кремнисто-терригенная формация в пределах Золотушинского, Рубцовского и Змеиногорского районов также имеет трехчленное строение:

— нижняя субформация — дацириолитовая (риолиты, дациты, их лавобрекчии, туфы кислого состава); отвечает образованиям давыдовской свиты ($D_{2gv_2^2}$);

— средняя субформация резко различается по набору фаций в различных районах. В Змеиногорском районе проявлены породы андезибазальтовой субформации (андезиты, андезибазальты, их лавобрекчии, туфы основного и кислого состава, с прослоями кремнистых алевролитов, песчаников). В Золотушинском и Рубцовском районах отмечаются породы туфогенно-осадочной и алевро-песчаниковой субформаций (алевролиты, песчаники, туфопесчаники, туфы, редко риолиты, их лавобрекчии). Включает отложения нижнекаменевской свиты ($D_{2gv_2^2}-D_{3fr_1}$);

— верхняя субформация — риолитовая терригенно-вулканогенная (риолиты, риодациты, лавы, лавобрекчии, тефроиды с прослоями алевролитов, аргиллитов) отмечается в Змеиногорском районе. В Золотушинском районе, по данным Зайцева А.И. (1986), развиты породы дацириолитовой туфогенно-осадочной субформации (биогермные известняки, известковистые, кремнистые, углистые алевролиты, гравелиты, конгломерато-брекчии, витро- и литокластические туфы кислого состава, агломератовые грубообломочные туфы, туфобрекчии,

тефроиды), а в Рубцовском — риолитовой терригенно-вулканогенной (алевролиты кремнистые, известковистые, песчаники, туфы и лавы кислого состава) [Зайцев и др., 1986]. Соответствует верхнекаменевской свите (D_{3fr1}).

Главной особенностью вулканогенных пород данной формации является контрастный ряд: породы кислого и основного составов, которые развиты примерно в равных количествах. Породы кислого состава отвечают риолитам, риодацитам, дацитам и низкощелочным риолитам, риодацитам, дацитам, а основного состава — базальтам, андезибазальтам, трахибазальтам, трахиандезибазальтам и умереннощелочным пикробазальтам.

На рудноалтайских месторождениях ярко выражена взаимозависимость состава руд с составом и петрохимическими особенностями рудовмещающих толщ. В объеме рудоносных формаций выделены субформации, с которыми ассоциируют соответствующие рудные субформации.

Средние соотношения Pb:Zn:Cu в рудах месторождений 1:3:1 при широкой вариации этих соотношений. Главные минералы — пирит, галенит, сфалерит и халькопирит. Основные элементы-примеси представлены Ag, Au, Cd, Se, Te [Кузнецов и др., 2019].

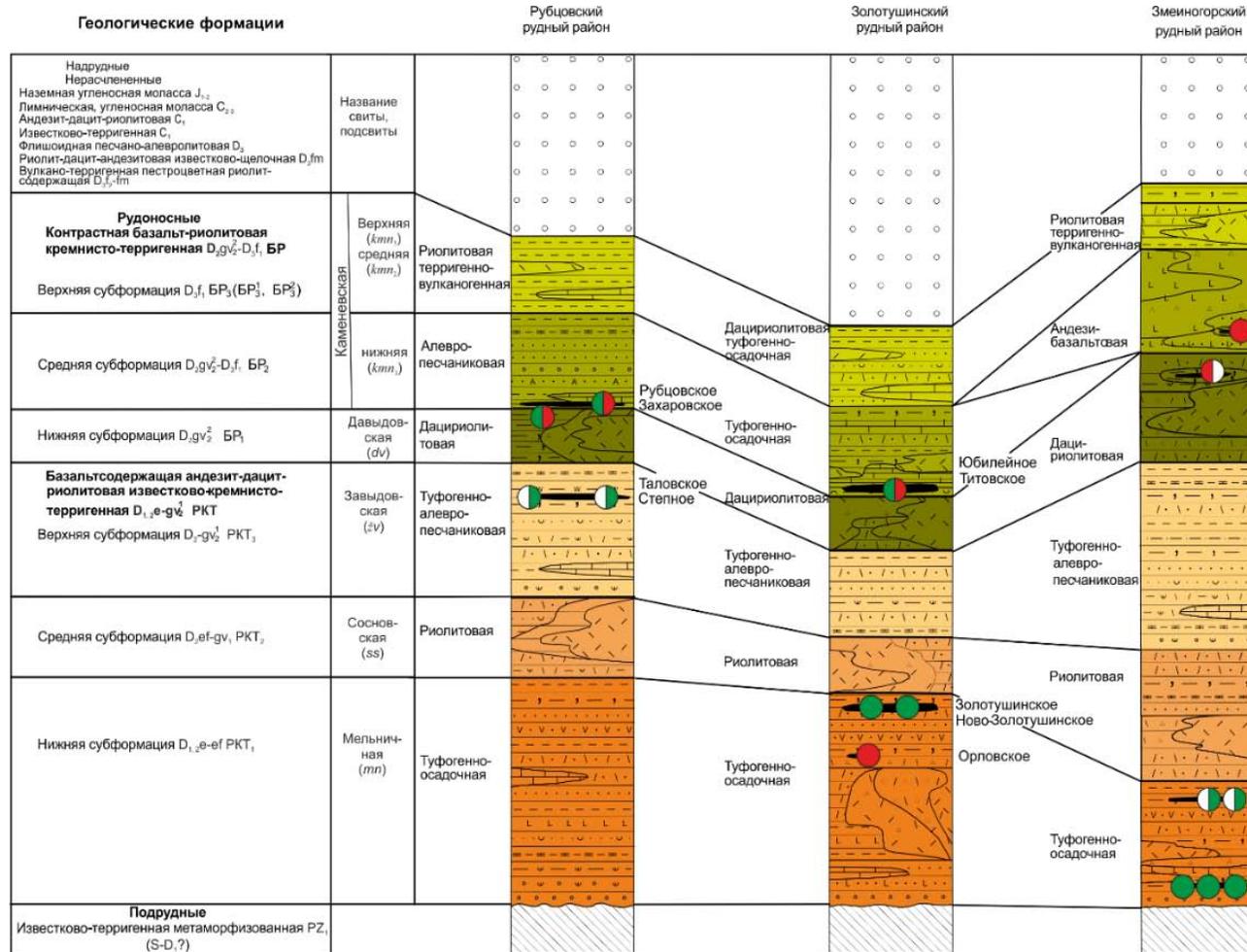
Свинцово-цинковая колчедансодержащая рудная субформация соответствует геологической базальтсодержащей андезит-дацит-риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации, в составе которой кислые вулканиты преобладают над основными, а осадочная составляющая над вулканогенной. Для месторождений характерно наличие примерно равных долей свинца и меди в рудах (при некотором преобладании свинца), также присутствие повышенного содержания цинка. Коэффициент колчеданности ($K_{\text{кол.}}$) варьирует от 0,5 до 1,5.

Медно-свинцово-цинковая колчеданная рудная субформация соответствует геологической контрастной базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формации, в которой отмечаются примерно равные соотношения кислых и основных вулканитов, а также осадочной и вулканогенной составляющих. Для месторождений рассматриваемой рудной субформации характерна незначительная роль свинца при близких значениях цинка и меди и высокой сернистости руд. Соотношения металлов Pb:Zn:Cu=1–4:2–6:3; а коэффициент колчеданности $K_{\text{кол.}}=S:(\text{Pb}+\text{Zn}+\text{Cu})$ более 1,5. В свою очередь, в пределах субформаций выделяются минеральные типы месторождений, состав которых определяется рудоносными фациями или ассоциациями фаций (Таблица 1.1) [Кузнецов и др., 2019].

Таблица 1.1 Минеральные типы месторождений российской части Рудного Алтая

Минеральный тип месторождений	Рудоносная ассоциация фаций	Pb:Zn:Cu	$K_{кол}$ S:Pb+Zn+Cu	Доля вулканитов в рудовмещающем разрезе (а), покровных и экструзивных их фаций (б), %
1. Галенит-сфалерит-баритовый	(Риолит)-известняково-терригенная	1:1,5:0,2	<0,5	а) не более 5–10 б) < 1
2. Галенит-сфалеритовый	Риолит-кремнисто-(карбонатно)-известняково-терригенная	1:2:0,4	<0,5	а) ~10–1 б) ~5
3. Халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовый	(Базальт)-риолит (карбонатно)-кремнисто-терригенная	1:2,5:0,7	0,7	а) 15–20 б) ~5
4. Халькопирит-галенит-пирит-сфалеритовый	Базальт-риолит-(карбонатно)-терригенно-кремнистая	1:4:0,8	1,2	а) ~30 б) ~10
5. (Галенит)-сфалерит-халькопирит-пиритовый	Терригенно-базальт-риолитовая	1:5:3	≥1,5	а) ~40 до 50 б) ~10–15

Ряд рудоносных ассоциаций характеризуется уменьшением карбонатной составляющей, нарастанием количества вулканитов, а в их пределах — вулканитов основного состава. В зависимости от изменений фациального состава рудоносных отложений происходит соответственное уменьшение роли свинца, бария и благородных металлов в рудах и увеличение доли и количества меди. В целом выделенные минеральные типы месторождений образуют вертикально-латеральные ряды (Рисунок 1.2).



Условные обозначения

Субформации — базальтсодержащей андезит-дацит-риолитовой формации: 1 — нижняя (D₁₋₂e-ef), 2 — средняя (D₂ef-gv₁), 3 — верхняя (D₂-gv₂¹); базальт-риолитовой формации: 4 — нижняя (D₂-gv₂²), 5 — средняя (D₂-gv₂²-D₃f₁), 6 — верхняя (D₃f₁); **литологические разности пород**: 7 — алевролиты: кремнистые (8), известковистые (9), 10 — аргиллиты, 11 — песчаники, 12 — конгломераты, 13 — известняки, 14 — туфоалевролиты; **нерасчлененные докембрийского метаморфического комплекса**: 15 — габброидная (D₂-D₃), 16 — габбро-плагиогранит-гранитная (D₂-D₃); 17 — туффиты, **туфы**: 18 — риолитов, 19 — андезитов, 20 — базальтов, 21 — крупно-вкрапленные риолиты, **лавы**: 22 — риолитов, 23 — андезитов, 24 — базальтов; 25 — колчеданно-полиметаллические рудные тела; **формации**: 26 — подрудная (S-D₁?), 27 — надрудная (D₃f₂-J₁₋₂); **латерально-вертикальные ряды минеральных типов месторождений**: 28 — галенит-сфалерит-баритовый, 29 — галенит-сфалеритовый, 30 — халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовый, 31 — халькопирит-галенит-пирит-сфалеритовый, 32 — (галенит)-сфалерит-халькопирит-пиритовый

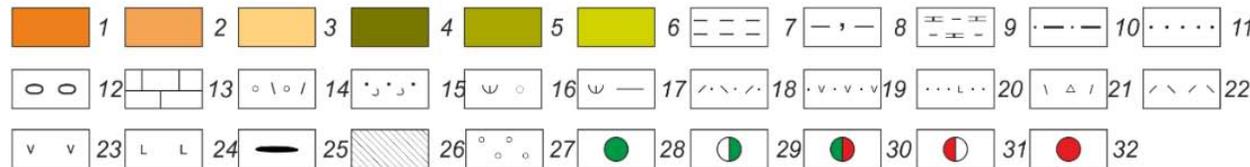


Рисунок 1.2 — Положение месторождений Рудного Алтая в разрезе рудоносных формаций [Кузнецов и др., 2019]

1.6 Характеристика наиболее значимых месторождений Рубцовского и Змеиногорского рудных районов

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Рубцовское (Рисунок 1.3), открытое в 1970 г. Рудно-Алтайское экспедицией, находится в приосевой части Таловско-Потеряевского прогиба и локализовано в зоне разломов Варшавского надвига. Месторождение приурочено к северному крылу пологой синклинали, на участке флексурного изгиба, характеризующемся развитием мелкой дополнительной складчатости и связанными с ней послонными срывами, зонами дробления, расщепления и окисления. Рудная зона залегает субширотно с падением на юг под углом 10–25°, согласно с вмещающими породами в основании верхне-каменевской подсвиты (переслаивание кремнистых, кремнисто-глинистых алевролитов и песчаников), прослежена по простиранию на 1350 м, по падению — до 400 м. На месторождении разведано 5 рудных тел, но 99% запасов руды и металлов сосредоточено в одном рудном теле №1. Последнее представлено лентообразной залежью длиной по простиранию 800 м, по падению — 340 м, глубина залегания от 73 до 215 м от дневной поверхности. Руды представлены двумя промышленными типами — окисленными и смешанными, первые составляют всего 0,4% запасов месторождения. Околорудные изменения представлены кварц-серицитовыми, хлоритовыми, карбонатно-хлоритовыми метасоматитами. В северо-западной части месторождения, выходящие на погребенный эрозионный срез руды окислены. Руды полиметаллические, выделяются сплошные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные, по агрегатному состоянию — плотные, сажистоподобные и глиноподобные. По богатству содержания меди (4,49%), свинца (6,32%) и цинка (11,48%) — в сумме 22,3% — руды месторождения являются уникальными. Отношение основных компонентов: Cu:Pb:Zn=1:1,5:2,8.

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Захаровское (Рисунок 1.3) залегает в нижней подсвите каменевской свиты, представленной переслаиванием алевролитов, песчаников и риолитовых лав. Рудоносная пачка полого налегает на кремнистые алевролиты и перекрывается глинистыми алевролитами. Оруденение приурочено к области северного замыкания крыла Калининского прогиба, точнее к восточному борту, осложненному рядом поперечных, ССВ простирания, симметричных изгибов и мелких складок. Рудная зона прослежена на 800 м по простиранию в северо-западном направлении и на 350 м по падению с падением (20–50°) на юго-запад, залегает в интервале глубин 80–240 м.

Месторождения

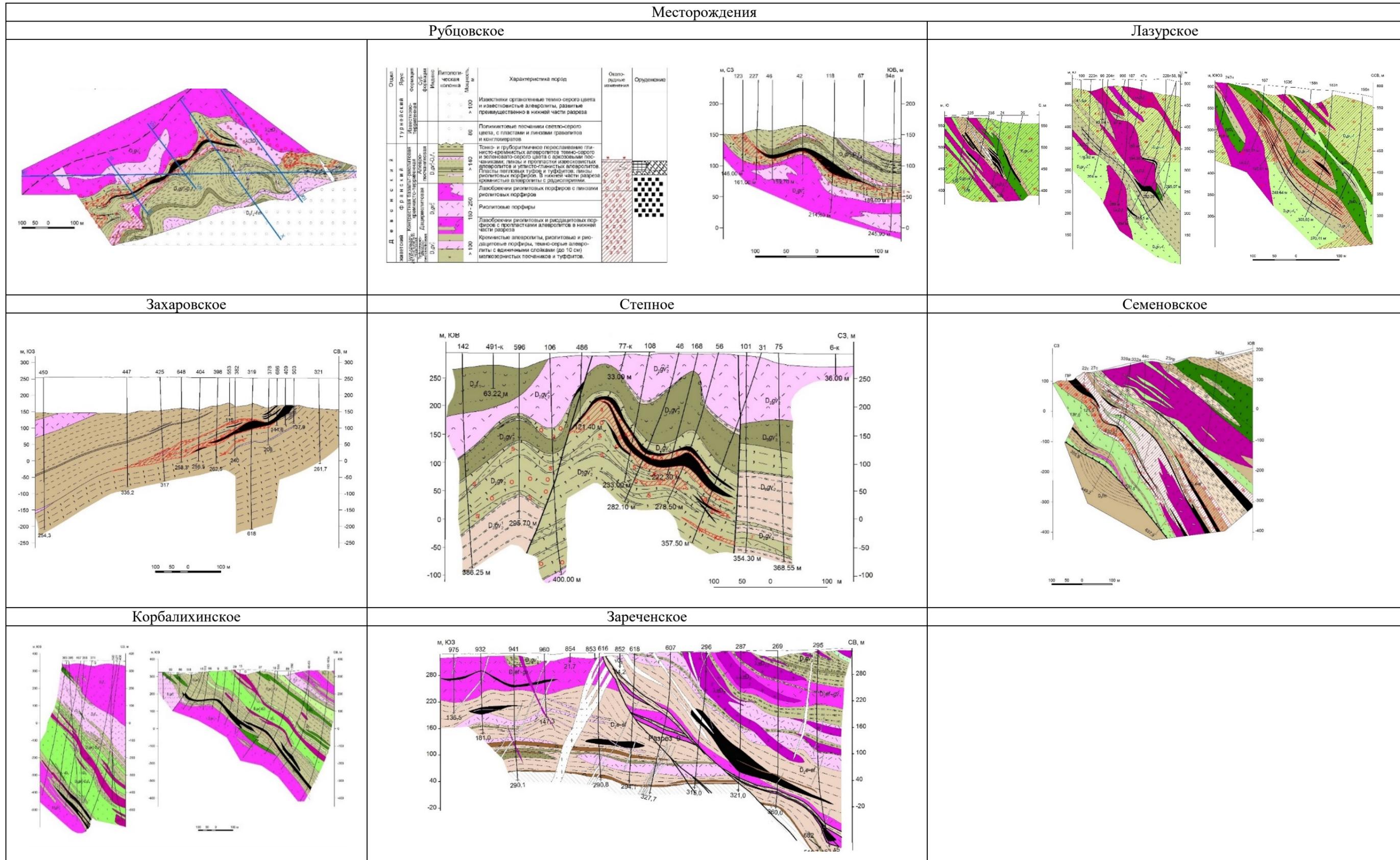


Рисунок 1.3 — Строение основных месторождений российской части Рудного Алтая. Кузнецов и др., 2012. [88].

Другие условные обозначения

Надрудные формации (D₃f₂-J₁₋₂)

Подрудная формация (S-D)-метаморфизованная известково-алевро-песчаниковая

Гранит-порфиры

Околорудные метасоматиты

Кварциты

Кварц-серцит-хлоритовые породы

S - серцитизация, X - хлоритизация, K - карбонатизация, O - окварцевание

Зоны околорудного изменения

Рудные тела

Массивные колчеданно-полиметаллические

Пиритизация

Границы между литолого-фациальными разностями пород

Разрывные нарушения: а - достоверные; б - предполагаемые

Линии разрезов

Вулканогенные породы кислого состава

Фаши жерловой зоны

Автомагматические брекчи:

- риолитов
- риодацитов
- дацитов

Крупнокрапленные:

- риолиты (с крапленниками кварца и полевого шпата)
- дациты
- риодациты

Кластолава:

- риолитового состава
- риодацитового состава

Афировые:

- риолиты
- риодациты
- дациты

Фаши околожерловой зоны

Лавобрекчи:

- риолитов
- риодацитов
- дацитов

Туфы грубообломочные:

- риолитового состава
- риодацитового состава
- дацитового состава
- смешанного состава

Фаши промежуточной зоны:

Лавы:

- риолитов
- риодацитов
- дацитов

Туфы мелкообломочные:

- риолитового состава
- риодацитового состава
- дацитового состава
- смешанного состава

Фаши вулканогенных пород основного состава

Фаши жерловой зоны:

- Габбро-долериты (габбро-диабазы)
- Кластолава среднего состава
- андезитового состава
- андезибазальтового состава
- базальтового состава

Лавобрекчи:

- андезитов
- андезибазальтов
- базальтов

Фаши околожерловой зоны:

Туфы грубообломочные:

- андезитового состава
- андезибазальтового состава
- базальтового состава

Фаши промежуточной зоны:

Лавы:

- андезитов
- андезибазальтов
- базальтов

Туфы мелкообломочные:

- андезитового состава
- андезибазальтового состава
- базальтового состава

Фаши вулканогенно-осадочных пород (прибрежно-морские и пирокластические)

Фаши удаленной зоны

Туфоконгломераты:

- Туфоконгломераты
- Туфогравелиты
- Конгломераты

Гравелиты:

- Гравелиты
- Чередование туфов кислого состава, туфопесчаников, туфоалевролитов
- Чередование туфов среднего состава, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, туфоконгломератов
- Туффиты кислого состава

Песчаники:

- песчаники
- аркозовые
- граувакковые
- туфопесчаники

Туффиты:

- основного состава
- разного состава
- туфоалевролиты

Алевролиты:

- алевролиты известковистые
- кремнистые
- аргиллиты
- углистые

Чередование алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов

Чередование туффитов кислого состава, туфопесчаников, кремнистых и туфогенных алевролитов

Чередование туффитов основного состава, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, туфоконгломератов

Чередование известковистых алевролитов, туффитов разного состава, тефроидов, известняков

Чередование алевролитов, аргиллитов, песчаников

Условные к Рисунку 1.3.

Основу руды составляет полисульфидный мелко-тонкозернистый агрегат, на фоне которого обособляются моно-биминеральные выделения различной формы, придающие руде пятнистый, брекчиевидный, грубополосчатый облик. Характерны также гнездово-вкрапленная и прожилковая текстуры.

Для сплошных руд характерно содержание сульфидов $\geq 50\%$ и содержанием суммы металлов $\geq 25\%$. В среднем по месторождению содержание суммы металлов (Cu, Pb, Zn) — 18,4%, соотношение компонентов (Cu:Pb:Zn) — 1:3:7. Примеси (попутные компоненты) в рудах (%): кадмий — 0,01–0,07; селен — 0,01–0,3; висмут — 0,01–0,02; теллур — 0,01–0,01; золото — 0,35–0,53 г/т; серебро — 60–66 г/т. Рудные тела, залегающие согласно с вмещающими, имеют усложненную линзо-, ленто- и пластообразную форму. Руды медно-свинцовые и медно-свинцово-цинковые составляют, соответственно, 16 и 84%. Зона окисления распространена до глубины 112–123 м и характеризуется медно-свинцовым (без цинка) составом.

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Степное (Рисунок 1.3) расположено в Рубцовском рудном районе. Месторождение приурочено к северному крылу Степной брахиантиклинали (основная часть рудных тел), в меньшей степени к ее замку и южному крылу. Северное крыло осложнено пологими и флексуорообразными складками с размахом крыльев 120–200 м и пересечено дугообразными сбросо- и взбросо-сдвигами субширотного и северо-восточного простирания (амплитуда смещения 40–160 м), падающими на юго-восток под углами 45–85°. Протяженность разломов 200–1500 м, мощность зон 4–5 м. Месторождение размещается в отложениях туфогенно-алевро-песчаниковой субформации базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации живетского возраста мощностью до 300–400 м. Установлены согласные секущие к напластованию пород пласто- и штокообразные тела субвулканических риолитов и риодацитов позднедевонского возраста и дайки диабазов позднекарбонового-раннепермского возраста. Рудовмещающая пачка мощностью 100–370 м сложена кремнисто-глинистыми и глинистыми алевролитами, туфами и туффитами кислого, реже основного состава. В надрудном пространстве месторождения развиты лавы, лавобрекчии и туфолавы риодацитов (100 м) и туфопесчаники (100 м). Подрудная часть разреза мощностью 150–200 м представлена, в основном, туфами, туффитами и туфопесчаниками кислого состава, реже — глинистыми алевролитами.

Рудные тела представляют собой эшелонированные или кулисообразно расположенные согласные, редко секущие линзовидные и лентовидные тела, расположенные на трех стратиграфических уровнях. Длина рудных тел от 50–60 до 800 м, мощность колеблется от 1–2 до 32,7 м. Оруденение представлено телами сульфидных руд: сфалерит-пиритовых с галенитом (55%); пирит-сфалеритовых (15%); халькопиритовых, халькопирит-пиритовых (20%) и галенит-сфалеритовых (10%). Главные рудные минералы — сфалерит, пирит, халькопирит, галенит.

Нерудные: кварц, серицит, хлорит, карбонаты, барит. Отношение средних содержаний $\text{Cu}:\text{Pb}:\text{Zn}=1:3:6$. Структуры руд — тонко- и мелкозернистые. Ведущие текстуры руд: сплошные, гнездово-вкрапленные, вкраплено-прожилковые, вкрапленные, брекчиевые. Околорудные изменения пород проявлены преимущественно со стороны лежачего бока рудных тел: кварц-серицитового, кварц-серицит-хлоритового, карбонатного и тальк-карбонатного состава. Промышленные окисленные руды имеют локальное распространение и сложены лимонитом, церусситом, азуритом, малахитом, смитсонитом, халькозином и каолинитом.

Месторождение Корбалихинское (Рисунок 1.3) находится в Змеиногорском районе Алтайского края, в 6 км к СВ от г. Змеиногорск, крупное по запасам, детально разведано, всесторонне изучено в 1959–1966 и 1974–1987 гг. при помощи скважин до глубины 1450 м, подготовлено к промышленному освоению.

Геологический разрез месторождения сложен вулканогенно-осадочными породами Заводской, Давыдовской и Каменёвской свит. Субвулканические образования основного и кислого составов принадлежат Давыдовско-Каменёвскому комплексу. Структура связана с палеовулканической постройкой, приуроченной к юго-западному крылу Змеиногорской брахисинклинали, осложняющей северо-западное замыкание Быструшинского прогиба. Простирание пород главным образом северо- западное. Падение северо-восточное: $40\text{--}50^\circ$ на юго-востоке и более крутое (до $60\text{--}80^\circ$) — на северо-западе. Среди разрывных нарушений выделяются Юго-Восточный, Центральный-1 и Центральный-2 разломы. Юго-Восточный (взбросо-сдвиг) ограничивает месторождение с юго-востока. Центральный-1 типа сбросо-сдвига (долгоживущий и разделяющий месторождение на юго-восточную и северо-западную части) существовал во время накопления отложений Каменёвской свиты. Центральный-2 представляется субпослойным надвигом, залеченным иногда дайками долеритов. Рудная зона локализуется в нижнекаменёвской подсвите среди нижней, преимущественно, осадочной пачки, под лавобрекчиями базальтов. Её размеры по простиранию — 2500 м, по падению — до 1000 м, интервал глубин залегания — 75–1400 м. Руды увязываются в основном в усложнённые линзо- и лентообразные согласно залегающие с вмещающими породами тела. 91% балансовых запасов руды категорий В+С₁ сосредоточены в трёх из них (1, 2, 4) — по 11, 19 и 61%, соответственно. Размеры (в м) этих тел составляют соответственно: по простиранию 530, 530 и 1425, по падению 370, 55–512 и 180–620, мощности (средней) 9,8, 12,9 и 10. Руды в большинстве своём сплошные тонкозернистые (северо-западный фланг), брекчиевые, реже вкрапленные и, в единичных случаях, прожилковые (юго-восточный фланг), сульфидные, относящиеся к полиметаллическому и колчеданно-полиметаллическому минеральным типам. Главные минералы — сфалерит, галенит, халькопирит, пирит. Основные ценные компоненты — цинк,

свинец, медь, сера — имеют высокие содержания. В рудах присутствуют в промышленных концентрациях также золото, серебро, кадмий, висмут, селен, теллур, таллий, галлий.

Месторождения Зареченское (Рисунок 1.3) — золото-серебро-барит-полиметаллических руд и *Среднее* — полиметаллических руд; по различию их структур, составу, соотношению и содержанию полезных компонентов рассматриваются как два самостоятельных рудных объекта, хотя вскрываются одним шахтным комплексом выработок. С генетической точки зрения это один объект [Кузнецов, 2016] — полная аналогия месторождения Змеиногорское. Основная часть месторождения Зареченское и верхняя рудная подзона месторождения Змеиногорское имеют одинаковый состав руд и залегают в аналогичных породах одной и той же верхнемельничной подсвиты. Месторождение Среднее отвечает нижней и средней рудным подзонам месторождения Змеиногорское, с той лишь разницей, что основное промышленное оруденение на первом из них сосредоточено в вулканитах среднемельничной подсвиты, а на втором — в вулканогенно-осадочных породах нижнемельничной. Оба месторождения детально разведаны: месторождение Среднее — законсервировано, месторождение Зареченское — эксплуатируется ОАО «Сибирь-Полиметаллы».

Месторождение Лазурское (Рисунок 1.3) находится в Змеиногорском районе Алтайского края, в 20 км к ЮВ от г. Змеиногорск. Разведано горными выработками и скважинами. Рудная зона локализована в средней части горизонта базальтов нижнекаменевской подсвиты (возможно в прослое кислых вулканогенных пород), превращённых в кварц-серицит-хлоритовые сланцы. Размеры месторождения по простиранию составляют 1500 м, по падению оно прослежено до 540 м. Мощность рудной зоны месторождения колеблется от первых метров до 50–60 м. Всего на месторождении выявлено и разведано 113 рудных тел длиной по простиранию 14–770 м, по падению — 10–450 м при мощности 0,5–20 м. Глубина залегания кровли тел колеблется от 0 до 340 м. Руды прожилковые, вкрапленные, сплошные, в большинстве своём увязываются в согласно и субсогласно залегающие рудные тела. По данным эксплуатационных работ большая часть рудных тел имеет незначительные размеры, а крупные рудные тела представляют собой, по существу, рудные зоны с кулисообразно расположенными линзовидными рудными телами богатых руд и сульфидной минерализацией между ними. По вещественному составу на месторождении выделяются руды двух типов: полиметаллические и медные. Первые преобладают на западном фланге, вторые — на восточном. Основные минералы сульфидных руд: сфалерит, халькопирит, галенит, пирит; в зоне вторичного сульфидного обогащения развиты халькозин, борнит, ковеллин; в зоне окисления: малахит, азурит, куприт, лимонит, церуссит, англезит, смитсонит, лимонит. Полезные элементы: цинк, медь, свинец, кадмий, золото, серебро и др.

Месторождение частично эродировано. В верхней части оно подверглось процессам окисления, которые опускались до глубины 20–30 м, по ослабленным зонам они достигали 70–80 м.

Колчеданно-полиметаллическое месторождение Семеновское (Рисунок 1.3) расположено в Алейском районе Алтайского края Российской Федерации. Месторождение эксплуатировалось до 60-х годов XX века. Семеновское месторождение приурочено к флексуобразному изгибу, меняющему простираение структуры с субширотного на субмеридиональное и сложено вулканогенно-осадочными породами базальтсодержащей риолитовой калиевой формации эмс-эйфельского возраста. Рудовмещающие отложения месторождения Семеновское (эйфельский уровень) представлены существенно кремнистыми алевролитами, кремнистыми породами, туффитами, туфами кислого состава, туфопесчаниками, залегающими на теле афировых риолитов и перекрытыми также риолитами крупновкрапленными. Площадь месторождения отвечает палеовулканической депрессии, осложненной экстррузивным куполом. В южной части рудовмещающая толща срезается Семеновским взбросо-надвигом. Рудные тела месторождения представляют собой кулисообразно распложенные согласные залежи жилообразной, линзообразной и сложной пластовой формы. Руды массивные, вкрапленные, прожилковые и сложены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом. Основные типы руд: сфалерит-пиритовые (с галенитом), пирит-галенит-сфалеритовые, халькопирит-пиритовые. Рудовмещающие отложения интенсивно изменены процессами динамометаморфизма и околорудного метасоматоза. В результате динамометаморфизма породы рассланцованы и часто превращены в кварц-серицит-хлоритовые сланцы, а в результате околорудного метасоматоза – в кварциты, кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые породы [Кузнецов, 2017ф].

2. ОСОБЕННОСТИ ПЕРВИЧНЫХ РУД И ИХ МЕТАМОРФИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ

Решение вопроса условий формирования месторождений является первостепенным при прогнозных исследованиях, т.к. от генезиса месторождений зависит определение прогнозно-поискового комплекса и обоснование рекомендаций по направлению дальнейших поисковых работ.

Согласно данным А.Л. Дергачева (2010) в геологической истории Земли выделяются четыре основных относительно коротких периода активного колчеданообразования, среди которых позднедевонско-раннекаменноугольный период выделяется как наиболее крупный. С этим периодом связано формирование крупнейших колчеданосных провинций мира, и в том числе Рудноалтайской. Важнейшими факторами образования колчеданных руд являются связь с контрастными или последовательно-дифференцированными вулканогенными комплексами [Кузнецов, 2019], близость источника рудного вещества, наличие структур, благоприятствовавших накоплению и быстрому захоронению крупных рудных тел, а также большая продолжительность процессов рудообразования на фоне палеовулканического режима. [Дергачев, Еремин, 2008; Еремин и др., 2004]. Размещение колчеданных месторождений определяется положением центров длительной эндогенной активности, что обеспечивало существенную продолжительность функционирования магматогенных субмаринных гидротермальных систем [Викентьев, 2004].

Проведенные ранее исследования закономерностей распределения месторождений северо-западной части Рудного Алтая, их строения, состава и условий образования подтверждают связь колчеданно-полиметаллического оруденения с девонским вулканизмом и их приуроченность к центрам вулканической активности [Филатов и др., Гаськов, 2002; Дергачев, 2010; Кузнецов и др., 2014]. О девонском возрасте оруденения можно судить по находкам обломков руды колчеданного и полиметаллического состава в конгломератах фамена в районе сел Маношихи и Каменки [Дербикив, 1966]. Известны также находки обломков околорудно-измененных пород в конгломератах фамена на Садовушинско-Петровской площади [Пугачева, Филатов и др., 1981]. Обломки руд (рудокласты) колчеданного состава, содержащие сфалерит и галенит, образованные при терригенном размыве рудной залежи, наблюдаются на месторождении Корбалихинское в перекрывающих рудовмещающую толщу отложениях. Здесь в лавах, лавобрекчиях и туфах основного состава достаточно часто наблюдаются слабо окатанные или угловатые обломки колчеданных руд, размер которых достигает нескольких сантиметров. Полная идентичность обломков пород в туфах и лавобрекчиях основного состава по форме и размерам, наличие у обломков каемок перекристаллизации сульфидов на границе с

вмещающими породами и отсутствие метасоматических изменений близ обломка не оставляют сомнений в их природе и исключают возможность их метасоматического образования. Подобные обломки руд характерны для практически всех месторождений Рудного Алтая, в частности, Д.Т. Фёдоровым (1989) на Камышенском и Артемьевском месторождениях описаны рудокласты размером до 5 см. изометричной или слегка угловатой формы, от существенно галенит-сфалеритового до медноколчеданного состава [Федоров, 1989].

Вулканогенно-осадочные породы северо-западной части Рудного Алтая подвержены контактовому метаморфизму мусковит-роговиковой, а на отдельных участках пироксен-роговиковой, фаций, связанному со становлением габбро-диорит-плагиогранит-гранитовой геологической формации позднедевонского-раннекаменноугольного возраста [Кузнецов, 2019]. Наряду с вмещающими породами контактовому метаморфизму подвержены сульфидные рудные тела. На изучаемой площади проявлен слабый региональный метаморфизм, который достигает зеленосланцевой фации [Кудрявцева, 2012].

Природа рудообразования является одним из основных вопросов рудогенеза. Ввиду довольно интенсивного метаморфизма руд большинства рассматриваемых нами месторождений, их первичные текстуры и структуры часто затушеваны [Вейц и др., 1957; Кузнецова, 2017; Кузнецов и др., 2019]. С целью расшифровки условий накопления и механизмов рудообразования изучены текстурно-структурные особенности руд. В результате исследований были установлены реликты текстур и структур руд, указывающие на сингенетичную, гидротермально-осадочную их природу и преобразование под деформационно-метаморфическим воздействием.

Минералогические особенности первичных руд и их метаморфические преобразования изучены на месторождениях Корбалихинское, Лазурское, Семеновское, Майское, Зареченское, Степное, Комиссаровское, Тушканихинское, Петровское, Западно-Захаровское и ряде рудопроявлений (Вересухинское, Зайцевское, Привет и др.). Геолого-промышленный тип месторождений — золото-серебросодержащий медно-свинцово-цинковый колчеданный в осадочно-вулканогенных породах. Рудовмещающей является вулканогенно-осадочная толща, для которой в разрезе характерно тонкое чередование вулканогенных и осадочных пород. Рудные тела занимают определенное стратиграфическое положение, локализуясь среди первично кремнистых фаций. Такое положение рудных залежей прослеживается на многие сотни метров, как по падению, так и по простирацию рудных зон. Основные рудные тела месторождений приурочены к стратиграфическому интервалу от 50 до 150 м (редко 200 м). Рудные тела в плане изометричные, линзовидные, пластовые и лентовидные. Размеры по простирацию — до 1500 м, по падению — до 900 м, по мощности — от 1 до 100 м. Руды сплошные и вкрапленные медно-свинцово-цинковые колчеданные, цинково-свинцовые колчеданные и барий-свинцово-

цинковые. Главными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит в различных соотношениях.

В рамках настоящей работы руды были изучены по керну скважин, в ряде случаев из канав из этих месторождений и рудопроявлений, карьеров и отвалов месторождений Лазурское, Семеновское, Степное, из шахты, вскрывающей рудное тело Центральное на месторождении Корбалихинское, и из шахты на месторождении Зареченское. Также были изучены работы предыдущих исследователей [Вейц и др., 1957; Филатов и др., 1964ф; Исакович, 1972; Чекалин, 1987ф]. Больше всего таких реликтов установлено в рудах с повышенной колчеданной составляющей, которые концентрируются в пластовых рудных телах, вскрытых на месторождениях, линзах, а также в кровле сульфидных холмов. Выделено два этапа рудообразования — гидротермально-осадочный и метаморфогенный.

2.1 Гидротермально-осадочный этап рудообразования

На этом этапе образовалась основная масса руд месторождений. Минералы первичных ассоциаций сульфидов наблюдаются в виде реликтов среди перекристаллизованных руд. Породообразующие минералы вмещающих слоистых вулканогенно-осадочных пород и сульфиды этих ассоциаций не обнаруживают секущих или коррозионных взаимоотношений друг с другом.

Наиболее хорошо сохранившиеся реликты ранних сульфидов наблюдались в пределах пиритовой, пирит-сфалеритовой, халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовой ассоциаций. Пирит здесь представлен колломорфными выделениями с хорошо выраженными зональными почками (Рисунок 2.1), тонкозернистыми землистыми массами (мельниковит-пирит), а также фрамбоидами и фоссилизированными биоморфными образованиями. Внутреннее строение пирита выявлялось при помощи травления концентрированной азотной кислотой.

Почковидный пирит. Пиритовые почки и корки представляют собой зональные образования, колломорфного строения. В большей части исследуемых образцов отмечаются почки размером 0,05–0,4 мм, но в некоторых случаях наблюдаются гигантские почки размером 1–7 см (месторождение Зареченское). Анализ их структурных особенностей демонстрирует отложение пирита из гелей [Дымков и др., 1977; Кузнецова, 2017].

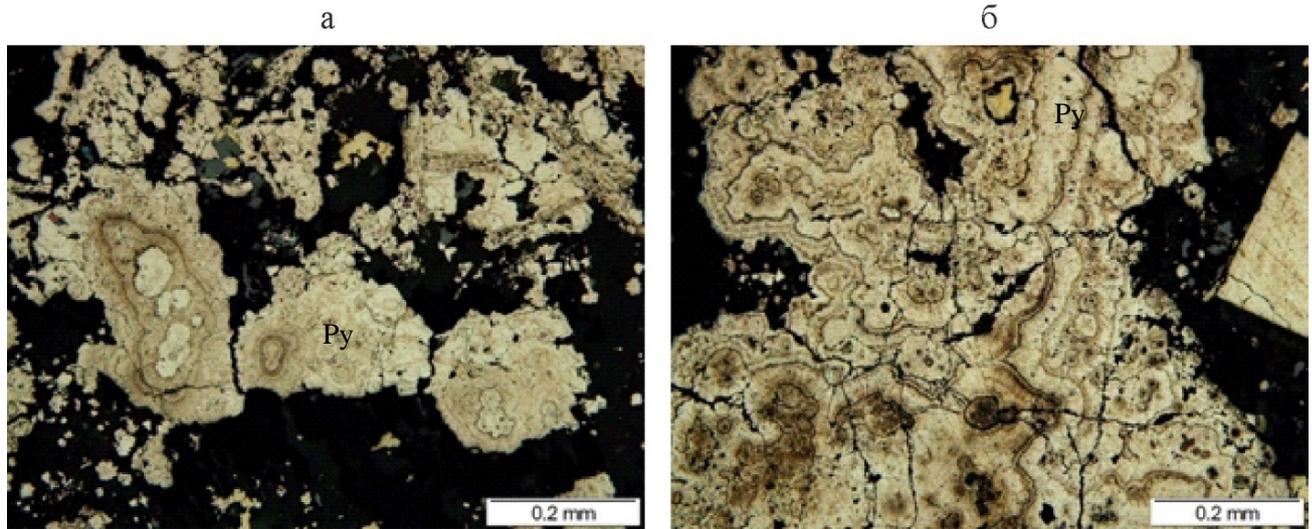


Рисунок 2.1 — Зональные почки колломорфного пирита (светлое), выявленные при структурном травлении

Месторождения Корбалихинское (а) и Лазурское (б). Отраженный свет; протравлено.

Примечание. Здесь и далее Py – пирит, Sph – сфалерит, Hpy – халькопирит, Ga – галенит, Mc – марказит, Cv – ковеллин, Q – кварц, Ba – барит, Ser – серицит, chl – хлорит

Почковидные выделения агрегатов нескольких сульфидов. В почках сложного состава происходит чередование последовательно нарастающих друг на друга или ритмично чередующихся тонких сульфидных слоев. Размер почек обычно 0,05–0,2 мм. На месторождении Семеновское в участках развития галенит-сфалерит-пиритовой ассоциации характерны почки сложного состава — зональные агрегаты, состоящие из чередования зон пирита, галенита и сфалерита (Рисунок 2.2, а–б), последовательно нарастающие друг на друга; размер почек около 0,1 мм. На других месторождениях подобные почки также встречаются, но значительно реже. К примеру, наблюдаются пирит-галенитовые, халькопирит-галенит-пиритовые почки (Рисунок 2.2, г), где сульфиды находятся в тонком переслаивании, пиритовые почки со сфалеритовым или галенитовым центром или центр пирит-галенитовой почки занимает фрамбоид. Сульфидные почки сложного состава, но резко обедненные пиритом отмечены в процессе изучения месторождения Западно-Захаровское. На рисунке (Рисунок 2.2, в) представлены почковидные концентрически-зональные агрегаты галенит-халькопирит-сфалеритового состава с этого месторождения. Обращает на себя внимание, что некоторые из представленных структурных форм подобны описанным для массивных медно-цинковых колчеданных руд Восточно-Тихоокеанского поднятия [Шадлун, 1992], и в ряде случаев идентичны структурам ловушечного материала, собранного в 3-х метрах от основания трубы «черного курильщика» на поле Broken Spur (постройка «Saracen Head, САХ») [Русаков, 2007].

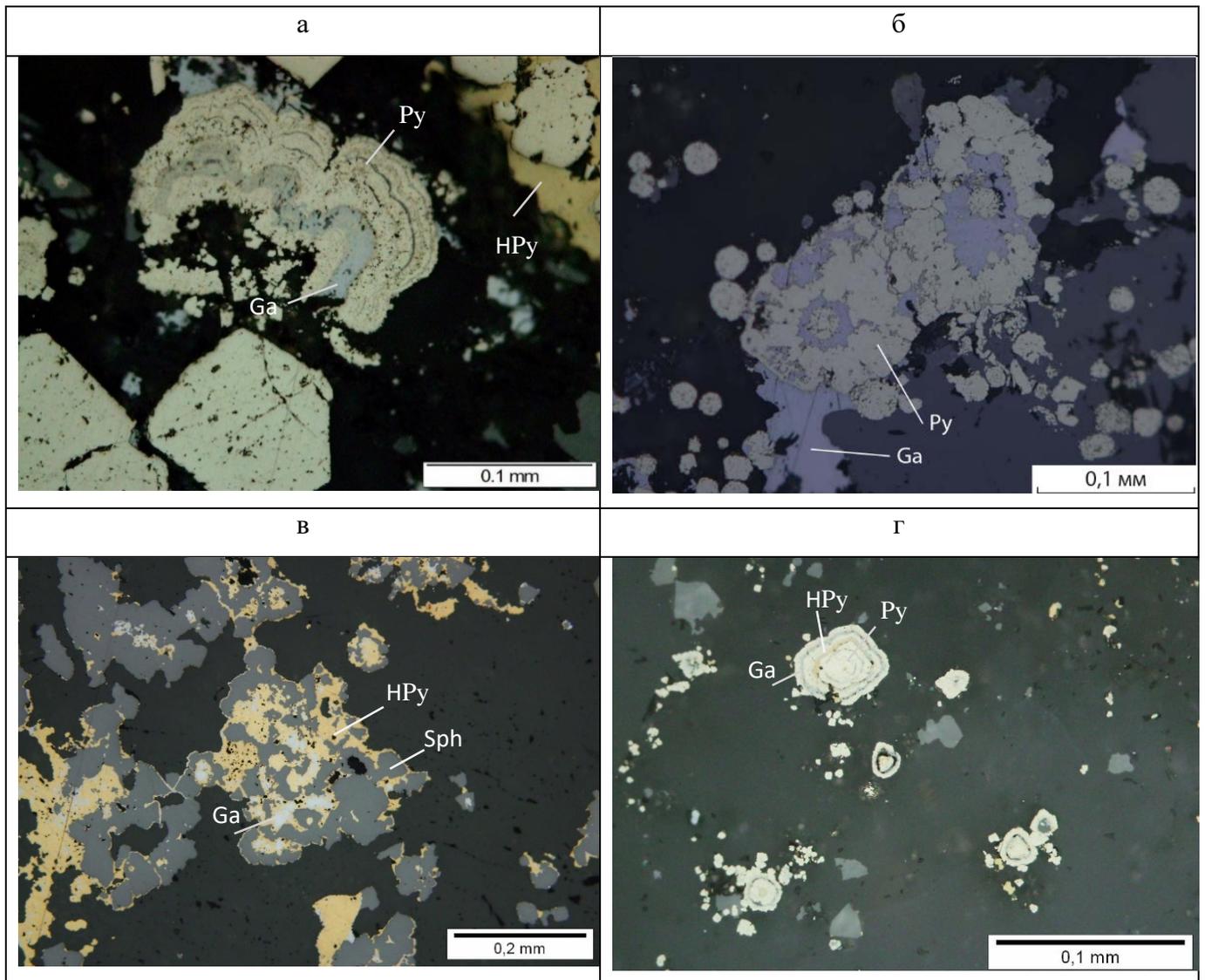


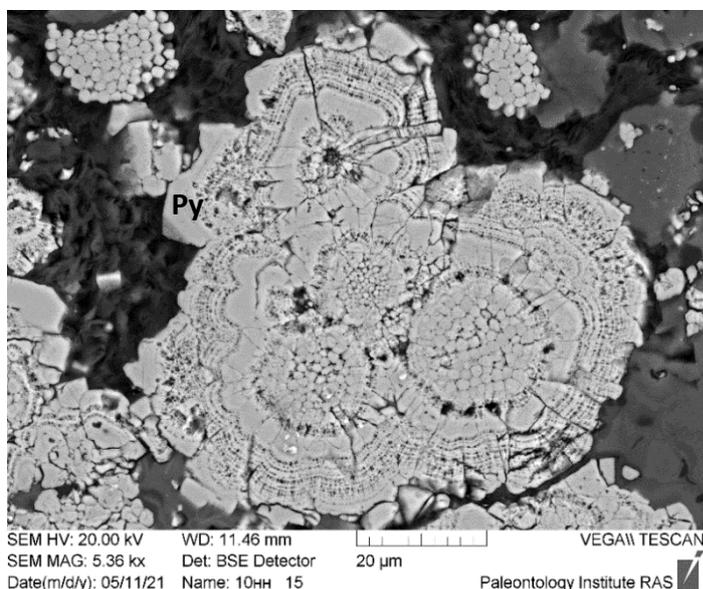
Рисунок 2.2 — Почковидные выделения агрегатов нескольких сульфидов

Почки галенит-пиритового состава (месторождение Семеновское): а — тонко-ритмично-зональные галенит-пиритовые; б — зональные, с фрамбодом в ядре; в, г — зональные почки галенит-халькопирит-сфалеритового и халькопирит-галенит-пиритового составов (месторождение Западно-Захаровское). Отраженный свет

Фрамбоидальный пирит и пиритизированные биоморфные образования. В ряде случаев среди ранних сульфидов широко представлен фрамбоидальный пирит (Рисунок 2.2, б; Рисунок 2.3, а; Рисунок 2.6, а–б), который встречается в рудах почти всех исследованных нами месторождений. Фрамбоиды пирита группируются в скопления до 0,5 мм и ассоциируют с ранними галенитом и сфалеритом, иногда образуют обогащённые слойки в микрослоистых рудах, зафиксированы также фрамбоиды в виде вкрапленников в сфалерите. В других случаях в ядрах пиритовых почек наблюдались фрамбоиды, на которые нарастали слойки колломорфного

пирита (Рисунок 2.3, а). Подобные агрегаты наблюдались в сульфидном цементе осадочных брекчий (Рисунок 2.3, б).

а



б

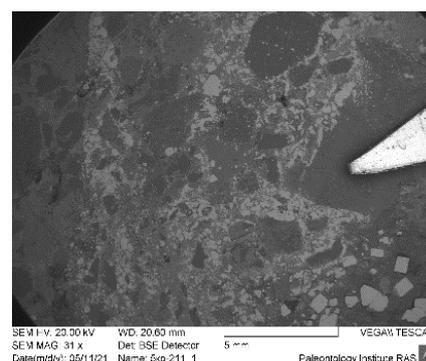


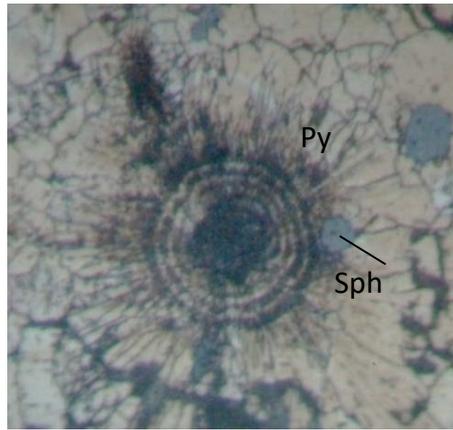
Рисунок 2.3 — Скопление фрамбоидов в ядре пиритовых почек (месторождение Тушканихинское)

а — зональные агрегаты фрамбоидов и колломорфного пирита; б — сульфидный цемент брекчий, общий вид

На основе анализа структурных особенностей фрамбоидального пирита Скрипченко Н.С. указывал на их биогенную природу [Скрипченко, 1966]. Экспериментальные исследования фрамбоидов пирита, проведённые Астафьевой М.М. с соавторами, также показали, что при кристаллизации фрамбоидальных структур преобладающую роль играет биологический фактор (кроме фрамбоидов с кубическими кристаллитами, не наблюдаемых на изученных месторождениях) [Астафьева и др., 2005]

Находки других биоморфных разновидностей, кроме фрамбоидов в рудах, подвергшихся метаморфизму, достаточно редки, однако в некоторых случаях нами были установлены. На рисунке (Рисунок 2.4) биоморфное образование неясного систематического положения в ядре гигантской пиритовой почки служило в качестве затравки для ее роста, т.е. оруденелые бактерии и другие биоморфные сульфиды присутствуют в качестве ядер, на которые впоследствии осаждался дополнительный сульфидный материал.

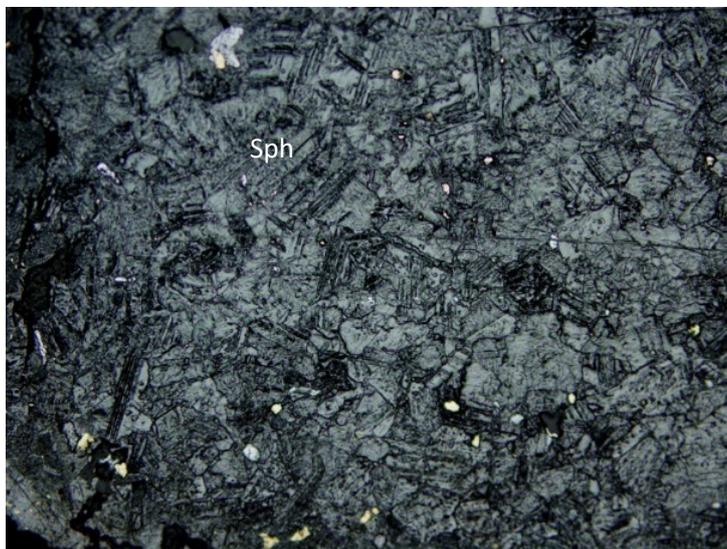
Кроме выраженных почек и фрамбоидов пирит может образовывать тонкодисперсные землистые массы (мельниковит-пирит), которые наблюдались на месторождениях Корбалихинское, Семеновское.



Отраженный свет.
Протравлено,
увеличение 50х

Рисунок 2.4 — Месторождение Зареченское— биоморфное образование неустановленного систематического положения в ядре гигантской пиритовой почки

Сфалерит первичных руд из-за большей пластичности редко сохраняется в первоначальном виде и обычно представлен тонким (размер зёрен сотые доли миллиметра) агрегатом мозаичного строения. Однако в некоторых сфалеритовых скоплениях при помощи структурного травления выявляются реликты почковидного строения (Рисунок 2.5). На месторождении Майское в сульфидных брекчиях встречаются обломки сфалерит-пиритовых колломорфных агрегатов (Рисунок 2.6, а–б). Зональный рост отдельных зёрен также в ряде случаев прослеживается по расположению эмульсионной вкрапленности халькопирита.



Отраженный свет,
увеличение 20х

Рисунок 2.5 — Месторождение Комиссаровское — реликты почковидного строения в сфалерите

Галенит и халькопирит ранних генераций присутствуют в микрослоистых рудах, а также, как уже было отмечено, локализуются в зональных почках и тонкодисперсных срастаниях с пиритом (Рисунок 2.6, в).

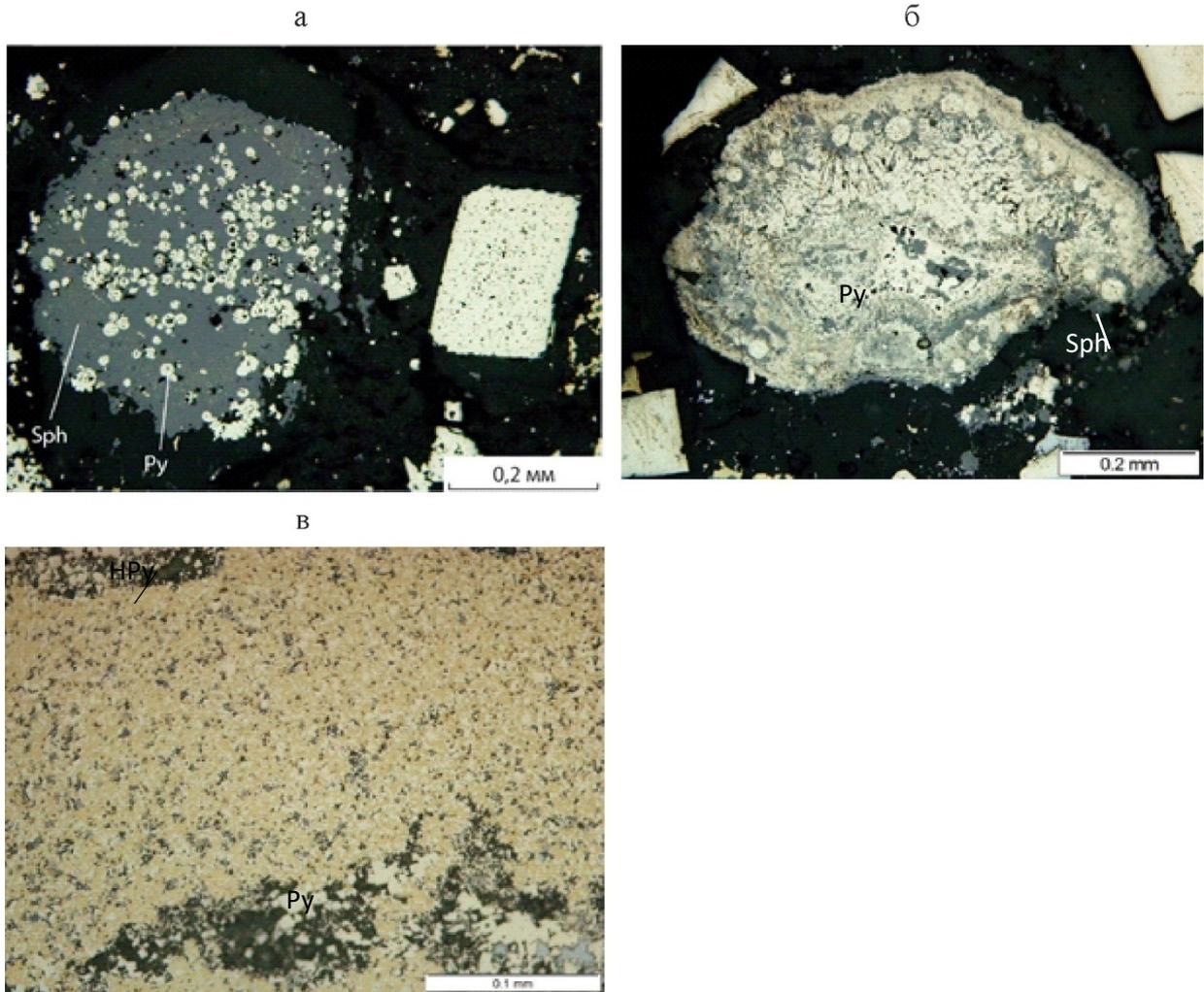


Рисунок 2.6 — Морфология сфалерит-пиритовых и халькопирит-пиритовых сульфидных агрегатов из первичных, гидротермально-осадочных руд

Сфалерит-пиритовые агрегаты в обломках брекчий, пирит представлен фрамбоидальными и колломорфными разновидностями: а — фрамбоидальный пирит в ассоциации со сфалеритом (месторождение Корбалихинское), отраженный свет; б — зональный сфалерит-пиритовый колломорфный агрегат в обломке брекчий (месторождение Майское); в — пирит-халькопиритовый агрегат из слоистых руд (месторождение Корбалихинское), отраженный свет.

В некоторых случаях наблюдается замещение фрамбоидов пирита другими ранними сульфидными минералами, что может свидетельствовать о локальном проявлении придонного замещения ранее существующих фрамбоидов сфалеритом, халькопиритом и галенитом в еще не литифицированном осадке при воздействии поднимающихся флюидов на полупроницаемые среды [Гаськов, 2002, Piercey, 2015].

К текстурным формам гидротермально-осадочного этапа относятся горизонтально-слоистая, ритмично-слоистая, линзовидно-слоистая (Рисунок 2.7, а), массивная (Рисунок 2.7, б) и брекчиевая текстуры (Рисунок 2.7, в). Слоистые текстуры обусловлены чередованием прослоев

с различным содержанием сульфидов, в ритмично-слоистых текстурах такое чередование закономерно.

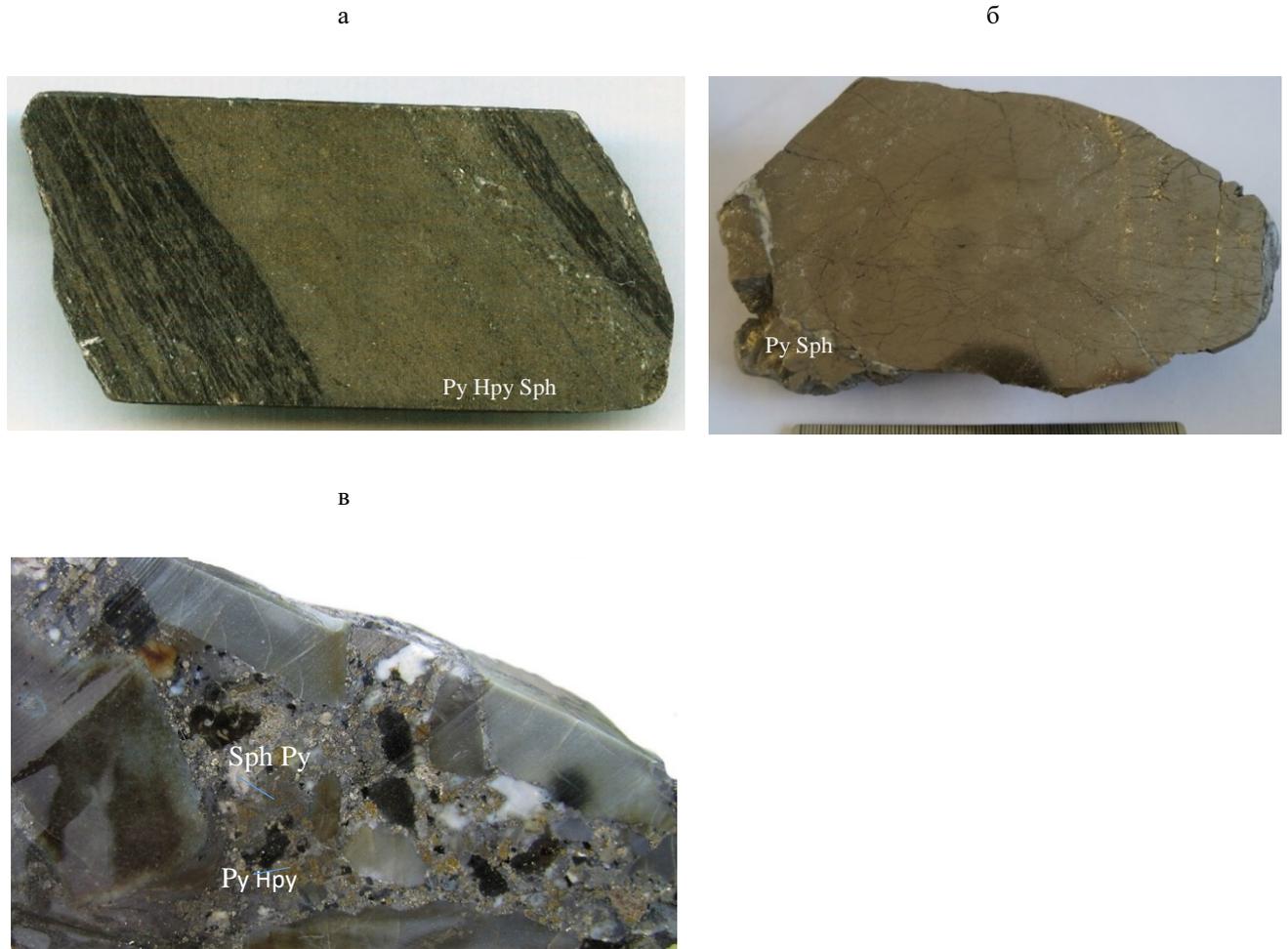
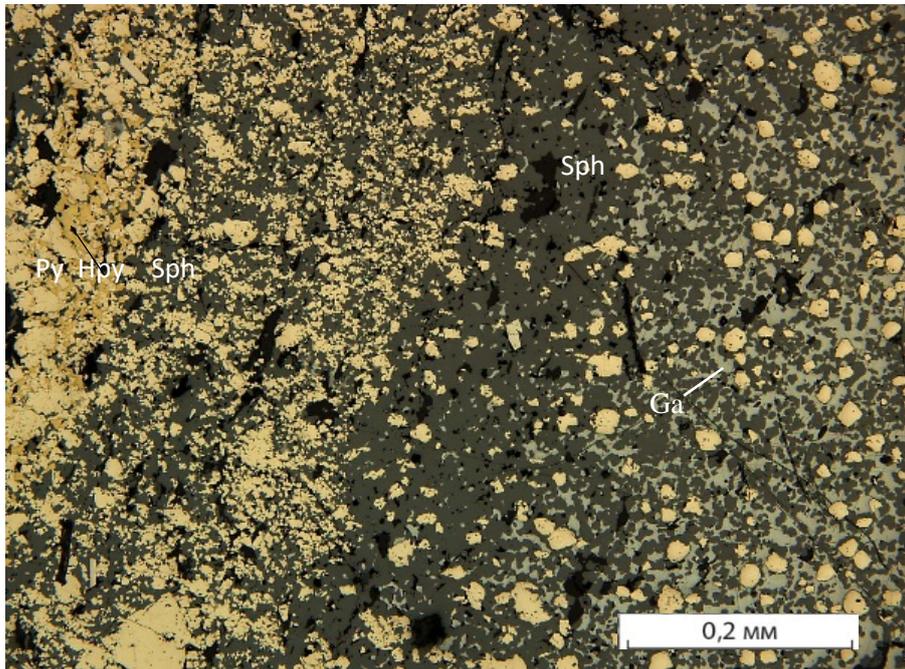


Рисунок 2.7 — Текстуры первичных руд

а — ритмично-слоистые колчеданно-полиметаллические руды (месторождение Корбалихинское), слойки сложены сульфидами пиритом, сфалеритом с небольшой примесью галенита; б — массивные колчеданно-полиметаллические руды (месторождение Зареченское); в — брекчиевые колчеданно-полиметаллические руды, с обломками пиритового, сфалерит-пиритового, халькопиритового составов, обломки пород представлены углистыми и кремнистыми алевролитами, месторождение Корбалихинское; штупф, натуральная величина

Кроме того, в макро-слойках подобных руд нами наблюдалось появление микрослоистости, выражающееся в распределении рудных минералов (Рисунок 2.8). Иногда в слоистых рудах наблюдается убывание крупности зерен от подошвы слоя к кровле. В рудах брекчиевой текстуры обломки руд различного состава (главным образом пиритового и пирит сфалеритового с подчиненным количеством галенита и халькопирита) цементируются нерудным веществом, иногда с небольшой примесью сульфидов. Рудные обломки состоят из пирита, сфалерита, халькопирита и галенита в различных соотношениях, почти во всех обломках можно

проследить первичные зональные почки либо их реликты. Структуры этой группы концентрически-зональные, аллотриоморфные, фрамбоидальные, почковидные, глобулярные.



Отраженный свет,
увеличение 20х

Рисунок 2.8 — Микрослоистые руды (месторождение Лазурское)

2.2 Метаморфогенный этап рудообразования

На изученных месторождениях Рудного Алтая проявлены слабый региональный метаморфизм, контактовый метаморфизм, локально проявлен динамометаморфизм. Наиболее значительные изменения руд связаны с контактовым метаморфизмом. Г.В. Ручкиным на примере колчеданных месторождений Северного Прибайкалья, Казахстана, Карелии обоснован стадийный характер метаморфических преобразований рудного вещества в процессе перекристаллизации, частичной и полной мобилизации [Ручкин, 1984].

На месторождениях Рудного Алтая, как правило, проявлена перекристаллизация, частичная мобилизация и перераспределение рудного вещества.

Первичная природа ранних сульфидов может быть установлена благодаря неравномерному воздействию метаморфизма на руды. Г.В. Ручкин, вслед за Т.Н. Шадлун, отмечал, что прямой корреляции между степенью сохранности структур первичных колчеданных руд и степенью метаморфизма не отмечается, а для сульфидных минералов характерно большое поле стабильности и простой химический состав, при этом выработать критерии различных фациальных условий, подобно метаморфическим породам, затруднительно. [Ручкин, 1984]. Поэтому учитывались критерии суммарного сильного или слабого метаморфического

воздействия. Соответственно, при сравнительном изучении руд месторождений установлено, что можно выделить слабо и значительно перекристаллизованные разновидности, которые в тех или иных соотношениях встречаются в рудах всех изученных метаморфизованных месторождениях.

Слабо перекристаллизованные руды установлены в так или иначе экранированных от метаморфизма участках, тенях давления, при метаморфизме не выше зеленосланцевой фации. Выявление и изучение слабо перекристаллизованных руд позволяет перекинуть «мост» между первичными рудами и метаморфизованными и, таким образом, установить природу последних. Наиболее широко такие руды проявлены на месторождениях Лазурское и Зареченское. В результате слабо метаморфического воздействия на первичные гидротермально-осадочные руды их перекристаллизация выражается в небольших изменениях первичных структур. Это в первую очередь выражается в появлении островков гранобластовой структуры в пределах колломорфных пиритовых скоплений (Рисунок 2.9, а). По краям агрегаты такого пирита и отдельные слои внутри них нередко приобретают кристаллографические очертания (Рисунок 2.9, б). Мельниковит-пирит, который достаточно распространен в первичных рудах, уже при слабых метаморфических воздействиях легко перекристаллизуется в тонкозернистый гранобластовый агрегат (Рисунок 2.10), в котором при структурном травлении устанавливаются многочисленные реликты колломорфного строения. Сфалерит приобретает двойниковую структуру, однако в расположении и ориентации двойников угадываются первичные почки (Рисунок 2.11).

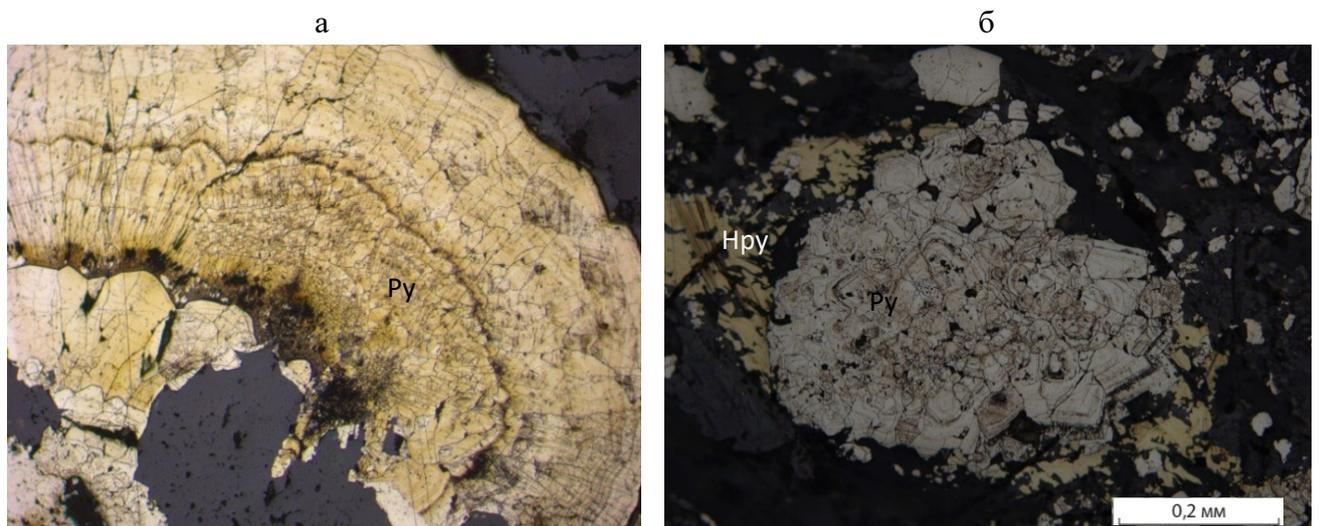
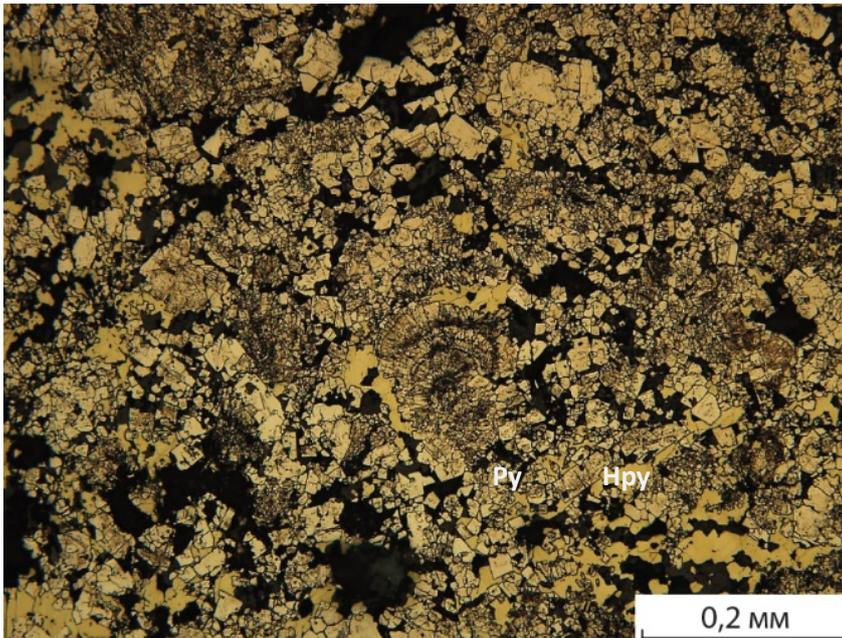


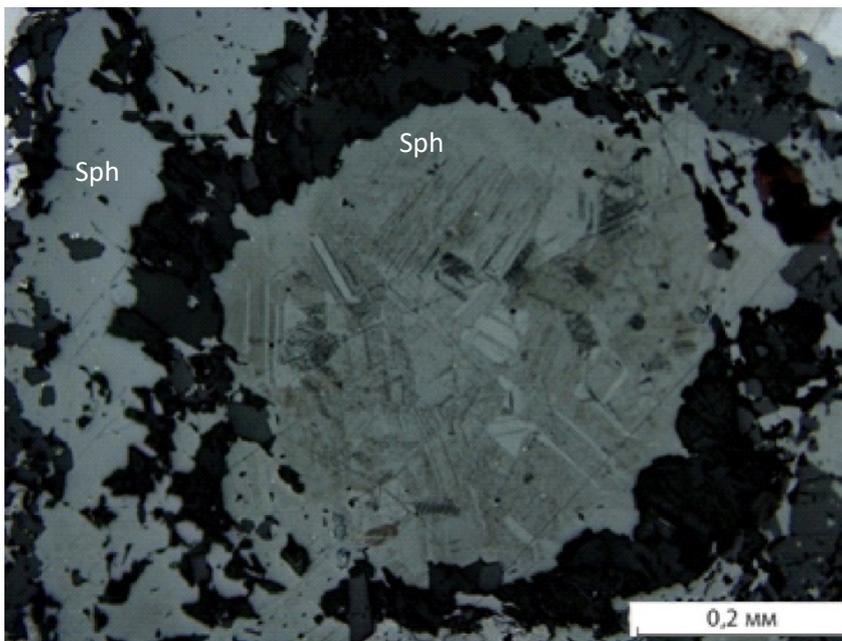
Рисунок 2.9 — Пирит колломорфного строения с хорошо выраженными первичными структурами (месторождение Лазурское)

а — участки ориентированных гранобласт в пределах пиритовой почки; б — кристаллографические формы границ слоев в пирите. Отраженный свет.



Отраженный свет.
Протравлено

Рисунок 2.10 — Перекристаллизованный тонкозернистый агрегат пирита с реликтами почковидного строения (месторождение Лазурское)



Отраженный свет.
Протравлено

Рисунок 2.11 — Сфалерит двойникового строения (месторождение Корбалихинское)

В целом для слабо перекристаллизованных руд, несмотря на примеры изменения очертаний внешних границ скопления, в большинстве случаев характерно сохранение минералами своей первичной внешней морфологии (например, почковидного облика пирита) при изменении или частичном изменении структуры (гранобластовая структура пирита,

двойники сфалерита) при перекристаллизации. Яркий пример — некоторые гигантские почки месторождения Зареченское (Рисунок 2.12). На этом месторождении наряду с пиритовыми почками, где присутствуют реликты колломорфного строения (Рисунок 2.13, а–б), встречаются почки, сохраняющие свою морфологию, но уже сложенные пиритом гранобластового строения (Рисунок 2.13, в). На примере этих почек хорошо видно, что первичные структурные особенности минералов под воздействием деформационно-метаморфических процессов начинают затушёвываться (Рисунок 2.13, г). Подобные почки также установлены на месторождении Комиссаровское (Рисунок 2.14).



Штуф

Рисунок 2.12 — Гигантская пиритовая почка (месторождение Зареченское)

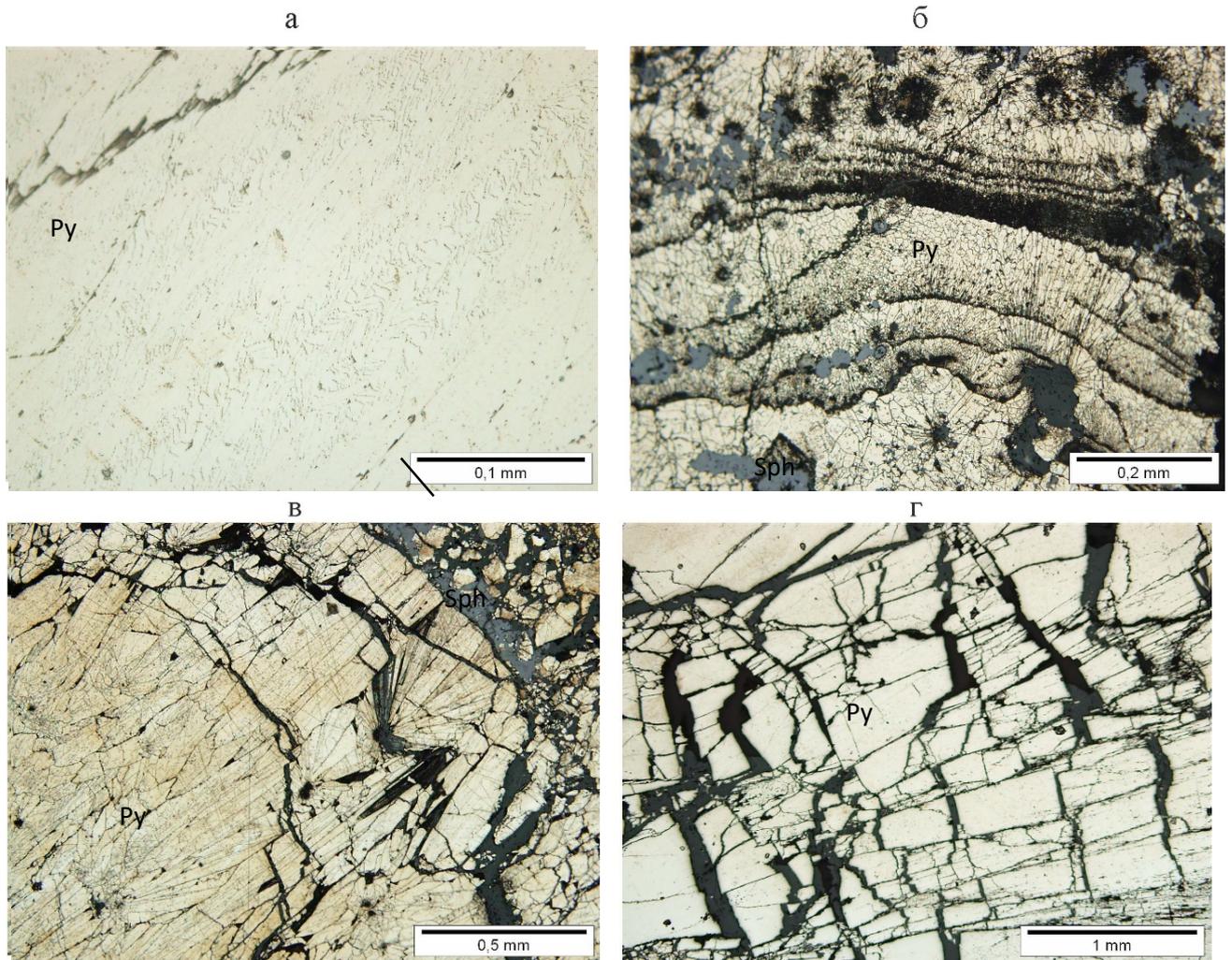
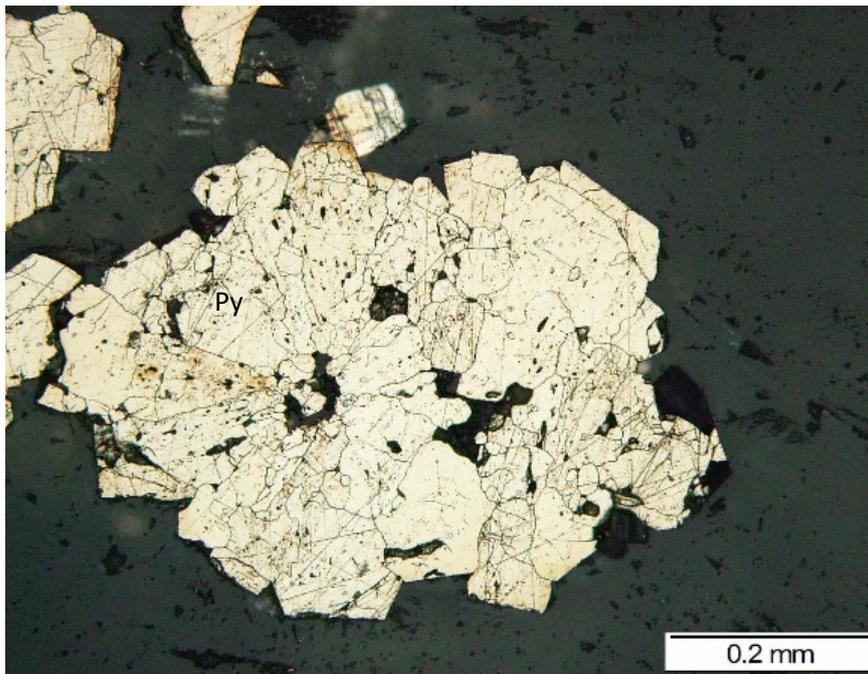


Рисунок 2.13 — Особенности строения пиритовых почек (месторождение Зареченское)

а — реликты колломорфного строения в гигантской почке пирита (без структурного травления); б — реликты колломорфного строения в гигантской почке пирита; в — ориентированные гранобласты в пределах слабо перекристаллизованной гигантской почки пирита; г — внутреннее строение фрагмента пиритовой почки, колломорфное строение затушевано интенсивной трещиноватостью; полированные шлифы, протравлено



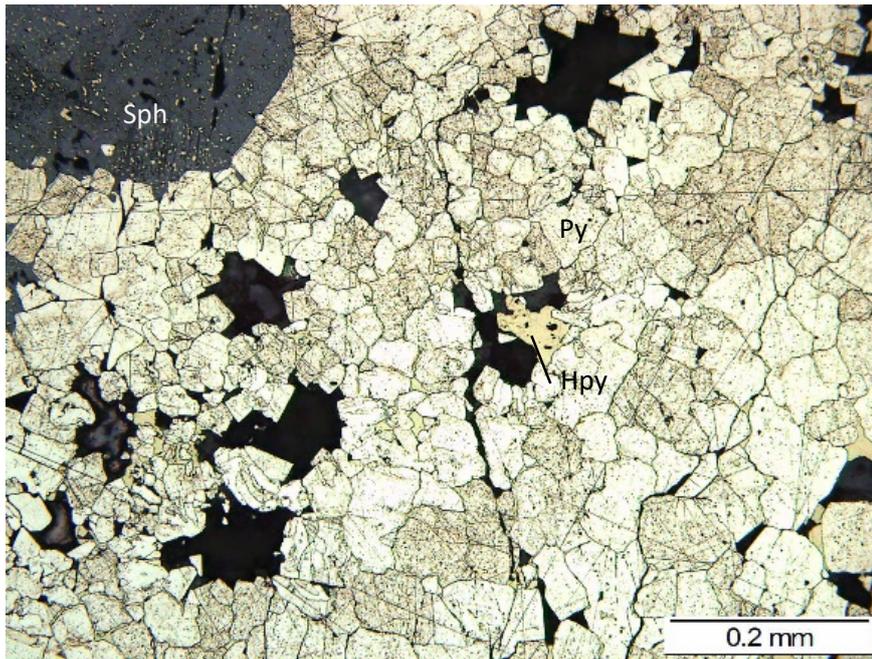
Отраженный свет,
протравлено

Рисунок 2.14 — Почка пирита, преобразованные в гранобластовый агрегат с сохранением почковидного облика (месторождение Комиссаровское)

Значительная перекристаллизация. При значительной перекристаллизации большинство зерен теряет первичную структуру. Установлено, что перекристаллизация пирита может проходить как с превращением в гранобластовый агрегат, так и без такового. В *первом*, наиболее распространенном случае, перекристаллизованные скопления пирита, как правило, полностью превращаются в гранобластовый агрегат (Рисунок 2.15). При дальнейшем метаморфическом воздействии гранобласты, в свою очередь, перекристаллизуются в плотные агрегаты гипидиоморфных зерен. Очень устойчивыми к метаморфическому воздействию являются фрамбоиды, сохраняя первичную структуру в полностью перекристаллизованном пирите (Рисунок 2.16). Однако, метаморфическое воздействие отмечается и на них, так как достаточно часто наблюдаются слипшиеся фрамбоиды или со следами давления, потерявшие свою округлую форму.

Перекристаллизация без превращения в гранобластовый агрегат. В некоторых случаях преобразование пирита идет по другой «схеме», без образования гранобластовых структур. Зональность, которая наблюдается в слабо перекристаллизованных почках как бы «консервируется» в виде четких «линий» в зернах пирита (Рисунок 2.17). Сами зерна, как правило, становятся более гладкими, массивными, границы зерен имеют несколько оплывший вид.

а



б

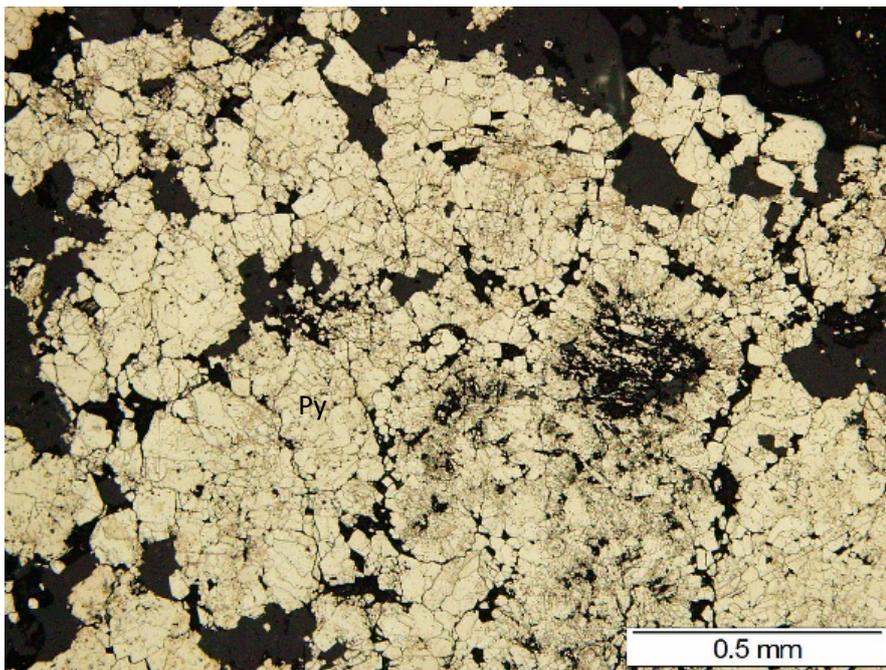
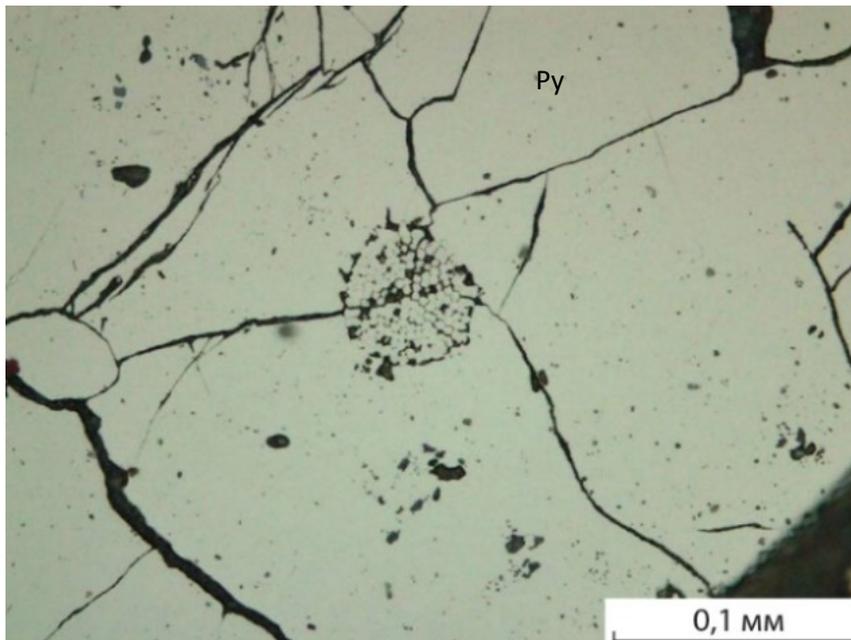


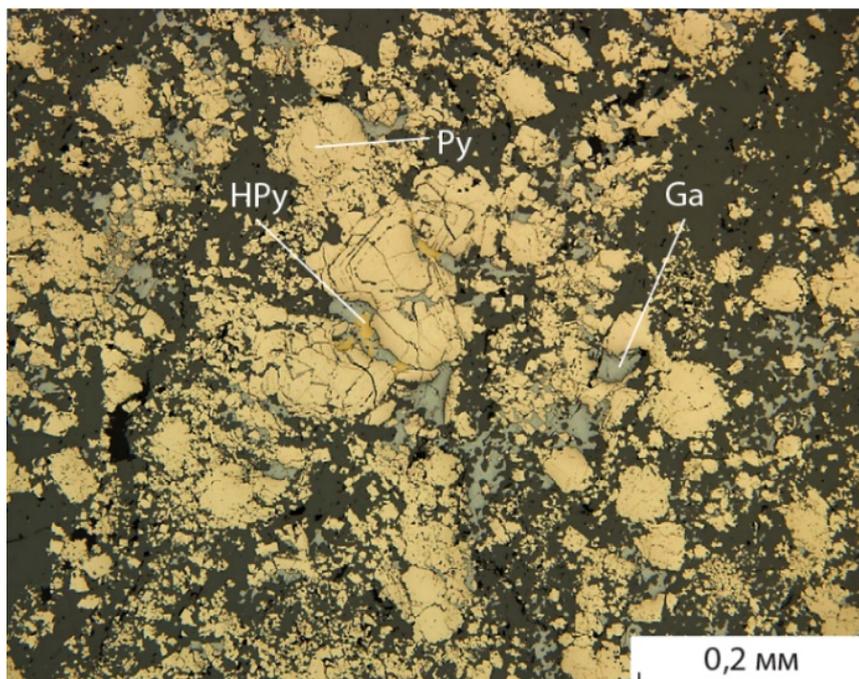
Рисунок 2.15 — Пирит гранобластовой структуры

Месторождения Майское (а) и Семеновское (б); отраженный свет, протравлено



Отраженный свет

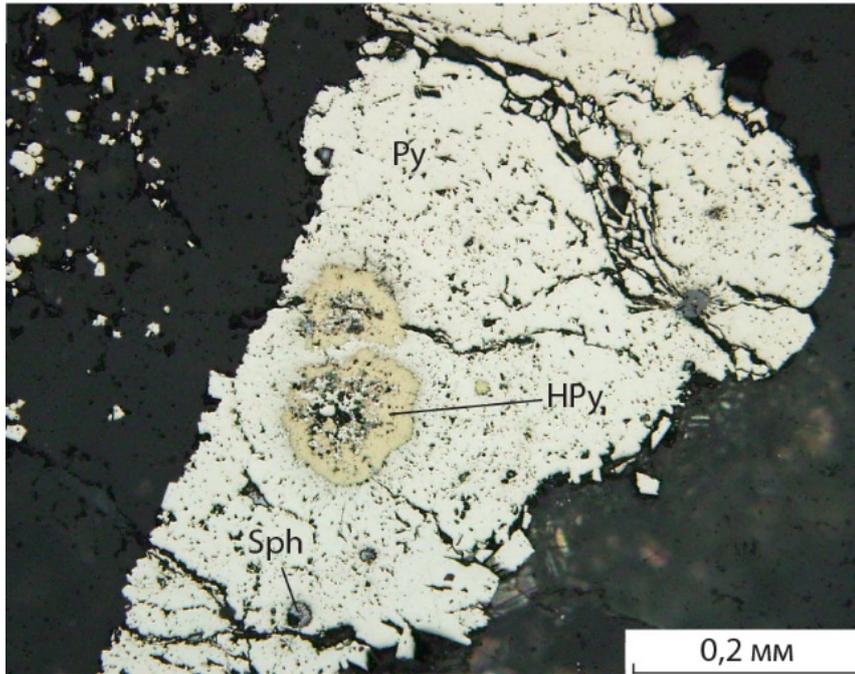
Рисунок 2.16 — Реликты фрамбоидальной структуры в перекристаллизованном пирите (месторождение Майское)



Отраженный свет

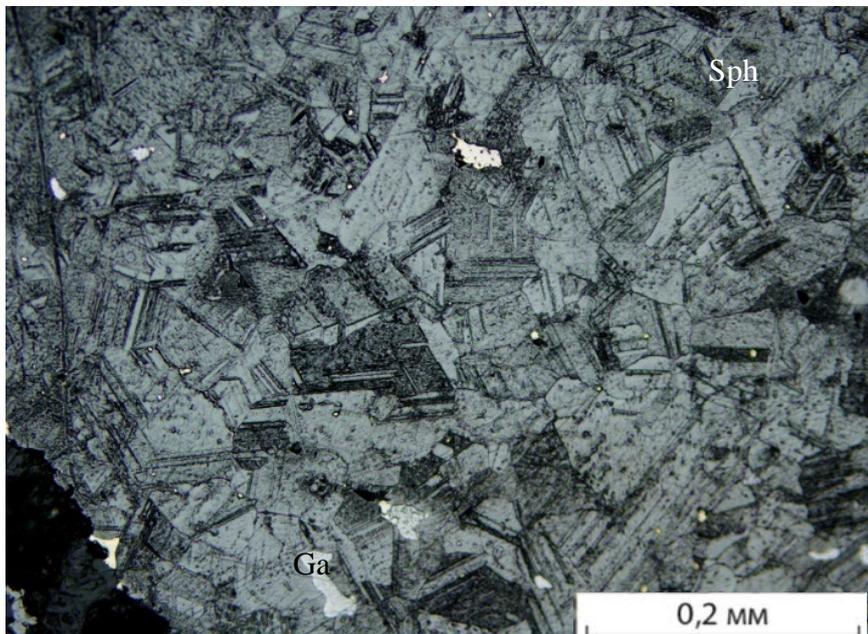
Рисунок 2.17 — Перекристаллизованный пирит, с реликтами концентрически-зонального строения (месторождение Лазурское)

Подобный пирит уже с трудом подвержен диагностическому травлению, изредка в нем удается обнаружить реликты концентрически-зонального строения (Рисунок 2.18), хотя почковидные структуры распространены незначительно. Перекристаллизованный сфалерит представлен мозаичным зернистым агрегатом, в сфалерите распространены двойники (Рисунок 2.19).



Центральные части
почек маркируются
округлыми
выделениями
халькопирита и
сфалерита.
Отраженный свет

Рисунок 2.18 — Реликты почковидного строения в раздробленном и захваченном кварцем обломке аллотриоморфного пирита (месторождение Тушканихинское)



Отраженный свет,
протравлено

Рисунок 2.19 — Мозаичное строение сфалерита (месторождение Восточно-Майское)

В результате метаморфической перекристаллизации возникают полосчатая и пятнистая текстуры и различные бластические структуры руд, с реликтами первичных структур.

Частичная мобилизация и перераспределение вещества обычно проявлены в пределах минеральных агрегатов.

В метаморфизованных сфалеритовых скоплениях характерно укрупнение эмульсионной вкрапленности халькопирита, при этом вместо обильной тонкой эмульсионной вкрапленности халькопирита либо появляется более редкая, но гораздо более крупная вкрапленность, что говорит о собирательной перекристаллизации халькопирита, либо эмульсионная вкрапленность халькопирита перераспределяется и концентрируется вдоль двойниковых швов в сфалерите в виде ориентированной вкрапленности или более крупных штрихов (Рисунок 2.20). В местах изгибов двойниковых швов халькопирит образует сгустки. Также характерны выделения халькопирита в виде каймы в скоплениях сфалерита, а также вдоль границ зерен в их пределах.

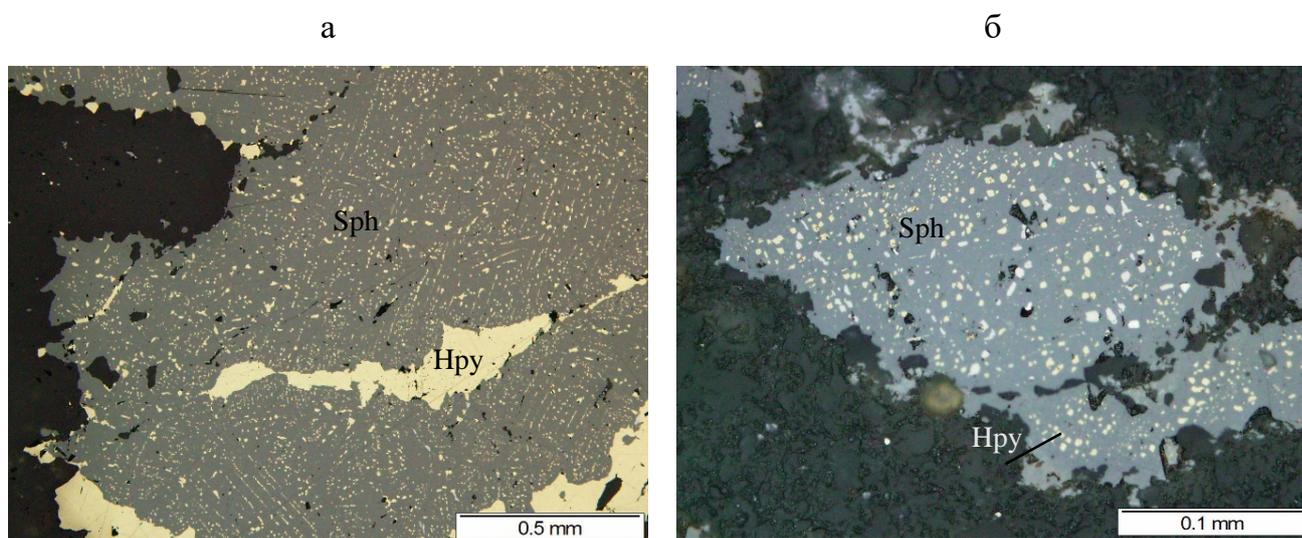


Рисунок 2.20 — Морфология выделений халькопирита в сфалерите

а — эмульсионная вкрапленность халькопирита вдоль двойниковых швов в сфалерите; б — укрупнение эмульсионной вкрапленности халькопирита; полированные шлифы

Галенит, сфалерит и халькопирит из зональных почек при метаморфическом воздействии отжимаются в интерстиции зерен, в редких случаях остаются в виде слоек в реликтах почек.

Мобилизация с переотложением рудного вещества проявляется очень локально и реализуется в результате активного воздействия на первичные руды образующейся агрессивной флюидно-газовой смеси. Пространственно переотложение рудного вещества происходило в полостях отслоения складок и трещинах, в пределах минеральных агрегатов реализовывалось в образовании каймы регенерации вокруг отдельных зерен и их скоплений. Наиболее типичными представителями ассоциаций, образованных при мобилизации с переотложением рудного вещества, являются кварц-пирит-галенит-сфалеритовая, халькопиритовая, пирит-халькопиритовая, карбонат-галенит-халькопиритовая с блеклой рудой минеральные ассоциации.

Кварц-пирит-галенит-сфалеритовая ассоциация содержит переменное количество пирита. Минералы ассоциации в виде равномерной вкрапленности, прожилков или гнезд присутствуют среди вулканогенных и осадочных пород. Обычно они занимают согласное положение по отношению к слоистости в рудах и вмещающих породах, также наблюдаются секущие взаимоотношения. Главные минералы ассоциации — кварц, сфалерит и галенит более поздней генерации по отношению к гидротермально-осадочным, второстепенные — пирит, барит и карбонат, в некоторых случаях в составе ассоциаций встречаются марказит и арсенопирит. Редкие минералы — сульфосоли свинца и серебра. Сфалерит представлен зернами размером от 0,1–0,3 до 1 мм, редко более, которые обычно имеют хорошо выраженное строение, но двойники неровные, изогнутые, пересекающиеся друг с другом. Галенит занимает подчиненное положение и чаще всего наблюдается вместе со сфалеритом, где представлен зернами размером 0,1–0,5 мм, но может образовывать и самостоятельные прожилки. Галенит интенсивно корродирует минералы предыдущих генераций (Рисунок 2.21). В сростании с галенитом обнаружены сульфосоли серебра. Пирит представлен довольно хорошо ограненными гипидиоморфными зернами, размер которых составляет от десятых долей миллиметра до нескольких миллиметров. Кварц образует совместно с сульфидами гнезда и прожилки.

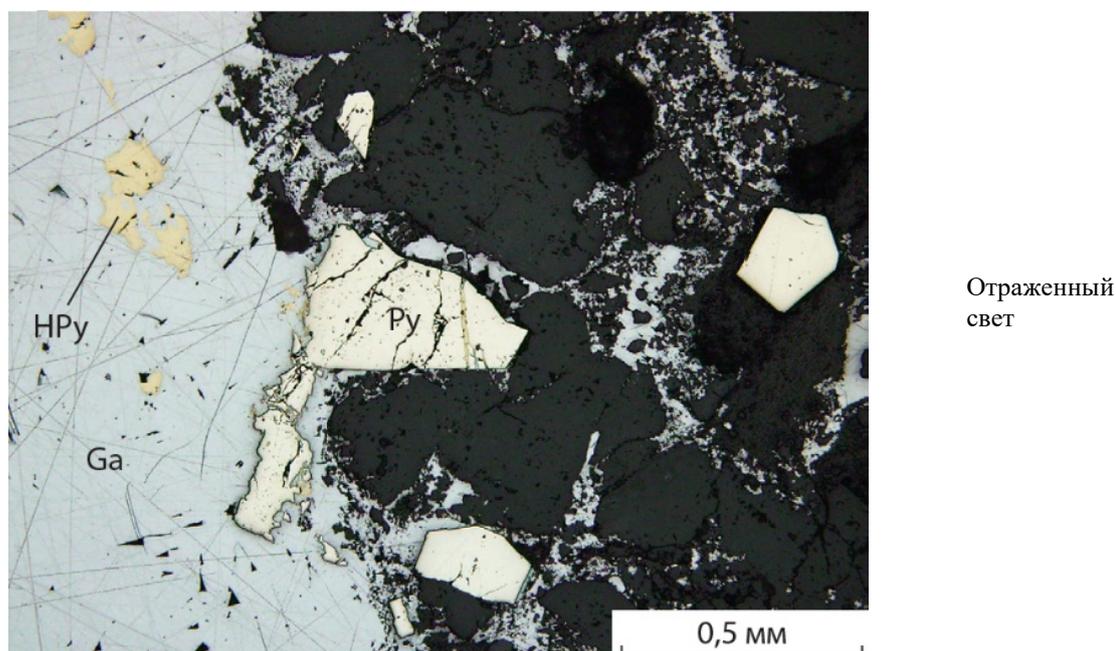


Рисунок 2.21 — Галенит корродирует и цементирует зерна пирита (месторождение Майское)

Минеральные ассоциации халькопиритовая, пирит-халькопиритовая, реже карбонат-галенит-халькопиритовая с блеклой рудой, проявлены в составе медноколчеданных руд. Главным минералом здесь является халькопирит (Рисунок 2.22). Второстепенными и редкими минералами являются: пирит, блеклая руда, акантит, висмутин, самородный висмут (Рисунок 2.23), самородное золото (Рисунок 2.24), пирротин (Рисунок 2.25), самородное серебро.

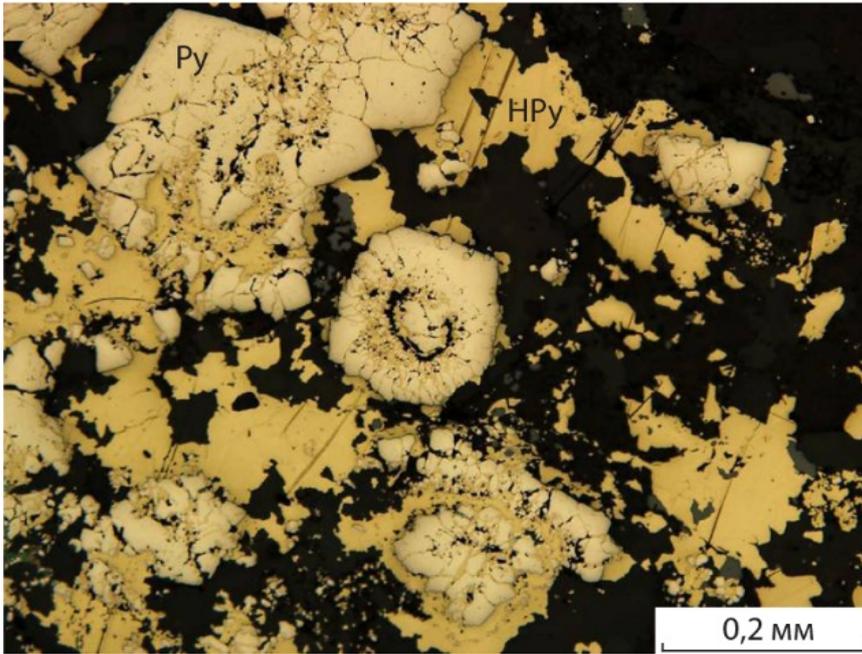


Рисунок 2.22 — Реликты почковидного пирита цементируются халькопиритом (Вересухинское рудопроявление)

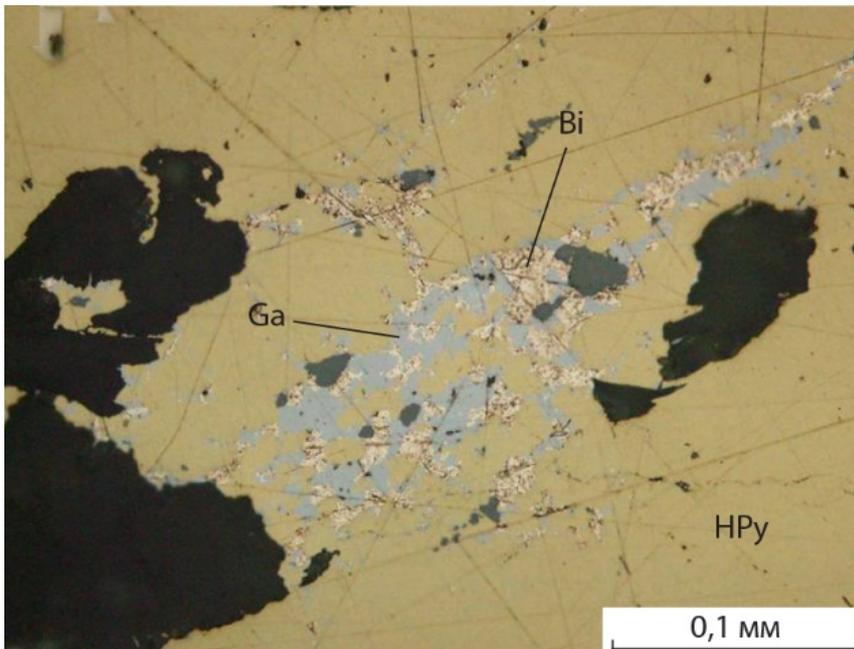


Рисунок 2.23 Выделения блеклой руды и самородного висмута в халькопирите (Вересухинское рудопроявление)

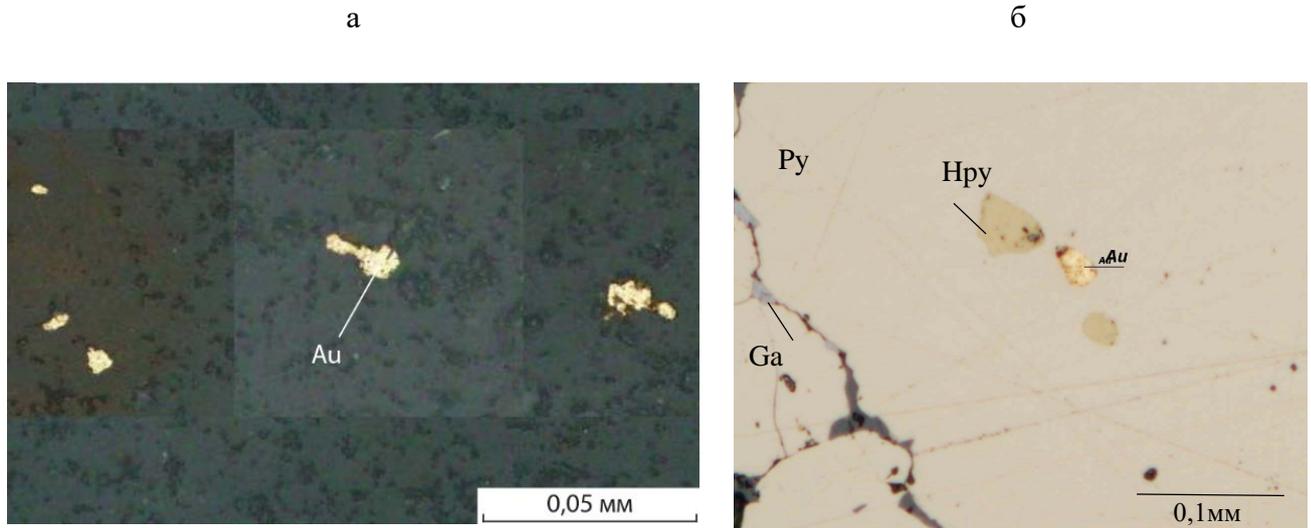


Рисунок 2.24 — Формы выделений самородного золота

Месторождения: Змеиногорское — геммидиоморфные отдельные выделения и сростки в изменённом алевролите(а); Семеновское- изометричные кристаллы в пирите (б)

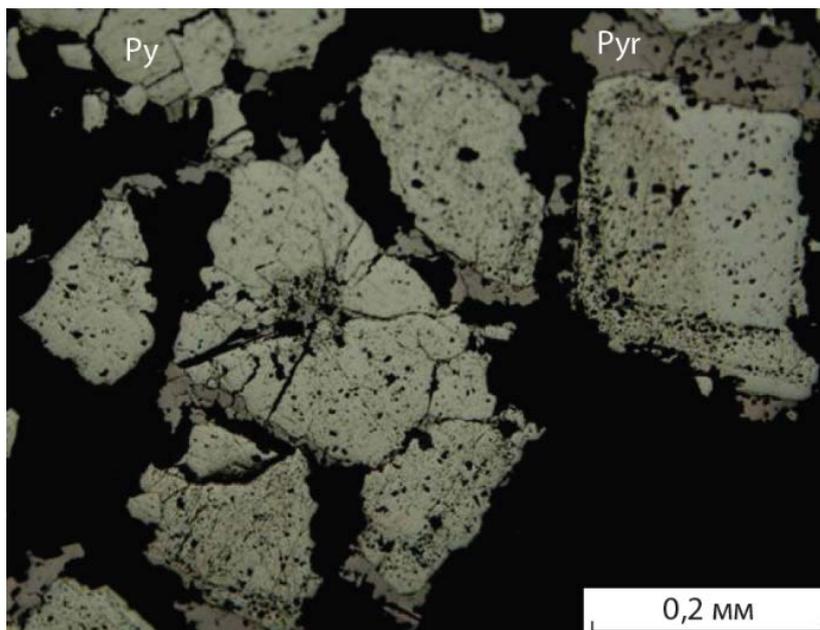


Рисунок 2.25 — Перекристаллизованный пирит (белый) с каймами регенерации; коричневый — пирротин (месторождение Майское)

Халькопирит представлен аллотриоморфными скоплениями, размер отдельных выделений около 0,5 мм, иногда до 1–1,5 мм. Минерал интенсивно замещает минералы ранних ассоциаций, корродирует с краев и развивается по трещинкам. Вместе с халькопиритом довольно часто находится блёклая руда, нередко серебросодержащая. Размер зерен обычно 0,1–0,3 мм.

Блеклая руда месторождения Корбалихинское относится к медно-мышьяковой разности — теннантиту, а на месторождениях Змеиногорское и Зареченское распространен серебросодержащий тетраэдрит [Бестемьянова, 2015]. Эпизодически присутствует галенит, который находится в тесном сростании с халькопиритом и развивается по трещинам вместе с ним в более ранних сульфидах. Акантит встречается в виде мелких выделений в галените и халькопирите. Самородный висмут (Рисунок 2.23), висмутин и теллуриды висмута обычно ассоциируют с халькопиритом и блеклой рудой с повышенным содержанием серебра. Пирротин встречается моноклинный или переходного типа с преобладанием моноклинной фазы. Состав пирротина на основании данных рентгеноструктурного анализа $Fe_{0,865}S$ [Кузнецов и др., 2019]. В рудах появляется магнетит. Очень редко встречается кубанит в виде веретенообразных вростков в халькопирите.

Стадия частичной мобилизации характеризуются наличием прожилковых, вкрапленных и массивных текстур и зернистых структур. Наиболее широко развиты прожилково-вкрапленная, вкрапленная, гнездово-вкрапленная в пятнистая текстуры, дающие в местах сгущения прожилков и вкрапленности массивную. В целом здесь проявлены структуры цементации, коррозионная, регенерации, гипидиоморфная, метакристаллическая, выполнения полостей.

Кроме метаморфической перекристаллизации и мобилизации на месторождениях широко проявлены процессы деформации, дробления (Рисунок 2.26, а), которые сопровождают метаморфические преобразования. Наиболее часто деформационным воздействиям подвергаются ранние сульфиды, особенно пирит, которые в ряде случаев оказываются интенсивно разбиты трещинами, раздроблены, растащены и сцементированы минералами более поздних генераций. Распространены пластические деформации сфалерита и галенита (Рисунок 2.26, б).

Главные минералы руд содержат широкий набор элементов-примесей, который одинаков для минералов различных этапов и стадий процесса рудообразования. Распределение элементов-примесей в сульфидах в среднем иллюстрируется на примере месторождения Семёновское (Таблица 2.1). Конкретное распределение некоторых элементов в первичных и метаморфизованных пиритах видно на примере пиритов месторождений Корбалихинское и Лазурское (Таблицы 2.2, Таблица 2.3).

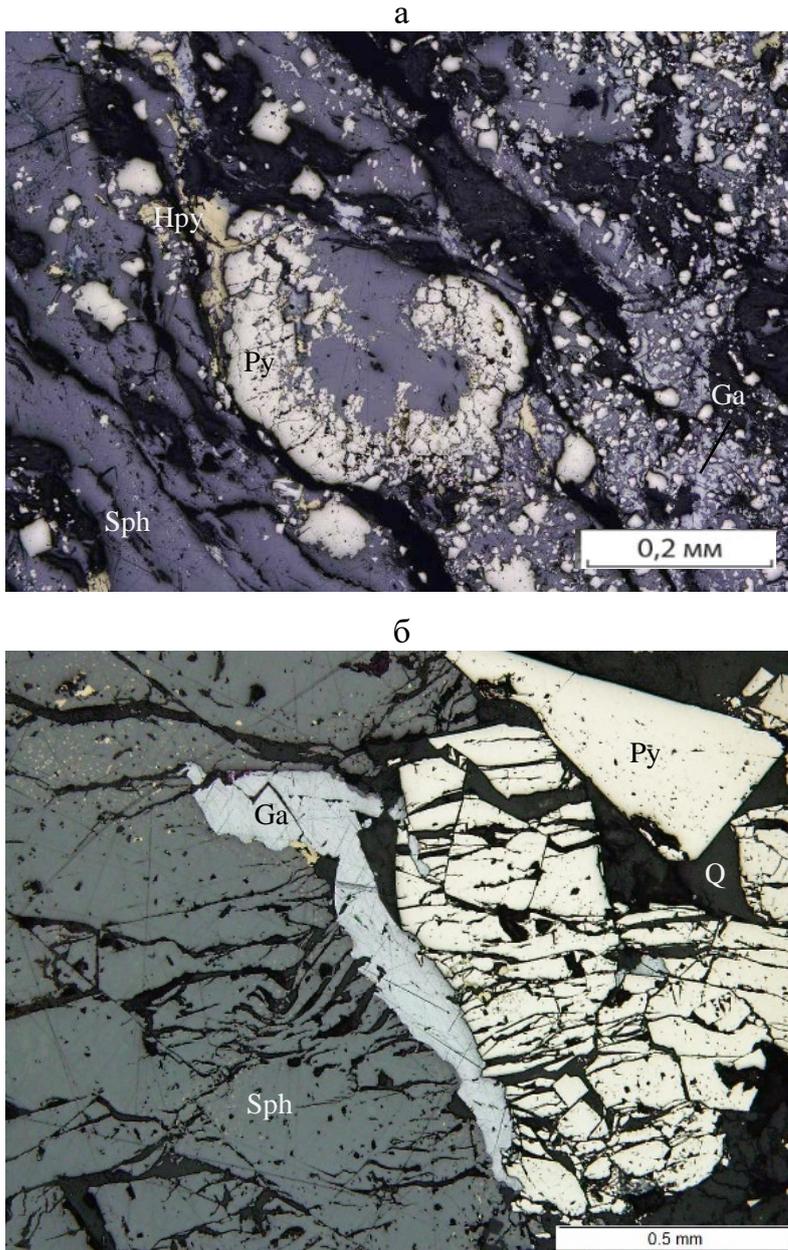


Рисунок 2.26 — Структуры деформации и дробления в рудах

а — растащенная пиритовая почка в зоне дробления (белый) в ассоциации с халькопиритом (желтый) и галенитом (голубоватый), месторождение Лазурское; б — интенсивное дробление минералов ранней генерации (пирита и сфалерита) и цементация их более поздним галенитом и кварцем. Пластические деформации сфалерита (месторождение Майское). Отраженный свет.

При метаморфизме первичных руд происходит падение содержаний целого ряда химических элементов. Так, в метаморфизованных пиритах содержание Cu уменьшается от 1,5 до 4 раз, мышьяк от двух до 10 раз, серебра и сурьмы в 2 раза. Такая же закономерность отмечается для золота. Ранний гидротермально-осадочный пирит обогащён примесями Au (до

31,8 г/т) (Таблица 2.4). Среднее содержание Au в пирите первичных руд составило 18,8 г/т, в метаморфизованном пирите 2.3 г/т. В ряде случаев в первичных пиритовых почках установлена зональность, выражающаяся в колебании оттенка пирита при его микроскопическом изучении. Установлено, что зональность обусловлена колебаниями содержания мышьяка (иногда и сурьмы) в пирите, при его в целом повышенном содержании (Таблица 2.5). Начало ритма характеризуется несколько пониженным содержанием мышьяка, а средняя часть и конец ритма (внутренний край) — повышенным (Рисунок 2.27).

Различие в содержаниях элементов-примесей также установлено для разных генераций галенита и сфалерита. В частности, в раннем сфалерите значительно выше содержание Ag, As, Tl, в позднем — больше Mn. Поздние галенит и сфалерит характеризуются пониженными по сравнению с ранними концентрациями золота. Таким образом, минералы гидротермально-осадочного этапа резко отличаются по содержанию элементов-примесей от аналогичных минералов метаморфогенного этапа. Наблюдается устойчивое падение содержаний элементов-примесей в пирите, галените, сфалерите в процессе метаморфизма. Падение содержания золота и серебра в сульфидах при одновременном появлении в свободной форме свидетельствует о их кристаллизации за счет рафинирования элементов-примесей [Викентьев, 2004].

Таблица 2.1 — Средние содержания элементов-примесей в сульфидах месторождения Семеновское (по данным химического анализа)

Минерал	Среднее содержание, в %													
	Cu	Ag	Bi	Ni	Sb	Cd	Co	Tl	Mo	Mn	Ti	As	La	Zn
Пирит первичных руд	0,383	0,026	0,0007	0,007	0,027	0,047	0,011	0,003	0,003	0,071	0,007	0,35	—	—
Пирит метаморфизованных руд	0,25	0,001	—	0,0067	0,015	0,047	0,01	—	0,0025	0,038	0,034	0,033	—	—
Сфалерит первичных руд	0,38	0,024	0,0011	0,002	0,025	0,091	0,005	0,002	0,003	0,048	0,007	0,138	—	—
Сфалерит метаморфизованных руд	0,17	0,005	0,001	0,0012	0,023	0,1	0,004	0,001	0,004	0,08	0,001	0,08	—	—
Галенит	0,12	0,02	0,0005	0,002	0,03	0,05	0,003	0,0015	0,01	0,5	0,004	0,3	—	—

Таблица 2.2 — Химический состав (%) метаморфизованного пирита месторождения Корбалихинское (по данным электронно-зондового микроанализа)

№№ п/п	As	Fe	S	Ni	Cu	Sb	Co	Total	Comment
1	0,00	46,41	53,31	0,00	0,01	0,03	0,05	99,81	
2	0,00	46,34	53,53	0,00	0,00	0,01	0,05	99,93	
3	0,02	46,47	53,23	0,00	0,00	0,03	0,06	99,80	
4	0,00	46,48	53,45	0,01	0,04	0,00	0,05	100,03	
5	0,00	45,76	52,84	0,02	0,02	0,00	0,05	98,68	FeS ₂

Таблица 2.3 — Химический состав (%) пирита месторождения Лазурское (по данным электронно-зондового микроанализа)

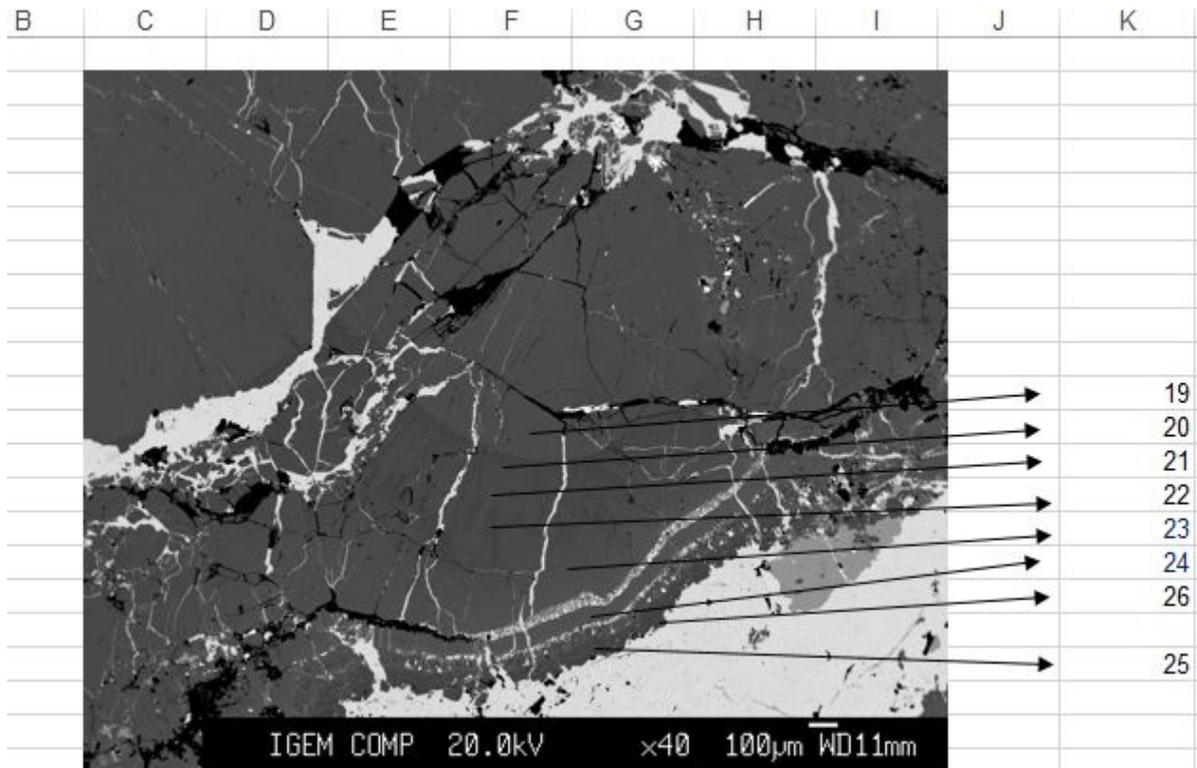
Особенности пирита	As	Fe	S	Ni	Cu	Sb	Co	Total	Comment
Реликты первичных руд	0,97	45,91	52,79	0,00	0,13	0,14	0,05	100,00	
	0,17	46,60	52,75	0,01	0,01	0,03	0,04	99,61	
	2,35	45,15	51,27	0,00	0,05	0,02	0,05	98,89	
Сильно метаморфизованный и новообразованный пирит (метакристаллы, каймы)	1,21	44,94	52,58	0,00	0,29	0,13	0,05	99,20	
	1,57	46,19	52,26	0,03	0,00	0,05	0,06	100,15	
	0,12	46,22	53,41	0,04	0,09	0,02	0,12	100,02	
	0,01	45,46	53,13	0,00	0,03	0,02	0,05	98,70	
	0,06	46,61	53,58	0,04	0,00	0,00	0,06	100,34	
	0,00	46,54	53,62	0,00	0,06	0,03	0,06	100,30	FeS ₂

Таблица 2.4 — Содержание золота в сульфидах месторождения Семеновское (по данным нейтронно-активационного анализа)

Номер пробы	Минерал	Au, г/т	Примечание
4010	Пирит	2,1	Пирит метаморфизованный
4003		3,1	
4010/1		1,8	
4060		31,8	Пирит первичных руд
4002		11,5	
4002/1		14,2	
4008		17,5	
4000	Сфалерит	3,8	Сфалерит метаморфизованный
4000/1		4,3	
4009	Галенит	1,5	Галенит метаморфизованный
4008		27,7	

Таблица 2.5 — Химический состав (%) первичного пирита из зональной почки (по данным электронно-зондового микроанализа)

Точка замера	As	Fe	S	Ni	Cu	Sb	Co	Total	Comment
19	2,66	44,99	51,23	0,00	0,03	0,57	0,06	99,54	
20	0,28	46,24	52,64	0,00	0,04	0,17	0,05	99,43	
21	2,03	46,13	51,82	0,00	0,01	0,36	0,04	100,40	
22	0,61	46,31	52,32	0,00	0,00	0,17	0,05	99,47	
23	3,37	45,21	51,14	0,02	0,02	0,28	0,04	100,08	
24	4,51	44,01	50,44	0,01	0,00	0,67	0,06	99,70	
25	0,55	46,48	52,97	0,04	0,08	0,03	0,09	100,23	
26	0,95	46,21	53,21	0,00	0,00	0,00	0,07	100,45	
29	0,03	46,59	53,31	0,01	0,00	0,02	0,05	100,02	FeS ₂



Точки замеров (электронно-зондовый микроанализ ИГЕМ РАН)

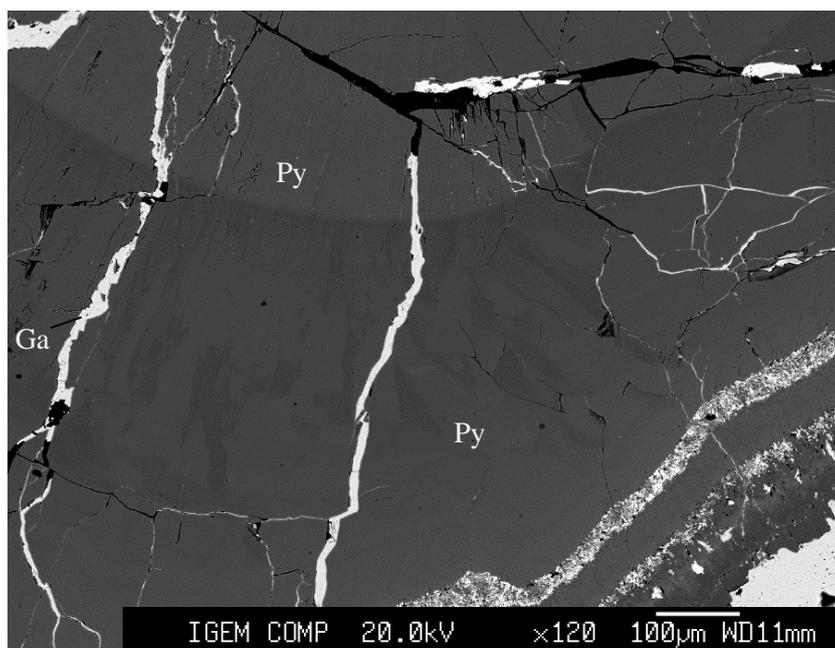


Рисунок 2.27 — Деталь зональной почки пирита (электронно-зондовый микроанализ ИГЕМ РАН)

Исследован изотопный состав серы сульфидов из разных рудоносных формаций месторождений Змеиногорского района (Таблица 2.6). В целом значения составляют от $-0,5$ до $+7\text{‰}$ что характерно для изотопного состава серы сульфидов вулканогенно-осадочных месторождений [Викентьев, 2004], а также соответствуют интервалу $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов для спрединговых зон океанов [Herzig et al., 1998]. Согласно выводам Ковалёва и др. это указывает на преобладающий вклад серы магматических сульфидов. При этом в пределах каждого месторождения наблюдается гомогенный состав серы сульфидов. От нижней рудоносной формации к верхней происходит эволюция значений в сторону утяжеления. А именно, наиболее легкий изотопный состав имеют сульфиды месторождения Семеновское (от $-0,5$ до $+0,4\text{‰}$), относящийся к нижней базальтсодержащей андезит-дацит-риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации. Изотопный состав серы сульфидов месторождений Корбалихинское и Лазурское, ассоциирующихся с верхней контрастной базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формации, более тяжелый, от $+2$ до $+3,9$ и от $+4,2$ до $+7\text{‰}$ соответственно.

Таблица 2.6 — Изотопный состав серы сульфидов

Номер образца	Место взятия проб	Описание	Минералы	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
<i>Месторождение Корбалихинское</i>				
485/580		Вкрапленные медно-полиметаллические руды	Халькопирит	+2,9
485/581			Халькопирит, сфалерит	+3,0
485к/585			Пирит, сфалерит	+3,0
485/597			Пирит, сфалерит	+3,5
485/603		Рудная брекчия	Пирит	+3,5
485/608		Вкрапленные руды	Пирит	+2,0
485/612			Пирит, сфалерит	+3,5
485/615			Пирит, сфалерит	+3,9
485/618			Пирит, сфалерит	+2,7
614а/1076		Массивные руды	Халькопирит, пирит	+2,1
614а/1076,5			Сфалерит, галенит	+3,2
614а/1117		Массивные руды с участками вкрапленных	Халькопирит, сфалерит	+3,1
614а/1119			Пирит, сфалерит	+3,4
614а/1121			Сфалерит, пирит	+3,9
614а/1122		Полосчатые руды	Сфалерит, галенит	+3,6
614а/1122			Халькопирит, пирит	+3,1
614а/1126		Пиритовые руды	Пирит	+3,6
614а/1131		Вкрапленные руды	Пирит, сфалерит	+3,3
614а/1138		Массивные руды	Пирит, халькопирит	+3,2
<i>Месторождение Семеновское</i>				
СК-1	Карьер	Обломковидные обособления	Сфалерит	+0,1
СК-5	Карьер	Массивная колчеданно-полиметаллическая руда	Сфалерит (+галенит)	-0,2
47-23Б	47/23	Массивная колчеданно-полиметаллическая руда	Сфалерит (+галенит)	+0,4
47-153,5	47/153,5	Сетчато-прожилковая минерализация	Сфалерит (+галенит)	-0,5
<i>Месторождение Лазурское</i>				
ЛК-6	Карьер	Массивная колчеданно-полиметаллическая руда	Пирит (+халькопирит)	+4,2
ЛК-3	Карьер	Массивная свинцово-цинковая руда	Сфалерит (+галенит)	+4,1
ЛК-1	Карьер	Тонкослоистая серноколчеданная руда	Пирит	+4,9
ЛК-4	Карьер	Брекчиевая руда	Халькопирит	+6,5
ЛК-5	Карьер	Сетчато-прожилковая минерализация	Пирит (+халькопирит)	+6,6
ЛК-2	Карьер	Сульфидно-кварцевые гнезда	Пирит (+халькопирит)	+7,0

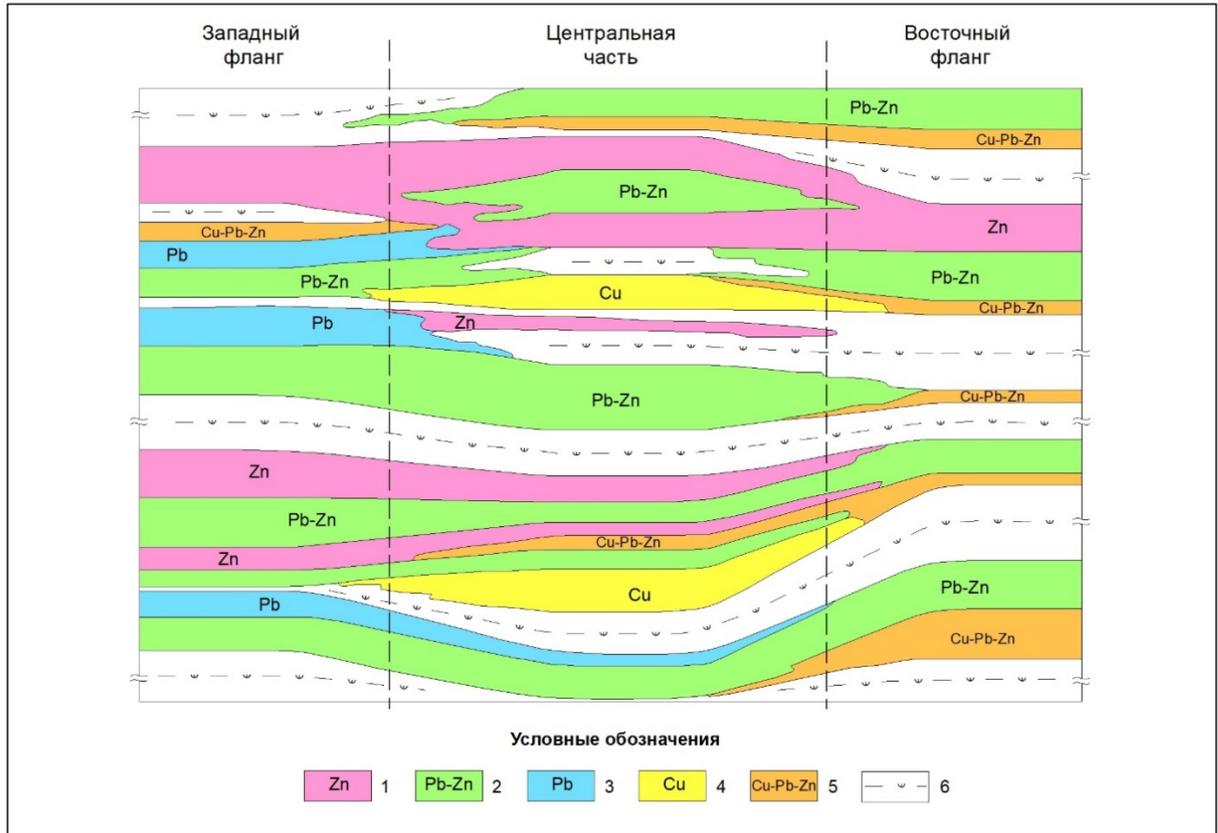
Данные по месторождениям Зареченское и Корбалихинское, приведенные Ковалёвым К.Р с соавторами, демонстрируют тот же тренд, однако наши данные показывают в среднем несколько более тяжелый изотопный состав для месторождения Корбалихинское. При этом облегченные значения изотопного состава серы по месторождению Зареченское (от -0,9 до -0,2‰) рассматривались этими авторами как аномалия. Однако они хорошо сопоставляются с нашими данными по месторождению Семёновское (это месторождение ассоциирует с той же,

нижней формацией и локализуется на границе с нижележащими по отношению к рудовмещающей толщей породами и могут характеризовать начальные этапы функционирующей рудообразующей системы. Такие значения — «свидетельство прямого вклада магматического флюида при переходе в гидротермальную систему за счет прямого фракционирования в резко окислительной системе» [Ковалёв и др., 2000; Herzig et al., 1998]. Утяжеление изотопного состава серы в сульфидах месторождений верхней формации по отношению к нижней может свидетельствовать о участии на ранних этапах существования гидротермальной системы серы, главным образом, магматического происхождения и вовлечении сульфатной серы к поздним этапам её существования [Ковалёв и др., 2000].

Для колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая нередко отмечалось зональное распределение компонентов. В подобной зональности участвуют рудные тела месторождения как единое целое, а не как обособленные разности. Автором было исследовано распределение минеральных типов руд на месторождении **Петровское** Змеиногорского района.

Для данного месторождения выявлено зональное распределение минеральных типов руд по латерали и ритмично-зональное по мощности. К подошве рудных тел тяготеют медьсодержащие типы руд (преимущественно на центральном и восточном флангах рудной зоны) или свинцово-цинковые руды (преимущественно на западном фланге). К кровле рудных тел на большем их протяжении тяготеют цинковые либо свинцовые руды. Фациальная изменчивость типов руд по латерали от восточного к западному флангу выражается в смене медно-свинцово-цинковых руд на востоке свинцовым и свинцово-цинковым типом руд на западе. При этом по мощности выявляется четкая ритмичная зональность. Внутри ритмов наблюдается закономерное расположение минеральных типов руд. В целом, медьсодержащие минеральные типы тяготеют к нижним частям ритмов, повышенные содержания цинка или свинца — к верхним (Рисунок 2.28). Морфологические особенности сульфидных сростаний из разных типов руд показаны на рисунке (Рисунок 2.29).

Подобная ритмичная зональность и закономерное размещение типов руд свидетельствует об отложении независимых рудных тел во время существования единой гидротермальной системы, а также о цикличности ее функционирования [Лапухов и др., 1986], что является еще одним подтверждением гидротермально-осадочного происхождения руд. Также это свидетельствует о том, что процессы мобилизации под действием метаморфизма в рудах проявлены слабо, сохраняется первичная зональность.



Руды: 1 — цинковые, 2 — свинцово-цинковые, 3 — свинцовые, 4 — медные, 5 — медно-свинцово-цинковые; 6 — вулканогенно-осадочные породы

Рисунок 2.28 — Зональность в распределении минеральных типов руд (месторождения Петровское)

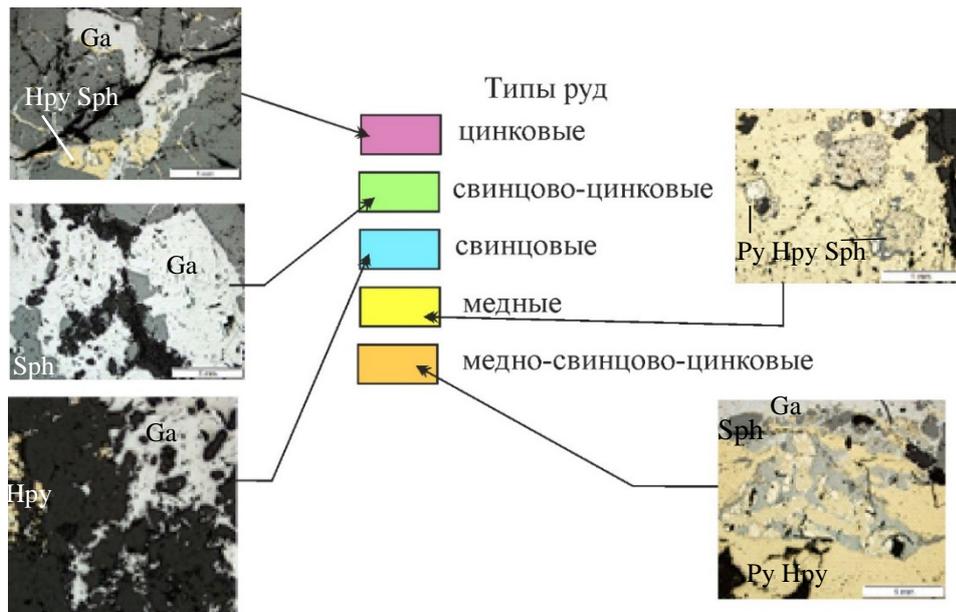


Рисунок 2.29 — Морфологические особенности типов руд

Таким образом, на основании изучения ряда колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений Рудного Алтая описаны стадийные преобразования первичных гидротермально-осадочных руд в процессе контактового метаморфизма, связанного со становлением габбро-диорит-плагиогранит-гранитовой геологической формации, а также региональным метаморфизмом. Слабо метаморфизованным гидротермально-осадочным рудам присущи почковидная, концентрически-зональная, фрамбоидальная, тонкодисперсная структуры и ритмично-слоистая, линзовидно-слоистая, массивная, колломорфная, брекчиевая и другие текстуры. Минералы ранних ассоциаций обогащены примесями ряда рудогенных элементов, в том числе золотом. В результате метаморфизма при перекристаллизации первичных рудных концентраций возникли агрегаты с преобладанием гранобластовых и гипидиоморфнозернистых структур. В дальнейшем происходила частичная или полная мобилизация рудного вещества с его последующим перераспределением или переотложением. В этом случае образуются скопления прожилково-вкрапленной, вкрапленной, гнездово-вкрапленной, пятнистой текстур, проявлены структуры цементации, коррозионная, регенерации, гипидиоморфная, метакристаллическая, выполнения полостей. Выявленные особенности могут быть использованы при создании геолого-поисковых моделей месторождений региона.

Таким образом, в метаморфизованных рудных телах колчеданно-полиметаллических месторождений российской части Рудного Алтая установлены первичные руды гидротермально-осадочной природы. Гидротермально-осадочные сульфиды представлены колломорфными зонально-полосчатыми и почковидными концентрически-зональными агрегатами, которые ассоциируют с биоморфными образованиями, чаще всего со скоплениями оруденелых бактерий. Под воздействием метаморфических процессов сингенетичные руды испытывают перекристаллизацию, частичную мобилизацию и перераспределение вещества. Колломорфные руды преобразуются в кристаллически-зернистые агрегаты, моноклинный пирротин переходит в гексагональный. Помимо этого, изменяется состав или содержание элементов-примесей в сульфидах. Частичная мобилизация приводит к перераспределению вещества в пределах подвергшихся перекристаллизации скоплений. В рудах изученных месторождений наблюдаются переходы от почти неизменённых колломорфных образований, в которых при метаморфическом воздействии наблюдается формирование кристаллографических очертаний у колломорфных слойков, появление отдельных гранобласт при сохранении почковидной морфологии выделений и следов слойков в виде заломов в их пределах, до полностью перекристаллизованных разностей, в которых первичная структура остаётся лишь в виде реликтов среди агрегатов гранобластовой структуры.

3. ФРАГМЕНТЫ ТРУБ ПАЛЕОКУРИЛЬЩИКОВ

Многие колчеданные месторождения в различных регионах Российской Федерации и мира образовались в результате деятельности «курильщиков» и являются, таким образом, древними аналогами современных гидротермальных построек.

Современные постройки, минеральный состав и зональность конкретных труб были описаны российскими и зарубежными авторами [Бортников и др., 1993, 2007; Bortnikov и др., 2002; Добровольская и др., 2005, 2008; Бородаев и др., 2005; Шадлун, 1992; Богданов, Лисицын, и др., 2006; Hannington et al, 2005; Fouquet et al, 1993 и другие]. Примеры подобных труб приведены на рисунке (Рисунок 3.1).

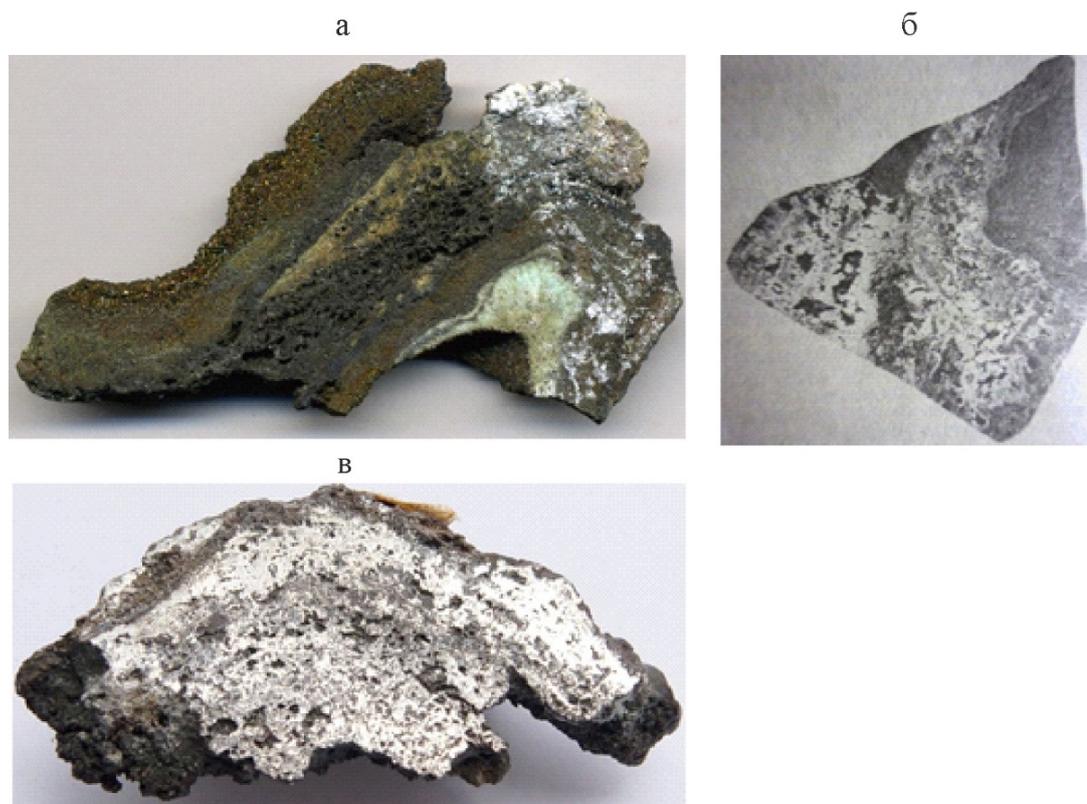


Рисунок 3.1 — Примеры современных труб «курильщиков»

а — частичный срез поперечного сечения трубки «курильщика» Восточно-Тихоокеанское Поднятие, [James St. John, 1981]; б — спил современной трубы из рифтовой зоны бассейна Манус [Шадлун и др., 1992]; в — спил современной трубы из гидротермального поля ТАГ 26°сш. Срединно Атлантического хребта. Фото образца из коллекции Л.И. Бочек. Штуф. Увеличение 1,5х.

Фрагменты палеотруб «курильщиков» в древних месторождениях встречаются не так часто вследствие обрушения сульфидных построек, сноса обломочного материала и последующего метаморфизма руд. В значительном количестве они были обнаружены и исследованы в рудах палеозойских колчеданных месторождений Урала [Масленников, 2006], отдельные находки отмечены также в Казахстане [Масленников и др., 2016]. В Змеиногорском

районе находка «трубки курильщика» на месторождении Зареченское сделана Масленниковым В.В. с соавторами [Масленников и др., 2010]. В то же время, в целом, в российской части Рудного Алтая изучению этого вопроса уделялось недостаточно внимания.

На изученных месторождениях Змеиногорского и Рубцовского районов Российской части Рудного Алтая (Западно-Захаровское, Корбалихинское, Рубцовское и Степное) нами выявлены фрагменты гидротермальных труб «черных курильщиков».

3.1 Месторождение Западно-Захаровское (Краснореченское)

На месторождении Западно-Захаровское выявлены концентрически-зональные образования (Рисунок 3.2, а), которые по строению могут быть идентифицированы как трубы «палеокурильщиков».

Образец наиболее хорошо сохранившегося фрагмента трубы палеокурильщика, участками полый, участками заполненный пористым сульфидным веществом. На спиле вкрест основного канала были обнаружены более мелкие, осложняющие стенки каналы (Рисунок 3.2), либо вплотную прилегающие к ним.

В изученных образцах отчетливо наблюдаются все характерные части [Масленников, 2006; Fouquet, 1993] гидротермальных труб: 1) главный канал (диаметром 2,5–3,5 см), частично заполненный минеральным веществом; 2) зонально построенная стенка толщиной около 5 мм, которая в некоторых участках осложнена раздувами до 1,5 см за счет развития дополнительных тонких каналов; 3) оболочка. Расчетный диаметр данного образования, таким образом, составляет около 5 см. Схематично данные зоны показаны на рисунке (Рисунок 3.2).

а



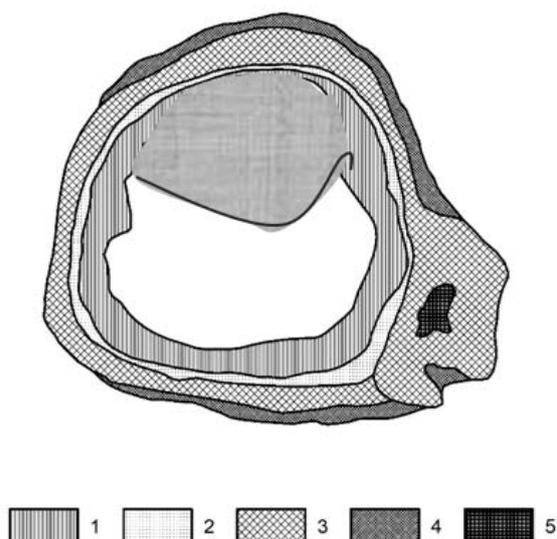
б



Рисунок 3.2 — Фрагменты палеогидротермальных труб, вскрытых в рудах месторождения Западно-Захаровское и их зональное строение

а — обломки труб, увеличение 2х; б — выделенные зоны в пределах палеотрубы, фото штупа

На основании исследования аншлифов, изготовленных из фрагментов каждой из выделенных зон палеогидротермальной трубы, были установлены особенности распределения сульфидов, количественного соотношения главных сульфидов, их структурных особенностей, могут быть выделены характерные для описываемых зон минеральные ассоциации. Сульфиды выполнения осевого канала представлены галенит-сфалерит-пиритовой ассоциацией; внутренняя часть стенки — пиритовой и галенит-сфалерит-пиритовой ассоциациями; внешняя часть стенки — галенит-сфалерит-халькопиритовой и блеклая руда-галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциациями; оболочка — галенит-марказит-халькопирит-пиритовой ассоциацией (Рисунок 3.3).



1 — сульфиды выполнения главного осевого канала — галенит-сфалерит-пиритовая ассоциация, 2 — внутренняя часть стенки — пиритовая и галенит-сфалерит-пиритовая ассоциации, 3 — внешняя часть стенки — галенит-сфалерит-халькопиритовая и блеклая руда-галенит-сфалерит-халькопиритовая ассоциации, 4 — оболочка — галенит-марказит-халькопирит-пиритовая ассоциация, 5 — зона дополнительного канала

Рисунок 3.3 — Реконструкция строения трубки месторождения Западно-Захаровское с выделением главных зон

3.1.1. Сульфиды осевого канала

Главный (осевой) канал трубки полый, ближе к стенкам заполнен тонкопористым агрегатом, сложенным сульфидным материалом (Рисунок 3.4, а). Для сравнения приведен образец, сложенный пористым сульфидным агрегатом из трубы современного «курильщика» (Рисунок 3.4, б), образец из коллекции Л.И. Бочек, изученный автором.

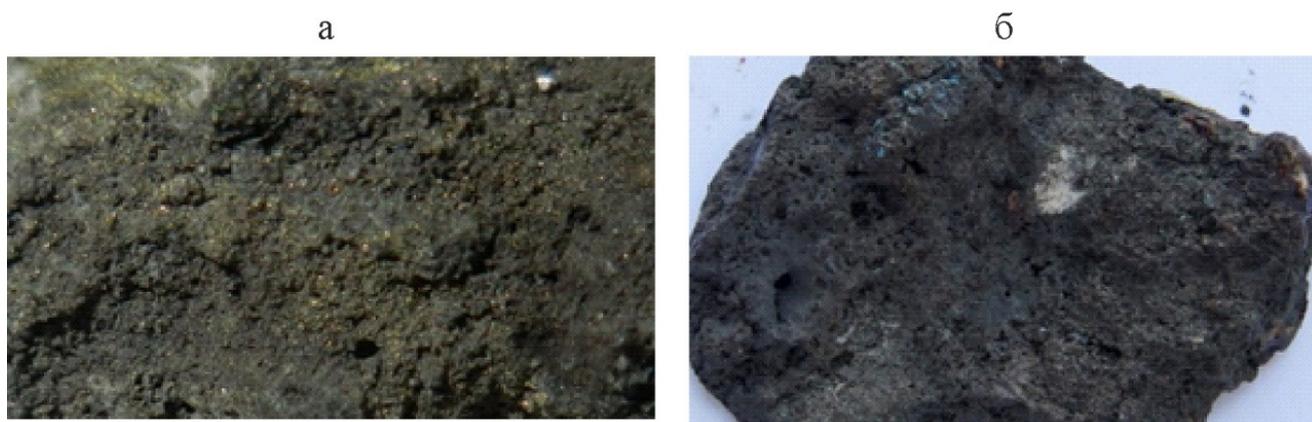


Рисунок 3.4 — Сульфидный агрегат галенит-сфалерит-пиритового состава осевой часть трубы месторождения Западно-Захаровское (а) и агрегат пирит-сфалеритового состава в из трубы современного «курильщика» гидротермального поля ТАГ 26°с.ш. Срединно-Атлантического хребта (б)

а — штуф (увеличение 3х), б — штуф (натуральная величина)

В пределах канала развиты сульфиды галенит-сфалерит-пиритовой ассоциации.

Сульфиды осевого канала представлены скоплениями аллотриоморфного, иногда глобулярного пирита, тонкозернистых галенит-пиритовых масс, комковатого, почковидного сфалерита, вместе образующих пористый агрегат, в пустотах которого развиваются хорошо выраженные кристаллики барита (Рисунок 3.5, а–в). В ряде случаев, срастания сульфидов относительно пор являются закономерными, а именно, в сторону поры на галенит-пиритовый агрегат последовательно сначала нарастает сфалерит, затем, в свою очередь, на него в сторону поры нарастают идиоморфные кристаллы барита (Рисунок 3.5, г)

Особенности строения галенит-пиритовых срастаний были изучены при помощи сканирующего электронного микроскопа (SEM Vega Tescan) в лаборатории в ПИН РАН. Установлено, что пирит-галенитовые срастания очень тонкие и образуют агрегат блоково-ячеистой структуры, в которой пирит образует блоки или глобулы, а галенит заполняет пространство между ними, формируя выделения сетчатого облика — сетчатая микротекстура (Рисунок 3.5, д).

Кроме сульфидов и барита в пределах канала обнаружены единичные идиоморфные кристаллы кварца (Рисунок 3.5, е).

Пористую, кавернозную, текстуру сульфидных руд мирового океана, отобранных непосредственно из трубообразных построек, как одну из их специфических особенностей, отмечали ряд авторов [Клименко и др., 1992; Богданов и др., 2006; Rona et al, 1993; Halbach et al, 1993]. При этом можно выделить: 1) тонкопористые сульфидные агрегаты, которые в современных «курильщиках» характерны для сульфидов, выполняющих каналы в действующих постройках, а в неактивных трубах и палеопостройках встречаются не так часто [Rona et al, 1993]; 2) сульфидные агрегаты специфической кавернозной текстуры, которая часто наблюдается в стенках современных труб «курильщиков» в непосредственной близости от канала при наличии расположенных группами крупных пор [Клименко и др., 1992].

В описываемой трубке тонкопористый сульфидный агрегат расположен именно в пределах канала, а скопления крупных редких пор наблюдаются в стенках близ канала, что является характерным для труб современных «курильщиков».

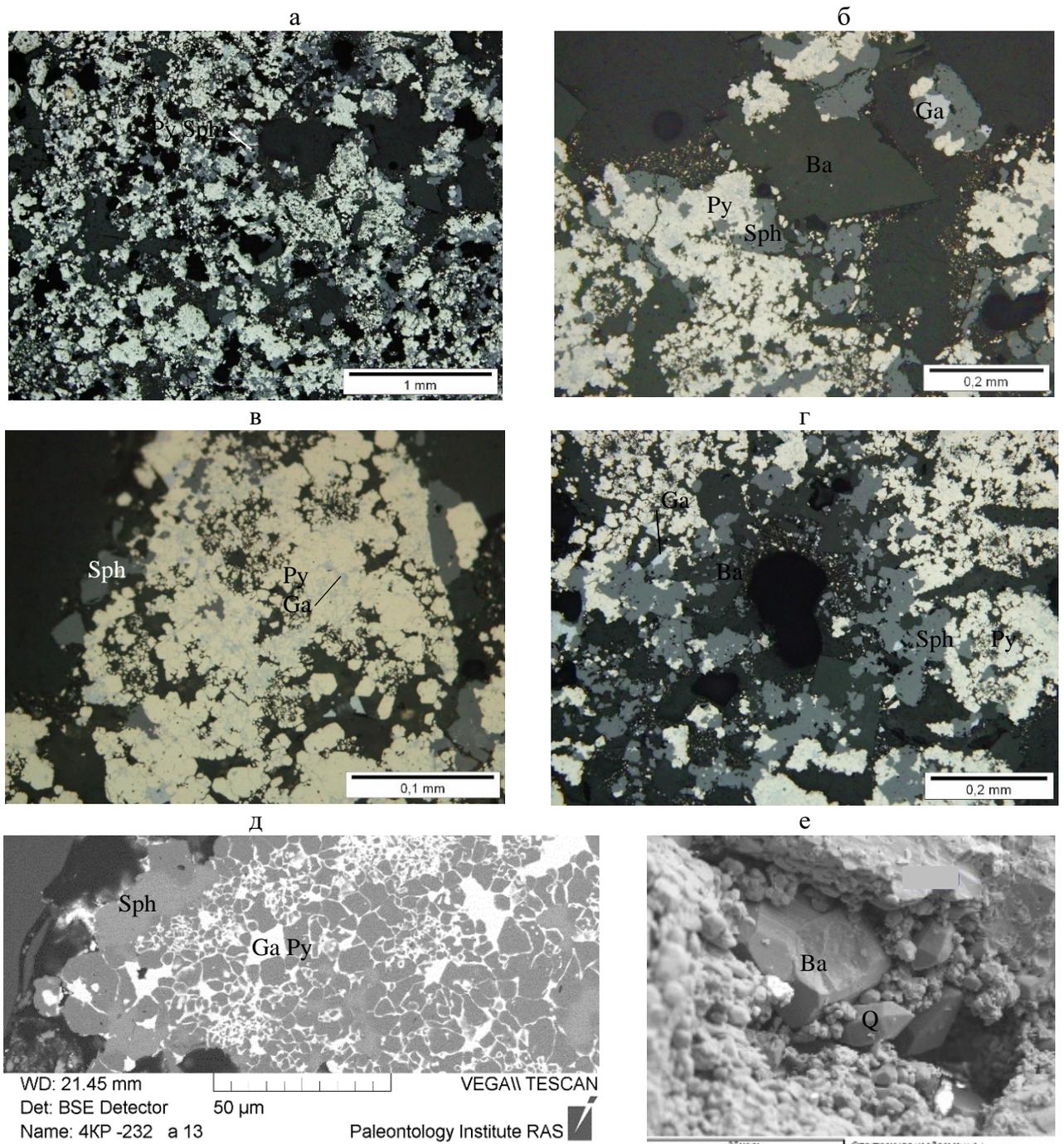


Рисунок 3.5 — Морфологические особенности минеральных агрегатов, заполняющих осевой канал

а — общий вид; б — крупные кристаллы барита (темно-серый) нарастают на галенит-сфалерит-пиритовые выделения; в — тонкозернистый и аллотриоморфный пирит в тесном прорастании с галенитом (по краям выделений оторочка сфалерита; белый — пирит, голубовато-серый — галенит, серый — сфалерит, темно-серый — барит; г — закономерное распределение сульфидов относительно крупной поры; д — сетчато-блоковые выделения сульфидов: белый — галенит, серый — пирит; е — идиоморфные кристаллы кварца (SEM). а-г — отраженный свет

3.1.2. Минеральный состав и строение стенок

По своему строению и минеральному составу стенка палеотрубки делится на внутреннюю, непосредственно прилегающую к каналу, и внешнюю — периферийную, части.

Внутренняя часть стенки большей частью сложена минералами пиритовой ассоциации, в которой наблюдается значительное преобладание пирита над другими сульфидами. Пирит здесь представлен скоплениями зерен неправильной формы, а также изометричными выделениями (Рисунок 3.6, а–б) округлой формы. Центр изометричных выделений иногда заполнен нерудными минералами или является полым. В сростании с пиритом в подчинённом количестве присутствуют небольшие выделения сфалерита и галенита. В участках, где отмечаются более высокие концентрации этих сульфидов, локально развита галенит-сфалерит-пиритовая ассоциация. Кроме того, на контакте с внешней частью стенки иногда наблюдаются зональные почковидные (Рисунок 3.6, в–г) галенит-пиритовые выделения и дендритовидные агрегаты. Из нерудных минералов преобладает тонкозернистый барит, иногда карбонат и кварц.

При исследовании внутренней части стенки на сканирующем электронном микроскопе выявлены участки гроздьевидных («початковидных») выделений барита (Рисунок 3.6, д) и микрокристаллы пирита пентагондодекаэдрического габитуса (Рисунок 3.6, д–е), нарастающие по направлению внутрь канала.

Особенности состава пирита и барита, нарастающих на стенку канала, приведены на рисунке (Рисунок 3.7).

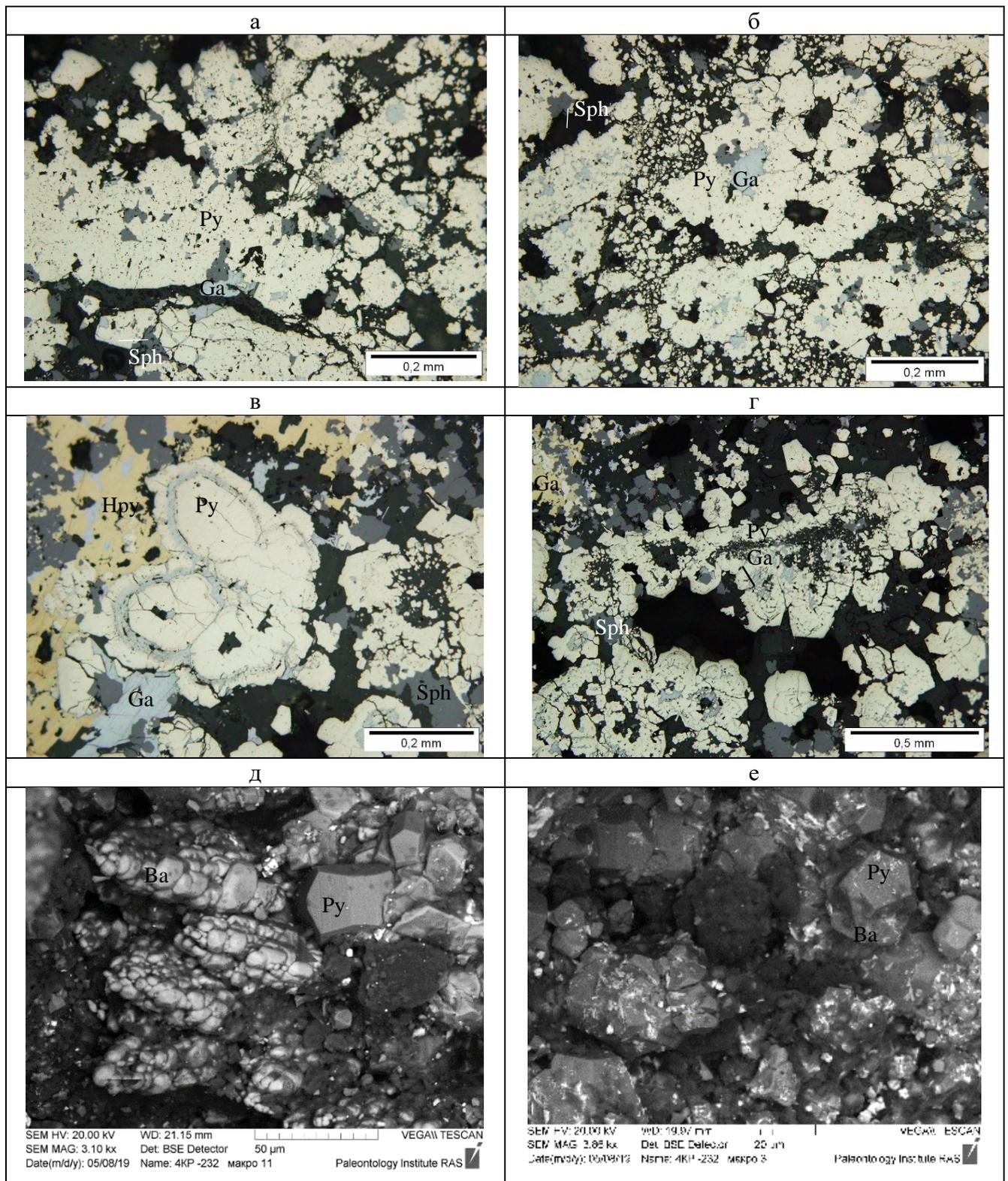
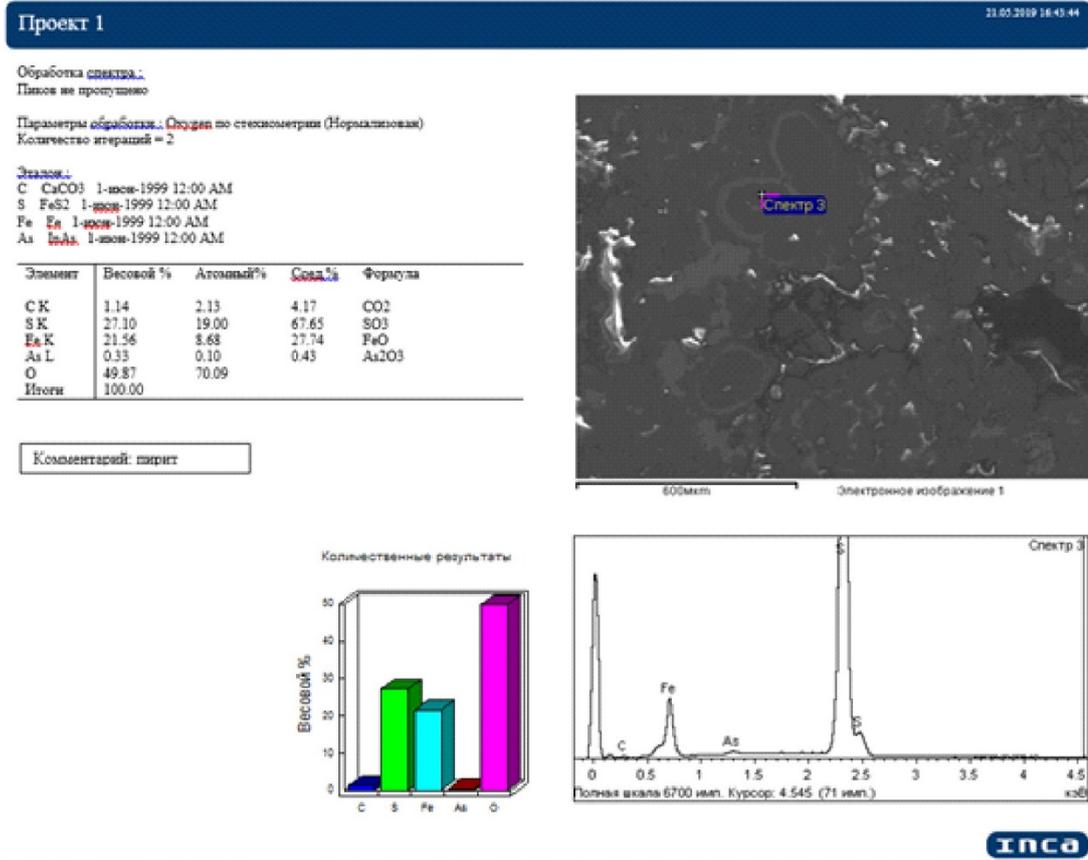


Рисунок 3.6 — Особенности морфологии минералов внутренней стенки

Пирит внутренней стенки в ассоциации с галенитом, сфалеритом и баритом: а — агрегат зерен пирита неправильной формы; б — почковидные выделения пирита; в — зональные выделения почковидного пирита с галенитом из частично разрушенной внутренней стенки на контакте с халькопиритом внешней стенки; г — дендритовидные барит-пиритовые агрегаты (полированные шлифы); д — ориентированные скопления гроздьевидного (початковидного) барита на стенке канала в ассоциации с пиритом; е — кристалл пирита в «рубашке» барита

а



б

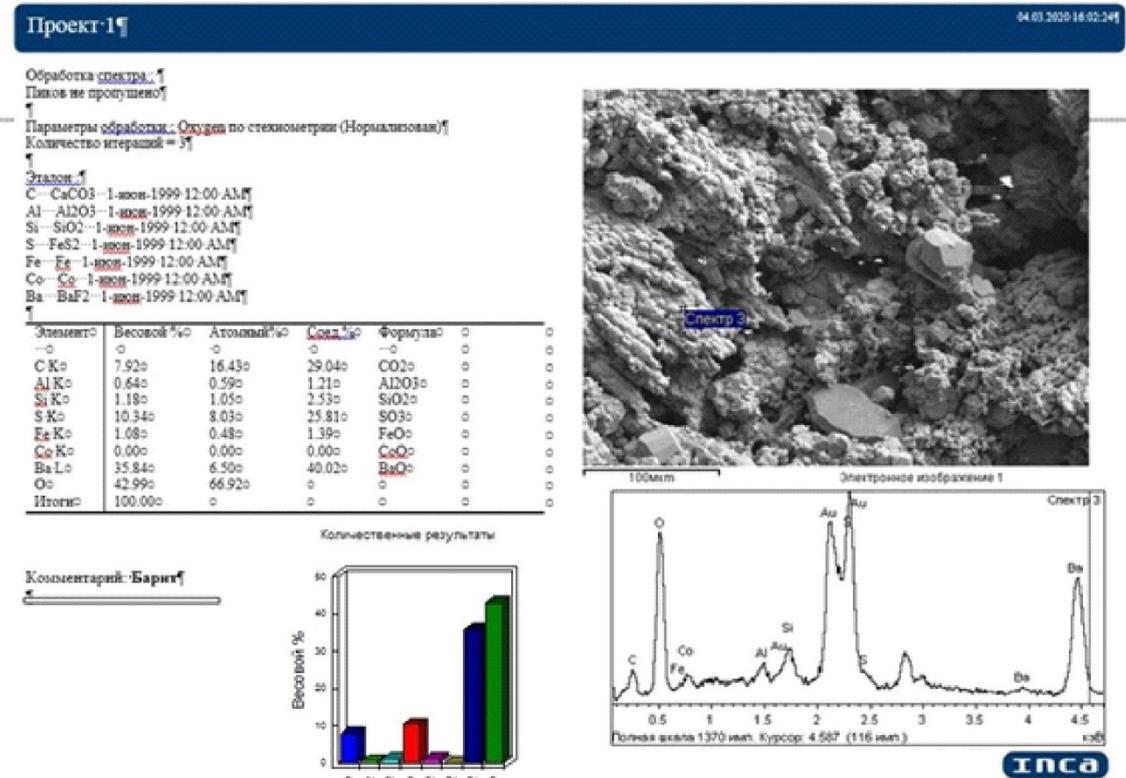


Рисунок 3.7 — Особенности состава минералов, нарастающих на стенку канала

Особенности состава пирита (а) и б — барита (б); SEM ПИН РАН

Внешняя часть стенки сложена минералами галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации с небольшим количеством пирита, а в участках раздувов локально развита блеклорудно-галенит-сфалерит-халькопиритовая ассоциация. Из сульфидов здесь преобладает халькопирит, поэтому эту зону можно условно назвать халькопиритовой.

Ширина халькопиритовой зоны колеблется от нескольких миллиметров до 1,5 см, в участках раздувов представляя собой массивные сульфиды, где халькопирит является «основной массой», в которой неравномерно распределены выделения сфалерита и галенита (Рисунок 3.8), редкие зерна пирита и блеклой руды. Сфалерит здесь часто имеет комковатый облик, размер его выделений по сравнению со сфалеритом осевого канала и внутренней стенки значительно увеличивается (до 0,3–0,5 мм). Количество барита во внешней части стенки, напротив, значительно уменьшается.

Пирит в пределах внешней стенки встречается редко, размер выделений до 0,1–0,2 мм, гипидиоморфнозернистый, корродирован и замещен другими сульфидами.

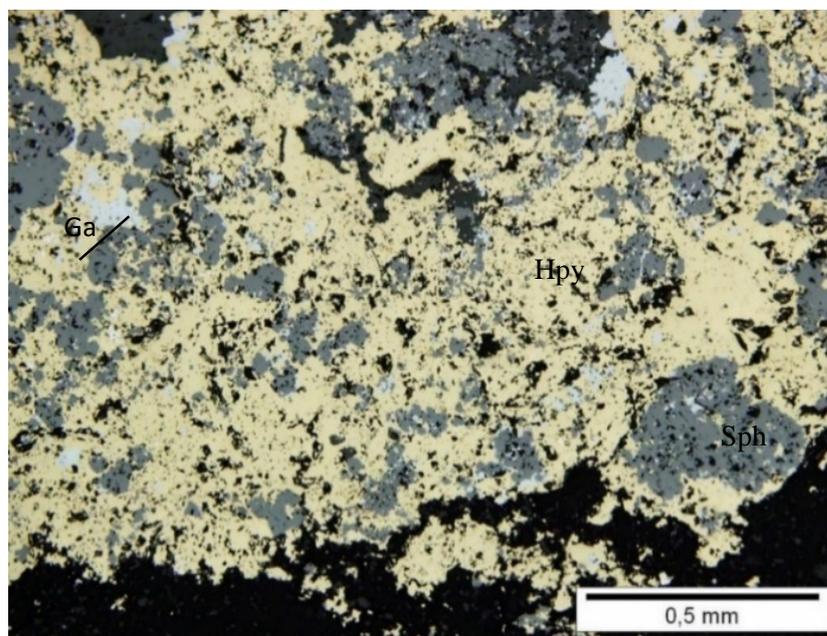


Рисунок 3.8 — Морфология выделения сульфидов во внешней части стенки

Сфалерит — серый, галенит — голубой, халькопирит — желтый, отраженный свет

Для стенки характерны концентрические (относительно канала) зоны повышенного растрескивания сульфидов. Вблизи зон растрескивания в канале наблюдается большое количество раздробленного пиритового материала, что свидетельствует об частичном обрушении или дроблении сульфидов стенок.

3.1.3. Строение дополнительных каналов, осложняющих стенку

Стенка трубки осложнена раздувами, представляющими собой мелкие дополнительные каналы размером 0,5–1,5 см. Присутствуют как единичные образования, так и многоканальные. Выделяются дополнительные каналы с полой и с запечатанной осевой частью (Рисунок 3.9, а–б). В осевых частях запечатанных дополнительных каналов развиты баритовая, сфалерит-баритовая, реже карбонат-пирит-галенит-сфалерит-баритовая, халькопирит-сфалерит-баритовая минеральные ассоциации, в единичном случае — халькопиритовая.

Состав заполнения дополнительных каналов меняется в зависимости от положения в пределах внутренней или внешней стенок. Дополнительные каналы, приуроченные к внутренней стенке («пиритовой»), выполнены, главным образом, крупнокристаллическим пластинчатым баритом в ассоциации со сфалеритом. Сфалерит здесь образует гроздьевидные выделения вдоль вытянутых кристаллов барита (Рисунок 3.9, в). В то же время, встречаются каналы, выполненные мономинеральным баритом (Рисунок 3.9, г).

В барите присутствуют многочисленные обломки пирита, в центральной части некоторых каналов отмечается карбонат. В осевой зоне каналов, расположенных во внешней, преимущественно халькопиритовой части стенки, наблюдались два халькопирит-содержащих канала — в одном случае, халькопирит образует каемки вокруг гроздьевидных выделений сфалерита, а в другом, халькопирит целиком заполняет канал (Рисунок 3.9, д).

Стенки дополнительных каналов сложены сульфидами сфалерит-халькопиритовой ассоциации, в которой кроме сфалерита и халькопирита установлено также присутствие небольшого количества галенита и, эпизодически, блеклой руды. Для сульфидов этой ассоциации установлены структуры ориентированных срастаний сульфидов (Рисунок 3.10, а–б), дендритовидные структуры (Рисунок 3.10, в–д), характерные для сульфидов современных труб и палеотруб «курильщиков» (Рисунок 3.10, г).

Кроме небольших каналов, наблюдаются многочисленные поры, скопления которых становятся более плотными по направлению от периферии к центральному каналу, а также образуют концентрации близ дополнительных каналов. Их размер от сотых долей до 0,5 мм. Бородаев и др. рассматривают подобные поры в качестве зарождающихся каналов [Бородаев, Мозгова и др., 2004]. На стенках более крупных пор близ основного канала нарастают удлиненные пирамидальные кристаллы барита, ориентированные внутрь поры (Рисунок 3.10, е), подобные описанным выше гроздьевидным кристаллам барита на стенках основного канала.

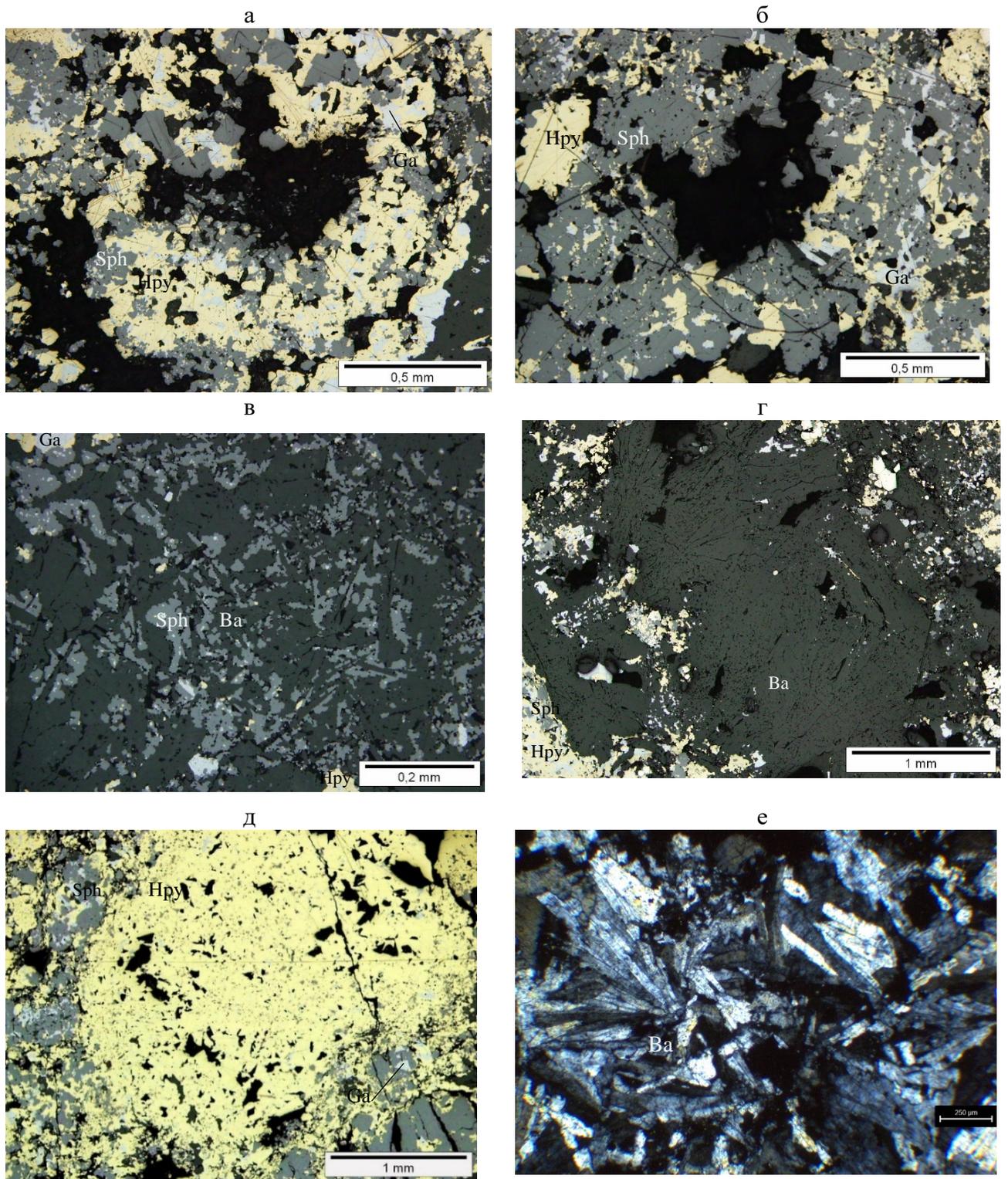


Рисунок 3.9 — Особенности строения дополнительных каналов

Фрагменты стенок дополнительных каналов с полой осевой частью: а — с преобладанием халькопирита в пределах стенки, б — с преобладанием сфалерита; осевые части мелких каналов, осложняющих стенку трубки: в — пластинчатый барит в ассоциации со сфалеритом, г — канал, заполненный друзами пластинчатого барита; д — дополнительный канал, выполненный халькопиритом, а-г отраженный свет; д — морфология пластинчатого барита канала, шлиф, николи скрещены

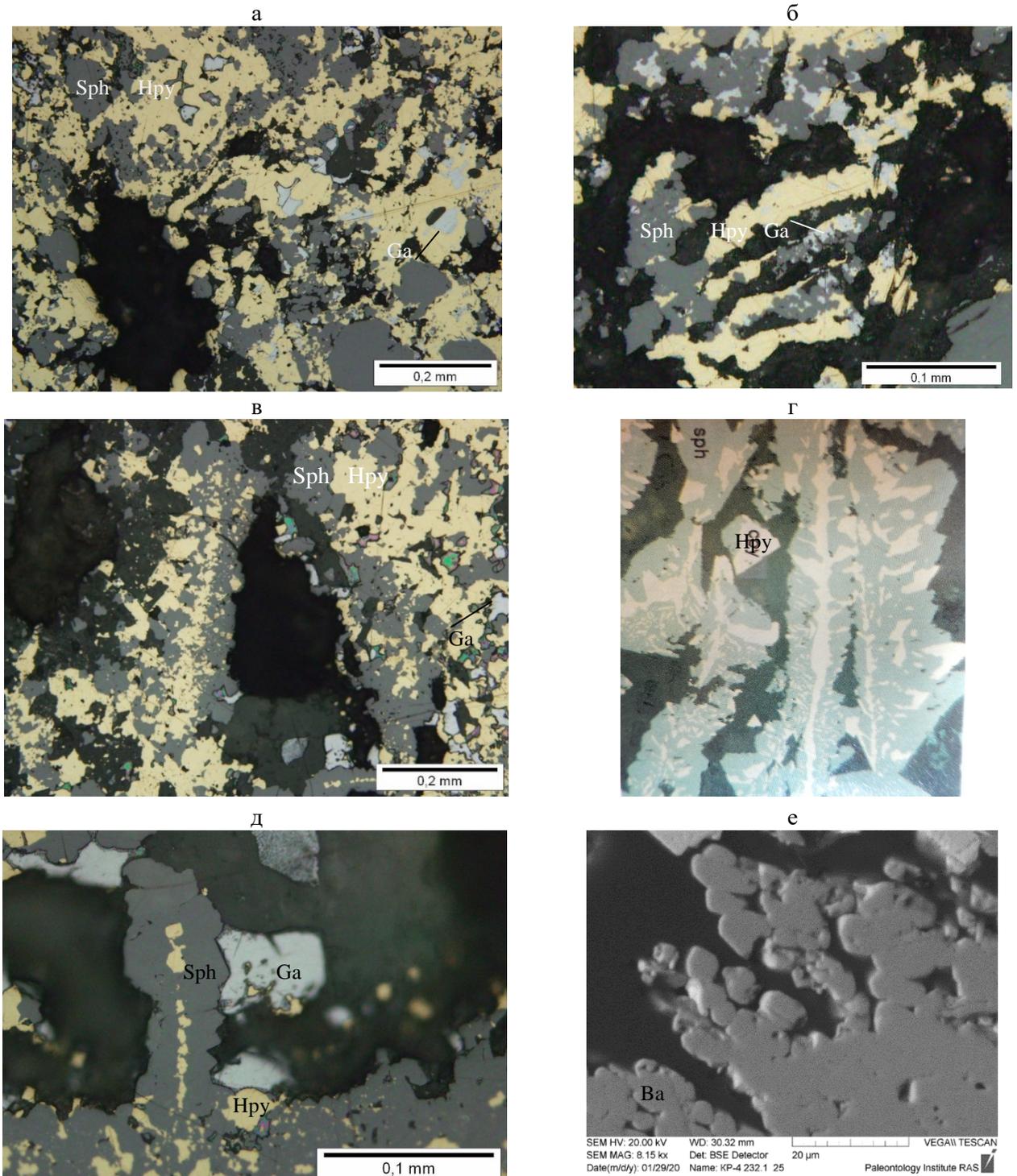


Рисунок 3.10 — Закономерные сростания сульфидов в стенках дополнительных каналов, в сравнении с подобными структурами из современных труб «курильщиков»

а – г структуры ориентированных прорастаний сфалерита и халькопирита: а — сфалерит-халькопиритовые сростания на границе с каналом (общий вид), б — сфалерит-халькопиритовые сростания, сцементированные баритом; в, д — дендритовидные халькопирит-сфалеритовые сростания, из дополнительных каналов (полированные шлифы); г — дендритовидные халькопирит-сфалеритовые сростания из трубки современного «курильщика» (Трог Окинава) [Halbach et al, 1993]; е — удлиненные пирамидальные кристаллы барита, ориентированные внутрь поры

3.1.4. Внешняя оболочка трубки

Оболочка трубки в значительной степени разрушена и представлена лишь частично. Она сложена минералами галенит-марказит-халькопирит-пиритовой ассоциации. В структуре оболочки выделяются лентовидные обособления, в составе которых преобладает опаловидный кварц, сульфидные минералы, также присутствуют карбонаты и серицит. Характерной особенностью оболочки является фрамбоидальный пирит в ассоциации с марказитом, халькопиритом и галенитом (Рисунок 3.11, а–в). Фрамбоиды пирита здесь находятся в тесном прорастании с халькопиритом, который цементирует и частично замещает фрамбоиды. Встречаются как скопления обособленных разностей фрамбоидов, так и более крупные выделения, представляющие собой многочисленные включения фрамбоидов в халькопиритовой матрице (Рисунок 3.11, в). Ближе к внешним границам данных выделений вокруг фрамбоидов появляется галенитовая оторочка, на которую, в свою очередь, нарастает копьевидный марказит (Рисунок 3.11, б–в).

Подобные обрастания лучистым марказитом характерны для современных придонных обстановок. Для примера можно привести опал-марказитовые обрастания гидротермального поля «Семенов» Срединно-Атлантического-хребта (Рисунок 3.11, г) [Мелекесцева и др., 2010].

Кроме фрамбоидального, в пределах оболочки отмечаются скопления тонкодисперсного пирита. Тонкодисперсное строение было выявлено при исследовании пиритовых скоплений из оболочки под сканирующим электронным микроскопом (Рисунок 3.11, д–е).

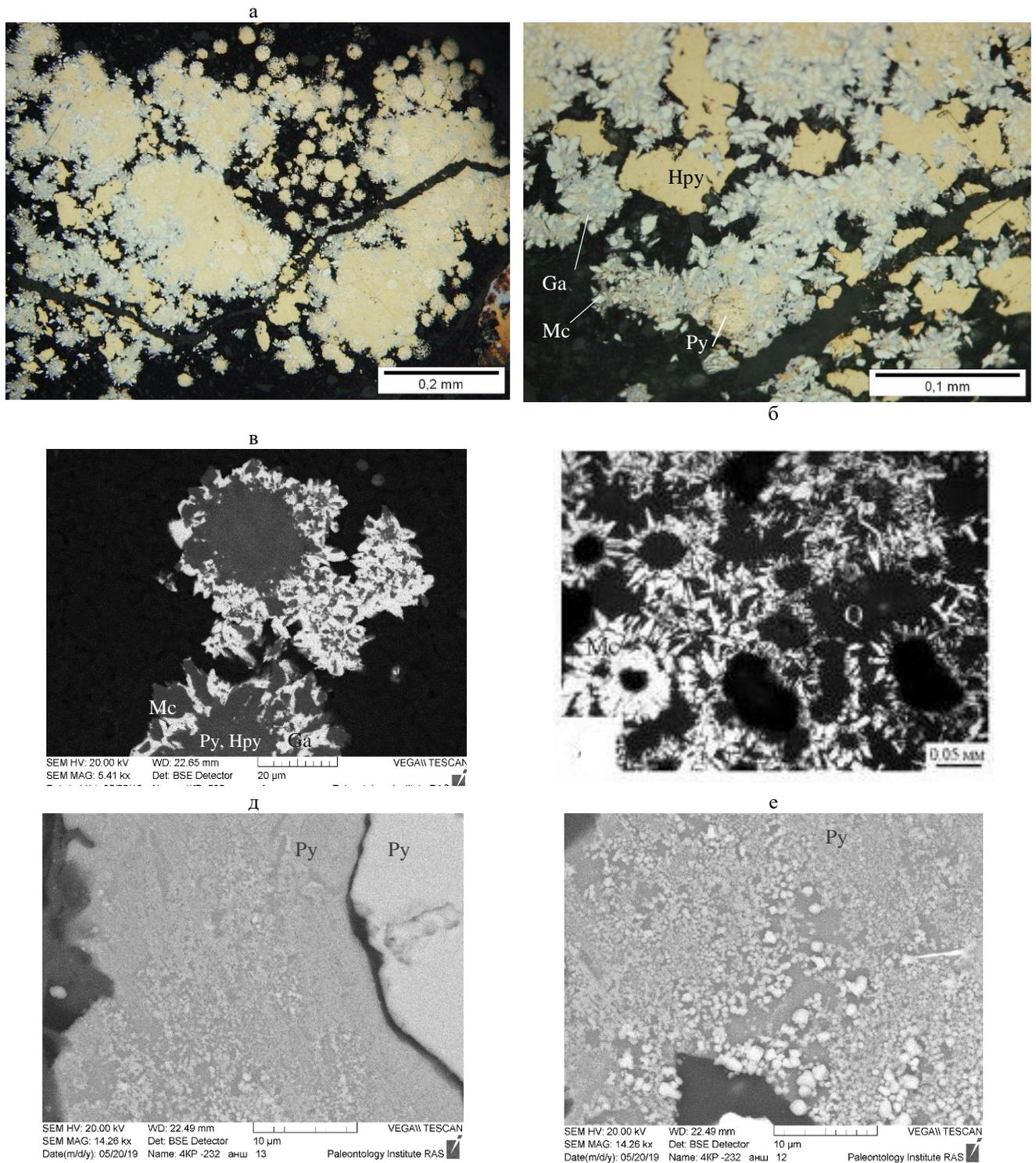


Рисунок 3.11 — Особенности морфологии и строения сульфидов оболочки

Фрамбоидальный пирит оболочки в ассоциации с пластинчатым марказитом и халькопиритом: а — общий вид, б — морфология выделения пластинчатого марказита в ассоциации с галенитом по краям скоплений фрамбоидального пирита, замещаемого халькопиритом (полированные шлифы); в — радиально-лучистые галенит-марказитовые агрегаты, обрастающие реликты фрамбоидального пирита; г — радиально-лучистые агрегаты марказита, обрастающие глобулы опала в современной гидротермальной обстановке (гидротермальное поле Семенов Срединно-Атлантический-хребет 13°31' с.ш.) [Мелекесцева и др., 2010]; тонкодисперсный и глобулярный пирит оболочки: д — контакт со стенкой, е — глобулярное строение, а,б,г — отраженный свет

Окремненный и сульфидизированный остаток фауны на контакте с оболочкой трубки

На контакте с оболочкой трубки обнаружен фоссилизованный остаток фауны (Рисунок 3.12) неясного систематического положения, по своей морфологии подобный полихетам, живущим в высокотемпературных условиях современных «курильщиков» [Беклемишев, 1964] (Рисунок 3.13), но более мелкого размера. Это биоморфное образование имеет хорошую сохранность и замещено кварцем, а его внутренняя полость заполнена фрамбоидальным пиритом, что часто характерно для фауны «курильщиков». Фрамбоидальный пирит в большинстве случаев считается продуктом жизнедеятельности термофильных бактерий, нередко симбиотических с фауной «курильщиков» [Астафьева и др., 2005]. Данные бактерии могли существовать как при жизни организма, так и развиться при его отмирании [Скрипченко, 1966].

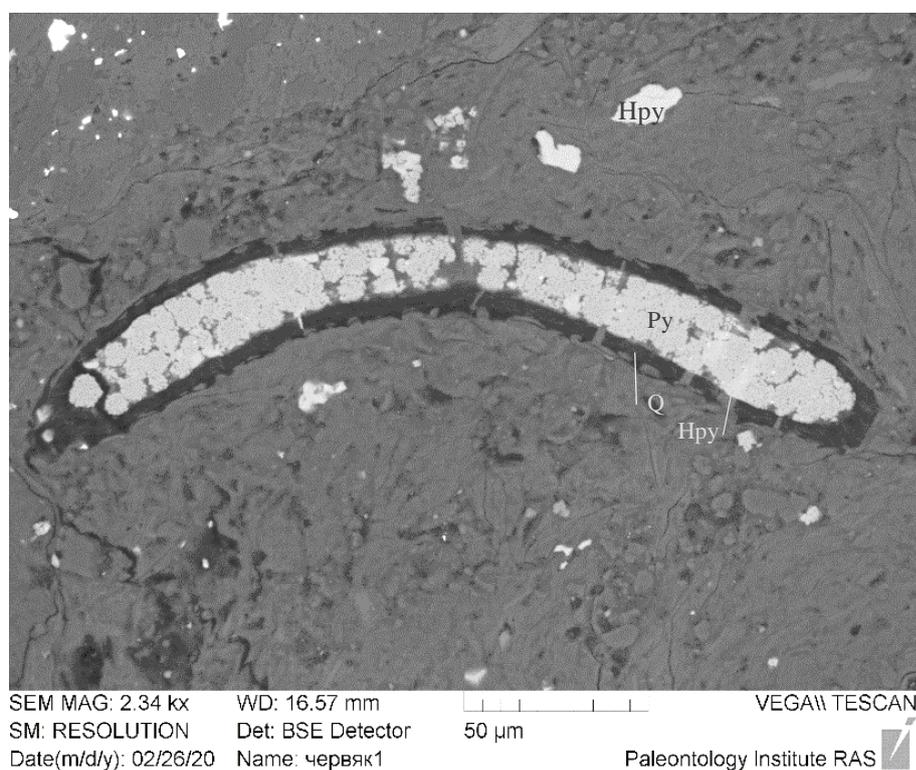


Рисунок 3.12 — Остаток фоссилизированной фауны, внутренняя полость которой заполнена фрамбоидальным пиритом, найденный на контакте с оболочкой трубки. SEM

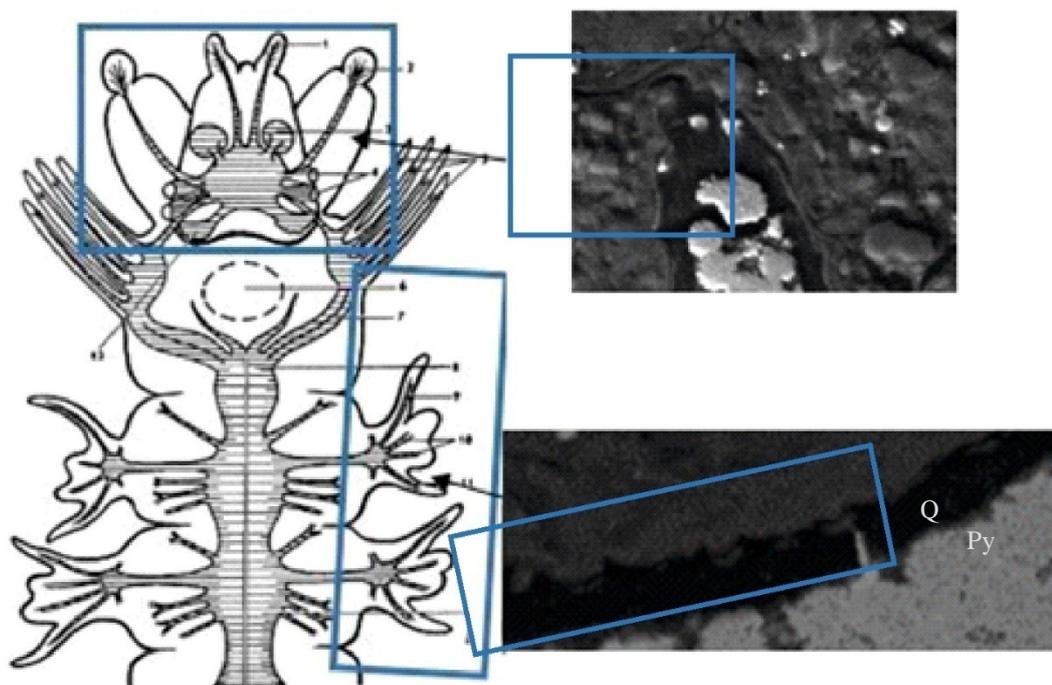


Рисунок 3.13 — Сравнение изображения полихеты и элементов строения фауны, представленной на Рисунке 3.12 (SEM)

3.1.5. Некоторые особенности минеральных ассоциаций, слагающих элементы трубки

Наиболее ранним сульфидом в пределах трубки является пирит (Рисунок 3.14, а), который в небольшом количестве встречается в составе галенит-сфалерит-халькопиритовой и блеклая руда-галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциаций. Далее отлагалась основная масса сфалерита из этих же ассоциаций. Пирит здесь встречается в виде гипидиоморфных зерен и аллотриоморфных скоплений 0,1–0,3 мм и почти полностью корродирован и замещен халькопиритом и галенитом. Сфалерит цементирует ранний пирит.

Далее отлагались пирит переходной зоны вокруг канала (Рисунок 3.14, б), затем халькопирит и некоторое количество сфалерита. Взаимоотношения между халькопиритом и сфалеритом не всегда однозначные, хотя большей частью халькопирит корродирует и замещает сфалерит, встречаются и обратные взаимоотношения, обычно в участках развития крупных пор (Рисунок 3.14, в), при этом халькопирит цементирует пирит переходной зоны. Галенит и блеклая руда отлагались позже других сульфидов.

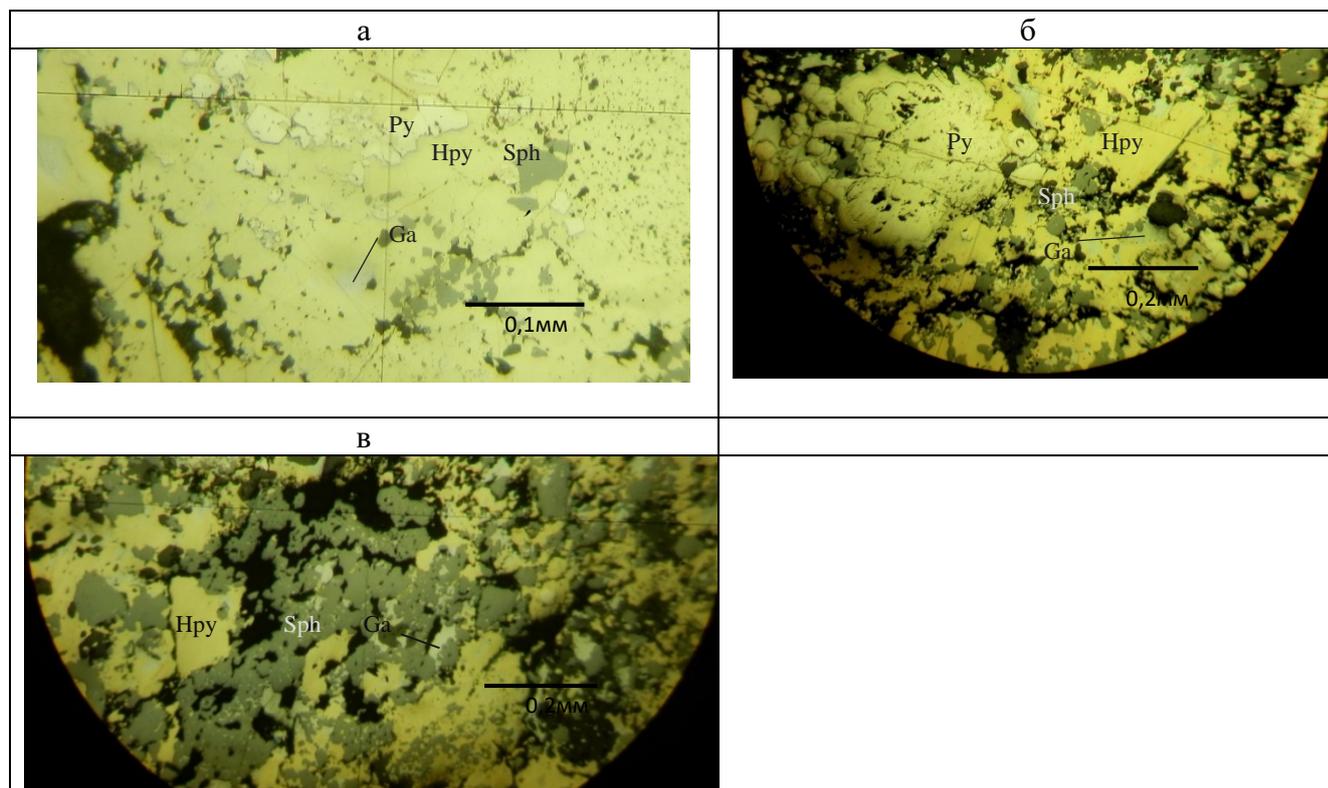


Рисунок 3.14 — Сульфиды внешней стенки

а — реликты раннего пирита в халькопирите ближе к периферии внешней стенки; б — пирит переходной зоны между внутренней и внешней стенками (поле зрения 1 мм); в — крупная пора, частично заполненная сфалеритом (поле зрения 1 мм); отраженный свет

При формировании внутренней стенки пирит начал расти внутрь канала от границы внешней стенки, а халькопирит развивался вовне, корродируя и замещая уже сформировавшиеся сульфиды внешней стенки. Далее на сформированной внутренней стенке нарастают хорошо оформленные пентагондодекаэдрические кристаллы пирита и направленные внутрь канала гроздьевидные (початковидные) сростания кристаллов барита.

В пределах осевого канала, при его заполнении, меняется морфология выделений сульфидов по сравнению со стенками. Пирит представлен тонкозернистыми, аллотриоморфными и глобулярными выделениями. Галенит располагается закономерно, развиваясь в виде сетчатых и нитевидных выделений в интерстициях глобулей. Сфалерит нарастает на галенит-пиритовый агрегат по направлению некоторых крупных пор, распределяясь в этом случае зонально. Завершают эту зональность растущие внутрь поры хорошо оформленные кристаллы барита, но другой морфологии, чем на стенке канала (Рисунок 3.5, б).

В пределах оболочки наиболее ранним также является пирит, который затем замещается халькопиритом. Далее пирит-халькопиритовые скопления обрастают по краям марказитом и

галенитом, образование которых происходило близко одновременно, но галенит образовался несколько позже.

Сочетание в одном образце сульфидов глобулярных, почковидных и зернистых структур, а также присутствие агрегатов с резко различающейся зернистостью свидетельствует об изменчивости концентрации растворов и скорости кристаллизации, а наличие нескольких генераций сульфидов указывает на неоднократное поступление растворов [Добровольская и др., 2008].

Таким образом, в рудах, вскрытых на колчеданно-полиметаллическом месторождении Западно-Захаровское Рудного Алтая, присутствуют образования, которые по составу и морфологии могут быть идентифицированы как фрагменты палеогидротермальных труб — так называемых «курильщиков». Они представляют собой концентрически зональные сульфидные агрегаты диаметром 3–5 см. По минеральному составу и особенностям структуры сульфидных выделений отчетливо выделяются зоны, характерные для труб современных и древних «курильщиков». Оболочка отличается присутствием фрамбоидального пирита («оруденелые бактерии») и копьевидного марказита. Во всех зонах присутствует переменное количество галенита и сфалерита. Стенка (основное тело трубы) делится на внешнюю и внутреннюю части. Внешняя часть стенки сложена преимущественно халькопиритом. В пределах внутренней стенки преобладает пирит, особенностью которого являются выделения почковидного и дендритовидного облика. Основной канал частично выполнен тонким агрегатом сульфидов — пиритом в тесном прорастании со сфалеритом и галенитом. Характерен пирит-галенитовый агрегат блоково-ячеистой структуры, где галенит образует нитевидные, сетчатые выделения в интерстициях микроблоков галенита. (Таблица 3.1). Дополнительные каналы чаще всего выполнены крупнокристаллическим баритом, мономинеральным или в ассоциации со сфалеритом. На контакте с оболочкой и в пределах оболочки найдены термофильные биоморфные образования, что также является важным признаком, характерным для труб «курильщиков».

Таблица 3.1 — Характеристика минерального состава и строения различных частей исследованной палеогидротермальной трубы месторождения Западно-Захаровское

Элемент трубы	Сульфидные ассоциации	Особенности минералов и их агрегатов
Внешняя стенка	Галенит-сфалерит-халькопиритовая, а в участках раздувов локально развита пирит-блеклая руда-галенит-сфалерит-халькопиритовая	Массивные сульфиды. Количественно преобладает халькопирит. Пирит гипидиоморфный, корродирован и частично замещен другими сульфидами
Внутренняя стенка	Пиритовая, галенит-сфалерит-пиритовая	Пирит гребневидный, почковидный, иногда раздроблен. Барит тонкозернистый, а также гроздьевидные выделения барита на внутренней поверхности стенки ориентированные внутрь канала
Выполнение главного канала	Галенит-сфалерит-пиритовая	Пирит и сфалерит количественно преобладают, галенит развит меньше. Характерен пирит-галенитовый агрегат блоково-ячеистой структуры, где галенит образует нитевидные, сетчатые выделения в интерстициях. Барит — хорошо оформленные кристаллы
Оболочка	Галенит-марказит-халькопирит-пиритовая	Фрамбоидальный пирит, тонкодисперсный пирит, копьевидный марказит
Дополнительные каналы осевая часть	Обычно баритовая, сфалерит-баритовая, реже карбонат-пирит-галенит-сфалерит-баритовая, халькопирит-сфалерит-баритовая, в единичном случае халькопиритовая	Встречаются как мономинеральные, обычно баритовые разности (единичный халькопиритовый — правильной округлой формы), так и более сложные образования. Барит пластинчатый, крупнозернистый
Дополнительные каналы	Сфалерит-халькопиритовая	Ориентированные и дендритовидные срастания сульфидов

Выполнение дополнительных каналов этой трубы большей частью баритом свидетельствует о падении температуры к более поздним ассоциациям.

Присутствие барита в ассоциации с сульфидами позволяет отнести трубы к продуктам деятельности, т.н. «серых курильщиков», характерных для месторождений, связанных с бимодальными мафическими и фельзитовыми вулканическими комплексами [Масленников, 2016].

3.2 Месторождение Степное

3.2.1. Строение многоканального образования

В современных обстановках колчеданообразования в местах выхода рудоносных растворов на поверхность морского дна при разгрузке нескольких сближенных, обычно небольших гидротермальных источников образуются постройки, в которых наблюдается не один, а несколько каналов, по которым происходит истечение растворов. Вокруг каналов, соответственно, отлагаются сульфиды. Сами каналы могут также закупориваться.

Нами был исследован многоканальный курильщик на месторождении Степное. Образец был отобран в пределах сульфидного холма на горизонте 150 м.

В данном образце наблюдаются хорошо выраженные субвертикальные элементы, сложенные сульфидами (Рисунок 3.15, а), концентрирующимися вокруг небольших каналов или вытянутых кавернозных участков, которые в свою очередь представляют собой систему сближенных крупных пор. На спиле вкрест данных структур установлено их концентрически-зональное строение. Вокруг наиболее крупных каналов наблюдается сульфидное обрамление двух типов — с преобладанием пиритовой составляющей или с преобладанием сфалеритовой составляющей. «Пиритовые» имеют, как правило, явный трубообразный облик с хорошо выраженной стенкой (Рисунок 3.15, б). «Сфалеритовые» чаще всего имеют интерстициальный характер и не всегда имеют морфологически выраженные стенки, однако в некоторых случаях стенка может быть выражена достаточно отчетливо (Рисунок 3.15, в). В ряде случаев внешняя стенка «пиритовых каналов» является внутренней для «сфалеритовых». В обоих типах выделяются осевые каналы, которые остаются полыми на значительной части своего протяжения (Рисунок 3.15, г–д).

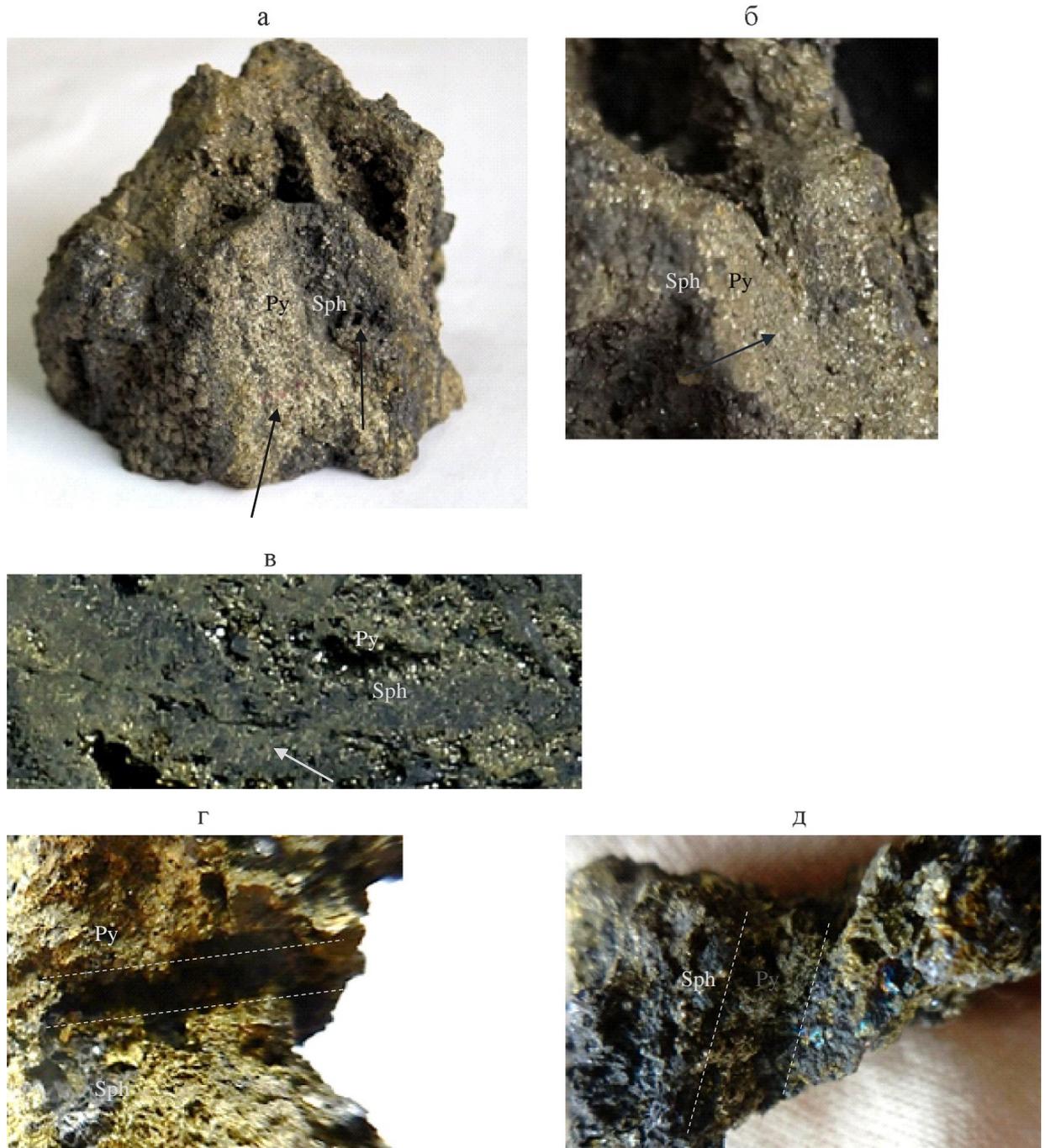


Рисунок 3.15 — Фрагмент многоканального курильщика и элементы его строения

а — фрагмент многоканального сульфидного образования, в котором выделяются ярко выраженные субвертикальные элементы строения (штуф, увеличение 1,5х); б — пиритовая стенка (штуф, увеличение 3х); в — сфалеритовая стенка, горизонтальная секция вкрест канала (штуф, увеличение 2,5х); секции вдоль каналов: г — с преобладанием пирита в стенках, д — с преобладанием сфалерита в стенках (штуфы, увеличение 3х), стрелками и пунктиром показаны элементы строения

Осевые каналы в ряде случаев полностью заполнены сульфидами (Рисунок 3.16, а), в частично заполненных каналах сульфидный агрегат нарастает по стенкам. Сульфиды могут быть представлены мелкокристаллическим пиритом (Рисунок 3.16, а, б, д), а также выделениями

сфалерита или халькопирита сетчатого облика (Рисунок 3.16, в–г), иногда наблюдается галенит. Кроме того, один канал заполнен гидроокислами железа.

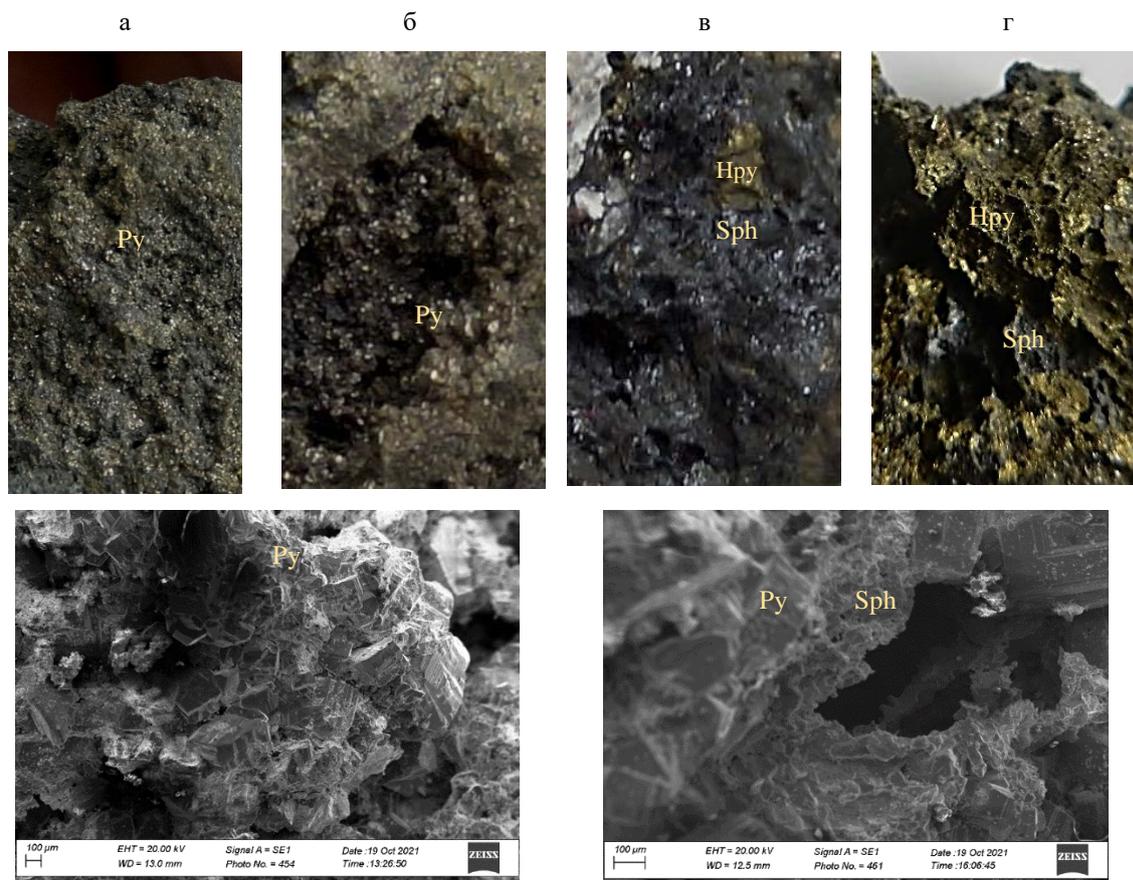


Рисунок 3.16 — Минералы частично или полностью заполняющие каналы

а, б — мелкокристаллический пирит, в — выделения сфалерита сетчатого облика, г — выделения халькопирита сетчатого облика (штуфы, увеличение 3х); д — морфология пирита, нарастающего на стенки одного из каналов, е — морфология сфалерита, нарастающего на стенки

Оболочка. Для многоканальных курильщиков нередко наличие общей внешней оболочки. Фрагмент подобной оболочки сохранился на одной из сторон штуфа исследуемого образца многоканального курильщика и имеет вид корки. Оболочка сложена хорошо выраженными сульфидными почками, размер почек 2–3 мм (Рисунок 3.17, а). Морфология почек видна на снимке, сделанном на сканирующем электронном микроскопе (Рисунок 3.17, б). При этом основание почек сложено сфалеритом, а поверхность покрыта пиритом, который имеет выраженные грани только с внешней стороны.

а



б

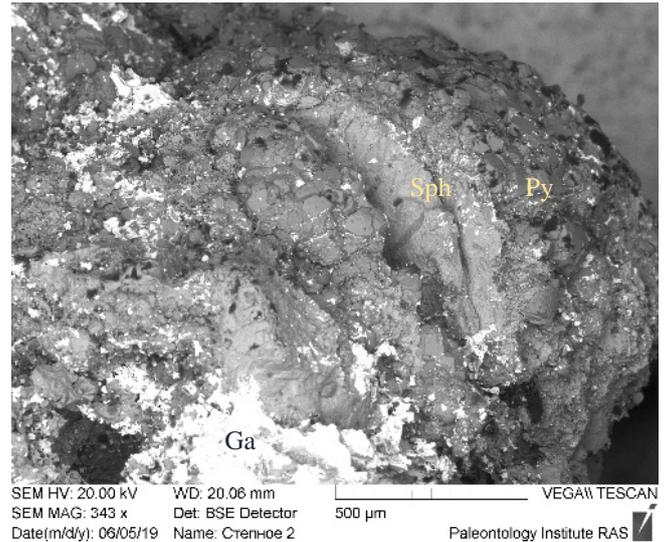


Рисунок 3.17 — Сульфиды оболочки

а — фрагмент оболочки (штуф, увеличение 2х); б — почка сложного строения, пирит-сфалеритовая (SEM)

3.2.2. Минеральный и химический состав каналов и стенок

В пределах «пиритовых» стенок, соответственно, резко преобладает пирит. Мощность стенок вокруг наиболее крупного канала, имеющего пиритовое обрамление, достаточно выдержанная и составляет около 5 мм. В пределах стенок развиваются сульфиды пиритовой, халькопирит-пиритовой и галенит-сфалерит-пирит-халькопиритовой ассоциаций. Пирит массивный, в пределах скоплений пирит нередко катаклазирован (Рисунок 3.18, а). В некоторых случаях наблюдается почковидная морфология пиритовых скоплений на контакте с полым каналом. Пирит стенок является наиболее ранним минералом по отношению к другим сульфидам. По трещинам в пирите развивается халькопирит, иногда с небольшим количеством галенита и сфалерита. Надо отметить, что сульфиды, которые развиваются по трещинам в пирите, характеризуются отсутствием катаклаза и образовались в результате частичной мобилизации вещества под воздействием метаморфизма. Концентрация сфалерита и галенита, а в ряде случаев и халькопирита, растет в пределах стенки от края канала (если смотреть в горизонтальной секции) по направлению к внешней части стенки (Рисунок 3.18, б). Локально для халькопирита данная закономерность может нарушаться. Это происходит вокруг каналов, на стенках которых

(на внутренней поверхности стенки на границе с каналом) внутрь канала нарастает халькопирит (Рисунок 3.18, в).

Сульфиды «пиритовых» стенок характеризуются повышенными содержаниями мышьяка и кобальта, низкой железистостью сфалерита (пирит содержит: Co — от 0,06 до 0,31, As — от 0,2 до 1,4; халькопирит содержит: Co — от 0,08 до 0,29; сфалерит: Co — от 0,1 до 0,4, Fe — от 0,21 до 0,65; As — от 0,06 до 0,19 масс. %).

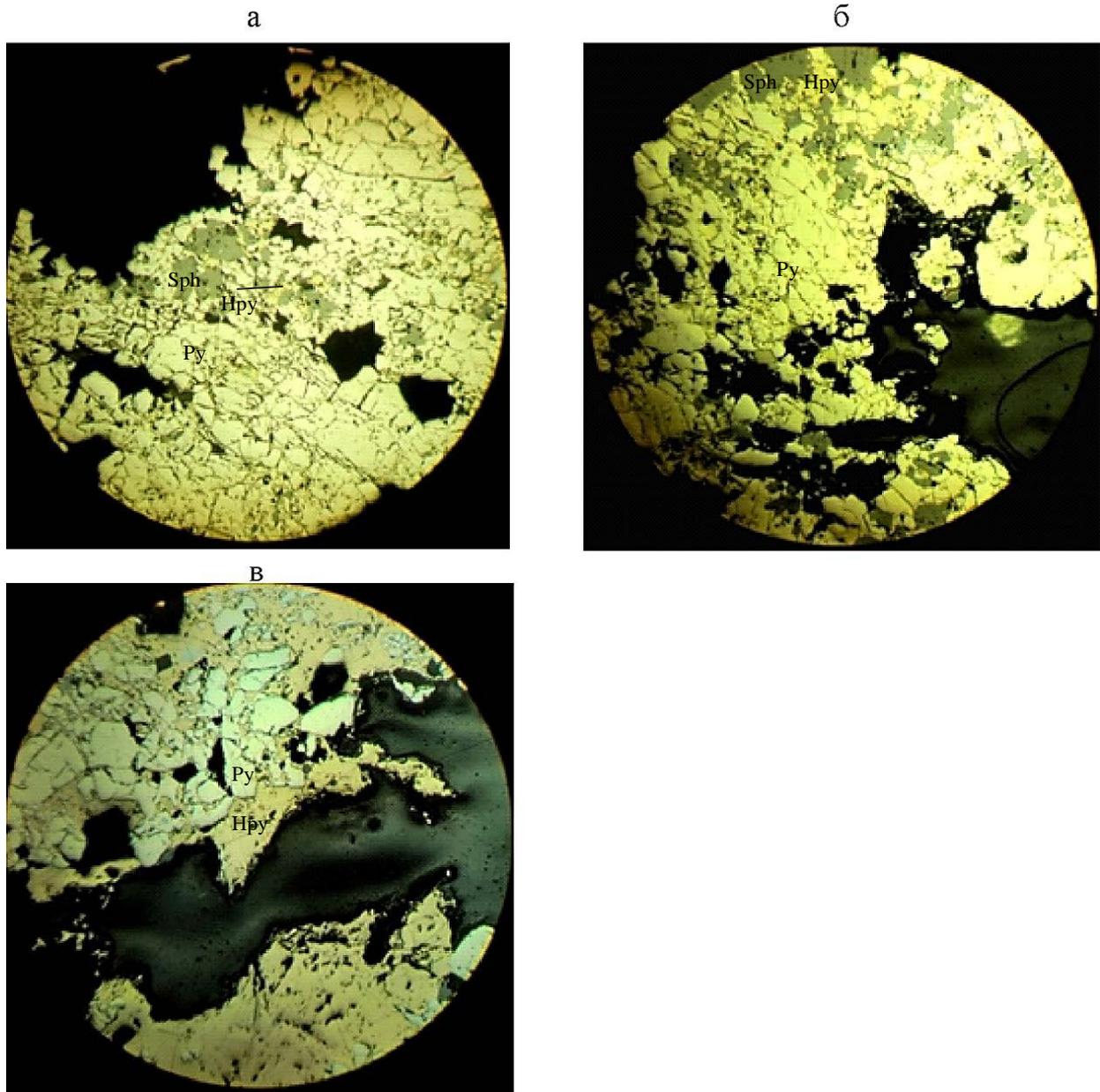


Рисунок 3.18 — Особенности строения «пиритовых» стенок

а — морфология выделения сульфидов стенки: белый — пирит, серый — сфалерит, желтый — халькопирит; б — зональное распределение сульфидов относительно канала (отраженный свет, поле зрения 2 мм); в — кристалл халькопирита треугольного сечения, нарастающий внутрь канала (отраженный свет, поле зрения 1 мм)

В пределах «сфалеритовых» стенок развиты халькопирит-сфалеритовая с галенитом и сфалерит-пирит-халькопиритовая ассоциации. Данные ассоциации отлагались несколько позже, чем сульфиды, слагающие «пиритовые стенки». Наиболее характерный облик халькопирит-сфалеритовой с галенитом ассоциации — это массивный сфалерит, в интерстициях изометричных зерен которого развиваются халькопирит и галенит (Рисунок 3.19, а). Количество их непостоянно, в некоторых участках галенит отсутствует. Включения пирита присутствуют в пределах других сульфидов в виде реликтов корродированных зерен. Часто наблюдается зональное распределение сульфидных ассоциаций относительно канала (Рисунок 3.19, б). Халькопирит-сфалеритовая с галенитом ассоциация в этом случае слагает внутреннюю часть стенок, прилегающих к каналу. Более крупные выделения галенита локализуются непосредственно на границе с каналом.

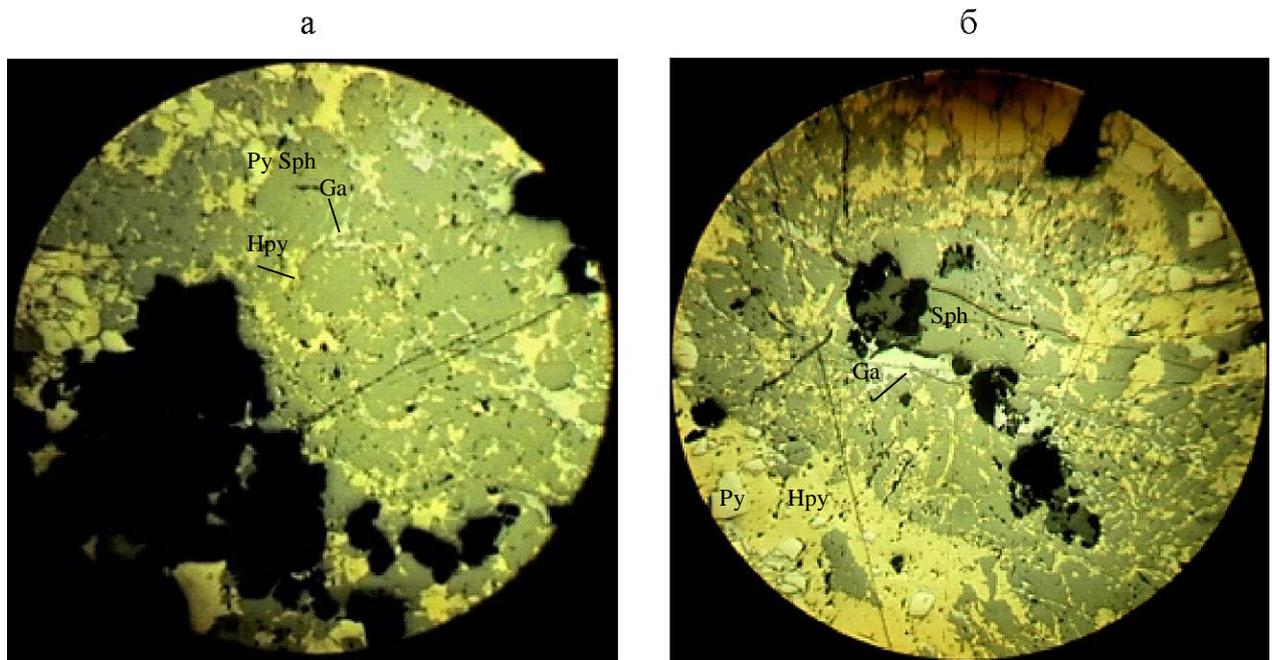


Рисунок 3.19 — Особенности морфологии сульфидов «сфалеритовой» стенки

а — халькопирит и галенит в интерстициях зерен сфалерита; б — трогообразный край канала с зональным распределением сульфидов стенки (отраженный свет, поле зрения 2 мм)

Сфалерит-пирит-халькопиритовая ассоциация слагает внешнюю часть стенок, не контактирующую непосредственно с каналом. Каналы могут оставаться полыми или быть заполненными сульфидами тех же ассоциаций. Для сфалерита этих ассоциаций характерна повышенная железистость 2–4 масс.%. В сульфидах не установлена примесь кобальта и мышьяка, что отличает их от сульфидов «пиритовых» стенок (Рисунок 3.20).

Распределение элементов по площади

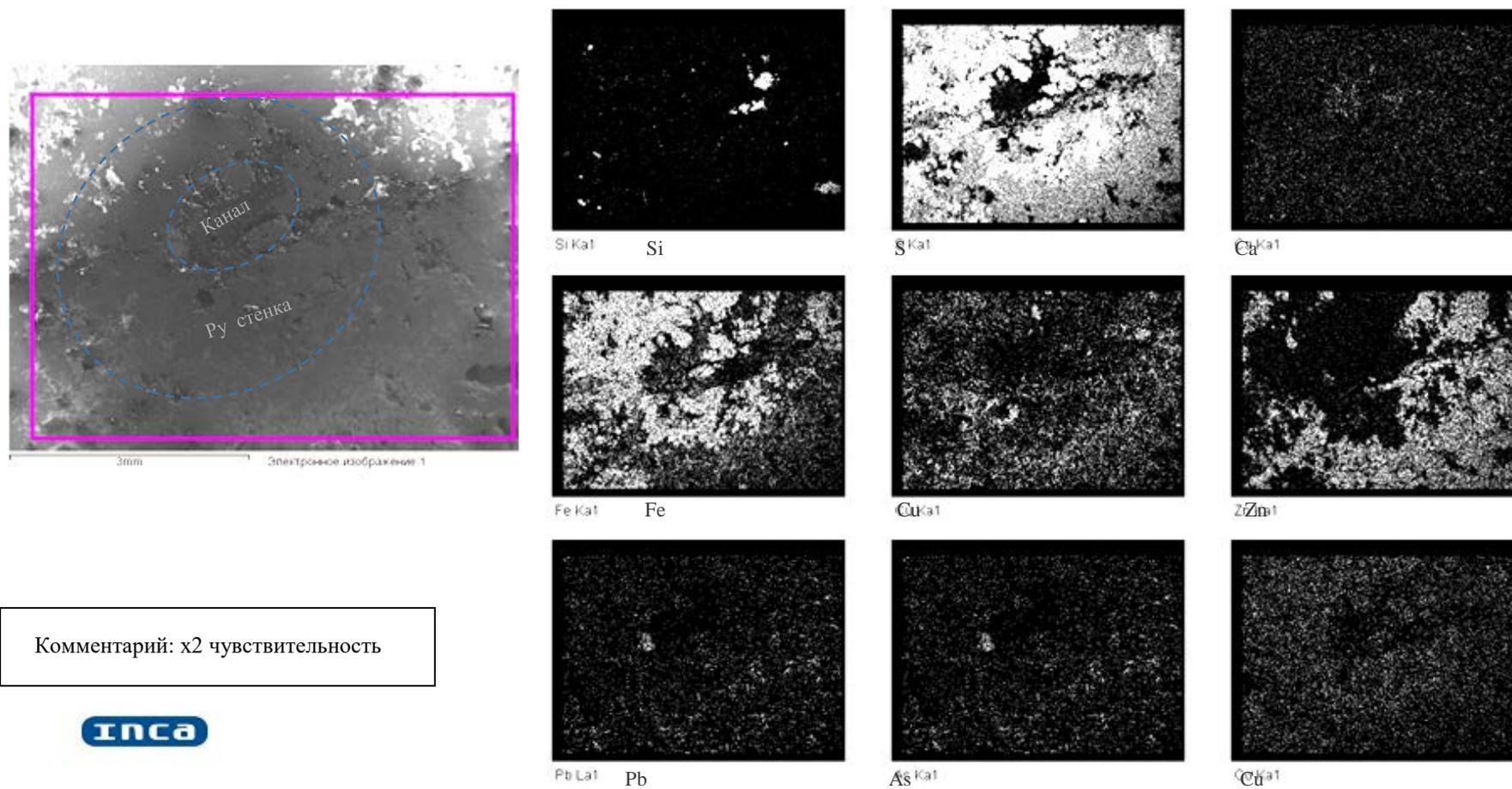
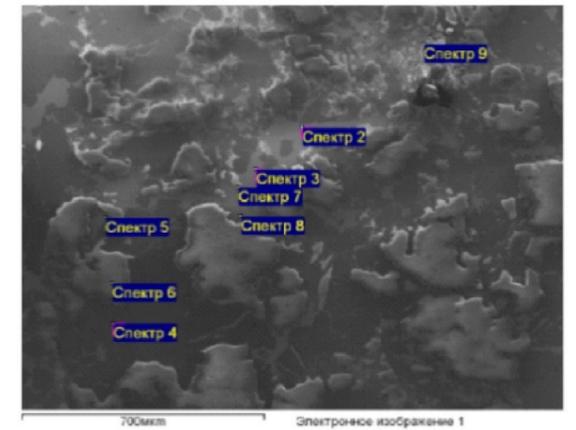
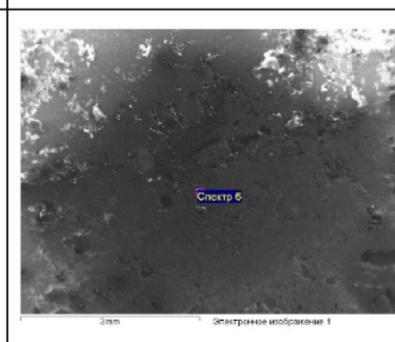
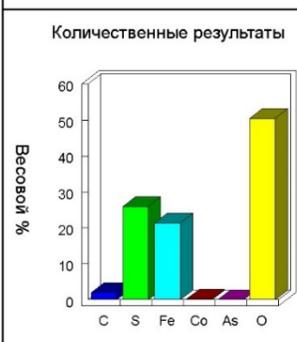
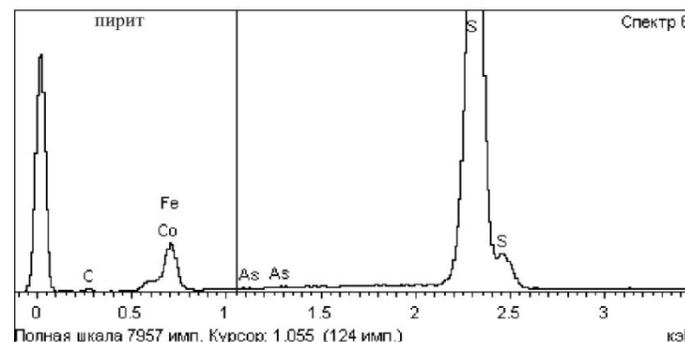
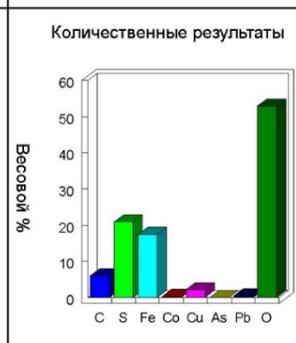
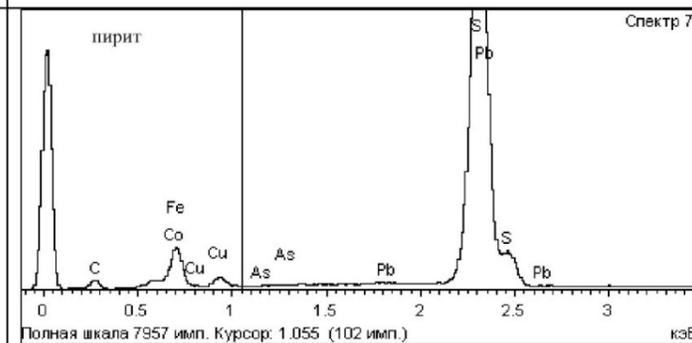
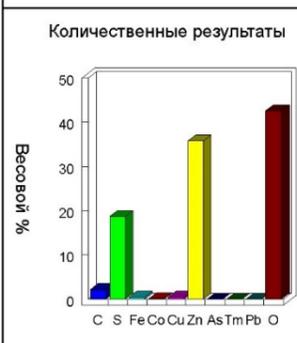
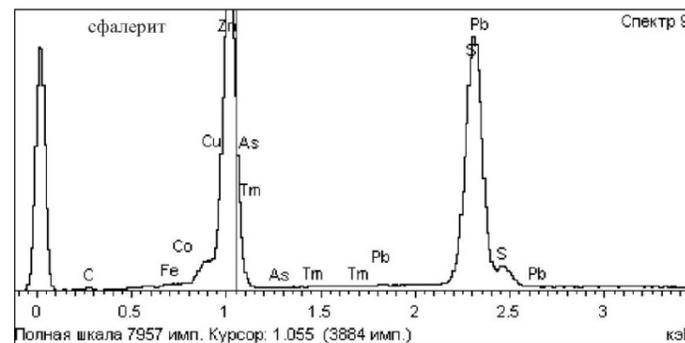
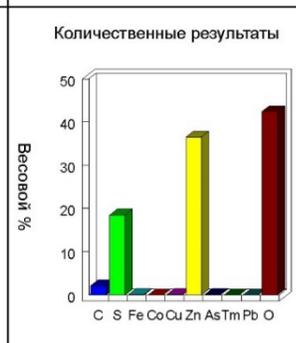
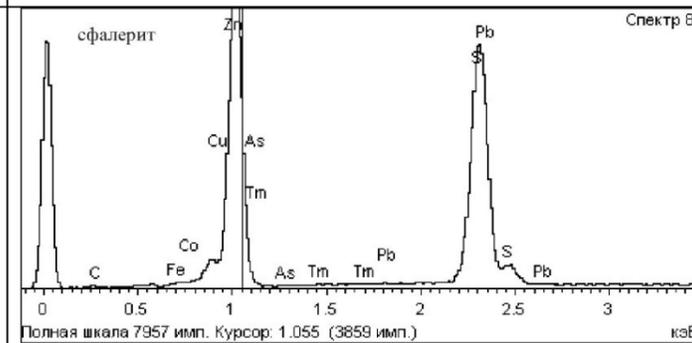
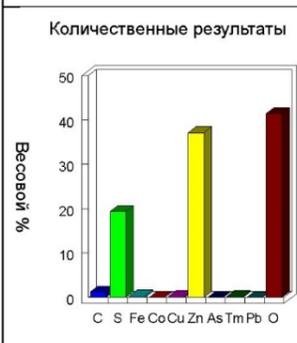
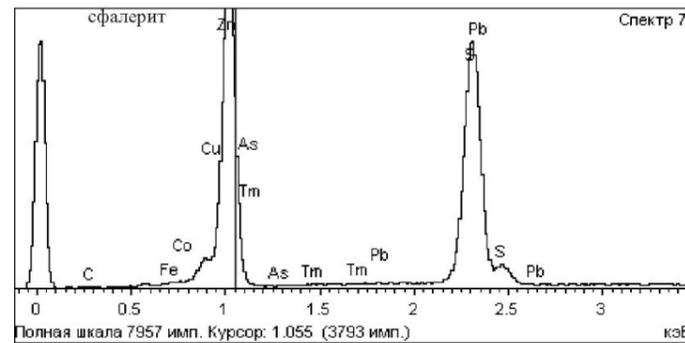
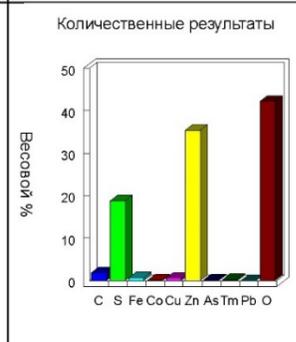
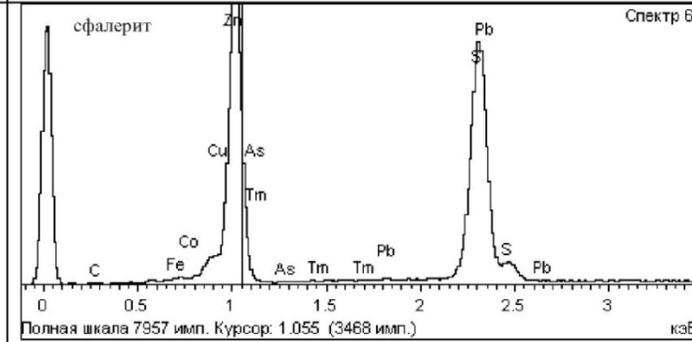
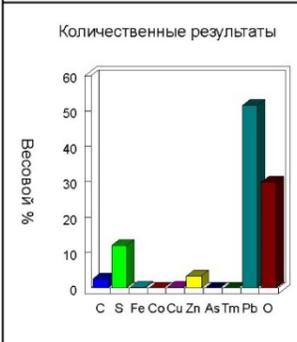
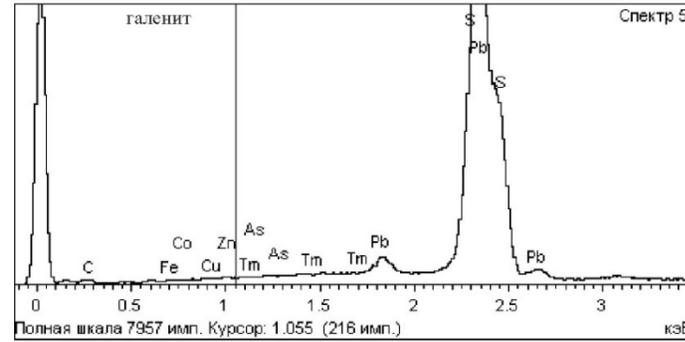
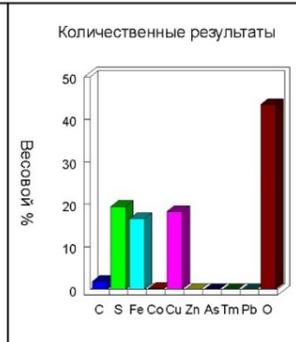
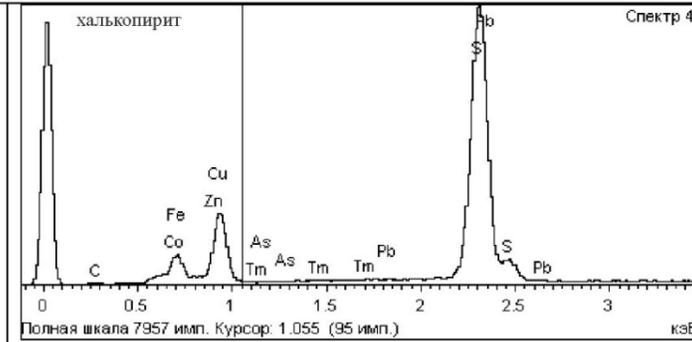
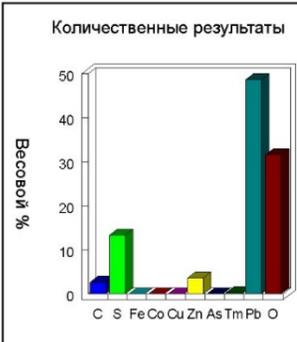
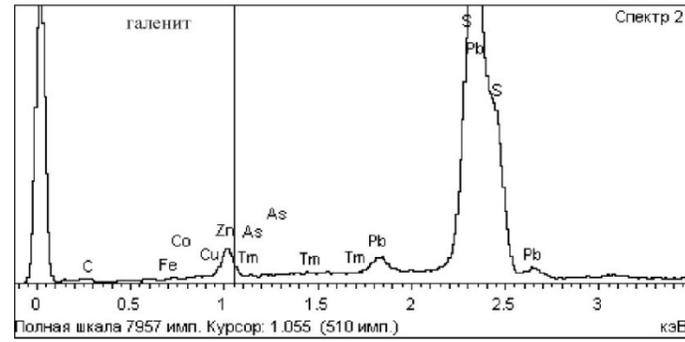


Рисунок 3.20 — Распределение элементов относительно канала с «пиритовыми» стенками

а



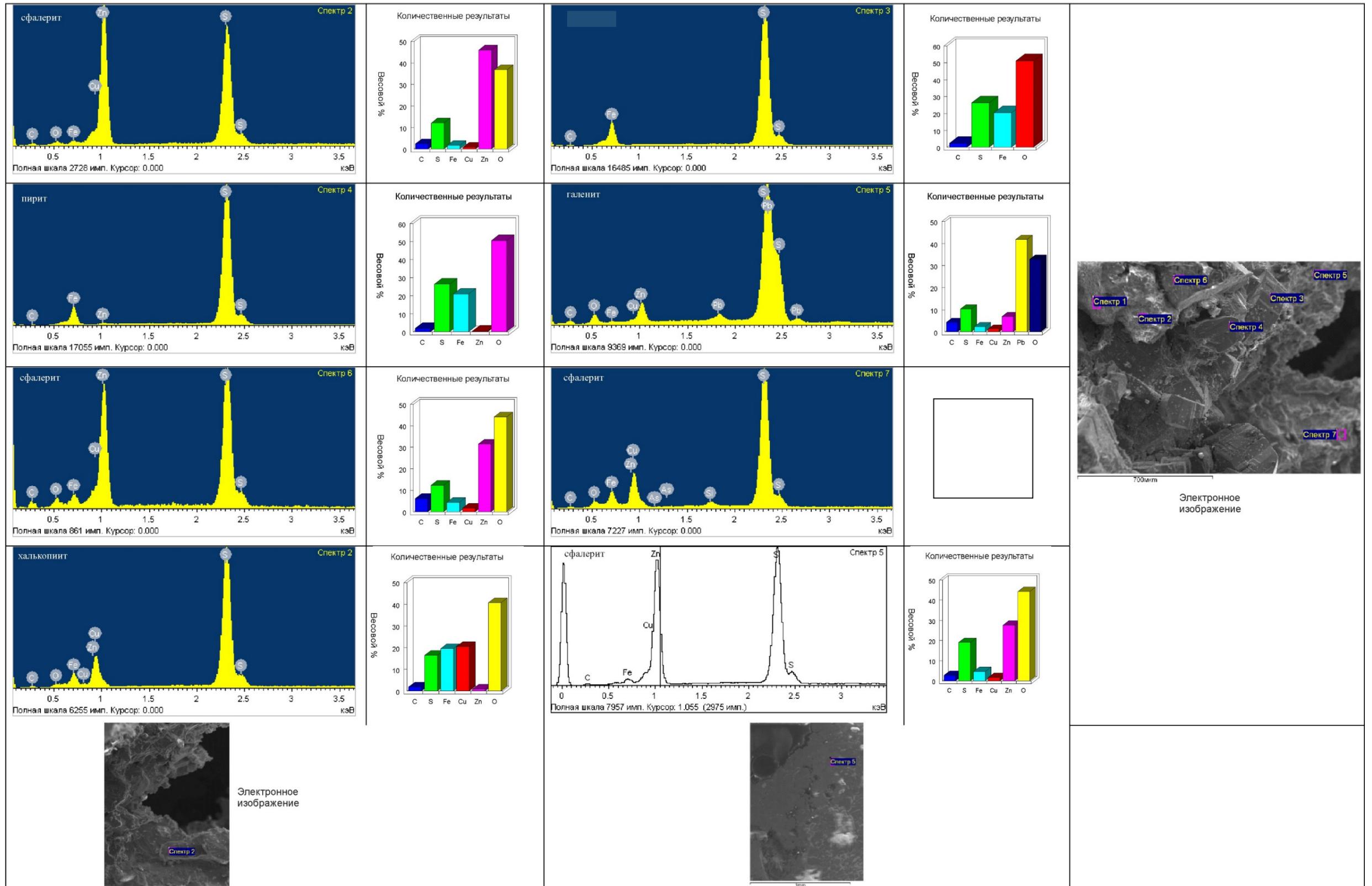
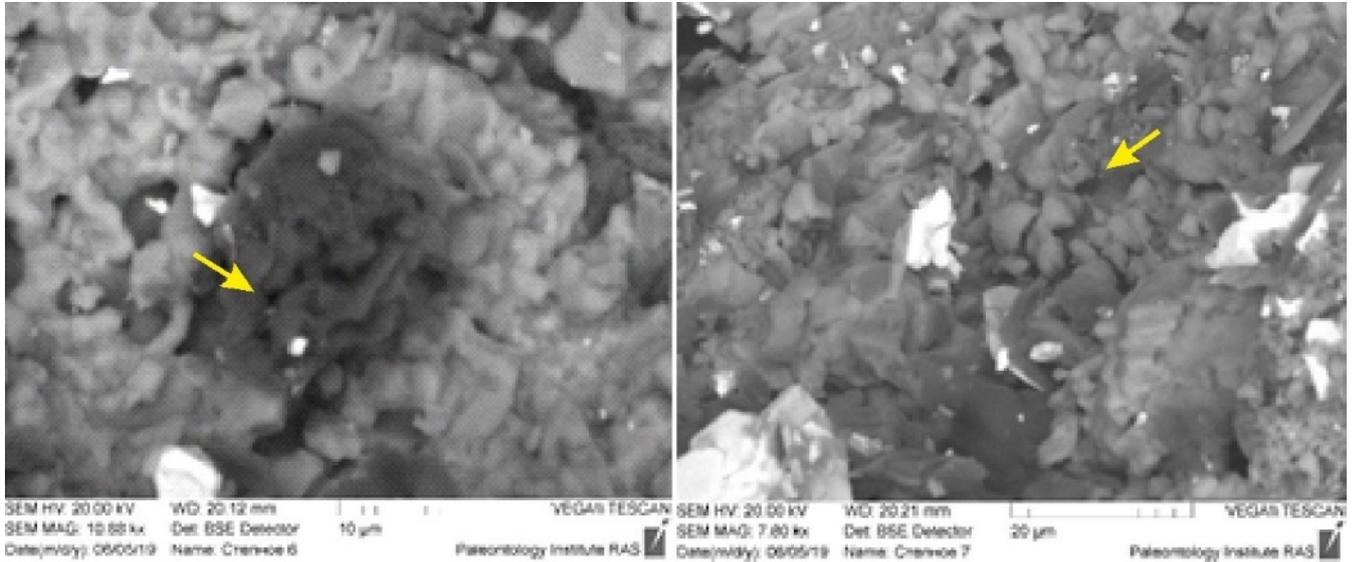


Рисунок 3.21 — Особенности состава минералов

а — в пределах «пиритовых» стенок; б — в пределах «сфалеритовых» стенок, SEM Zeis ПИН РАН.

В сохранившемся фрагменте оболочки, сложенном крупными сульфидными почками, при изучении на сканирующем электронном микроскопе были обнаружены биопленки (Рисунок 3.22). Биопленки являются продуктами жизнедеятельности бактерий и косвенно свидетельствуют о наличии биоморфных образований.



Стрелкой показаны биопленки

Рисунок 3.22 — Карбонатизированные биопленки в пределах оболочки

Вестиментиферы. В пределах сульфидного холма, в котором обнаружен данный фрагмент палеокурильщика, при отработке месторождения были сделаны находки характерной пригидротермальной фауны (по устному сообщению, Изох Н.Н.), представленной окварцованными и карбонатизированными вестиментиферами — морскими беспозвоночными животными, которые являются одними из самых известных типоморфных обитателей биологических сообществ, которые существуют в современных «черных курильщиках» мирового океана.

Образцы данной фауны в данный момент находятся в музее (Рисунок 3.23) при руднике месторождения Степное. Ранее находки сульфидизированных вестиментифер на Рудном Алтае были сделаны в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений Лениногорского рудного района [Авдонин, Сергеева, 2021].

Наличие типоморфной пригидротермальной фауны является важным свидетельством участия курильщиков в формировании рудных залежей колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.



Рисунок 3.23 — Фоссилизированная трубчатая фауна, рудник Степное

Таким образом, в рудах месторождения Степное установлено многоканальное образование, в котором выделяются ярко выраженные субвертикальные элементы строения трубообразного облика. Установлено, что в пределах образования присутствует несколько каналов. Каналы в некоторых случаях заполнены пористым сульфидным агрегатом или гидроокислами железа. На стенки полых каналов нарастают полнокристаллические сульфиды. В обрамлении каналов выделяются стенки с преобладанием пиритовой или сфалеритовой составляющей. При этом «пиритовые» стенки более выражены и образовались раньше. На периферии внешней стенки крупного канала обнаружен фрагмент внешней оболочки, сложенной зональными сульфидными почками. В пределах многоканального образования установлены био пленки, являющиеся продуктом жизнедеятельности палеобактерий.

По своему строению данное образование отвечает придонным гидротермальным постройкам типа многоканальных курильщиков.

3.2.3 Характерные структуры сульфидных агрегатов месторождений Западно-Захаровское и Степное

Для месторождений Западно-Захаровское и Степное проведено сравнение структур рудных минералов с современными аналогами из труб курильщиков. Как и в сульфидах из стенок трубки месторождения Западно-Захаровское, в сульфидах из стенок многоканального образования месторождения Степное установлены структуры, характерные для труб современных «курильщиков», широко распространенных на дне океана. Данные структуры представляют собой закономерные ориентированные и дендритовидные прорастания халькопирита и сфалерита, направленные внутрь каналов (Рисунок 3.24, а, г). Данные структуры наблюдаются в пределах внутренних стенок на некоторых участках, где развита халькопирит-сфалеритовая с галенитом ассоциация. Подобные структуры отмечались российскими и зарубежными авторами при исследовании современных «труб курильщиков». Для примера можно привести структуры ориентированных прорастаний сульфидов, выявленные в

современных трубах Трога Окинава [Halbach et al, 1993] и трубах Рейнбоу [Бородаев и др., 2004] (Рисунок 3.24, б–в), которые демонстрируют большое сходство со структурами сульфидов в стенках каналов описываемого многоканального образования месторождения Степное.

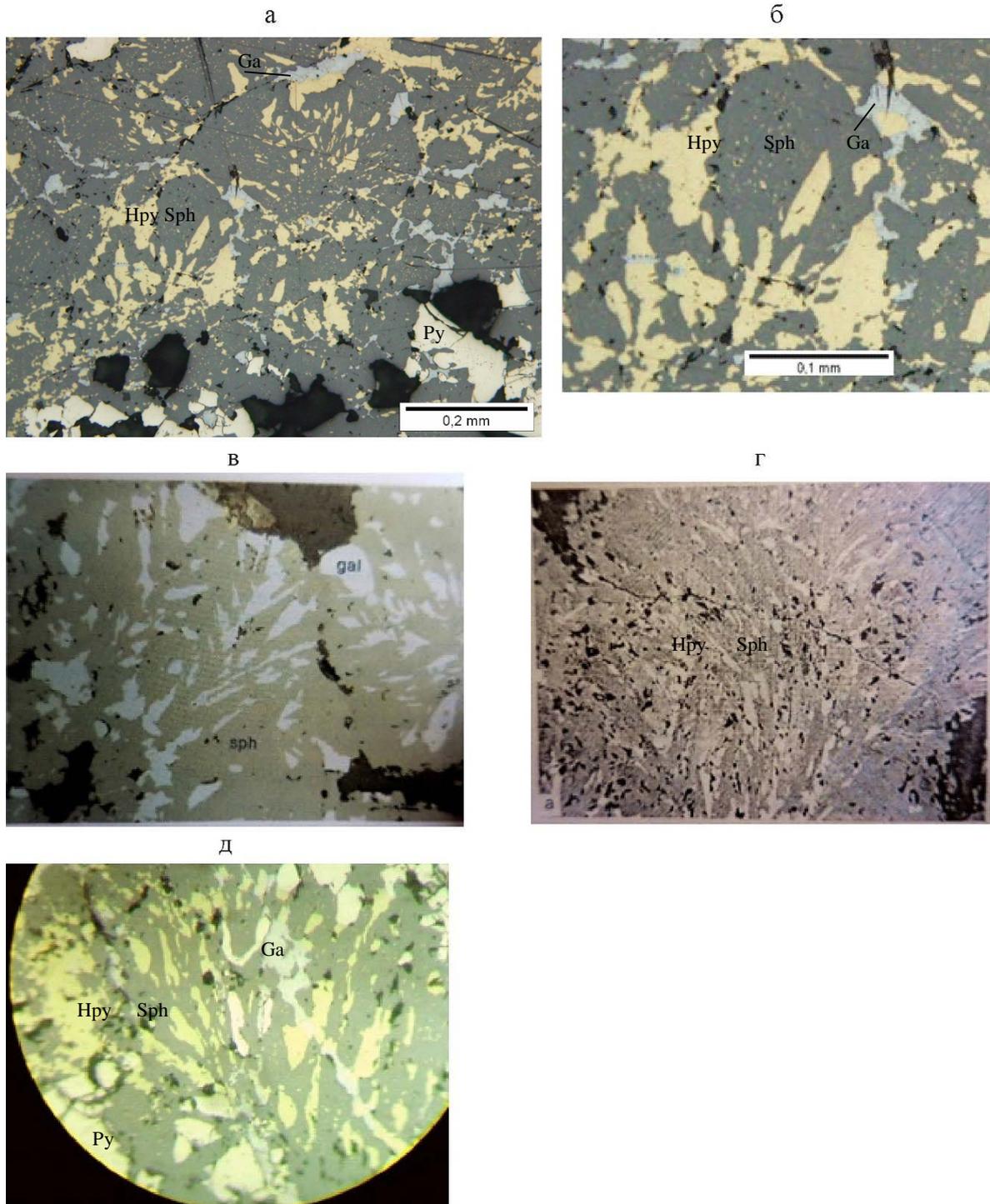


Рисунок 3.24 — Сравнение структур ориентированных сростаний сульфидов месторождения Степное и сульфидов из труб современных «курильщиков»

а, б, д — халькопирита и сфалерита в рудах месторождения Степное; в — халькопирита и галенита в сульфидной трубе Трога Окинава [Halbach et al, 1993]; г — веерообразное распределение халькопирита в сфалерите, в сульфидной трубе рудного поля Рейнбоу [Бородаев и др., 2004].

Одной из особенностей труб также является наличие микробрекчий, налипших на стенки каналов. В частности, присутствие агрегатов подобной мелкообломочной рудной брекчии, отмечал Бородаев Ю.С. при изучении труб «курильщиков» рудного поля Рейнбоу (САХ) [Бородаев, Мозгова и др., 2004] (Рисунок 3.25, а). В изученных образцах месторождения Степное, в участках сужения одного из каналов, также наблюдается тонкообломочная рудная брекчия (Рисунок 3.25, б). Это рудный обломочный материал размером 0,01–0,08 мм, представленный теми же сульфидами, которыми сложены стенки - пиритом, сфалеритом и халькопиритом.

Для сравнения автором также были изучены образцы труб «курильщиков» (гидротермальное поле ТАГ) из коллекции Л.И.Бочек, где в некоторых участках каналов также была установлена тонкообломочная сульфидная брекчия. Таким образом, присутствие подобных брекчий в участках каналов довольно характерно и является одним из особенностей гидротермальных труб.

Похожее явление, только с частицами гораздо меньшей размерности, установлено в трубке месторождения Западно-Захаровское, где в пределах пористого сульфидного агрегата, выполняющего канал, близ стенок канала наблюдались сажистые скопления с включениями обломков сульфидов. После исследования на сканирующем электронном микроскопе была выявлена тонкокластическая природа сажистых скоплений (размер 1–5 микрон). По мнению автора, данные скопления могут быть агрегатами тонких частиц сульфидов «взвешенных во флюиде», налипшими на другие минералы в пределах канала, а пористое выполнение канала могло служить своеобразным фильтром, удерживающим частицы.

Присутствие мелких взвешенных частиц в гидротермальном флюиде было исследовано зарубежными авторами в сульфидных трубах гидротермального поля Jade Трота Окинава. Было установлено, что в мигрирующем через трубы гидротермальном флюиде присутствуют взвешенные частицы, которые впоследствии могут оседать в пределах труб — при температурах ближе к 300°C (собственно черные или серые «курильщики»), тогда как при температурах ниже 220°C подобные частицы не переносятся (Halbach et al, 1993; Sakai et al, 1990). Таким образом, косвенно можно сделать вывод о достаточно высоких температурах (по крайней мере выше 200°C) гидротермальных растворов, мигрирующих через главный осевой канал.

Таким образом, в строении сульфидов стенок месторождений Западно-Захаровское и Степное выявлены хорошо выраженные микроструктуры и текстуры, подобные описанным разными авторами для современных труб «курильщиков». Кроме того, исследован образец из трубы поля ТАГ (САХ), в котором установлены микротекстуры, почти аналогичные многоканальному образованию из месторождения Степное.

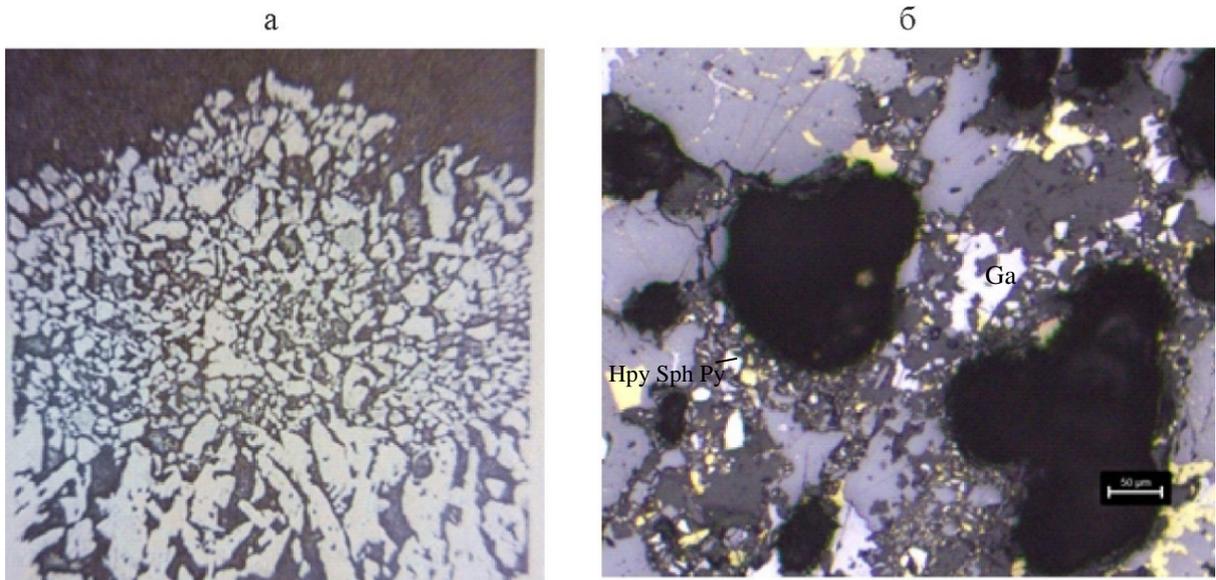


Рисунок 3.25 — Обломочные микротекстуры сульфидов каналов труб месторождений Западно-Захаровское и Степное в сравнении с обломочными микротекстурами из каналов современных труб «курильщиков»

а — агрегат обломков минералов на стенках канала трубы (Рейнбоу) [Бородаев и др., 2004]; б — тонкообломочная рудная брекчия в участке сужения канала, в интерстициях обломков развивается переотложенный сфалерит, месторождение Степное, отраженный свет

3.3 Месторождение Рубцовское

Образец массивных сульфидов с месторождения Рубцовское был любезно предоставлен автору Половниковой Л.М. из своей коллекции. Это штуф массивной сульфидной руды, который содержит на поверхности довольно крупные округлые каверны и участки более мелких пор. Особенностью данных массивных руд является неравномерное, полосовидное распределение рудных минералов, пирит-халькопиритового и халькопирит-галенит-сфалеритового составов, коррелирующее с распределением крупных каверн. Образец был распилен вкрест пирит-халькопиритовых полос (Рисунок 3.27). Установлено, что каверны являются каналами, которые могут быть прослежены на разных спилах. Вокруг каналов зонально расположены сульфиды.

101

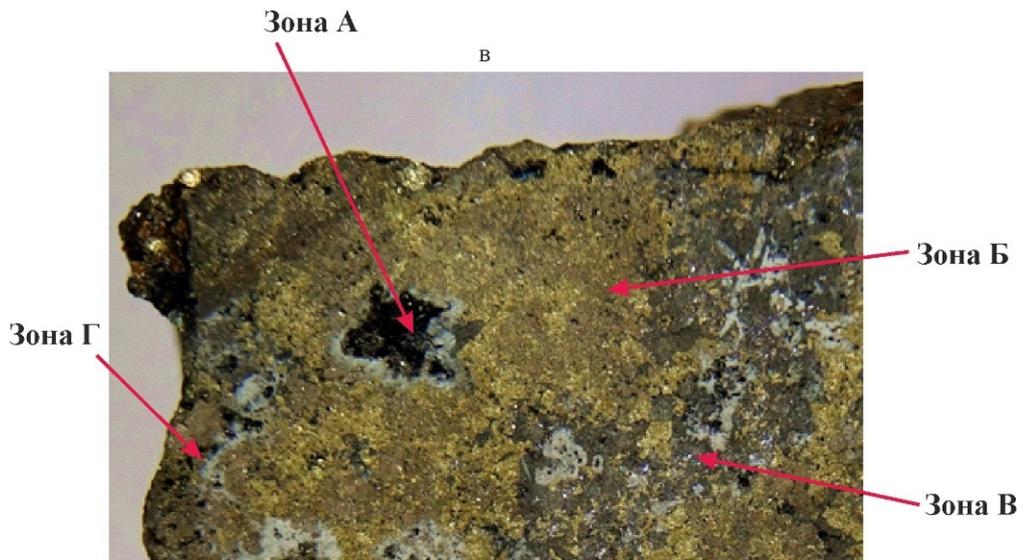
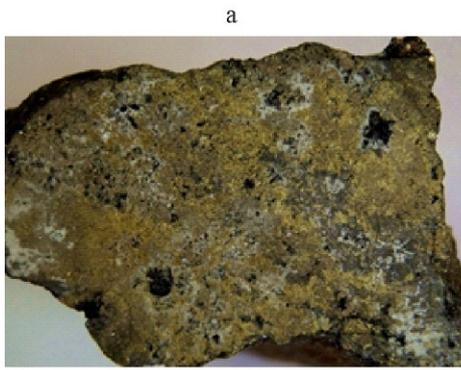


Рисунок 3.26 — Образец многоканального образования и элементы его строения, горизонтальные секции

Штуфы: а, б — увеличение 0,8х, в — увеличение 2,1х

3.3.1. Строение зон многоканального образования

Строение многоканального образования было исследовано в полированных шлифах, взятых из различных зон образца (Рисунок 3.26, в). Выделены зоны: А — соответствующая осевым каналам, Б — соответствующая сульфидному обрамлению каналов, В — соответствующая заполнению пространства между трубообразными образованиями и Г — осложняющая данную зональность.

Зона А (осевой канал) имеет размеры около 5 мм.

Канал на большем своем протяжении полый, частично заполнен сульфидами, преимущественно сфалеритом, в некоторых интервалах полностью запечатан. В разных участках канала, в переменном количестве, встречаются также ковеллин, галенит и пирит. Выделения ковеллина размером до 1–2 мм развиваются на внутренней стенке в полых участках каналов (Рисунок 3.27, а) и по периферии сфалерита — в заполненных. Сфалерит массивный, в некоторых случаях полностью заполняет канал, однако чаще остаются полые щели 0,5–2 мм (Рисунок 3.27, б). Эмульсионная вкрапленность халькопирита наблюдается эпизодически. В результате травления в парах царской водки выявлено крупнокристаллическое, двойниковое строение сфалерита (Рисунок 3.27, в). В виде оторочки вокруг канала иногда присутствует кварц. Кварцевая кайма имеет мощность 0,5–2 мм, кварц тонкозернистый. В пределах канала пирит встречается в виде скоплений хорошо оформленных идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов размером до нескольких миллиметров. При структурном травлении установлен зональный рост этих кристаллов (Рисунок 3.27 г), что может быть связано с ритмичным поступлением порций флюида. В центре выделений зональных пиритовых кристаллов наблюдается скопление пор разного размера. Иногда канал, выполненный сфалеритом обрамляется скоплениями мелкозернистого пирита (Рисунок 3.27, д). Галенит развивается в интерстициях пирита и сфалерита в виде выделений размером около 0,1 мм.

Зона Б (сульфидного обрамления каналов) — пирит-халькопиритовая (Рисунок 3.28), располагается вокруг каждого осевого канала. В этой зоне пирит и халькопирит количественно значительно преобладают над другими сульфидами, находясь между собой в примерно равных соотношениях. Выделяются чисто халькопиритовые и пирит-халькопиритовые участки. Халькопирит образует сплошные выделения, в пределах которых находятся другие сульфиды. Скопления мелкозернистого пирита тяготеют к мелким порам (Рисунок 3.28, а), более крупнозернистые разности развиваются независимо от скоплений пор. Распределение других сульфидов неравномерное относительно внутренней и внешней границ зоны. Наибольшая их концентрация находится ближе к внутренней и внешней границам зоны. Ближе к внутренней границе зоны, непосредственно близ контакта с сульфидами осевых зон, присутствуют

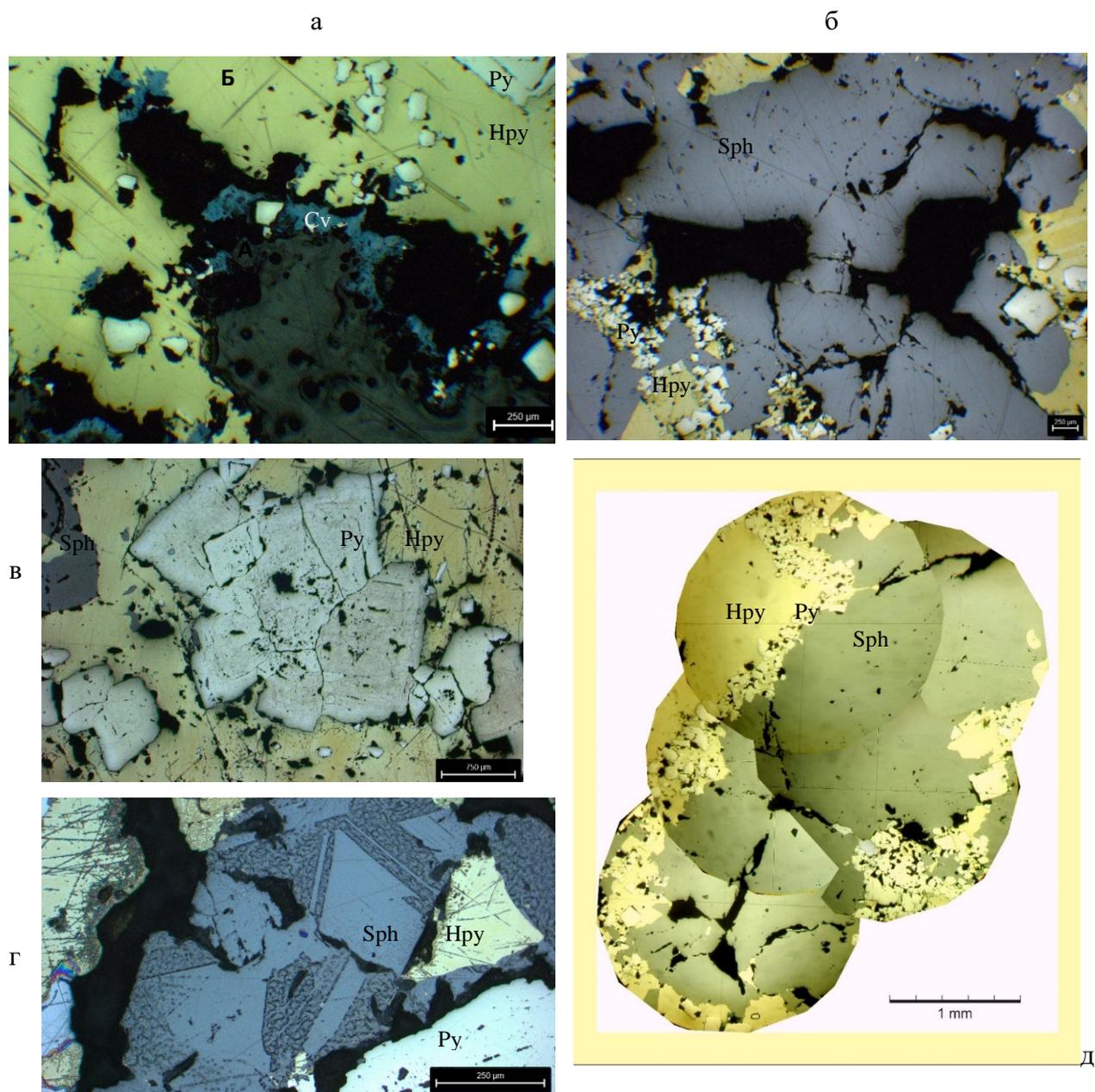


Рисунок 3.27 — Сульфиды в пределах каналов

а — ковеллин (синий) на стенках незаполненного канала (полированный шлиф); б — сфалерит и пирит в пределах канала; в — зональные кристаллы пирита; г — крупнокристаллическое, двойниковое строение сфалерита; д — выступающая часть канала (фрагмент канала), заполненного сфалеритом. Выделения пирита (белый) обрамляют канал, выполненный сфалеритом (серый), желтый — халькопирит, светло-голубовато-серый — галенит. Отраженный свет

сфалерит, галенит, ковеллин, причем их концентрация убывает от центра к периферии, вплоть до полного исчезновения на расстоянии 4–6 мм от канала. Ковеллин образует выделения в виде оторочек вокруг пор близ канала (Рисунок 3.28, б). Для внешней границы зоны распределение сульфидов практически аналогичное, за исключением ковеллина, который встречается здесь крайне редко. В некоторых случаях на границе с каналом наблюдается практически мономинеральный халькопирит, для которого характерны цепочки ориентированных

копьевидных кристаллов (Рисунок 3.29, а), что свидетельствует о их быстром росте в сторону канала [Масленников и др., 2016]. Также могут встречаться зональные ориентированные сфалерит-халькопиритовые агрегаты. На самой границе с каналом наблюдаются эпитаксиальные сростания кристаллов халькопирита и сфалерита (Рисунок 3.29, б).

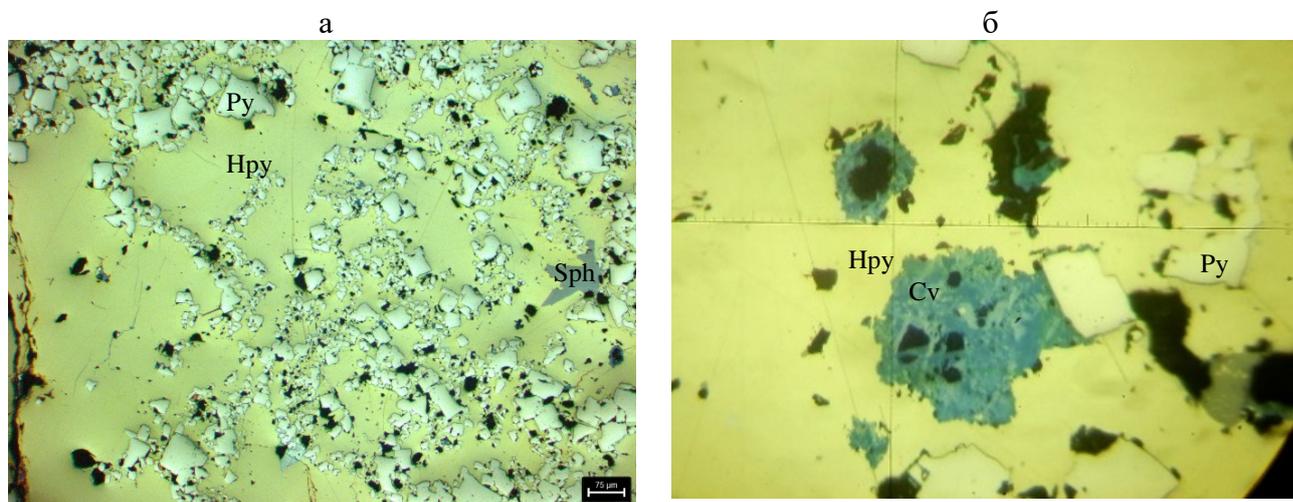


Рисунок 3.27 —Сульфиды зоны Б

а — скопления пирита в халькопирите, тяготеющие к мелким порам; б — ковеллин вокруг пор близ канала; поле зрения 2 мм; отраженный свет

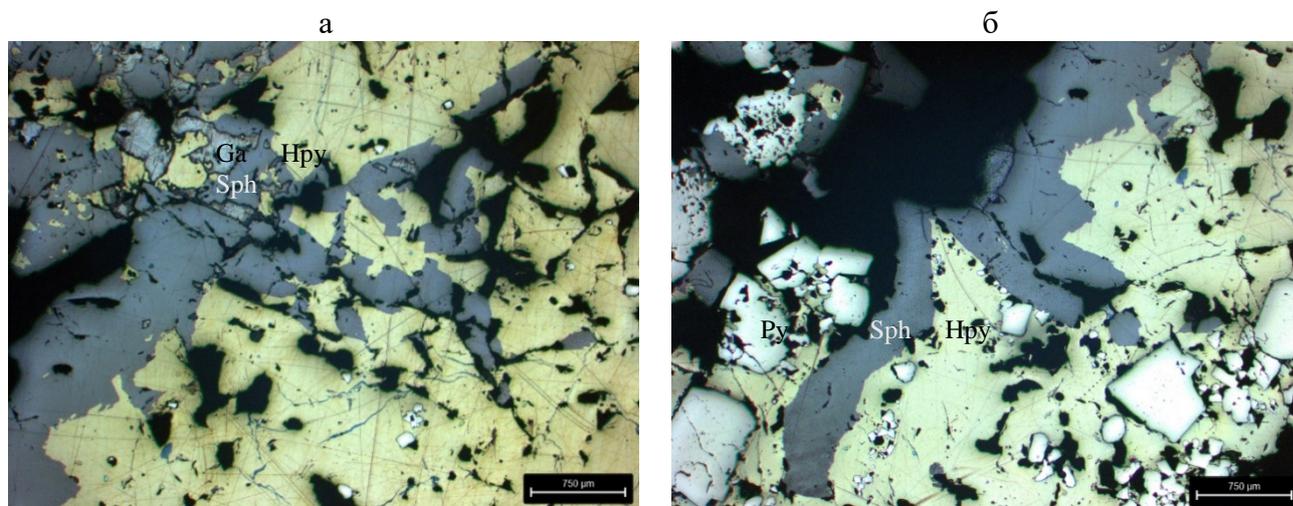


Рисунок 3.29 Ориентированные сростания сульфидов на границе с каналом

а – Цепочки кристаллов халькопирита зоны Б, ориентированные внутрь канала обрастают сфалеритом канала; б - эпитаксиальные сростания кристаллов халькопирита и сфалерита.

Со стороны внешней границы зоны Б на некоторых спилах появляется переходная зона **Б1**, представляющая собой ориентированные прорастания сульфидов и согласные с ними щелевидные цепочки пор (Рисунок 3.30). К этим цепочкам тяготеют выделения сфалерита.

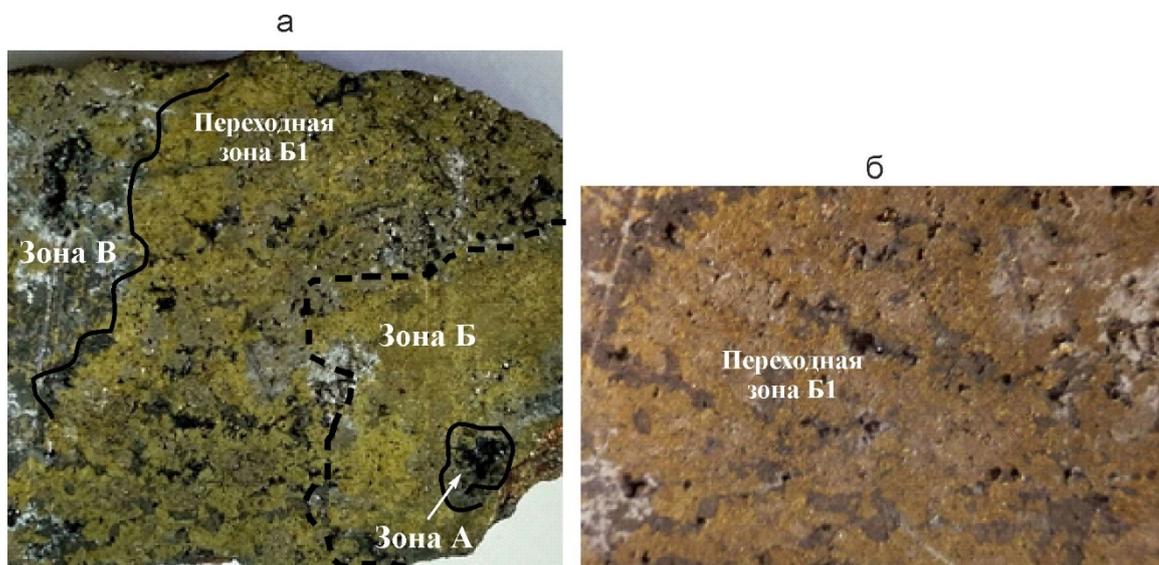


Рисунок 3.28 — Морфология агрегатов сульфидов зоны Б1

а — участок с выраженной переходной зоной Б1 (общий вид, увеличение 1,5х); б — ориентированные прорастания сульфидов из переходной зоны (увеличение 2х). Штуфы.

Зона В «интерстициальная» — халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая. Располагается по периферии зоны Б, однако при сближенных осевых каналах может быть редуцирована (при перекрытии зоны Б двух каналов). Границы между зонами чаще всего достаточно четкие. Сфалерит в зоне В значительно преобладает над другими сульфидами (Рисунок 3.31, а). Его выделения сплошные и крупнокристаллические. Кристаллы размером до 2 мм., ориентированы к центру зоны. Сфалерит лишен эмульсионной вкрапленности халькопирита. Галенит концентрируется преимущественно в центральной части наиболее крупной зоны **В**, в виде полосы изометричных и ветвящихся выделений размером 0,5–0,7 мм. Здесь же наблюдается повышенная концентрация крупных пор. В этой части зоны также несколько возрастает концентрация халькопирита (Рисунок 3.31, б) по сравнению с другими участками зоны В. Сульфиды находятся в тесном прорастании друг с другом. На границе с этим центральным участком появляются ориентированные сростания халькопирита со сфалеритом, хотя и в небольшом количестве.

Пирит и ковеллин в пределах зоны В присутствуют в виде редких включений в сфалерите и халькопирите, при этом сульфиды этой зоны, как и зоны А, являются более поздними по отношению к пириту и халькопириту зоны Б. Характерной особенностью зоны также является то, что большая часть наблюдаемых пор не окружена мелкими выделениями пирита.

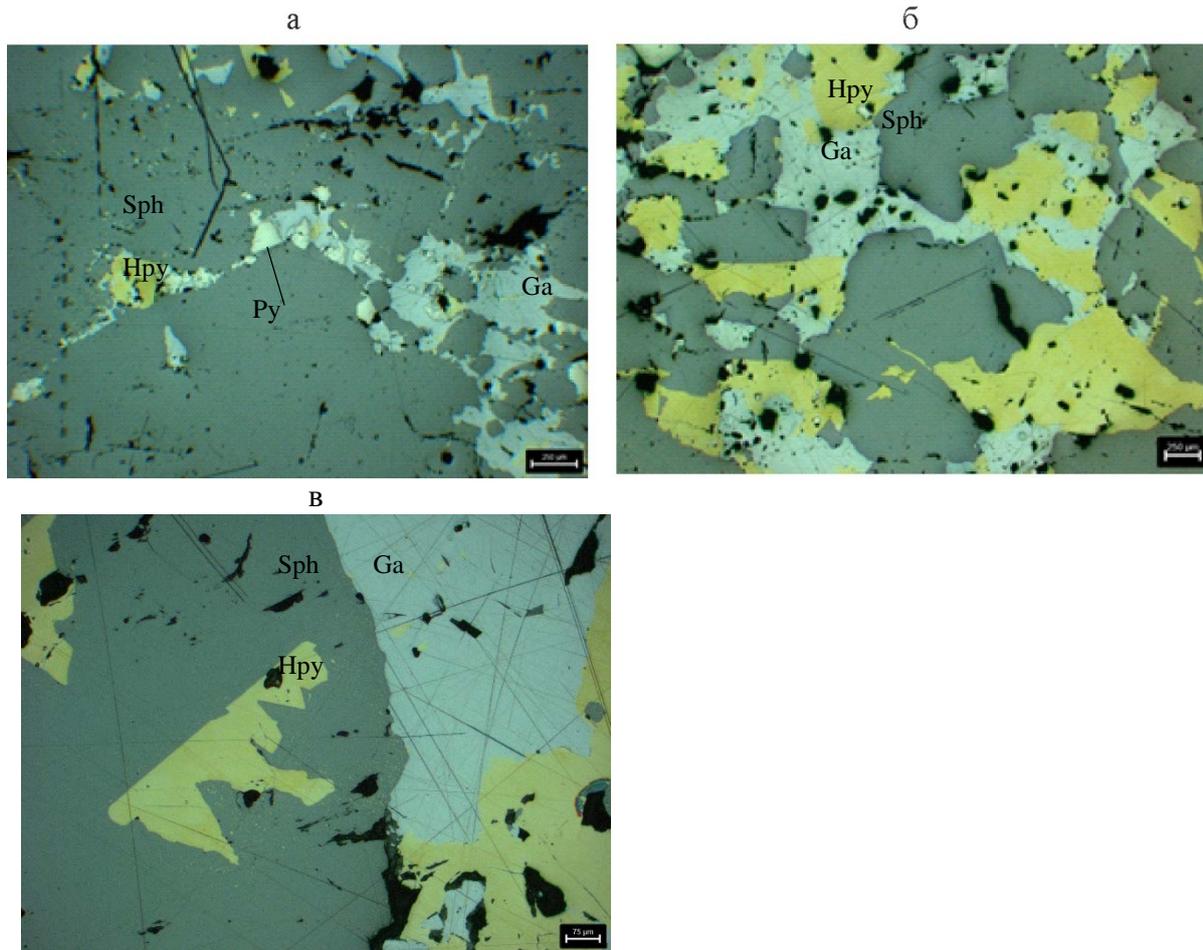


Рисунок 3.29 — Сульфиды зоны В

а — участок зоны с резким преобладанием сфалерита; б — скопления галенита в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом; в- ориентированные сфалерит-халькопиритовые сростания; отраженный свет

Зона Г — осложняет описанную выше зональность. Эта зона характеризуется резким повышением концентрации пор. Вокруг пор формируются сплошные выделения пирита (Рисунок 3.32) с подчиненным количеством сфалерита и халькопирита.

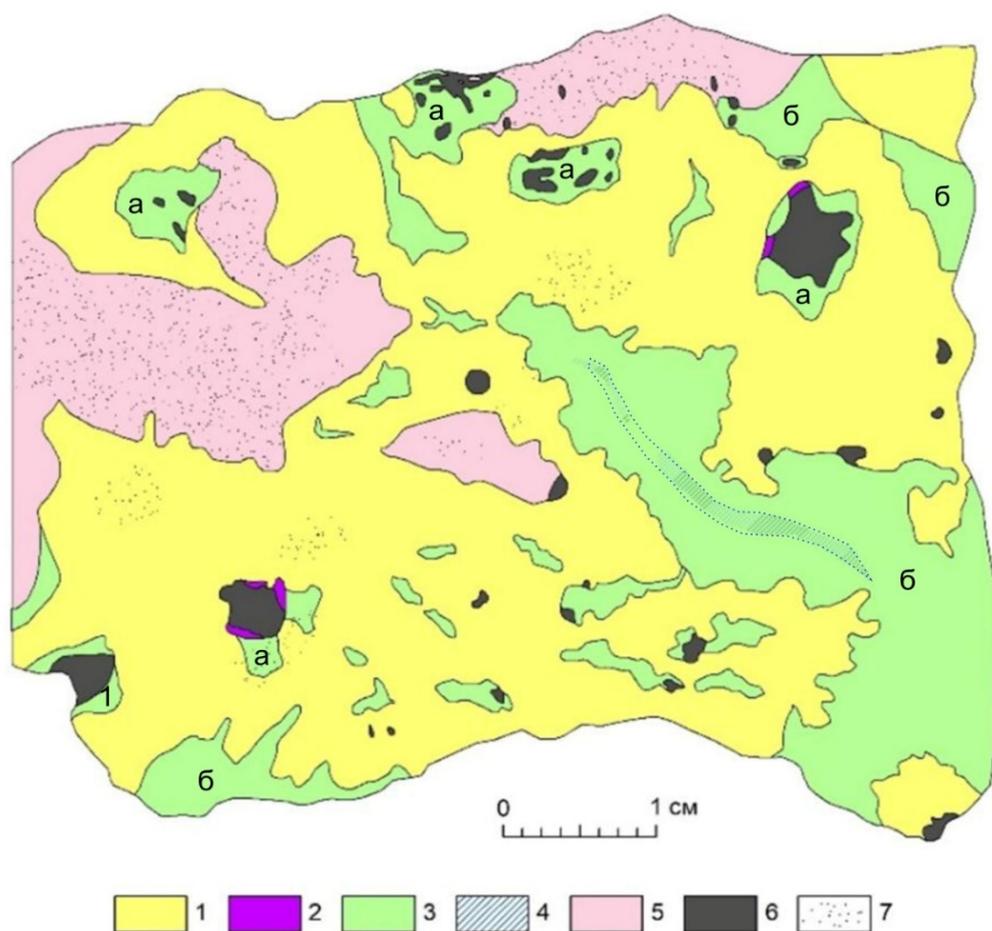


Поле зрения 2 мм;
отраженный свет

Рисунок 3.30 — Зона Г — выделения пирита вокруг участка концентрации пор

Общая схема, показывающая особенности распределения сульфидов относительно каналов и крупных пор, показана на рисунке (Рисунок 3.33). Элементы-примеси в сульфидах разных зон приведены в таблице (Таблица 3.2), железистость сфалеритов из этих зон в таблице (Таблица 3.3). Наибольшей железистостью характеризуется сфалерит, заполняющий каналы, наименьшей — сфалерит интерстициальной зоны. И железистый сфалерит и маложелезистый относятся к ассоциациям, которые образовались позднее пирит-халькопиритовой. Различия в составе сфалеритов могут указывать, что вначале каналы закупоривались более высокотемпературной железистой разностью, а пространство между трубами позднее заполнялось менее железистой.

Появление самой поздней «пиритовой» ассоциации свидетельствует о цикличности рудообразования.



1 — зона пирит-халькопиритовая; 2 — повышенная концентрация ковеллина на стенках полых участков канала; 3 — зоны развития ассоциаций, в которых преобладает сфалерит (а — железистый сфалерит; б — маложелезистый сфалерит); 4 — зона повышенной концентрации галенита; 5 — скопления кавернозного пирита; 6 — полые каналы и крупные поры; 7 — зона повышенной концентрации мелких пор.

Рисунок 3.31 — Схема, показывающая особенности распределения сульфидов относительно каналов

Таблица 3.2 — Элементы-примеси в сульфидах месторождения Рубцовское (в %)

Зона диффузора	Особенности минералов	Минерал	Co	As	Ni	Cd	In	Sn	Sb	Ag
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Пирит-халькопиритовая трубообразная	Пирит, крупнозернистый	Пирит	—	—	—	—	0,35	0,31	0,26	—
		Пирит	—	—	—	—	0,3	0,3	0,24	—
		Пирит	—	—	—	—	0,19	—	—	0,24
		Пирит	0,26	0,14	—	—	—	0,17	0,02	—
	Пирит, мелкозернистый, ассоциирующий с порами	Пирит	0,24	0,13	—	—	—	0,15	—	—
		Пирит	—	0,13	—	0,21	—	—	—	—
		Пирит	—	0,28	—	—	—	—	—	—
		Пирит	0,25	0,72	—	—	—	—	—	—
		Пирит	0,63	—	—	—	—	—	—	—
		Пирит	0,27	—	—	—	—	—	—	—
		Пирит	—	—	—	—	—	—	—	—
	Халькопирит, выделения в пределах зоны	Халькопирит	0,29	—	—	0,22	0,19	—	—	—
		Халькопирит	0,24	—	—	0,20	—	0,18	—	—
		Халькопирит	—	—	0,23	—	—	—	—	0,21
		Халькопирит	0,23	—	—	0,26	0,15	—	—	—
	Сфалерит, выделения в пределах зоны	Сфалерит	—	—	0,25	—	—	—	—	—
		Сфалерит	—	—	—	0,37	—	0,19	0,2	—
		Сфалерит	—	—	—	0,21	—	—	—	—
		Сфалерит	—	—	—	0,49	0,15	—	—	—
Сфалерит		0,54	—	—	0,63	—	—	—	—	
Сфалерит		—	—	—	0,46	—	—	—	—	
Канал	Сфалерит, сплошные выделения, заполняют канал	Сфалерит	—	—	—	0,74	—	—	—	—
		Сфалерит	—	—	—	0,41	—	—	—	—
		Сфалерит	—	—	—	0,88	—	—	—	—
		Сфалерит	0,6	—	—	0,05	0,55	—	—	—
		Сфалерит	—	—	—	0,60	—	—	—	—
	Сфалерит, кристаллы, нарастают внутрь канала	Сфалерит	—	0,15	—	0,25	—	—	—	—
		Сфалерит	—	—	—	0,22	—	—	—	—
		Сфалерит	—	—	—	0,29	—	—	—	—
	Пирит, идиоморфные кристаллы, в канале	Пирит	—	0,19	—	—	—	—	—	—
		Пирит	—	0,06	—	—	—	—	—	—

		Пирит	—	0,08	—	—	—	—	—	—
--	--	-------	---	------	---	---	---	---	---	---

Окончание Таблицы 3.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Интерстициальная «сфалеритовая»	Сфалерит крупнокристаллический	Сфалерит	—	0,25	—	0,34	—	—	—	—
		Сфалерит	—	—	—	0,42	—	—	—	—
		Сфалерит	—	—	—	0,28	—	—	—	—
		Сфалерит	0,28	0,23	—	0,39	—	—	—	—
		Сфалерит	—	0,31	—	0,48	—	—	—	—
		Сфалерит	—	0,35	—	—	0,21	—	—	—
		Сфалерит	—	0,14	—	0,3	—	—	—	—
		Сфалерит	—	—	—	0,41	—	—	—	—
		Сфалерит	—	0,2	—	0,58	—	—	—	—
		Сфалерит	—	—	—	0,36	—	—	—	—
		Сфалерит	—	0,34	—	0,82	1,16	—	—	—
	Сфалерит, выделения в пределах зоны	Халькопирит	—	—	—	—	—	—	—	—
		Халькопирит	—	0,17	—	0,3	—	—	—	—
		Халькопирит	—	—	—	0,46	—	—	—	—
Пирит, выделения в пределах зоны	Пирит	—	0,28	—	—	—	—	—	—	
	Пирит	—	0,23	—	0,26	0,17	—	—	—	
«Пиритовая» зона Г	Массивные выделения	Пирит	—	0,56	—	—	—	—	—	
		Пирит	—	0,31	—	—	—	—	—	

Таблица 3.3 — Железистость сфалерита месторождения Рубцовское

Точка замера	Fe, %
Сфалерит канала (сплошной, массивный, заполняет канал)	2,4
	3,45
	1,33
	2,1
	5,5
	Среднее — 2,96
Сфалерит крустификационный (нарастает внутри канала, мелкокристаллический)	0,45
	0,26
	0,51
	Среднее — 0,41
Сфалерит интерстициальной зоны	0,53
	0,95
	0,44
	0,15
	0,80
	0,87
	1,27
	0,39
	0,93
	0,95
	Среднее — 0,73

Таким образом, обнаружены в разной степени обособленные трубообразные зональные образования. Эти образования концентрируются вокруг крупных и нескольких более мелких каналов, полых или частично заполненных сульфидами, и представляют собой сближенные трубообразные тела типа диффузоров, размером от 0,7 до 4 см. Установлено, что трубообразные тела вокруг каналов образуют сульфиды пирит-халькопиритовой зоны Б, что соответствует стенкам труб. Характерной особенностью сульфидных агрегатов зоны является наличие большого количества пор, распределенных в сульфидной массе, и тяготеющих к этим порам агрегатов мелкозернистого и мелкокристаллического пирита, что свидетельствует о диффузии растворов с частичным высвобождением и переотложением железа уже после формирования халькопирита. На стенки каналов, внутри них, нарастает ковеллин. В запечатанных участках каналов преобладает сфалерит, также присутствуют галенит и крупные идиоморфные кристаллы пирита. Пространство между трубообразными образованиями выполнено минералами халькопирит-галенит-сфалеритовой ассоциации. Минералы этой ассоциации корродируют минералы пирит-халькопиритовой ассоциации, слагающие трубообразную зону. Это свидетельствует, что сульфиды трубообразной зоны образовались раньше сульфидов из других зон. Кроме того, количество пор интерстициальной зоне резко сокращается, почти все они тяготеют к участку концентрации галенита, вокруг них не развивается пирит. Отсутствие пирита

вокруг пор свидетельствует о смене характеристик диффундирующего раствора во время отложения халькопирит-галенит-сфалеритовой ассоциации.

Это позволяет утверждать, что первоначально вокруг сближенных источников формировались небольшие независимые трубки пирит-халькопиритового состава (постройки типа «органных труб»). После этого отложение сульфидов происходило в пространствах между трубками и в их каналах. В ходе дальнейшего развития промежутки между трубками были частично запечатаны более поздними минеральными ассоциациями. Схематическое строение палеотруб приведено на рисунке (Рисунок 3.34).

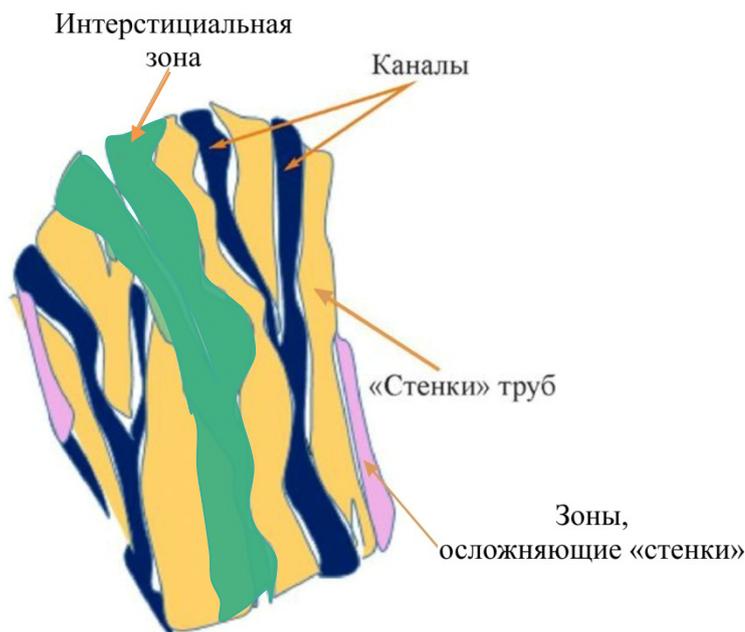


Рисунок 3.32 — Схема строения многоканального образования месторождения Рубцовское

3.4 Месторождение Корбалихинское

На месторождении Корбалихинское обнаружен фрагмент массивных руд трубообразной формы, вскрытых при отработке месторождения в кровле рудного тела №1 Центрального участка. Фрагмент представляет собой крупный обломок трубы, локализованный в рудных туфобрекчиях, переходящих выше по разрезу в туфопесчаники. В составе и брекчий и песчаников характерно присутствие многочисленных обломков сульфидов. Форма фрагмента приближается к неправильному цилиндру с расширенным основанием и несколько вдавленными стенками. Высота цилиндра около 8 см, большее основание имеет размер 8 см, меньшее — несколько вытянуто и имеет размеры 7×5,5 см. Оба основания сложены массивными сульфидами в ассоциации с кварцем, располагающимися зонально. Зональность сквозная, выражается в смене зон, сложенных кварцем и сульфидами различного состава от центра к периферии. В строении трубы выделяются: центральная зона А — соответствующая осевому каналу трубы; зона Б —

соответствующая внутренней стенке; зона Б1 — внешняя стенка; зона В — оболочка (Рисунок 3.35).

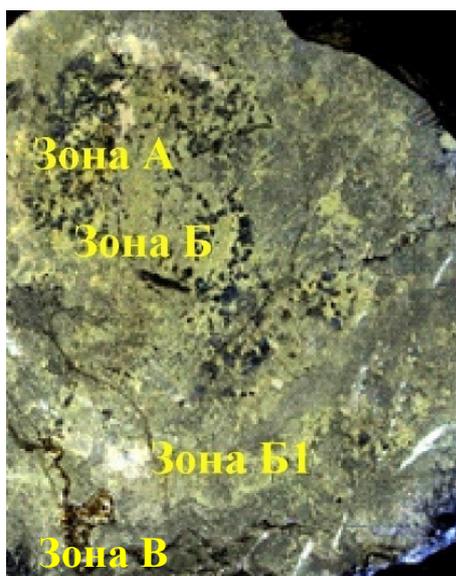


Рисунок 3.33 — Поперечный срез палеотрубы с зонами (месторождение Корбалихинское)

3.4.1. Строение зон трубы

Установлено, что морфология зон исследуемого образца подобна элементам морфологии зон труб палеокурильщиков [Fouket, 1993, Масленникова, 2007; Целуйко и др, 2019] и некоторых современных аналогов труб «курильщиков».

На рисунке (Рисунок 3.36) представлена схема строения исследуемой сульфидной трубы.

Зона А. Эта зона соответствует каналу трубы. Распределение минералов, заполняющих канал, неравномерное.

К зоне А относятся подзоны крупнокристаллического кварца, пирит-кварц-халькопиритовая и массивного халькопирита (пирит-галенит-халькопиритовая).

В центральных участках палеотрубы развит крупнокристаллический кварц, который образует друзовое выполнение ранее существовавшей полости. Кристаллы кварца имеют размер от 1 до 3 мм. Они характеризуются зубчатыми или оплывшими границами, волнистым, реже мозаичным угасанием. Макроскопически кварц сохраняет кристаллографические очертания. (Рисунок 3.37 а). В качестве включений в кварце в ряде случаев наблюдается вкрапленность аллотриоморфного пирита. Размер включений 0,01–0,15 мм. В интерстициях зерен кварца развивается халькопирит, распределение которого в пределах зоны неравномерно.

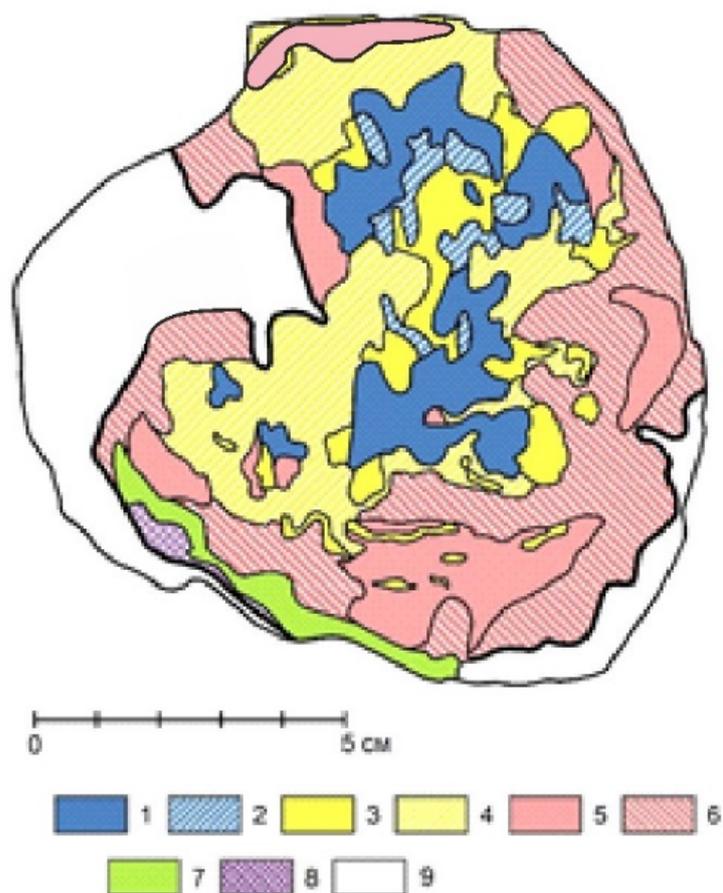
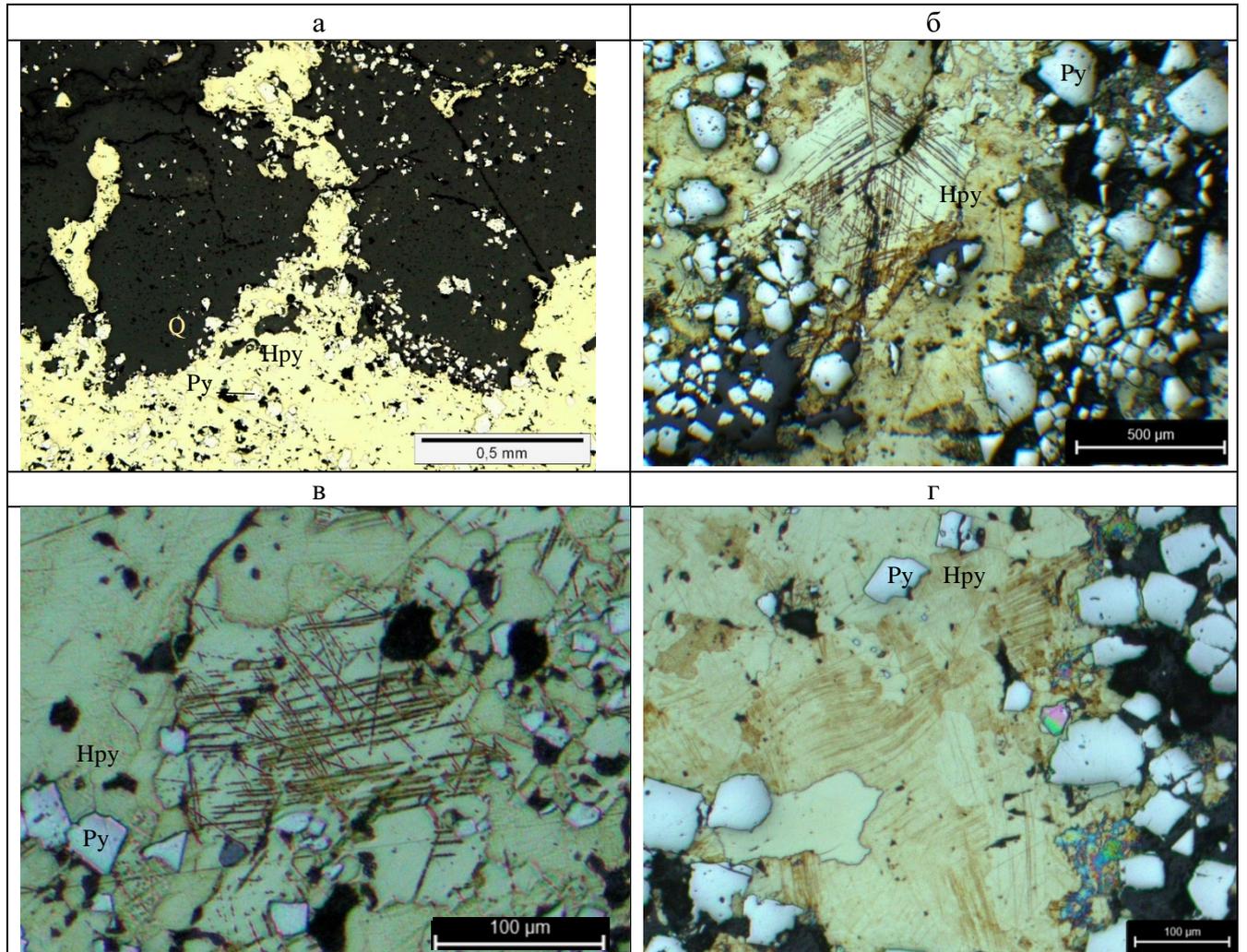


Рисунок 3.34 — Схема зонального распределения сульфидов в пределах палеотрубы

Зона А: 1 — подзона крупнокристаллического кварца; 2 — пирит-кварц-халькопиритовая подзона; 3 — подзона массивного халькопирита (пирит-галенит-халькопиритовая); **Зона Б:** 4 — халькопирит-пиритовая подзона; **Зона Б1:** 5 — подзона массивного пирита; 6 — зона вкрапленного пирита; 7 — пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая зона; **Зона В:** 8 — подзона глобулярного пирита

На некоторых участках концентрация пирита и халькопирита повышается, они выделены в пирит-кварц-халькопиритовую подзону **зоны А**. При структурном травлении выявлены ориентированные в сторону канала кристаллы халькопирита, а также участки с изокубанитовой решеткой (Рисунок 3.37 б, в). Данные элементы присутствуют в виде реликтов и корродированы халькопиритом, переотложженным в результате метаморфического воздействия.

Пирит-галенит-халькопиритовая подзона характеризуется массивной микротекстурой сульфидов. Эта зона переходная между каналом и внутренней стенкой. Халькопирит здесь резко преобладает, поэтому эту подзону можно назвать подзоной массивного халькопирита. При структурном травлении выявлены халькопирита выявлено его двойниковое строение (Рисунок 3.37). Двойники тонкие, вытянутые, в ряде случаев наблюдается плейчатость. В качестве второстепенных минералов присутствуют галенит и пирит. Галенит встречается в виде изометричных редких включений в халькопирите размером 0,05–0,2 мм.



Темно-серое — кварц, желтый — халькопирит, белый — пирит, полированные шлифы

Рисунок 3.35 Особенности минералов зоны А

а - крупнокристаллический кварц в ассоциации с халькопиритом и пиритом; б – ориентированный кристалл халькопирита; в – халькопирит с изокубанитовой решеткой; двойниковое строение халькопирита.

Пирит присутствует в небольшом количестве, образуя разрозненные скопления размером около до 1 мм.

Халькопирит пирит-кварц-халькопиритовой и пирит-галенит-халькопиритовой подзон характеризуется постоянной примесью серебра 0,46–1,89 масс. % (Таблица 3.4).

Таблица 3.4 — Элементы примеси в сульфидах месторождения Корбалихинское (в %)

Зона трубы	Минерал	Co	As	Ag	Ni	Cd
Канал	Халькопирит	—	—	0,46	—	—
	Халькопирит	—	—	1,89	—	—
	Халькопирит	—	—	0,51	—	—
	Халькопирит	—	—	0,59	—	—
	Халькопирит	—	—	0,67	—	—
	Пирит	—	—	0,35	—	—
Стенка близко к каналу	Пирит	—	1,3	—	—	—
	Пирит	—	0,89	—	—	—
	Халькопирит	—	0,56	—	0,98	—
	Халькопирит	—	0,53	—	—	—
	Халькопирит	—	0,58	—	2,45	—
	Халькопирит	—	0,92	—	—	—
Стенка, средняя зона	Пирит	—	0,74	0,6	—	—
	Пирит	—	1,46	—	—	—
	Халькопирит	—	2,05	—	—	—
	Пирит	0,88	—	0,41	—	—
	Пирит	0,47	0,58	—	—	—
Стенка, внешняя зона	Пирит	0,52	0,22	—	—	—
	Халькопирит	0,62	0,13	—	—	—
	Халькопирит	0,21	—	—	—	—
	Сфалерит	—	—	—	—	0,09
	Сфалерит	—	—	—	—	0,11

При травлении халькопирита в парах царской водки выявлена его пластинчато-решетчатая структура. Подобная структура характерна для халькопирит-изокубанитовых сростаний в каналах труб. При этом в палеотрубах изокубанит перекристаллизуется, переходя в халькопирит, решетчатая же структура сохранилась в виде реликтов. Этот халькопирит корродирован халькопиритом более поздней генерации.

В целом, **зона А** соответствует каналу, морфология которого несколько изменчива, что видно на разных спилах. При этом **зона А** имеет выраженную неправильную форму. Подобная неправильная форма характерна для каналов ряда труб современных «курильщиков». Для сравнения приведен канал современной активной трубки «курильщика» из поля «Kremlin» САХ [Rona et al, 1993]. Морфология исследуемой зоны и канала современного действующего

«курильщика» демонстрирует очень большое сходство (Рисунок 3.38), при этом полости в современной трубке соответствуют зоне друзового кварца в исследуемом спиле.

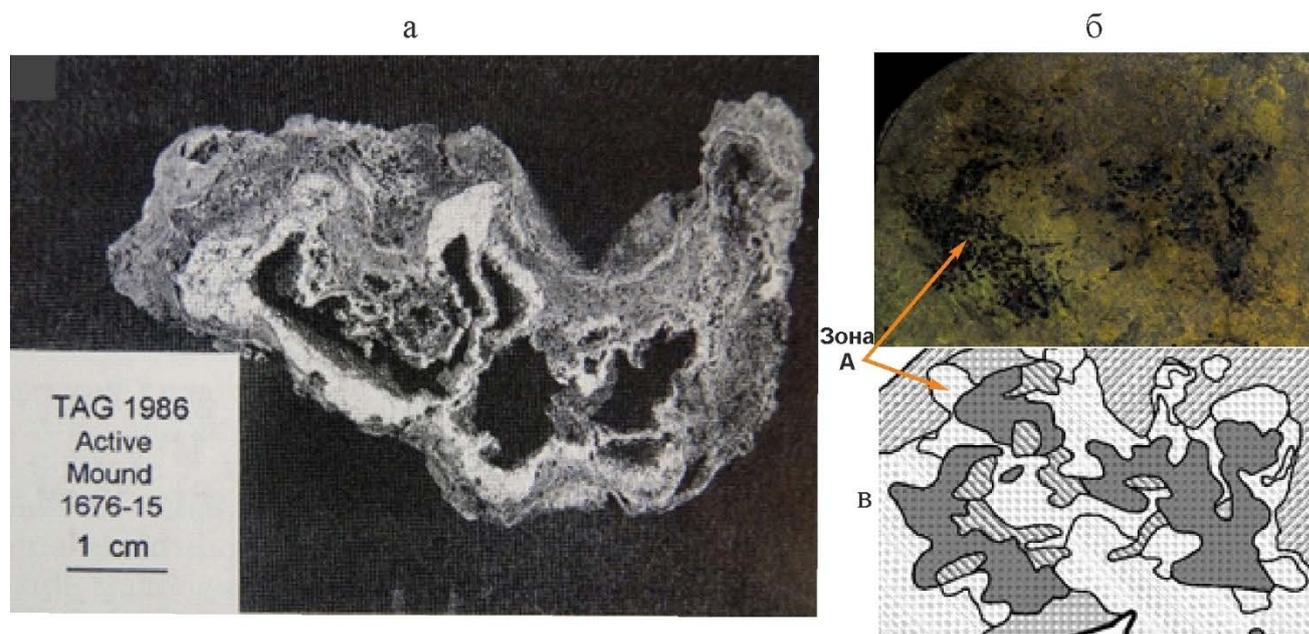


Рисунок 3.36 — Морфология **зоны А** (схема) в сравнении с морфологией канала современной трубки в горизонтальном поперечном сечении

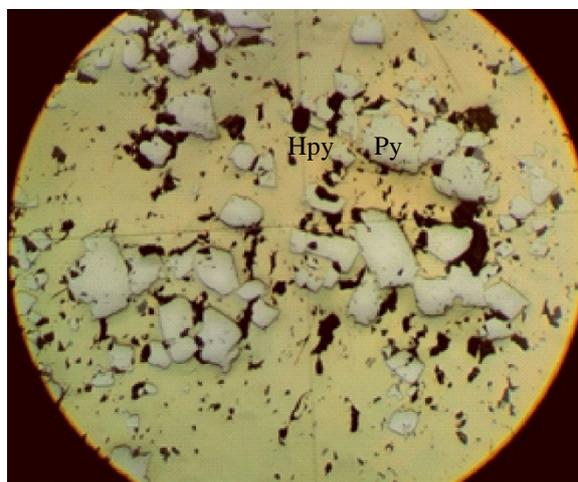
а — фрагмент современной трубки «курильщика» [Rona et al, 1993]; б — **зона А** на фото; в — схема строения **зоны А**: тёмно-серый — участки преобладания друзового кварца, штриховка — халькопирита.

Зоны Б и Б1 соответствуют внутренней и внешней стенкам палеотрубы.

Зона Б — в целом внутренняя стенка характеризуется достаточно однородным строением и представлена халькопирит-пиритовой (Рисунок 3.36) подзоной густо-вкрапленного среднезернистого, участками разномерного пирита, сцементированного халькопиритом.

В этой зоне пирит и халькопирит количественно находятся примерно в равных соотношениях. Пирит здесь представляет собой вкрапленность гипидиоморфных зерен, хотя также встречаются аллотриоморфные выделения (Рисунок 3.39). Размер выделений до 1 мм. Халькопирит цементирует пирит. В халькопирите участками сохраняются затушеванные, заплывшие трещины, что свидетельствует о том, что это ранний халькопирит, который испытал деформационно-метаморфические воздействия, что привело к его частичной перекристаллизации. В качестве включений в халькопирите присутствуют очень мелкие изометричные зерна сфалерита, галенита. Из элементов примесей в халькопирите и пирите постоянно присутствует мышьяк (1,5–1,46 масс. %), изредка присутствуют серебро (до 0,6 масс.%), никель — 2,46 масс.%.

По своему составу и морфологии данная подзона демонстрирует большое сходство со стенками пирит-халькопиритовых труб месторождения Яман-Касы (Южный Урал) [Масленникова, 2005].



Отраженный свет (поле зрения 1 мм)

Рисунок 3.37 — Облик пирит-халькопиритовых агрегатов **зоны Б** (внутренней стенки) палеотрубы месторождения Корбалихинское

Зона Б1 соответствует внешней стенке палеотрубы. Её строение, в отличие от внутренней, неоднородное. В её пределах выделяются подзоны вкрапленного пирита, массивного пирита и пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая, расположенные концентрически относительно канала.

Наиболее широко распространена подзона вкрапленного пирита. Пирит здесь представлен вкрапленностью гипидиоморфных зерен размером от сотых долей миллиметра до 0,2–0,3 мм, которые цементируются нерудными минералами. В интерстициях зерен наблюдается небольшое количество халькопирита.

Подзона массивного пирита. Представляет собой вытянутые и изометричные участки массивного и плотно-вкрапленного пирита (Рисунок 3.40, а). Распределение участков вокруг канала — концентрическое.

Эти участки представляют собой сплошные пиритовые скопления размером от 0,5 до 2 см. Пирит в некоторых скоплениях разбит трещинами и приобретает блоковую структуру, в других случаях имеет аллотриоморфную структуру. При травлении концентрированной азотной кислотой в скоплениях подобного пирита выявляется гранобластовое строение. Размер гранобластов 0,05–0,02 мм. В интерстициях трещин в пирите развиваются халькопирит, реже галенит, которые тяготеют к внутренней стороне подзоны по отношению к каналу. Халькопирит

(скопления) при этом имеет полосовидное распределение, подчиняясь общей зональности относительно канала.

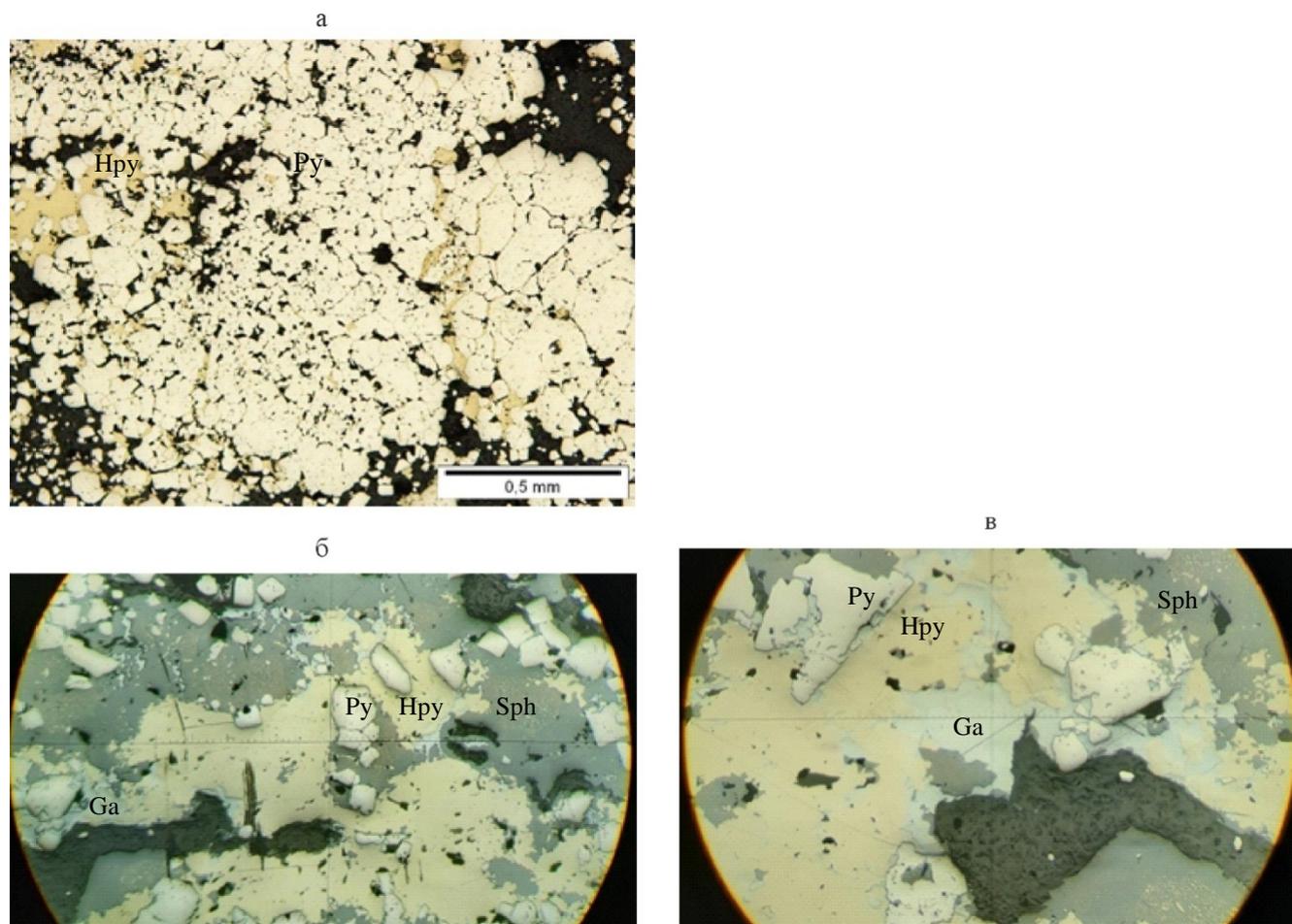


Рисунок 3.38 — Сульфиды внешней стенки (зона Б1)

а — скопления массивного и плотно-вкрапленного пирита гранобластовой структуры; б — периферия **зоны Б1**: б — вкрапленный пирит цементируется сфалеритом и халькопиритом (поле зрения 2 мм); в — морфология выделения галенита (поле зрения 1 мм); отраженный свет

Подзона — пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая (Рисунок 3.40, б–в). Она вытянута вдоль внешней границы рассматриваемой зоны вдоль одной из сторон и имеет мощность около 5–6 мм. Отличительной особенностью этой подзоны является появление сфалерита, который на других участках практически не наблюдается. Сфалерит образует изометричные или вытянутые ветвящиеся выделения в тесном прорастании с галенитом и халькопиритом. Сфалерит характеризуется наличием участков с очень мелкой эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Эти участки изометричные, располагаются ближе к центру скоплений. Не содержащий вкрапленности сфалерит располагается по краям, на контакте с пиритом корродирует и замещает последний. Вероятнее всего, это более поздняя генерация сфалерита. После травления в парах царской водки выявлено тонко двойниковое строение сфалерита.

Галенит наблюдается в виде выделений до 0,5 мм в сростании с другими сульфидами. Концентрация галенита здесь значительно повышена по сравнению с другими участками **зоны Б1**, где галенит присутствует эпизодически.

В качестве примесей в пирите и халькопирите этой зоны наряду с мышьяком (0,22–0,58 масс. %) появляется кобальт (0,47–0,88 масс. %), также в пирите эпизодически присутствует серебро (Таблица 3.4).

Зона В соответствует небольшому фрагменту сохранившейся внешней оболочки трубы. Эта зона выявлена на контакте со «сфалеритовой» подзоной и представляет собой фрагмент внешней оболочки. Рудные минералы в зоне В представлены глобулярным пиритом, марказитом, небольшим количеством халькопирита и галенита (Рисунок 3.41). Пирит собирательно перекристаллизован. Глобулярный пирит ассоциирует с тонкоигольчатым марказитом.

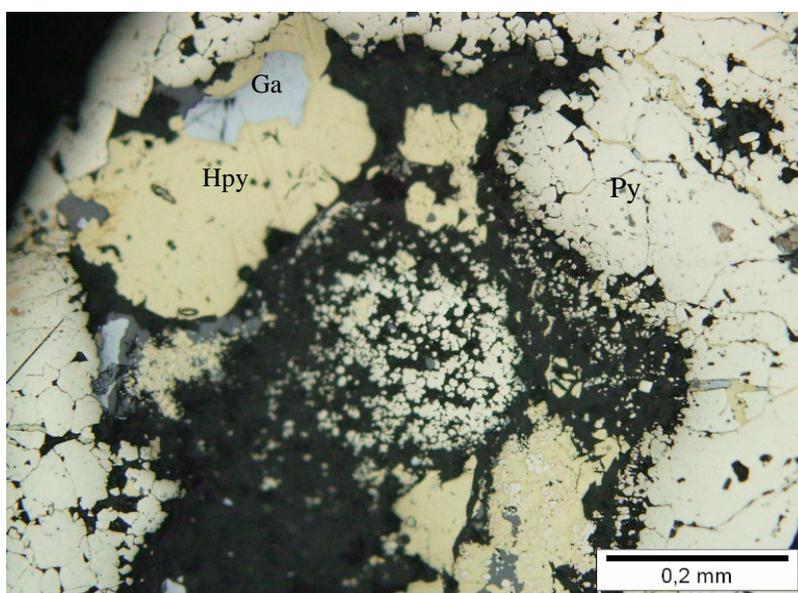


Рисунок 3.39 — Глобулярный пирит (**зона В**)

На контакте с оболочкой установлены сульфидизированные образования биоморфной природы (Рисунок 3.42).

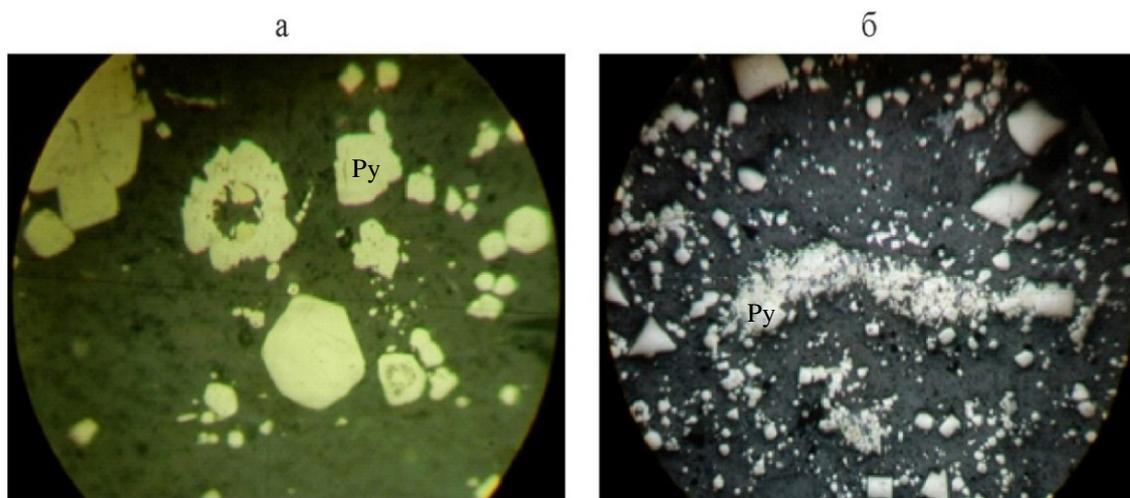


Рисунок 3.40 — Сульфидизированные образования биоморфной природы
неясного систематического положения

Поле зрения: а — 1 мм, б — 2 мм; отраженный свет

Описываемые зоны и подзоны хорошо выделяются макроскопически за счет перераспределения в них халькопирита, однако границы между ними нерезкие, исключение составляет только подзона крупно кристаллического кварца. Подобная нечеткость границ могла возникнуть за счет того, что руды подвергались метаморфическому воздействию, были перекристаллизованы, и часть вещества была перераспределена. При этом намечается отличие зон по элементам примесей в пирите и халькопирите. В халькопирите **зоны А** в качестве примеси постоянно присутствует серебро; установлена примесь тантала. В пирите этой зоны также наблюдается примесь серебра. В основной части **зоны Б** наблюдается примесь мышьяка в пирите и халькопирите. В пирите и халькопирите **зоны Б1** в качестве постоянной примеси наряду с мышьяком появляется кобальт.

Таким образом, в рудах месторождения Корбалихинское установлена палеотруба «курильщика» пирит-халькопиритового типа (состава). Собственно тело трубы представляет собой зонально построенную стенку, с более однородной внутренней частью и неоднородной внешней. Канал выполнен друзовым кварцем и сплошными выделениями халькопирита. Концентрация халькопирита в пределах канала и внутренней стенки происходила в результате воздействия гидротермального флюида, а появление сфалерита на границе с оболочкой — результат воздействия морской воды [Бородаев и др., 2004]. Оболочка, в которой присутствует пирит биоморфного происхождения, также является важной особенностью труб «курильщиков» [Богданов и др., 2006] и важным подтверждением позиции автора.

В целом по своей морфологии и особенностям выделенных зон труба, выявленная на месторождении Корбалихинское, соответствует аналогам (трубам) подобного типа на других

месторождениях. Отсутствие резких границ между зонами объясняется затушевыванием первичной минералогической зональности под воздействием метаморфизма.

Таким образом, выявлены трубы древних «курильщиков». Единичные трубы имеют хорошо выраженный главный осевой канал. В многоканальных образованиях подъем рудоносных растворов происходил по серии сближенных каналов. Вокруг каналов устанавливается зональное распределение сульфидов. Главными сульфидными минералами, слагающими эти образования, являются пирит, халькопирит, сфалерит и галенит в различных соотношениях. Из нерудных минералов преобладают барит и кварц. Для каналов характерно выполнение друзами крупнокристаллического барита, кварца, тонкопористыми сульфидными агрегатами.

Установлены следующие признаки присутствия древних «черных курильщиков» в колчеданно-полиметаллических рудах исследованных месторождений:

- Трубообразная морфология образований, наличие каналов и их морфология. Наличие характерных элементов труб — канала, стенок и оболочки.

- Присутствие тонкопористых и друзовых образований в пределах каналов, массивных сульфидов в пределах стенок, почковидных, тонкодисперсных и биоморфных образований в оболочке.

- Наличие типоморфных структурных элементов, характерных для современных труб (дендритовидные и ориентированные прорастания сульфидов в пределах стенок и на внутренней стенке, граничащей с каналом, тонкообломочные брекчии и тонкие сульфидные частицы в каналах труб).

Наличие палеогидротермальных труб на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая подтверждает гидротермально-осадочную природу оруденения, т.е. о формировании сульфидных залежей в результате поступления высокотемпературных гидротермальных растворов на дно палеобассейна вблизи центров вулканической активности. В свою очередь, такие центры могут быть выделены по реликтовым фрагментам «курильщиков», которые имеют характерные минералогические и текстурные особенности.

4. ХОЛМООБРАЗНЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ ЗАЛЕЖИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗМЕИНОГОРСКОГО И РУБЦОВСКОГО РАЙОНОВ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НА ПРИМЕРЕ «СУЛЬФИДНОГО ХОЛМА» МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНО-ЗАХАРОВСКОЕ

4.1. Морфология рудных тел месторождений Рудного Алтая

Типичные размеры рудных залежей колчеданных месторождений составляют от 100 до 500 м в длину (в плане). Мелкие месторождения имеют размер только десятки квадратных метров, тогда как размеры гигантских залежей до нескольких квадратных километров [Peter и Scott, 1999].

Конфигурация VMS залежей может сохранять свои первоначальные формы или видоизменяться в результате различных пострудных деформаций [Large, 1992]. В областях, где пострудные деформации проявлены слабо, возможные формы залежей включают пласты, линзы, рудные холмы и штокверки.

Пластообразные залежи характеризуются размерами, в которых длины сульфидных зон превышают мощности на порядок или более. Примерами являются: залежь Besshi (о. Сикоку, Япония), приблизительные размеры которой 3500×1800 м и средняя мощность менее 30 м [Slack, 1993], и залежь 5 Thalanga (Квинсленд, Австралия), которая имеет длину приблизительно 3000 м и мощность 10–20 м [Berry et al., 1992]. Такие пластообразные формы рудных тел, которые не были подвергнуты деформациям, могут быть образованы в различных обстановках:

- сульфидное отложение в морских водоемах;
- осаждение из плотных высокоминерализованных флюидов, которые мигрируют к поверхности дна;
- накопление кластических сульфидов, образовавшихся при разрушении массивного «сульфидного холма»;
- отложение около жерла (<500 м) от плавучей части гидротермального плюма [Large et al., 2001; German и Von Damm, 2003],
- сращивание первоначально изолированных холмов сульфидной минерализации [Huston, 1990],
- приповерхностное замещение проницаемых вулканических или осадочных слоев [Large, 2001];
- обширное придонное выветривание первоначального «сульфидного холма» [Hannington et al., 2005].

Линзы имеют более короткую длину по отношению к мощности и во многих случаях имеют неправильные формы.

«Сульфидные холмы» характеризуются широким диапазоном изменения размеров с примерно равными шириной и длиной (приблизительно 100–300 м).

Рудные тела месторождений Рудного Алтая характеризуются значительным разнообразием форм, размеров и величин распределения промышленных компонентов. Значения длины рудных тел колеблется в пределах от первых десятков метров до величин свыше 3000 м, то же самое можно сказать и о величинах колебания ширины и мощности, а также их соотношений [Кузнецов, Кузнецова и др., 2019].

Наибольшей изменчивостью характеризуется мощность рудных тел (Таблица 4.1) наименьшей — ширина, в связи с этим во всех построениях мощность или ее соотношение с другими параметрами использовалась как независимая переменная.

Таблица 4.1 — Средние значения и степень изменчивости параметров рудных тел ($n = 90$)

Параметры рудных тел	Среднее, м	Асимметрия	Эксцесс	Коэффициент вариации
Длина	518,9	2,77	11,2	93,5
Ширина	236,6	1,35	1,9	71,5
Мощность	15,6	4,16	23,9	142,9
Отношение:				
Длина к ширине	2,4	2,74	7,9	74,5
Мощность к ширине	0,09	1,55	1,7	108,9
Мощность к длине	0,04	1,99	3,9	124,7

Корреляционные зависимости между основными параметрами рудных тел приведены в таблице (Таблица 4.2). Обращают на себя внимание высокие положительные корреляционные связи между шириной — длиной и мощностью рудных тел, что свидетельствует об отчетливой взаимосвязи их размеров [Кузнецов и др., 2019]. При этом установлены значительные колебания в размерах и величинах их соотношений, что отчетливо указывают на существование различных морфологических классов рудных тел.

Таблица 4.2 — Значения коэффициента корреляции между основными параметрами рудных тел

Параметры	L	H	M	L/H	M/H	M/L	L/L _{ср}	H/H _{ср}	M/M _{ср}
L	1,0	0,63	0,38	0,51	-0,16	-0,28	1,0	0,63	0,38
H		1,0	0,46	-0,18	-0,29	-0,24	0,63	1,0	0,46
M			1,0	-0,02	0,49	0,41	0,38	0,46	1,0
L/H				1,0	0,04	-0,22	0,91	-0,18	-0,02
M/H					1,0	0,86	-0,15	-0,29	0,49
M/L						1,0	-0,28	-0,24	0,41
L/L _{ср}							1,0	0,63	0,38
H/H _{ср}								1,0	0,46
M/M _{ср}									1,0

В основу морфологической разбивки рудных тел месторождений Рудного Алтая были положены соотношения их главных параметров, на основе чего построены классификационные диаграммы (Рисунок 4.1). Рудные тела месторождений Рудного Алтая характеризуются значительным разнообразием форм. Тем не менее, по соотношению основных параметров (мощность М, длина L (по простиранию), протяженность на глубину Н(по падению)) рудных тел, залежи можно разделить на 4 морфологические группы. Рудные тела в целом образуют непрерывный ряд как по оси L/H, так и по осям M/H и M/L. Первое отношение характеризует уплощенность рудных тел в плане: чем больше значение, тем ближе форма рудного тела приближается к ленте, уменьшение L/H приводит к рудным телам типа линз, пластов и рудным холмам. Граница между этими группами по L/H проведена по величине 7. Такое положение границы во многом определяется чисто геологическими представлениями о формах рудных тел.

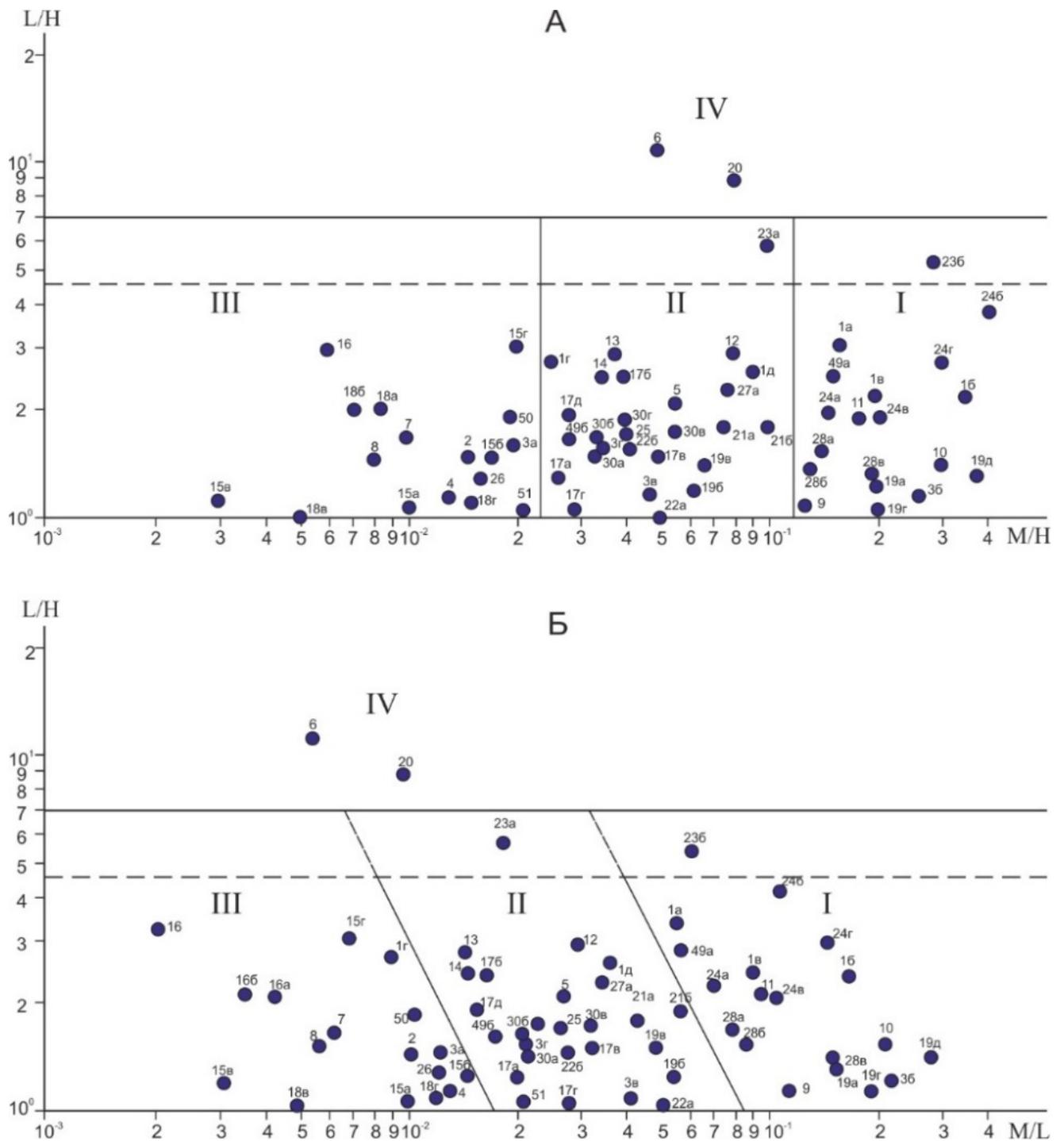


Рисунок 4.1 — Распределение месторождений в зависимости от соотношений параметров рудных тел

А — уплощённость рудных тел в плане; Б — в разрезе. Названия месторождений: 1 — Зыряновское, 2 — Богатыревское, 3 — Греховское, 4 — Малеевское, 5 — Иртышское, 6 — Белоусовское, 7 — Березовское, 8 — Новоберезовское, 9 — Николаевское, 10 — Таловское (Шем.), 11 — Новозолотушинское, 12 — Золотушинское, 13 — Юбилейное, 14 — Корбалихинское, 15 — Семеновское, 16 — Майское (Зм), 17 — Зареченское, 18 — Лазурское, 19 — Среднее, 20 — Рубцовское, 21 — Анисимов Ключ — 22 — Гусялковское, 23 — Тишинское, 24 — Риддер-Сокольное, 25 — Снегирихинское, 26 — Орловское, 27 — Степное, 28 — Чекмарь, 30 — Камышинское, 31 — Шубинское, 49 — Тушканихинское, 50 — Путинцовское, 51 — Снегиревское; буквенный индекс указывает, что для месторождения учтено несколько различных рудных тел; I, II, III, IV — морфологические группы месторождений [Кузнецов и др., 2019]

Основная группа месторождений с линзо-, пластообразной и холмообразной формой располагается ниже значения L/H равного 4,5. В связи с этим зона параллельная осям M/H и M/L , между значениями L/H 4,5–7 является зоной с неопределенным решением.

Значения M/H и M/L характеризуют уплощенность рудного тела соответственно в плане и разрезе. Минимальные их величины (при $L/H = 1–4,5$) характеризуют пластовую или пластообразную форму, а максимальные — холмообразную. Промежуточные значения в целом характерны для линзовидной формы. Границы здесь также во многом условны и проведены как по намечающему перерыву в значениях, так и по геологическим данным. По-видимому, и здесь существуют зоны переходов с неоднозначным решением классификационной задачи.

Таким образом, на основании проведенного комплекса исследований выделяется четыре морфологические группы месторождений.

Первая группа объединяет рудные тела холмообразной и неправильной холмообразной формы (Рисунок 4.2) с отношениями $L/H = 1–4,5$; $M/H > 1,2 \cdot 10^{-1}$ и $M/L > 8,5 \cdot 10^{-2}$ (необходимо учитывать естественный наклон границы классов на диаграмме $L/H-M$, получающийся за счет того, что отношение $L/H \neq 1$).

Вторая группа характеризуется преобладанием линзовидной формы с $L/H = 1–4,5$; M/H от $2,4 \cdot 10^{-2}$ до $1,2 \cdot 10^{-1}$ и M/L от $1,8 \cdot 10^{-2}$ до $8,5 \cdot 10^{-2}$.

В третью группу входят пластообразные залежи с $L/H = 1–4,5$, $M/H < 2,4 \cdot 10^{-2}$ и M/L от $1,8 \cdot 10^{-2}$.

Четвертая группа объединяет рудные тела лентовидной формы со значениями $L/H > 7$. По осям M/H и M/L значения заключены между 10^{-1} и 10^{-3} . Сложность очертаний рудных тел, которая увеличивается от первой к четвертой группе, отражается в значениях контурного модуля (от 1,03 до 2,24) [Кузнецов и др., 2019].

Таким образом «сульфидные холмы» являются одной из важных групп, представленных на месторождениях Рудного Алтая.

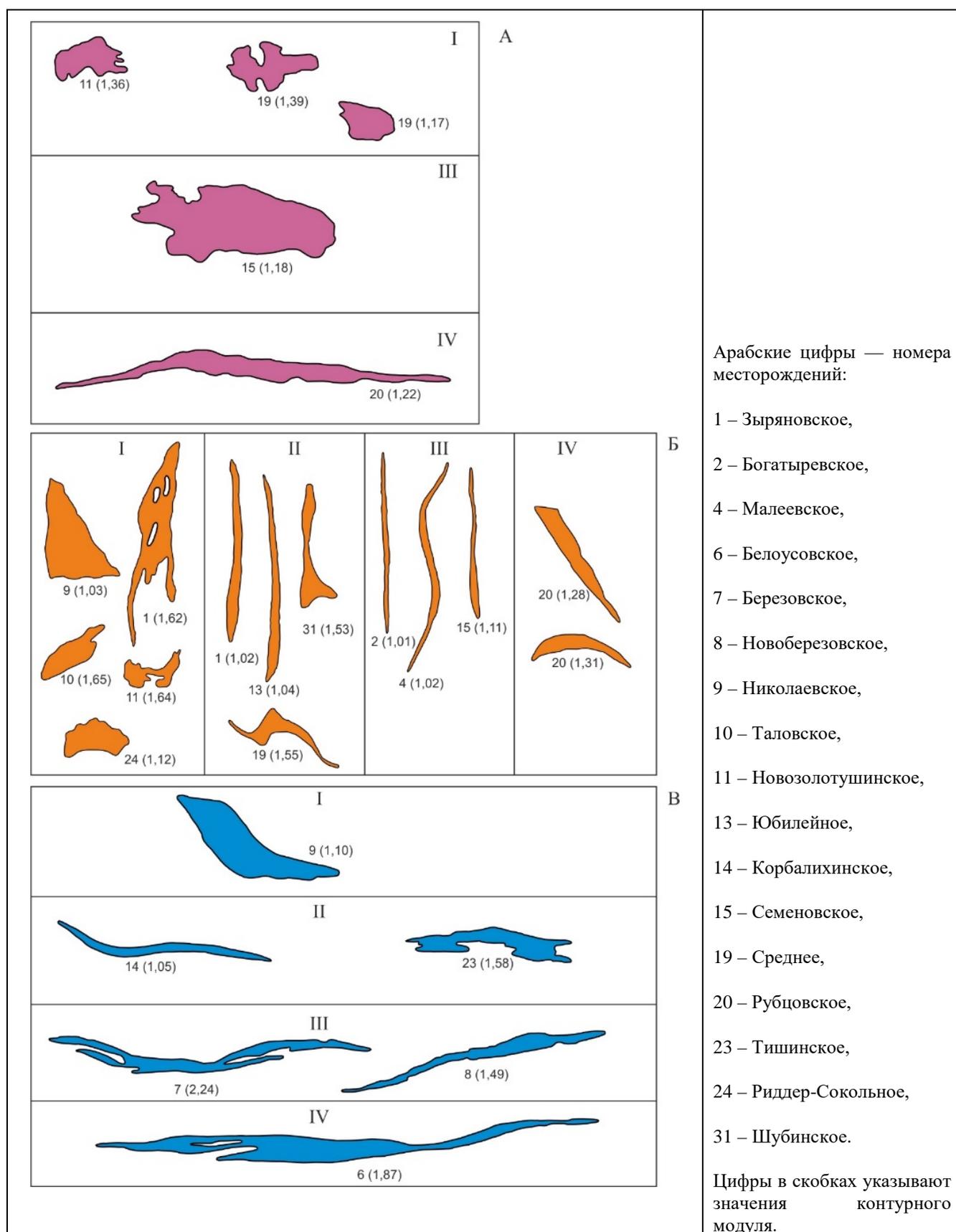


Рисунок 4.2 — Морфология рудных тел различных групп

А — в сечении L×H; Б — в сечении M×H; В — в сечении L×M; I, II, III, IV — морфологические группы согласно типизации на Рисунке 4.1 [Кузнецов и др., 2019]

4.2. Холмообразные сульфидные постройки («сульфидные холмы») колчеданно-полиметаллических месторождений Змеиногорского и Рубцовского районов

Существование гидротермальных построек на Рудном Алтае предполагали многие авторы на основании изучения продуктов их разрушения и находок древней фауны [Авдонин, Дергачев, Сергеева, 1991; Авдонин, 1996; Чекалин, 2010], начиная с 90-х годов. Формирование древних колчеданных месторождений по модели роста, изменения и разрушения «черных курильщиков» также было отражено в работах Зайкова В.В., Масленникова В.В. [Зайков, 2006, Масленников, 2006]. Нами были исследованы холмообразные сульфидные постройки на колчеданно-полиметаллических месторождениях Змеиногорского и Рубцовского районов Российской части Рудного Алтая.

Признаками гидротермальных сульфидных палеопостроек (захороненных придонных сульфидных построек) являются.

Зайков В.В. отмечает:

1. Холмообразная форма залежи с выпуклой или бугристой кровлей, с которой сочетается уплощенное основание. Для подрудной части (под сульфидным холмом) характерно развитие прожилково-вкрапленной минерализации и метасоматических изменений вмещающих пород.

2. Рудокласты на флангах и в кровле залежей, наличие обломочных пород сульфидного состава.

3. Важным признаком того, что холмообразная сульфидная залежь является палеогидротермальной постройкой является сочетание массивных, брекчиевых, струйчатых и трубчатых текстур руд, слагающих центральную часть залежей, со слоистыми разностями на их флангах.

4. Наличие сульфидизированных остатков фауны, сходных с органогенными колониями в местах выхода гидротерм на современное морское дно [Зайков, 2006].

Авдонин В.В., Дергачев А.Л. и Сергеева Н.Е. отмечают, что для разрушенных построек характерны признаки дробления руд и пластического течения рудных масс, связанные с оползевым процессом, наличие подрудной штокверковой зоны, наличие в перекрывающих породах горизонтов рудокластов, в которых сульфиды по своему минеральному составу и текстурно-структурным особенностям, изотопному составу, соответствуют сульфидам рудных тел. Продуктами разрушения гидротермальных сооружений являлись склоновые брекчии, в которых обломки представлены гидротермально-осадочными породами и сульфидными рудами; линзы слоистых обломочных руд; шлейфы рудокластов на склонах [Авдонин и др., 1991].

Масленников В.В. (2006) в своей работе приводит в качестве признаков гидротермальных сульфидных палеопостроек:

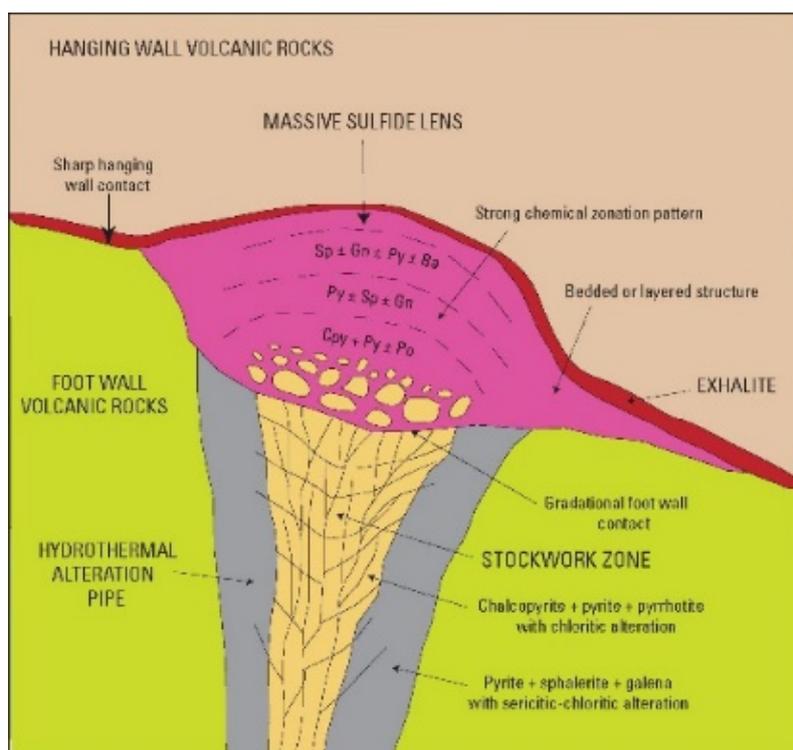
1) присутствие фрагментов труб «черных курильщиков»,

2) сульфидизированная фауна,

3) колломорфные структуры руд, локализованные в кровле сульфидного холма, образующие так называемые донные гидротермальные сульфидные корки. Кроме того, характерно сочетание в пределах холма массивных гидротермальных, брекчиевых, гидротермально-осадочных и гидротермально-преобразованных руд [Масленников, 2006].

Одним из важных признаков палеопостройки является холмообразная форма сульфидной залежи.

Выделение холмообразных сульфидных построек является обычным на месторождениях вулканогенно-осадочного происхождения и обозначается как «сульфидный холм». На рисунке (Рисунок 4.3) приведен идеализированный «сульфидный холм» в понимании зарубежных авторов [Lydon, 1996]. По своим параметрам холмы делятся на холмы классической формы и неправильной формы [Shanks и Koski, 2012], хотя в этом случае уместнее было бы говорить о «залежах массивных сульфидов неправильной формы».



Ва — барит; Сру — халькопирит; Gn — галенит; Po — пирротин; Py — пирит; Sp — сфалерит.

Рисунок 4.3 — Идеализированное строение сульфидного холма [Lydon, 1996]

«Сульфидные холмы» классической формы (Рисунок 4.4, а [Shanks и Koski, 2012]) имеют сопоставимые ширину и длину (100–300 м) и намного меньшую мощность. Примером классического холма в зарубежных публикациях является «сульфидный холм» месторождения Milenbach (Квебек, Канада) [Knuckey et al, 1982].

Среди нетипичных конфигураций холмов в зарубежной литературе выделяются линзы, ассиметричные холмы (Рисунок 4.4, б), чашеобразные линзы, трубообразные, в форме песочных

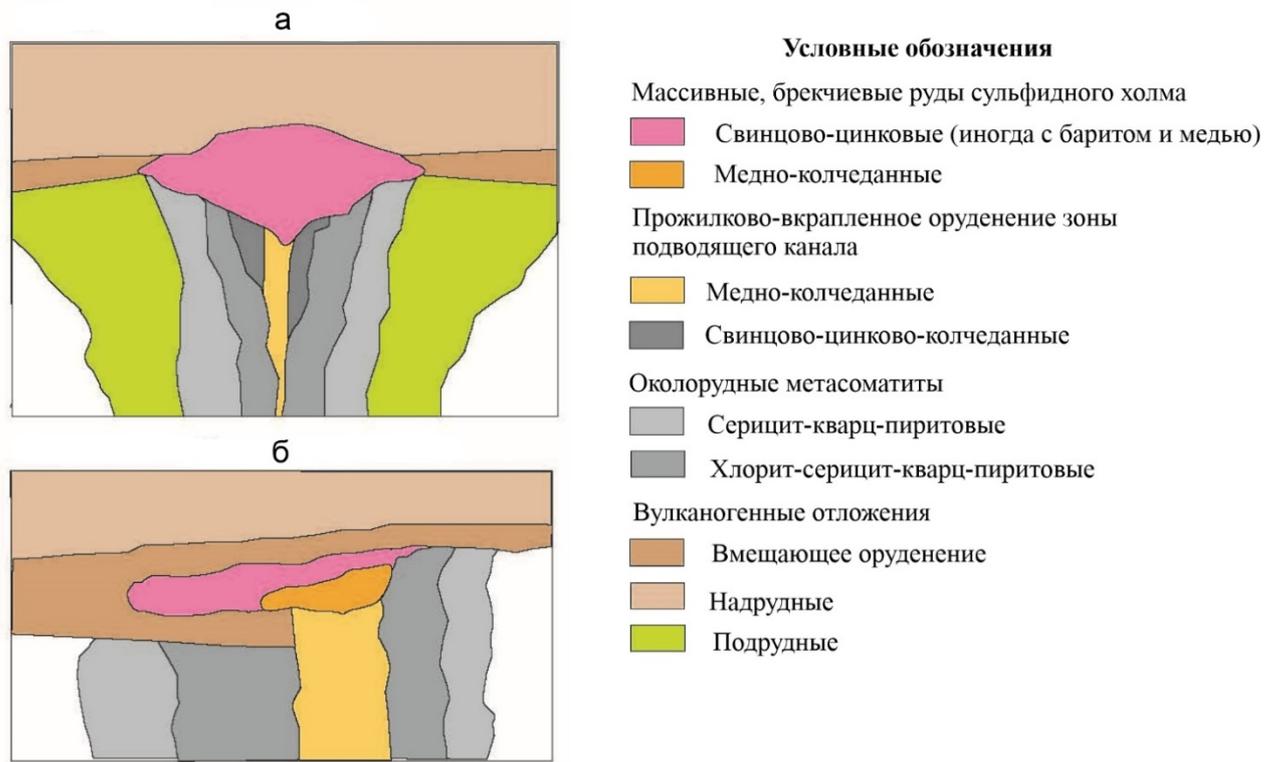


Рисунок 4.4—Примеры форм «сульфидных холмов» [Shanks и Koski, 2012]

«Сульфидные холмы» классической формы (а) и ассиметричные холмы (б)

часов холмы, когда все три параметра — длина, ширина и мощность являются равновеликими, либо мощность может превышать другие параметры. Также довольно часто встречаются холмы, расщепленные по краям.

Примером таких объектов может служить чашеобразная залежь Bald (о. Ман), которая приблизительно 370×275 м в диаметре и мощностью 215 м [Slack et al, 2003]; залежь в виде песочных часов в Tambo Grande (Peru), которая в диаметре приблизительно 500×350 м и имеет мощность около 250 м [Tegart et al, 2000].

Такие примерно равномерные очертания этой залежи, вероятно, отражают отложение сульфидов в пределах ограниченного пространства, такого как вулканические кратеры или малые грабены.

Примером трубообразной залежи является месторождение Сибай (Южный Урал).

Штокверковые зоны, как правило, расположенные ниже подобных разрушенных построек и интерпретируются как зоны подводящих каналов, через которые гидротермальные флюиды поднимались к палеодну [Shanks и Koski, 2012]. Мощности штокверков изменяются от десятков до сотен метров в некоторых залежах. В относительно недеформированных условиях, такие штокверки обычно имеют форму обратной воронки, а другие — форму трубообразной структуры. Примеры классических штокверков встречаются на месторождениях Японии, Квебека, Аризоны и Испании [Franklin et al, 1981; Tornos, 2006; Gibson и Galley, 2007].

В целом подобные холмообразные, линзовидные и неправильной формы сульфидные залежи, интерпретируются как разрушенные древние гидротермальные постройки, являющиеся аналогами современных «черных курильщиков» [Shanks и Koski, 2012].

Для классификации холмообразных сульфидных образований Масленниковым В.В. было предложено разделить их на 4 типа: 1) слабо разрушенные холмы, 2) сильно разрушенные холмы 3) рудокластические линзы с реликтами гидротермальных сульфидных построек и 4) слоистые рудокластические пласты. Первичное отнесение сульфидной залежи к тому или иному типу может быть сделано на основании коэффициента, полученного при оценке отношения средней длины залежи (L) к ее мощности (M) [Масленников, 2007].

На исследованных месторождениях (Лазурское, Семеновское, Корбалихинское, Майское, Зареченское, Степное, Западно-Захаровское) по своей морфологии выделяются как классические холмообразные, так и линзовидные или неправильной формы сульфидные рудные тела, которые по своим характеристикам отвечают продуктам разрушения древних «курильщиков». Выраженная холмообразная форма характерна для сульфидных залежей месторождений Степное, Западно-Захаровское, Восточно-Майское, Лазурское (Таблица 4.3). Основания холмов уплощенные или несколько вогнутой формы. По латерали холмы часто переходят в пластообразные рудные залежи, в составе которых наблюдается много кластического рудного материала, однако более тонкого, чем в составе холмов. В ряде случаев холмы расщепляются на несколько пластообразных маломощных рудных тел. Как пример холма с расщепленным склоном можно привести месторождение Лазурское, где выявляется слабо вытянутое ассиметричное рудное тело, представляющее собой сульфидный холм, на юго-восточном фланге у которого наблюдается выраженный крутопадающий склон, а на северо-западном — холм расщепляется на систему протяженных пластовых тел (Рисунок 4.5) [88]. Длина холма составляет около 175 метров, при мощности 34 м.

Холмы с крутыми склонами отражают более слабо проявленные процессы разрушения. И напротив, при интенсивном разрушении постройки, формируется холм с сильно сглаженными склонами, либо линзовидное рудное тело, или рудокластическая линза по классификации Масленникова. Как пример рудокластической линзы можно привести рудное тело Центральное на месторождении Корбалихинское, в составе которого широко развиты рудные брекчии. Рудное тело ассиметрично, и имеет вверх по простиранию уплощенную вытянутую форму, а вниз от центральной, наиболее мощной части залежи, разделяясь на два «языка» разной длины. Длина залежи около 260 м, мощность 32 м. Коэффициент L/M равен 8,1, что соответствует рудокластическим линзам с реликтами гидротермальных сульфидных построек. Залежи чашеобразной формы наблюдаются на месторождениях Рубцовское и Зареченское.

Таблица 4.3 — Параметры рудных холмов месторождений Рудного Алтая

Месторождение	Длина L	Мощность M	Отношение L/M и характеристика постройки	Морфология залежи	Находки труб, диффузоров, оруденелых бактерий, фоссилизированной фауны, кластических сульфидов
Корбалихинское	260	32	8,1 Рудокластические линзы с реликтами построек	Неправильная ассиметричная, с одной стороны расщепленная	Фрагмент метаморфизованной трубы, фоссилизированная фауна, сульфидные брекчии
Лазурское	175	34	5.1 «Сульфидные холмы» сильно разрушенные	Холмообразная с крутым склоном, расщепленная на несколько пластовых тел вниз по падению и уплощенной подошвой	Оруденелые бактерии, сульфидные брекчии
Рубцовское	132	25	5,3 «Сульфидные холмы» сильно разрушенные	Сопряженные залежи: холмообразная хорошо выраженной формы с относительно пологими склонами и уплощенной подошвой и неправильной формы, чашеобразная	Фрагмент диффузора, сульфидные брекчии
Западно- Захаровское	139	35	3,9 «Сульфидные холмы» слабо разрушенные	Холмообразная классическая с крутыми склонами и несколько вогнутым основанием	Фрагмент трубы, оруденелые бактерии, фоссилизированная фауна сульфидные брекчии, тонкообломочные сульфиды
Зареченское	280	35	8 Рудокластические линзы с реликтами построек	Чашеобразная (неправильная форма)	Фрагмент трубы [Масленников, 2016] фоссилизированная фауна
Семеновское	240	22	10,9 Рудокластические линзы с реликтами построек	Уплощенная линза,	Оруденелые бактерии, сульфидные брекчии,
Майское	395	70	5,6 «Сульфидные холмы» сильно разрушенные	Выраженная холмообразная форма	Оруденелые бактерии, сульфидные брекчии
Степное	310	45	6,8 «Сульфидные холмы» сильно разрушенные	Выраженная холмообразная форма, крутые склоны в осевой части холма переходят в заметно сглаженные по периферии классическая форма)	Фрагмент диффузора, фоссилизированная фауна, оруденелые бактерии, сульфидные брекчии, тонкообломочные сульфиды

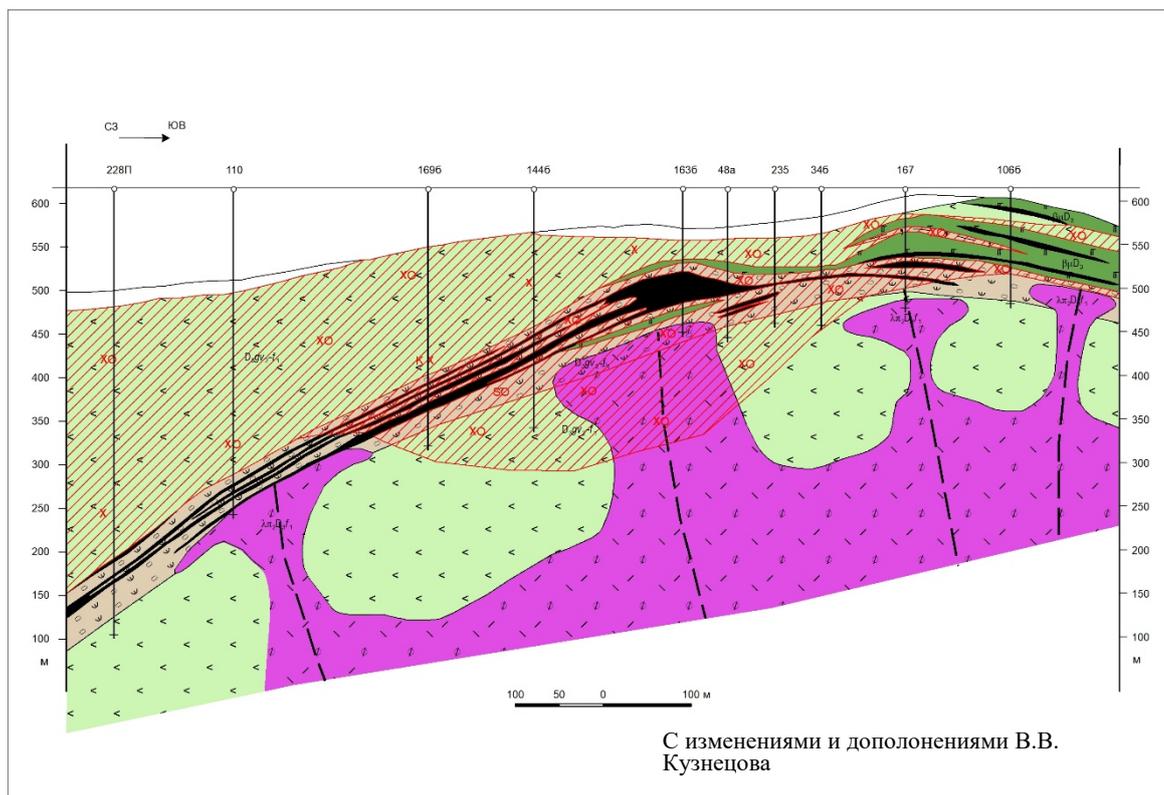


Рисунок 4.5 — Литолого-фациальный разрез по простиранию рудной зоны месторождения Лазурское [88]. Условные обозначения см. Рисунок 1.3.

В соответствии с отмеченным выше, свидетельством того, что сульфидные залежи исследованных колчеданно-полиметаллических месторождений образованы в результате разрушения придонных гидротермальных построек, является присутствие рудокластов в вышележащих толщах, широкое распространение брекчиевых руд и их сочетание в пределах холма с массивными рудами, наличие сульфидного материала в цементе брекчий, присутствие в рудах придонных сульфидных корок в виде колломорфного пирита почковидного облика, наличие концентрически зональных и струйчатых текстур в рудах, слагающих центральные части залежей, что было установлено на всех исследованных месторождениях (Рисунок 4.6, а–з).

Кроме того, был исследован изотопный состав серы сульфидов из рудокластов, отобранных при поисковых работах по выявлению новых объектов в пределах рудного поля Лазурское на участках Холодный и Вересухинский. Изотопный состав серы сульфидов рудокластов составляет 1,6–4,4‰ (Таблица 4.4), что полностью соотносится с изотопным составом серы сульфидов из исследованных колчеданно-полиметаллических месторождений (Глава 2 Таблица 2.7). Также были учтены данные предыдущих исследователей.

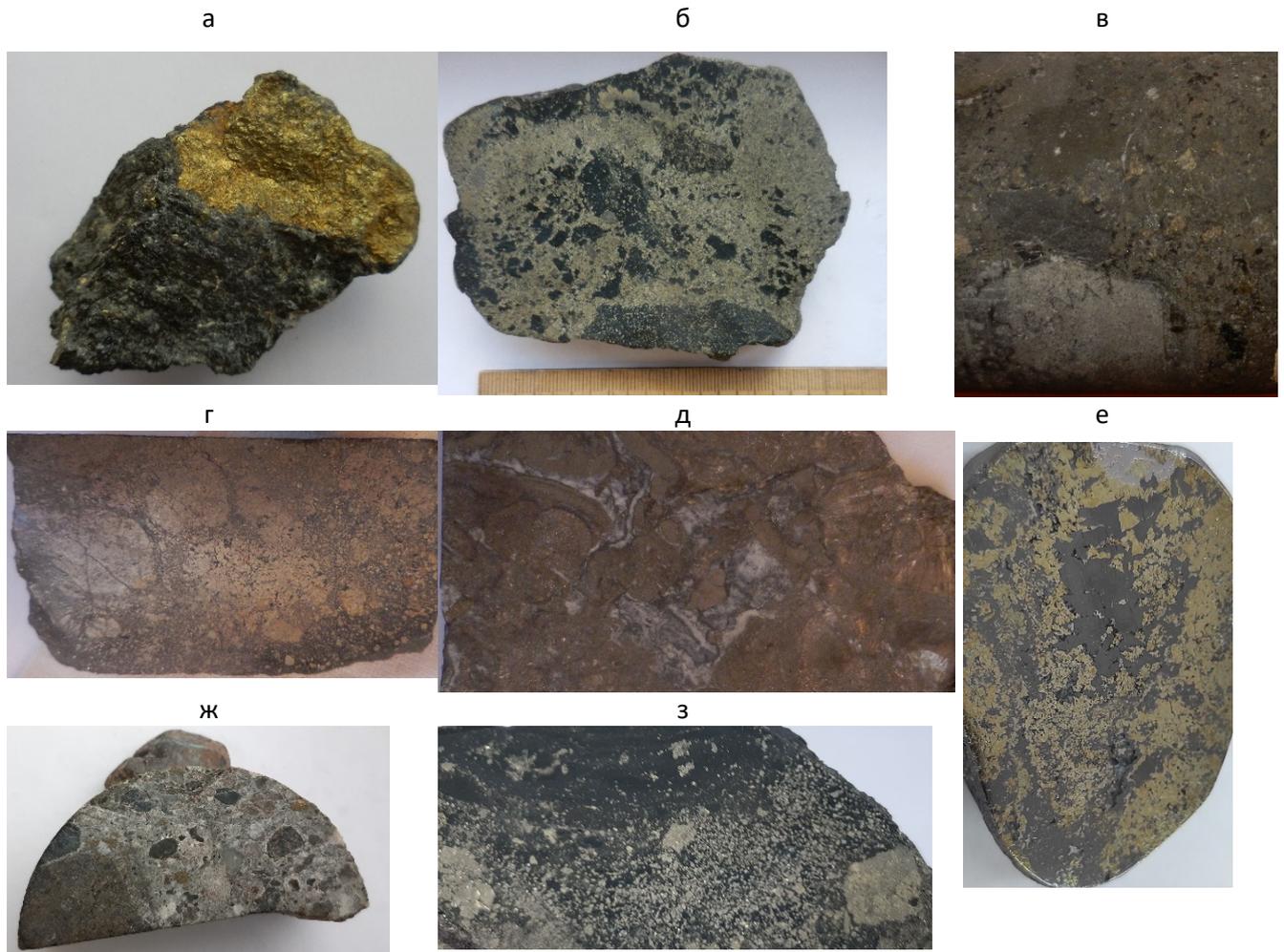


Рисунок 4.6 — Кластические, колломорфные и зональные разности в рудах месторождений и из вышележащих пород

а — рудокласт пирит-халькопиритового состава (месторождение Степное, штупф, натуральная величина); б — кластические отложения сульфидного состава (месторождение Степное штупф, увеличение 0,7х); в — сульфиды в цементе брекчий (месторождение Корбалихинское, штупф, натуральная величина); г — брекчиевые руды (месторождение Корбалихинское, штупф, увеличение 0,8х); д — колломорфный пирит почковидного облика (месторождение Зареченское, штупф, натуральная величина); е — элементы струйчатых текстур в рудах (штупф, натуральная величина) ж — рудокласт (штупф, натуральная величина); з — мелкокластические отложения сульфидного состава, штупф, увеличение 2х (е-з -месторождение Корбалихинское)

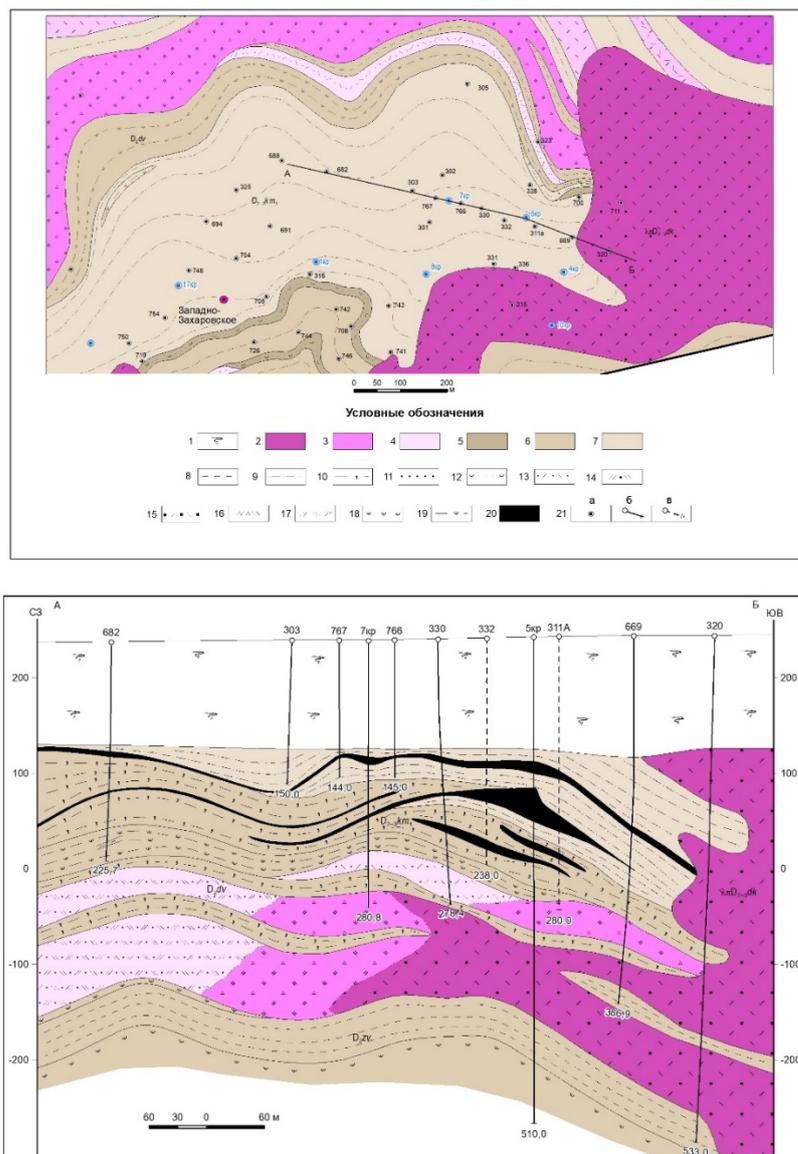
Таблица 4.4 — Изотопный состав серы сульфидов рудокластов

№№ п/п	Номер скважины/ глубина, м	Морфология сульфидных образований	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
<i>Участок Холодный, рудное поле Лазурское</i>				
1	7/150	Рудокласты пирит-сфалеритового состава	Сфалерит	+2.1
2	7/246	Линзовидно-вкрапленная минерализация	Халькопирит	+3.0
3	7/247.5	Линзовидно-вкрапленная минерализация	Пирит	+2.8
4	7/275	Рудокласты пирита зонального строения: — центр	Пирит	+3.6
5	7/275	— краевая часть	Пирит	+3.6
6	10/135	Рудокласты пирита зонального строения: — центр	Пирит	+3.8
7	10/135	— краевая часть	Пирит	+3.5
8	10/141	Рудокласты пирита	Пирит	+4.4
<i>Участок Вересухинский, рудное поле Лазурское</i>				
9	23ц/87,8	Рудокласты халькопирит-сфалеритового состава	Халькопирит	+1.6
10	23ц/88,6	Рудокласты халькопирит-сфалеритового состава	Халькопирит, сфалерит	+3.6
11	23ц/89,4	Рудокласты халькопирит-сфалеритового состава	Халькопирит	+4.3

Наиболее полно вопрос о строении разрушенных гидротермальных построек в российской части Рудного Алтая может быть освещен на примере изучения колчеданно-полиметаллических руд, вскрытых на месторождении Западно-Захаровское. Эти руды вулканогенно-осадочные и в целом (по возрасту, минеральному типу, условиям образования) соответствуют рудам, описанным на других месторождениях российской части Рудного Алтая, но при этом характеризуются гораздо лучшей сохранностью крупных реликтовых первичных фрагментов, которые были более слабо, чем руды из других месторождений, подвержены дроблению и метаморфизму [Кузнецова, 2017; Серавина и Кузнецова, 2018].

Колчеданно-полиметаллическое оруденение месторождения Западно-Захаровское приурочено к вулканогенно-осадочным породам, представленным кремнистыми и углистыми алевролитами, туфоалевролитами, туффитами, тефроидами, песчаниками, в ряде случаев градиционно-слоистыми [Кузнецова, Серавина, 2020]. В пределах рудного поля присутствует субвулканическое тело, сложенное экструзивными и субвулканическими афировыми и крупновкрапленными риодацитами. В пределах месторождения выделены два рудных тела (колчеданно-полиметаллическое и медно-свинцово-цинковые), имеющих протяжённость по простиранию 1330 и 710 м, по падению — 299 и 316 м. Рудные тела пластообразной формы с «раздувами» (Рисунок 4.7), мощностью от 1,0 до 19,1 м (среднее 4,5 и 2,0 м). Наиболее значительный раздув мощности рудного тела наблюдается на склоне субвулканической постройки. Одно из пластовых рудных тел переходит в холмообразную сульфидную залежь на

периферии, с которой сопряжены линзовидные рудные тела, приуроченные к небольшим локальным впадинам [Кузнецова и Серавина, 2020].



1 — четвертичные отложения. **Фации вулканогенных пород кислого состава:** 2 — *жерловая зона (краевая часть крупной Захаровской вулканической постройки)*; автомагматические брекчии риолитов, дацитов, риодацитов, «крупновкрапленные» и афировые риолиты, дациты и риодациты, кластолавы риолитового и риодацитового состава; 3 — околожерловая зона; лавобрекчии риолитов, дацитов, риодацитов, грубообломочные туфы риолитового, дацитового, риодацитового и разного состава, 4 — *промежуточная зона*; лавы и мелкообломочные туфы риолитов, дацитов, риодацитов и смешанного состава. **Фации вулканогенно-осадочных пород (прибрежно-морские и пирокластические):** 5 — туфоконгломераты, туфогравелиты, конгломераты, гравелиты, чередование туфов кислого, среднего составов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов; 6 — песчаники, песчаники аркозовые, граувакковые песчаники, туфопесчаники; 7 — туффиты, туфоалевролиты, алевролиты кремнистые, углистые. **ЛитоLOGические разности пород:** 8 — алевролиты, алевролиты глинистые; 9 — аргиллиты; 10 — алевролиты кремнистые; 11 — песчаники; 12 — туфопесчаники; 13 — туфы риолитового состава мелкообломочные; 14 — туфы риодацитового состава мелкообломочные; 15 — риолиты крупновкрапленные; 16 — лавобрекчии риодацитов; 17 — лавы риодацитов; 18 — туффиты; 19 — чередование туффитов кислого состава, туфопесчаников, кремнистых и туфогенных алевролитов; 20 — колчеданно-полиметаллические рудные тела; 21 — скважины: на карте (а), на разрезе (б, в): б — лежащие на линии разреза, в — отстоящие от линии разреза

Рисунок 4.7 — Литолого-фациальная карта (а) и разрез по линии А-Б (б) месторождения Западно-Захаровское [Кузнецова и Серавина, 2020].

Для холма характерна хорошо выраженная форма с выпуклой кровлей и плоским, несколько вогнутым, основанием. На некотором удалении от субвулканической постройки прослеживаются линзообразные и лентовидные рудные тела с менее значительным колебанием мощности (но с раздувами и пережимами) [Кузнецов и др., 2017ф]. Кроме основных рудных тел в зоне минерализации выявлено 13 разобщённых тел, имеющих линзовидную форму. Мощность последних от 0,9 до 6,6 м, протяжённость от 100 до 160 м. Рудная зона имеет северо-восточное простирание, юго-восточное падение ($\approx 60^\circ$), согласно залегая с вулканогенно-осадочными отложениями (кремнистыми, углистыми, глинисто-кремнистыми, глинистыми алевролитами, туфоалевролитами, аргиллитами, туффитами (Рисунок 4.8 а-в) и повторяя их форму пологой извилистой антиклинальной складки высокого порядка. Средние содержания основных компонентов в рудных телах 1 и 2 составили: медь — 0,58 и 0,36%, свинец — 1,07 и 1,28%, цинк — 2,36 и 2,71%. Из попутных компонентов в рудах присутствует серебро (6,16 и 3,63 г/т) и золото, которое распределено неравномерно (от 0,01 до 1 г/т). Повышенные содержания золота (0,4–1,0 г/т) установлены лишь в пределах «сульфидного холма» и прилегающем линзовидном теле сульфидных брекчий [Кузнецова и Серавина, 2020].

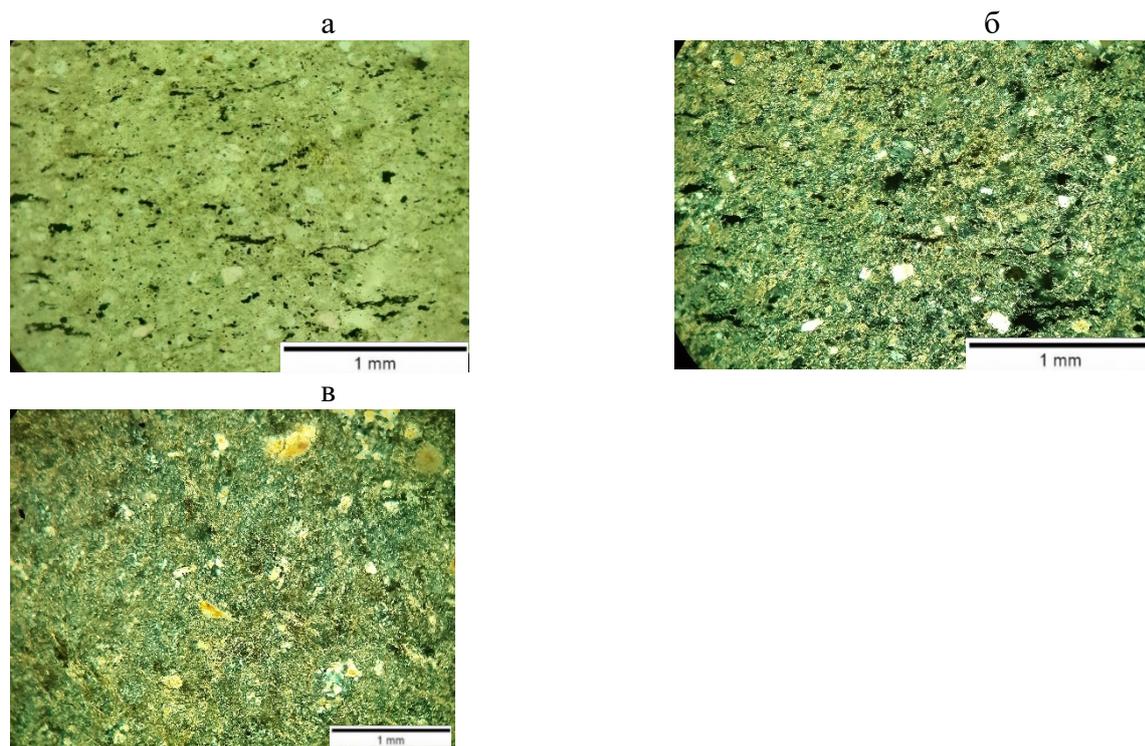


Рисунок 4.8—Рудовмещающие вулканогенно-осадочные породы

а, б - углистый туфоалевролит; а – без анализатора, б – николи скрещены; в – кремнистый туффит, николи скрещены, прозрачный шлиф

На периферии данного сульфидного холма был найден обломок трубки «курильщика» [Кузнецова, 2019], что сделало необходимым исследование данного рудного тела, как продукта разрушения придонной гидротермальной палеопостройки — «палеокурильщика».

4.3 Строение «сульфидного холма» месторождения Западно-Захаровское

С целью уточнения морфологии сульфидного холма был построен палеофациальный разрез на время накопления рудоносных девонских вулканогенно-осадочных отложений и рудных тел (Рисунок 4.9).

Сульфидный холм локализован в вулканогенно-осадочном разрезе, состоящем из туфогенных аргиллитов, алевролитов, риолитов и осадочных брекчий.

Сульфидная залежь серповидной формы, имеет протяженность около 140 м и переходит в пластовое рудное тело с раздувами, приуроченными к небольшим локальным впадинам. Для холма характерна выпуклая, в осевой зоне бугристая кровля, достаточно крутые склоны и плоское основание. Высота холма 35 метров. Соотношение длины холма и его высоты 4. Протяженность зоны подводящего канала около 250 м.

Для понимания модели образования месторождения Западно-Захаровское был изучен вещественный состав руд и их структурно-текстурные особенности. По вещественному составу руды месторождения Западно-Захаровское колчеданно-полиметаллические, медно-цинково-колчеданные, цинково-колчеданные, свинцово-цинково-колчеданные, часто с баритом, реже с кварцем. Текстура руд прожилково-вкрапленная, вкрапленная, гнездовая, брекчиевая, реже массивная и полосчатая. Главные рудные минералы представлены сфалеритом, пиритом, галенитом, халькопиритом, второстепенные — блеклой рудой, марказитом, редкие — арсенопиритом, самородным висмутом, висмутином, висмутом, единичные - прустит.

Были выявлены закономерности в распространении типов руд и их текстурных и структурных особенностей в пределах сульфидного холма. Установлено, что холм имеет несколько уровней в своем строении. По результатам изучения был определен характер развития типов руд и построена модель строения сульфидного холма, которая учитывает текстурные особенности руд и их состав (Рисунок 4.10).

В строении холма с учетом зонального распределения руд по вертикали выделены подошва, сложенная медно-цинково-колчеданные (содержание пирита 50–70%), средняя часть холма, в пределах которой развиты руды барит- полиметаллические (содержание пирита $\leq 50\%$). Локально участками здесь проявлены руды, где возрастает роль цинковой составляющей; кровля холма сложенная преимущественно колчеданными (содержание пирита $\geq 70\%$) и выступ на линии кровли, где проявлены руды кварц-сульфидные, цинково-колчеданные, барит-содержащие (содержание пирита+марказита $> 50\%$), руды кварц-сульфидные, свинцово-цинково-колчеданные (содержание пирита $> 50\%$) и руды кварц-сульфидные колчеданные (содержание пирита $\geq 70\%$), наряду с рудами, указанными для кровли.

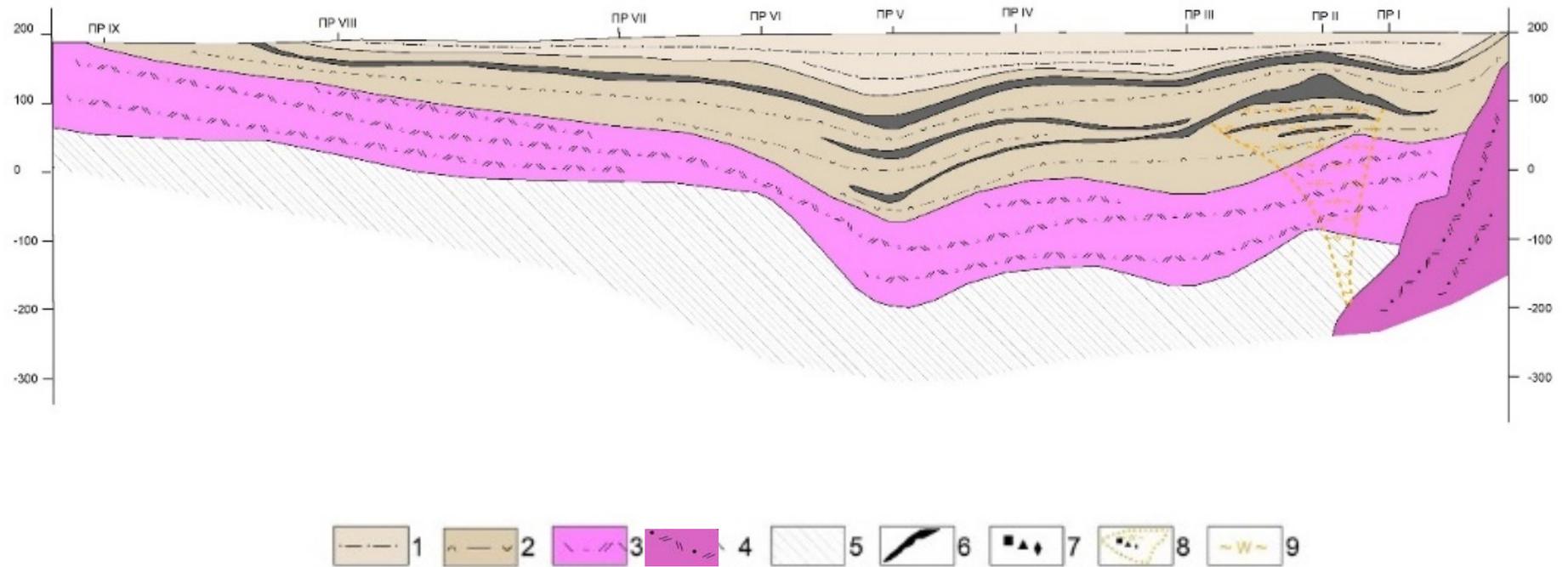
Структурно-текстурные особенности руд распределены в пределах холма неоднородно. В соответствии с особенностями строения были выделены стержневая и периферическая части

«сульфидного холма» (Рисунок 4.9). В стержневой зоне «сульфидного холма» наблюдается выступ на фоне линии кровли, а также более сложное строение, чем в периферической его части.

1. Стержневая часть холма характеризуется наличием всех вышеперечисленных зон по вертикали.

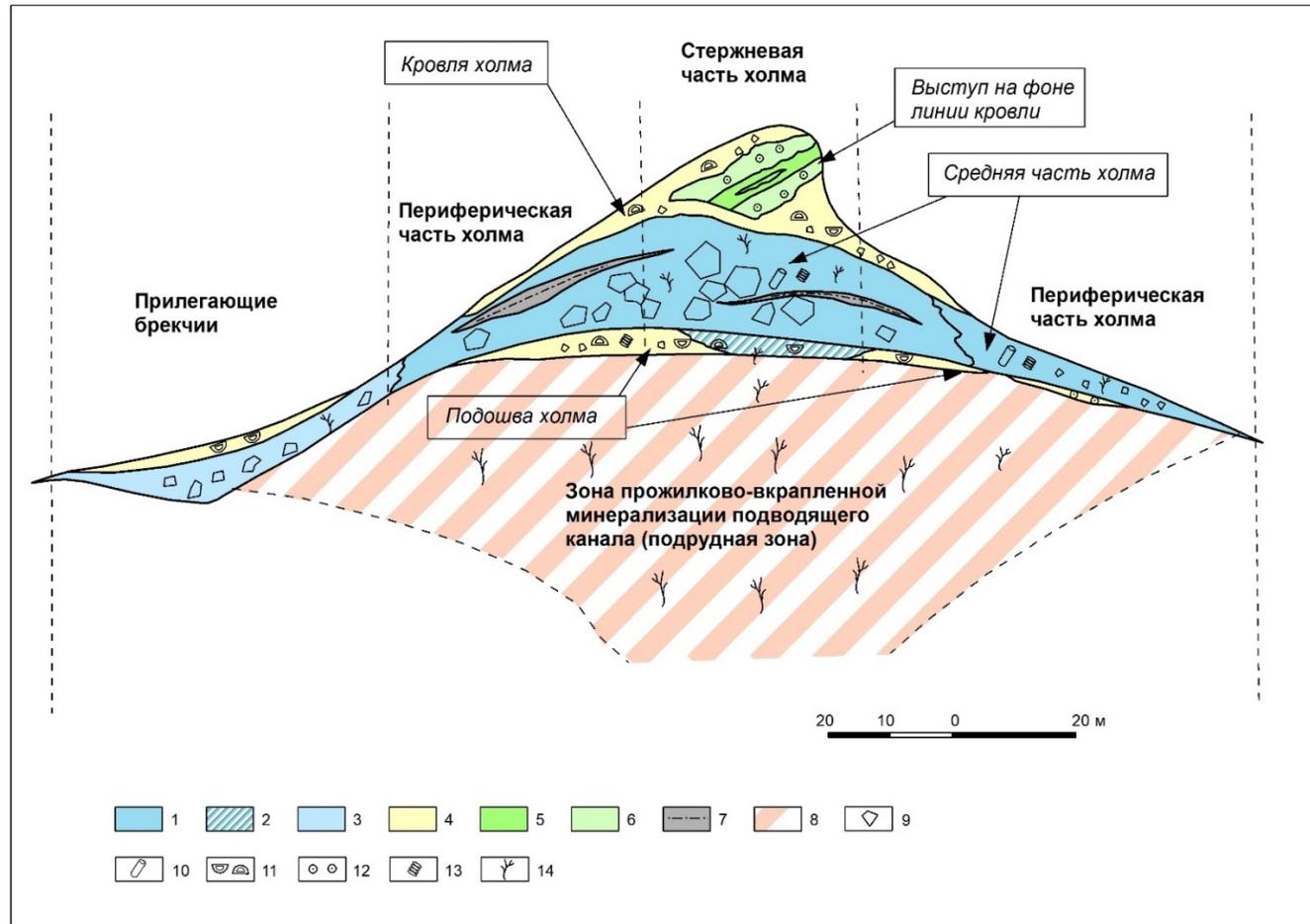
Подшва холма

В подошве холма установлены *медно-цинково-колчеданные руды* (содержание пирита 50–70%). Особенностью этих руд является обилие тонкообломочного и новообразованного сульфидного материала в цементе крупнообломочных и мелкообломочных брекчий (Рисунок 4.11, а), с обломками 1, 2, 4 и 6 см, где обломки чаще всего представлены туфоалевролитами, алевролитами, при этом сульфидный цемент может составлять до 60% объема пород



$D_2gn_2^2$: 1 — туфогенные аргиллиты, кремнистые алевролиты; 2 — кремнистые туффиты, кремнистые туфогенные алевролиты с прослоями туфов, реже лав кислого состава; 3 — лавобрекчии; 4 — крупновкрапленные, реже афировые риолиты, риодациты; $D_2l-gn_2^1$: 5 — подрудная туфогенно-алевропесчаниковая субформация; 6 — рудные тела; зона подводящего канала: 7 — минерализация, 8 — границы, 9 — метасоматиты зоны подводящего канала

Рисунок 4.9— Палеофациальная реконструкция



1 — руды барит-полиметаллические (содержание пирита $\leq 50\%$); 2 — медно-цинково-колчеданные (содержание пирита 50–70%); 3 — барит-полиметаллические, с большим количеством карбоната в цементе брекчированных разностей (содержание пирита $\leq 50\%$); 4 — колчеданные (содержание пирита $\geq 70\%$); 5 — руды кварц-сульфидные колчеданные (содержание пирита $\geq 70\%$); 6 — руды кварц-сульфидные, цинково-колчеданные, барит-содержащие (содержание пирита+марказита $> 50\%$); 7 — руды кварц-сульфидные, свинцово-цинково-колчеданные (содержание пирита $> 50\%$); 8 — прослой алевролитов; 9 — зона развития кварц-серицитовых метасоматитов; 10 — брекчиевые руды; 11 — обломки труб; 12 — придонные сульфидные корки; 13 — сульфидизированные бактериальные обрастания; 14 — сульфидизированная фауна; 15 — прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация (зона подводящего канала)

Рисунок 4.10 — Минералого-геохимическая модель распределения типов руд и их текстурные особенности в пределах «сульфидного холма» (месторождение Западно-Захаровское — продольный разрез)

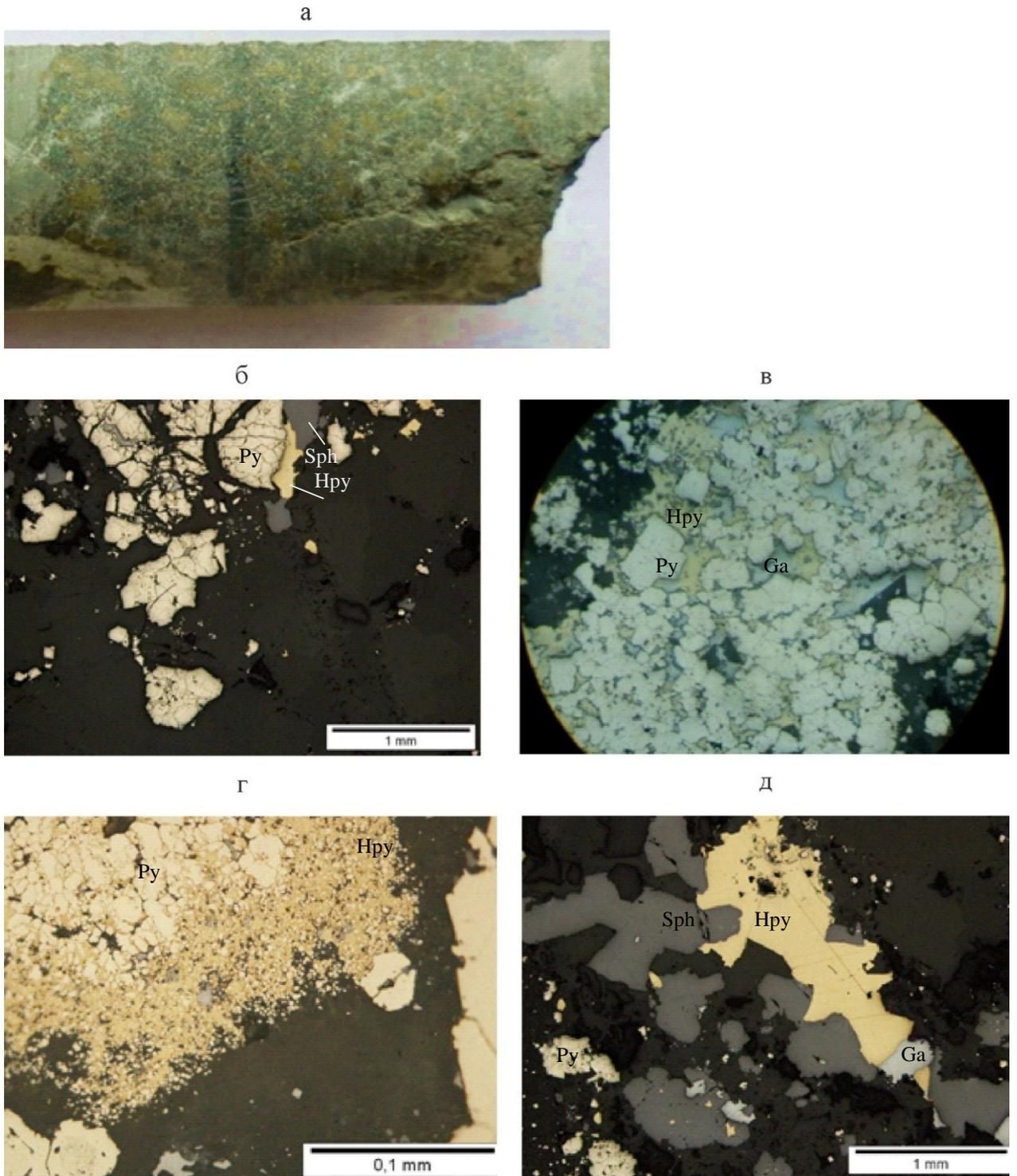


Рисунок 4.11 — Сульфиды подошвы холма

а — сульфиды в цементе брекчии (штуф, увеличение 1,2х); б — обломки пирита в цементе (отраженный свет); в — фрагмент крупного сульфидного обломка: белый — пирит, желтый — халькопирит, серый — сфалерит, голубоватый — галенит (отраженный свет, поле зрения 1 мм); г — аллотриоморфные скопления пирита (белый) и тонкодисперсные прорастания пирита и халькопирита (желтое), серый — сфалерит, голубоватый — галенит (отраженный свет, поле зрения 1 мм); д — морфология выделений сфалерита, халькопирита и галенита (отраженный свет)

Пирит в цементе брекчий представлен аллотриоморфными и гипидиоморфными скоплениями в виде обломков (Рисунок 4.11, б–в) и новообразованного пирита, оруденелыми бактериями, а также тонкодисперсными прорастаниями вместе с халькопиритом. На контакте с карбонатом пирит приобретает гипидиоморфные очертания. Более крупные обломки имеют более сложный состав, преобладают галенит-халькопирит-пиритовые и галенит-халькопирит-сфалеритовые. Обломки сульфидов корродированы нерудными минералами. В качестве новообразованных минералов в цементе присутствуют тонкодисперсные халькопирит-пиритовые скопления, а также выделения сфалерита, халькопирита и галенита, развивающиеся вместе с нерудными минералами (Рисунок 4.11, г–д).

Пиритизированные биоморфные образования встречаются как в виде обломков фауны и сульфидизированных бактериальных скоплений (Рисунок 4.12, а–б), так и в виде не нарушенных кластеров фрамбоидов, развивающихся в цементе между крупными обломками (Рисунок 4.12, в). Биоморфные образования в цементе брекчий, а также скопления тонкодисперсных сульфидов свидетельствует о придонном образовании сульфидов в подошве холма.

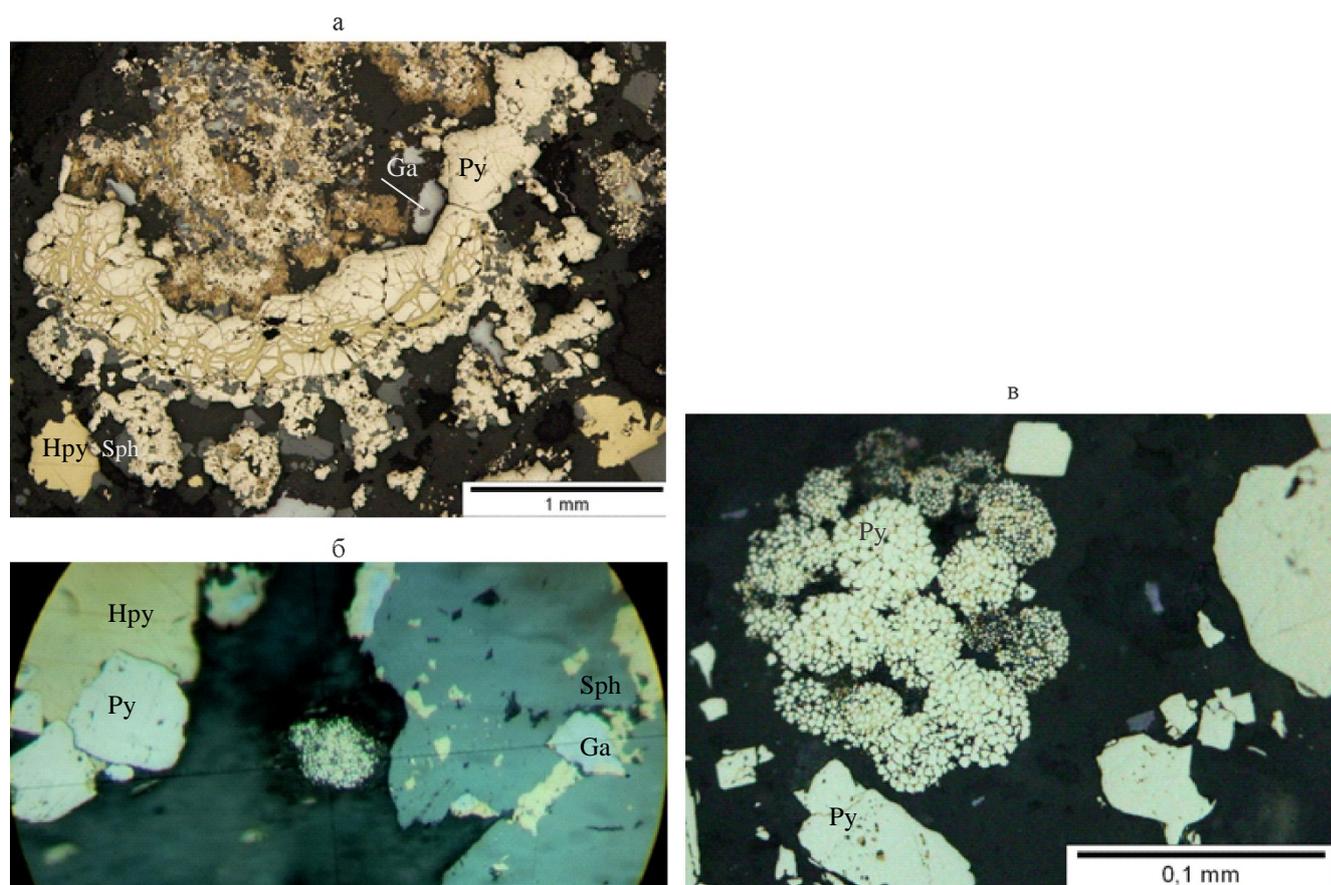


Рисунок 4.12 — Биоморфные образования в подошве «сульфидного холма»

а — обломок пиритизированной фауны; б — обломок фрамбоидального пирита; в — кластер фрамбоидов пирита

Немного выше по разрезу, в переходной зоне к средней части холма, в тонкообломочном материале наряду с сульфидами появляется очень много кластического барита (размером 3–

5 мм), почти круглого сечения (Рисунок 4.13, а). Другие обломки (0,8–3,5 см) здесь угловатые, появляются обломки сульфидов (Рисунок 4.13, б). Особенностью этой брекчии кроме большого количества барита является очень слабая цементированность.



Рисунок 4.13 — Обломки барита и сульфидов в брекчии

а — мелкие обломки барита и сульфидов в брекчии; б — угловатый обломок сульфидов в брекчии; штуфы, натуральная величина, стрелками показаны обломки сульфидов.

Средняя часть холма

В средней (основной части холма, тело холма), выделенной на модели синим цветом, развиты брекчиевые и массивные руды (Рисунок 4.14, а–в), *руды барит-полиметаллические* (содержание пирита $\leq 50\%$). Среди брекчий широким распространением пользуются грубообломочные разновидности, с размером обломков 10–14 см. Брекчия представляет собой обломочную породу, сложенную обломками барита, сульфидов и аргиллитов (матрикс — алевритистый аргиллит). Обломочный материал угловатых, окатанных и полуокатанных, уплощённых форм, размером от первых миллиметров до 10–14 см (40–90% объёма породы). При этом, обломки барита и сульфидов часто угловатые. На рисунке (Рисунок 4.14, а) представлен крупный угловатый обломок барита с сульфидами. В цементе также наблюдается много мелких обломков барита, которые имеют выраженный остроугольный облик или таблитчатый габитус. Одновременно с этим, наблюдаются более мелкие окатанные обломки барита и пород.

Кроме собственно сульфидных обломков включения сульфидов содержатся в цементе и в обломках барита. Сфалерит наблюдается в виде редких зёрен изометрической и неправильной формы величиной 0,03–0,5 мм. В обломках, представленных агрегатом зёрен барита, скопления сфалерита занимают ксеноморфное положение в интерстициях. Галенит образует изометрические зёрна величиной 0,01–0,03 мм и их скопления размером до 0,7 мм. Пирит

образует рассеянную вкрапленность изометрических зёрен величиной 0,005–0,03 мм (редко до 0,1 мм). Породы отнесены к брекчиям и конгломерато-брекчиям осадочного генезиса [Кузнецов и др., 2017ф]. Сочетание слабо окатанных и угловатых обломков с резкими границами, соседство обломков руд разного состава, алевритистый и туфогенный материал в цементе свидетельствует об образовании залежи на морском дне гидротермально-осадочным путем с последующим разрушением и захоронением руд [Фёдоров, 1988].

Для массивных руд этого типа в стержневой зоне холма в ряде случаев наблюдается струйчатая текстура наряду с элементами концентрических форм (Рисунок 4.14, в).

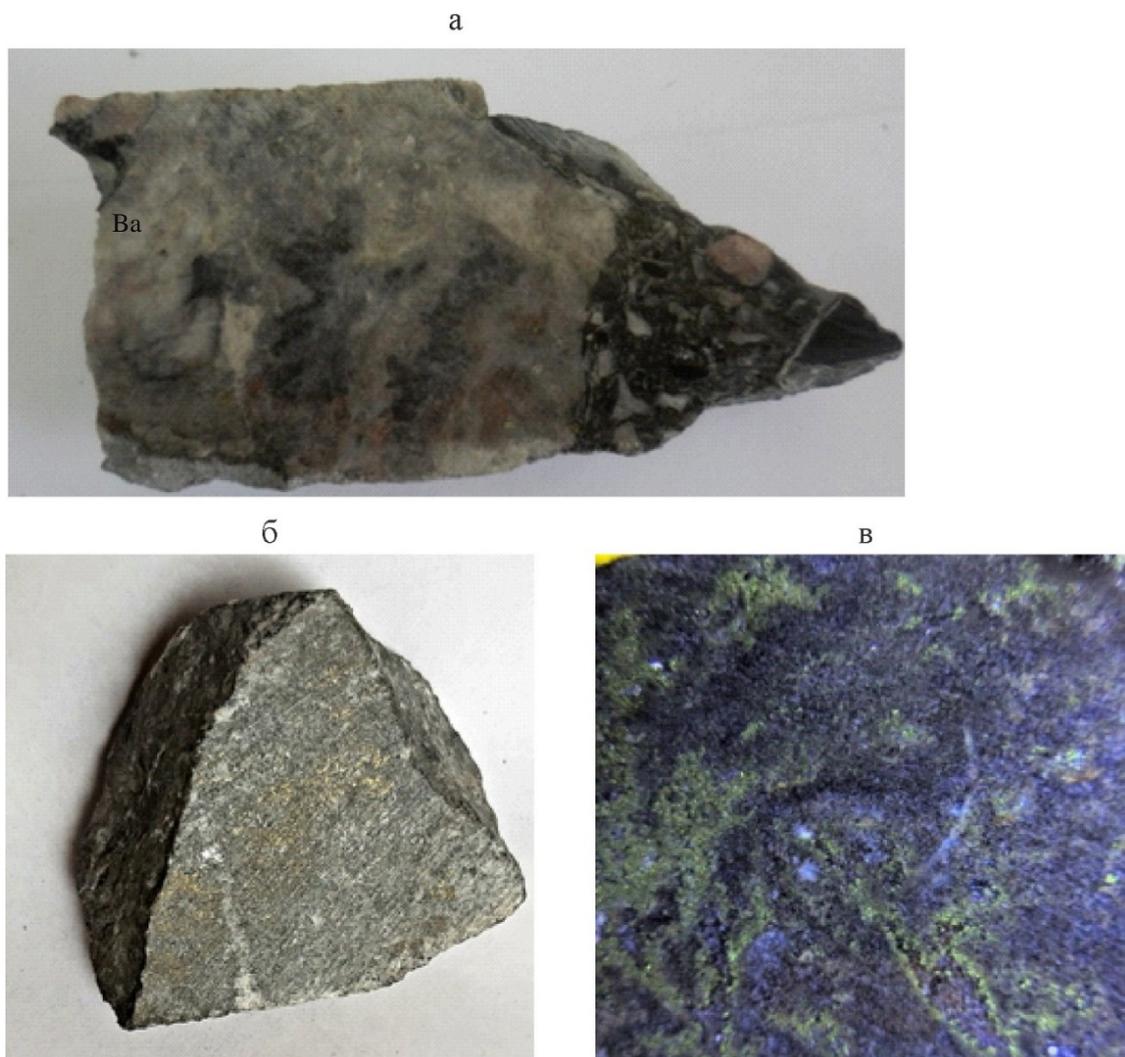


Рисунок 4.14— Стержневая зона, средняя часть холма

а — крупный обломок барита с сульфидами, в цементе также наблюдается много мелких обломков барита (штуф, натуральная величина); б — массивные барит-полиметаллические руды стержневой зоны сульфидного холма (штуф, натуральная величина); в — элементы концентрических форм в массивных сульфидах из стержневой зоны холма (штуфы, увеличение 3х)

При микроскопическом изучении руд в средней части рудного холма установлено развитие сульфидов блеклорудно-галенит-пирит-халькопирит-сфалеритовой ассоциации.

В массивных рудах были установлены элементы концентрических форм. В центральных зонах обычно отмечается значительное преобладание сфалерита и галенита. Халькопирит концентрируется в виде тонкой каймы вокруг этой зоны (Рисунок 4.15, а). Блеклая руда и галенит развиваются в интерстициях зерен халькопирита. Выделения халькопирита в этой зоне до 1 мм, галенита — 0,3 мм, блеклой руды — 0,1 мм. При этом, в некоторых случаях это массивные сульфиды, в других — сульфиды находятся в тесном прорастании с баритом или карбонатом (ближе к центру выделений). Далее, по направлению к периферии, содержание халькопирита значительно возрастает. С внешней стороны халькопиритовая зона контактирует с зоной концентрированных пиритовых скоплений размером до 2 см (Рисунок 4.15, б), часто сцементированных полиметаллами. Кроме того, в рудах выделяются участки, где густо вкрапленные и массивные сульфиды той же ассоциации как бы погружены в баритовую матрицу без проявления выраженной зональности.

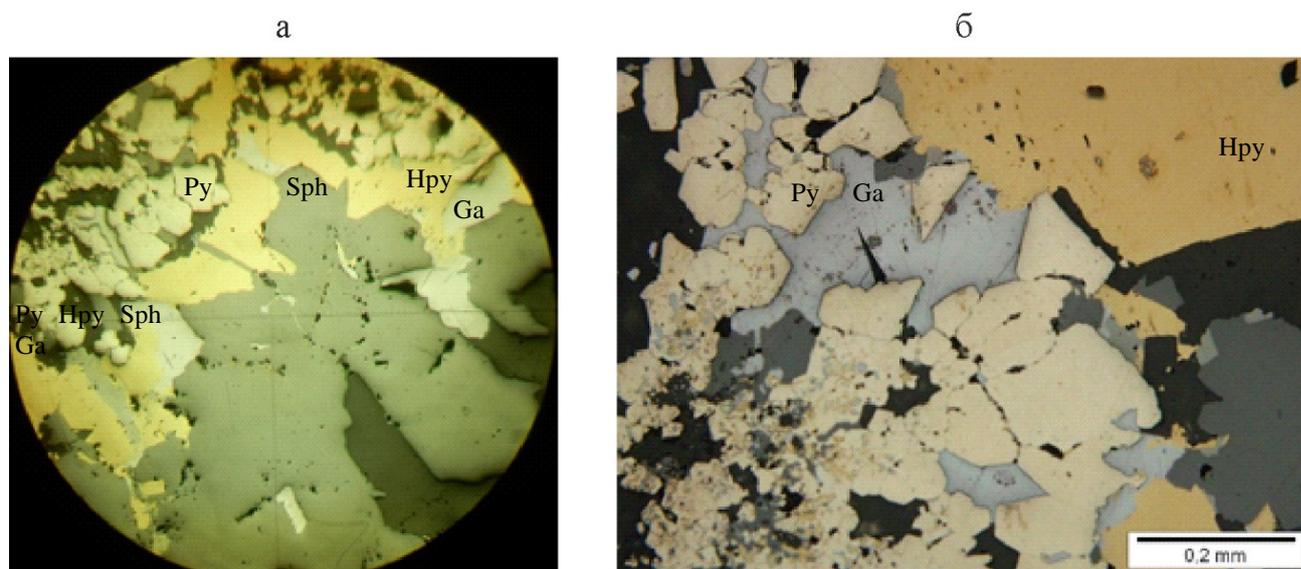


Рисунок 4.15 — Морфология выделений сульфидов блеклорудно-галенит-пирит-халькопирит-сфалеритовой ассоциации

а — халькопирит в виде тонкой каймы вокруг сфалерита (поле зрения 1 мм); б — контакт халькопиритовой и пиритовой зон отраженный свет

Подобные концентрические текстуры массивных руд в центральной части сульфидного холма могут указывать на пути поступления гидротермальных растворов и реконструироваться как подводные каналы («кондуиты») [Зайков, Мелекесцева, 2011].

Эти руды характеризуются повышенным содержанием серебра до 19 г/т и золота до 0,6 г/т (Таблица 4.5).

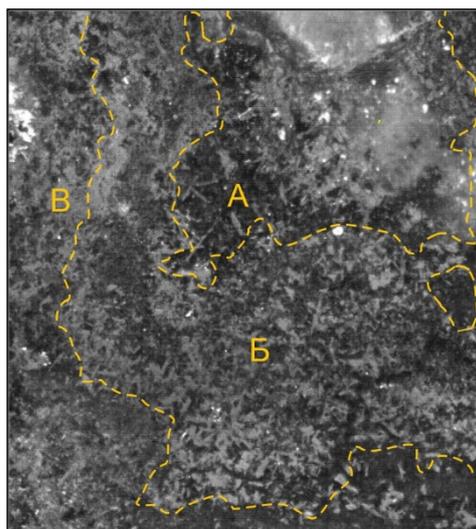
Таблица 4.5 — Содержание золота и серебра в рудах в пределах холма
и в прилегающих брекчиях

Место взятия пробы		Au, г/т	Ag, г/т	
Осевая часть холма	Кровля	0,055	4,1	
		Выступ на уровне кровли	0,88	20
		0,63	4,2	
		Среднее		
		0,76	12,1	
	Средняя часть		0,38	12
			0,44	18
			0,41	19
			0,51	17
			0,64	2,1
			Среднее	
		0,48	13,6	
	Подошва		0,17	5,5
			0,23	10
			0,13	1,6
			0,09	1,4
			0,08	0,31
		0,07	5	
		0,03	0,76	
		Среднее		
		0,11	3,51	
Периферические части холма		Средняя часть	–	4,2
	–		1,3	
	0,04		1,6	
	0,05		1,2	
	Среднее			
		0,045	2,1	
	Подошва		–	0,92
			0,03	1,8
			0,094	7,3
		Среднее		
		0,06	3,1	
Прилегающие брекчии		0,2	1,1	
		0,81	20	
	Среднее			
	0,5	10,5		

Выступ на фоне линии кровли сложен двумя типами руд: 1) *кварц-сульфидный цинково-колчеданный, барит-содержащий* (содержание пирита+марказита >50%) и 2) *кварц-сульфидный колчеданный* (содержание пирита >70%). В этих рудах также наблюдается повышенное содержание серебра до 20 г/т и золота до 0,8 г/т.

Кварц-сульфидные цинково-колчеданные, барит-содержащие руды массивные и характеризуются наличием выраженных субвертикальных полосчатых и трубчатых текстур и концентрически зональных форм. Ось зерна пересекает данные формы под углом 30°. Подобные особенности в строении осевых зон холмов наблюдались ранее другими исследователями для некоторых месторождений Южного Урала и реконструировались как положение

гидротермального канала, выходящего (палеотрубы «черных курильщиков») или не выходящего на поверхность [Зайков, 2006]. Зональное образование выступа кровли также было реконструировано как фрагмент довольно крупной сульфидной трубы диаметром около 60 см. В ее осевой части наблюдается ярко выраженная концентрическая зональность, осложненная более мелкими, также зональными элементами (Рисунок 4.16). Центральная часть имеет размер около 1 см и выполнена крупнокристаллическим баритом с небольшим количеством сульфидов, подобный же состав имеют и внутренние зоны ответвлений. В составе фрагмента были выделены зоны А, Б, В, (рис 4.16), Г.



Штуф, натуральная
величина

Рисунок 4.16 — Концентрически-зональные формы в рудах

Пунктиром показаны границы зон

Зона А имеет неоднородное строение и осложнена более мелкими подзонами.

Внутренняя область структуры, главным образом, выполнена ассоциацией барита, кварца, и сфалерита, в небольшом количестве присутствует марказит, в качестве второстепенных выделений — галенит, халькопирит и блеклая руда. Концентрация марказита неравномерно увеличивается по направлению к периферии вплоть до образования существенно марказитовой зоны.

Сфалерит во внутренней подзоне имеет характерный облик и присутствует в виде «лейст» размером 0,3–0,5 мм, рассеянных в барите с элементами закономерного расположения. Вдоль двойниковых швов в сфалерите наблюдаются многочисленные «штрихи» марказита, которые придают сфалериту характерный облик. Выделения галенита, халькопирита и блеклой руды встречаются как включения в сфалерите, а в участках их концентрации в виде выделений размером до 0,5–0,8 мм на контакте с баритом. Галенит и барит корродируют сфалерит и марказит.

Внешняя подзона На периферии зона А сложена галенит-сфалерит-марказитовыми сростаниями с небольшим количеством халькопирита (Рисунок 4.17, а).

В тесном прорастании со сфалеритом находятся галенит и халькопирит, образующие выделения размером 0,08–0,4 мм. Иногда сфалерит содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита. В подчиненном количестве наблюдается блеклая руда, которая образует довольно крупные выделения размером до 0,3 мм. Блеклая руда, халькопирит и галенит развиваются в интерстициях сфалерита и марказита. В переходной от центра к периферии зоне концентрация сфалерита сокращается, а таблитчатого марказита неравномерно увеличивается.

В распределении концентрации и морфологии сульфидов наблюдается асимметрия, когда в некоторых участках описанные подзоны могут быть редуцированы.

Зона Б — в этой зоне преобладают марказит, сфалерит, кварц, также встречается пирит. Для марказита характерна форма вытянутых табличек (Рисунок 4.17, б). При этом, размер выделений марказита гораздо меньше, чем во внутренней зоне. Сфалерит встречается в виде скопления изометричных зерен. Для него характерно присутствие эмульсионной халькопиритовой вкрапленности. Пирит наблюдается на периферии этой зоны в виде мелких глобулярных выделений и скоплений. Реликты глобулярной структуры обнаружены и в самом кварце. В целом в пределах этой зоны возрастает количество кварца, нет халькопирита и блёклой руды.

Зона В — Эта зона отличается присутствием почковидных сульфидов сфалерит-галенит-пиритового состава. Распределение сульфидов в этой зоне неравномерное. Для зоны В характерно присутствие глобулярных и почковидных выделений сложного состава в ассоциации с кварцем. Встречаются как единичные почки и глобулы, так их скопления. При этом выделяются пиритовые, галенит-пиритовые и сфалерит-галенит-пиритовые образования концентрически-зональной структуры (Рисунок 4.17, в). Также для этой зоны характерны скопления мельниковит-пирита. Участками в зоне В на фоне глобулярного пирита и мельниковит-пирита, развиваются сфалерит и галенит.

Зона Г — описанные выше сложно-зональные образования по периферии переходят в скопления аллотриоморфного пирита с небольшим количеством других сульфидов и представлены *кварц-сульфидными, колчеданными рудами* (содержание пирита >70%). В скоплениях пирита наблюдаются биоморфные образования, которые обрастают колломорфным пиритом.

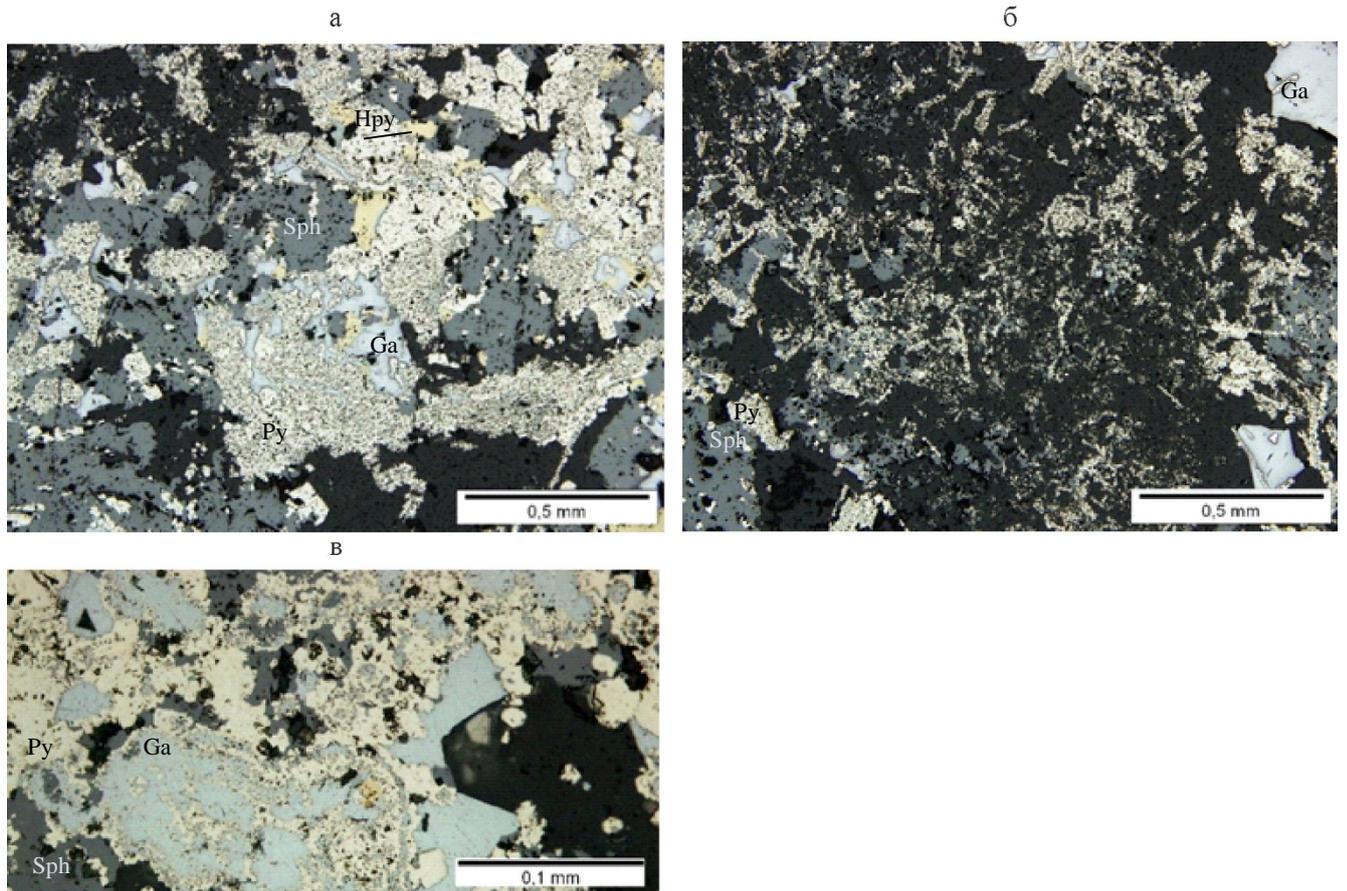
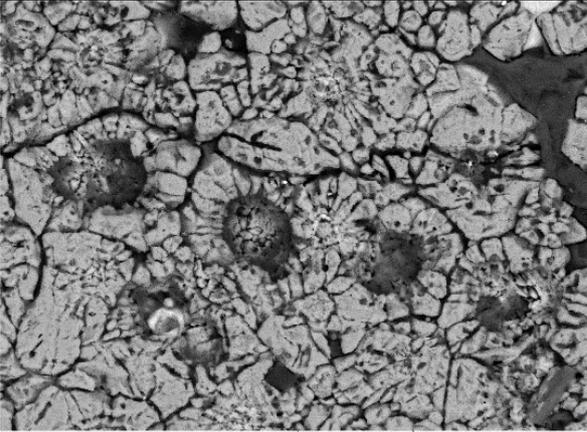
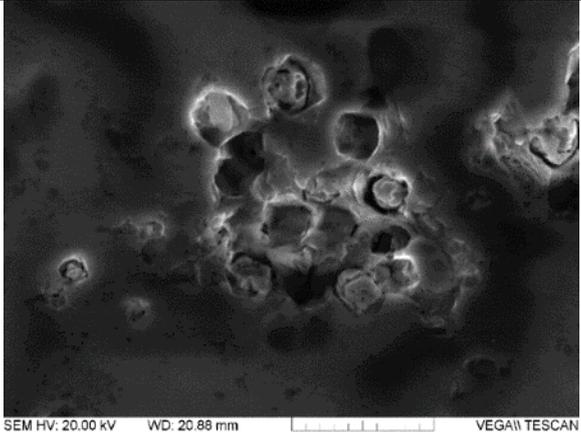
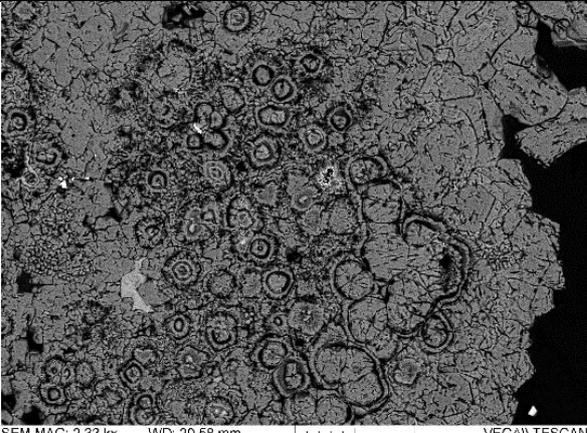
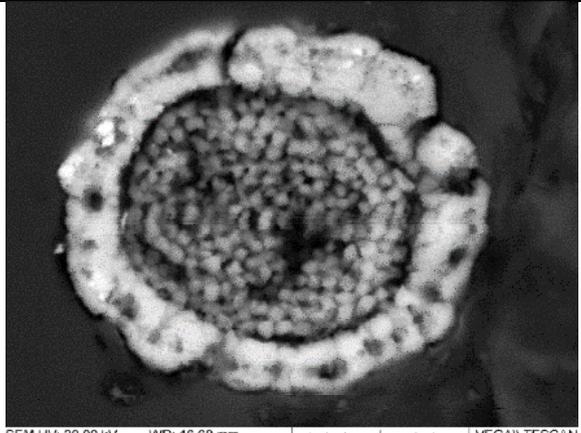
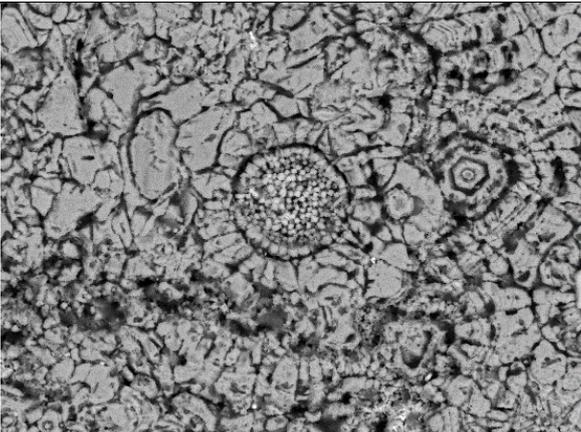


Рисунок 4.17 — Сульфиды, характерные для каждого из участков структуры

а — **зона А**, галенит-халькопирит-сфалерит-марказитовые сростания с примесью блёклой руды; б — **зона Б**, табличчатая морфология марказита (белый); в — **зона В**, галенит-пиритовые и сфалерит-галенит-пиритовые концентрически-зональные почковидные образования

Биоморфные образования представлены чаще всего сферическими бактериями или колониями бактерий (Рисунок 4.18, а–е). Размер единичных разностей 1–3 мкм, размер колоний 15–80 мкм, но в большинстве случаев около 20 мкм. Выделяются колонии изометричной и неправильной формы. При этом, единичные разности и колонии в той или иной степени раскристаллизованы и по внешним границам приобретают кристаллографические очертания. Абсолютно сферические разности редки, тем не менее они были обнаружены, после изучения под электронным микроскопом образцов, протравленных концентрированной азотной кислотой. Также в пределах колоний часто наблюдается фрамбоидальный пирит. В единичном случае была описана нитчатая разность. Кроме бактериальных образований в данных скоплениях были обнаружены и другие более крупные биоморфные образования неясного систематического положения, также пиритизированные (Рисунок 4.18, ж–з). Данные образования имеют большое сходство с сульфидизированной мелкой трубчатой фауной, приведенной Georgieva M.N. для современных гидротермальных обстановок [Georgieva et al, 2021]. Однако, размер установленной фауны для месторождения Западно-Захаровское гораздо меньше и составляет 0,2-0,4 мм.

<p style="text-align: center;">а</p>  <p>SEM MAG: 5.55 kx WD: 20.55 mm SM: RESOLUTION Det: BSE Detector 20 µm VEGA\\ TESCAN</p>	<p style="text-align: center;">б</p>  <p>SEM HV: 20.00 kV WD: 20.88 mm SEM MAG: 7.12 kx Det: SE Detector 20 µm VEGA\\ TESCAN</p>
<p style="text-align: center;">в</p>  <p>SEM MAG: 2.33 kx WD: 20.58 mm SM: RESOLUTION Det: BSE Detector 50 µm VEGA\\ TESCAN</p>	<p style="text-align: center;">г</p>  <p>SEM HV: 20.00 kV WD: 18.88 mm SEM MAG: 35.50 kx Det: BSE Detector 5 µm VEGA\\ TESCAN</p>
<p style="text-align: center;">д</p>  <p>SEM HV: 20.00 kV WD: 20.91 mm SEM MAG: 4.24 kx Det: SE Detector 20 µm VEGA\\ TESCAN</p>	<p style="text-align: center;">е</p>  <p>SEM MAG: 5.55 kx WD: 20.55 mm SM: RESOLUTION Det: BSE Detector 20 µm VEGA\\ TESCAN</p>
<p style="text-align: center;">ж</p>	<p style="text-align: center;">з</p>

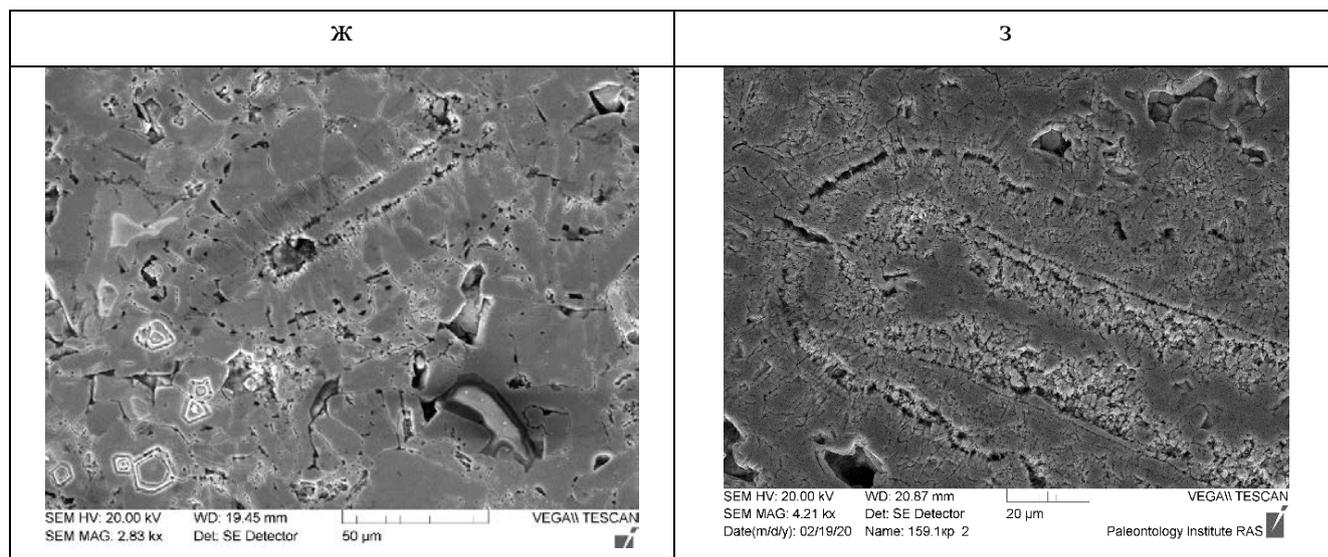


Рисунок 4.18 — Пиритизированные биоморфные скопления

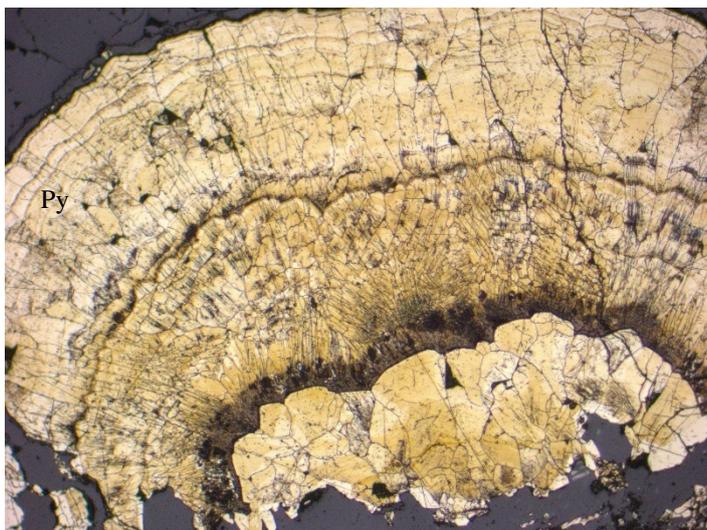
а–в — колонии пиритизированных сферических бактерий; г — фрамбоидальный пирит, который развивался внутри трубчатой фауны неясного систематического положения; д — участок бактериальной колонии, где колломорфный пирит, окружающий колонии бактерий перекристаллизован; е — фрамбоидальный пирит заполняет трубчатую оболочку биогенной фауны; ж–з — сульфидизированная фауна трубчатого облика, неясного систематического положения, локализованная среди бактериальных колоний и колломорфного пирита

Кроме того, обнаружена очень маленькая трубчатая оболочка, диаметром всего 15мкм, полость которой заполнена фрамбоидальным пиритом (Рисунок 4.18, г).

Таким образом, на периферии концентрически-зональных образований верхней части холма обнаружены пиритизированные биоморфные скопления бактериальной природы и трубчатые оболочки биогенной фауны.

В пределах стержневой части сульфидного холма устанавливается проявление зональной текстуры, в осевой части которого развиты следующие зоны: А — марказит-сфалерит-кварц-баритовая; Б — пирротин-халькопирит-галенит-сфалерит-марказитовая; В — кварц-галенит-сфалерит-пиритовая; Г — пирит-марказит-галенит-сфалеритовая. Краевые части сложены скоплениями колломорфного пирита с включениями биоморфных образований

Кроме того, **в кровле** «сульфидного холма» развиты *колчеданные руды* (содержание пирита ≥ 70). Эти руды также в основном представлены колломорфными разностями. Колломорфное строение этих руд было выявлено при травлении концентрированной азотной кислотой (Рисунок 4.19). В некоторых случаях встречаются обломки сульфидных сростаний галенит-сфалерит-халькопиритового состава, которые обрастают колломорфными пиритовыми массами.



Протравлено
концентрированной
азотной кислотой

Рисунок 4.19 — Скопления колломорфного пирита

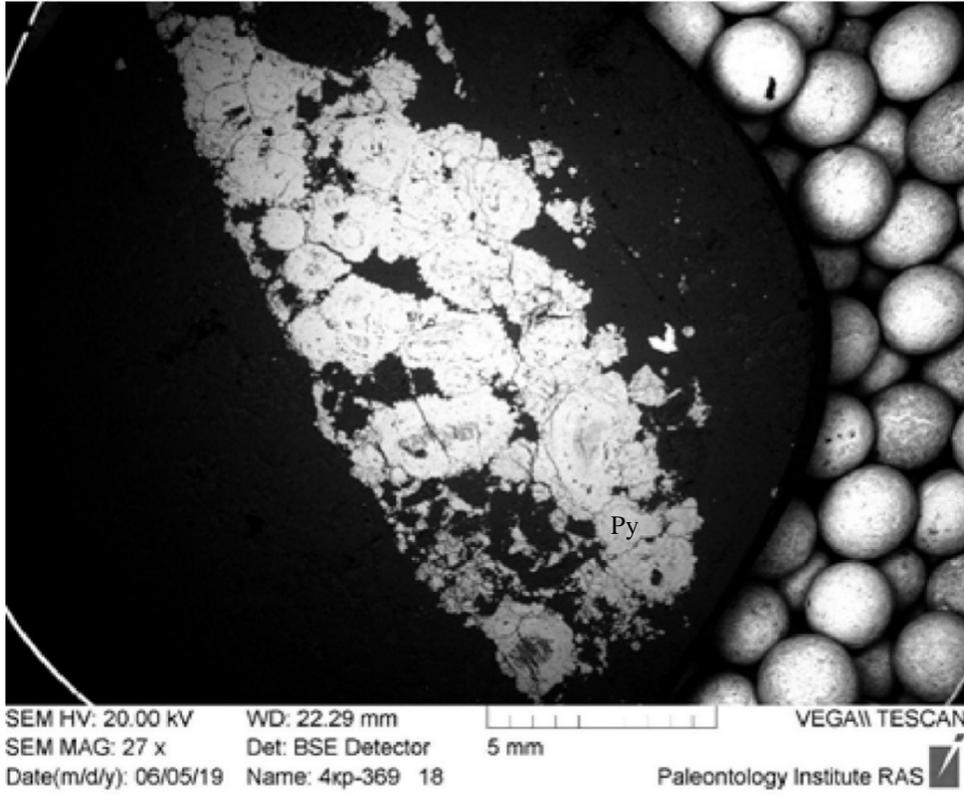
2. Периферическая часть «сульфидного холма»

В кровле периферической части «сульфидного холма» *колчеданные руды* (содержание пирита ≥ 70) в целом также присутствуют, однако в ряде случаев редуцированы. Кроме того, в виде реликтовых слойков в подрудных метасоматитах были обнаружены пиритовые биоморфные образования, представляющие собой постройки онколитов (Рисунок 4.20). Данные слойки имеют мощность до 5 мм и сложены обломками пиритизированных биоморфных образований типа микроонколитов (водоросли), обломки корродированы и частично замещены нерудными минералами. В микроонколитах сохраняются реликты частично минерализованных нитей.

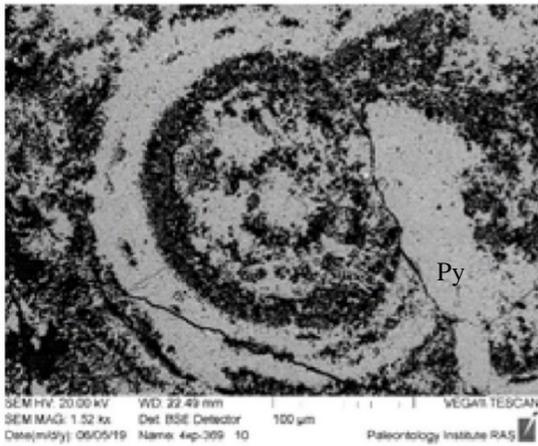
Средняя часть

На периферии сульфидного холма в средней его части чаще всего развита мелкообломочная сульфидная брекчия с размером обломков 0,8–2 см (Рисунок 4.21). Обломки имеют выраженные угловатые очертания. Локально развиты мелкообломочные брекчии сфалеритового состава. Кроме брекчиевых руд здесь также представлены полосчатые, реже массивные руды.

a



б



в

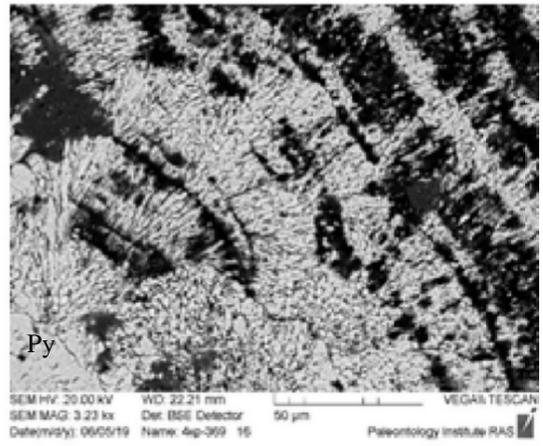


Рисунок 4.20— Сульфидизированный онколит

а — слоек с онколитами в измененных породах; б —общий вид элемента онколита; в — фрагменты частично минерализованных нитей

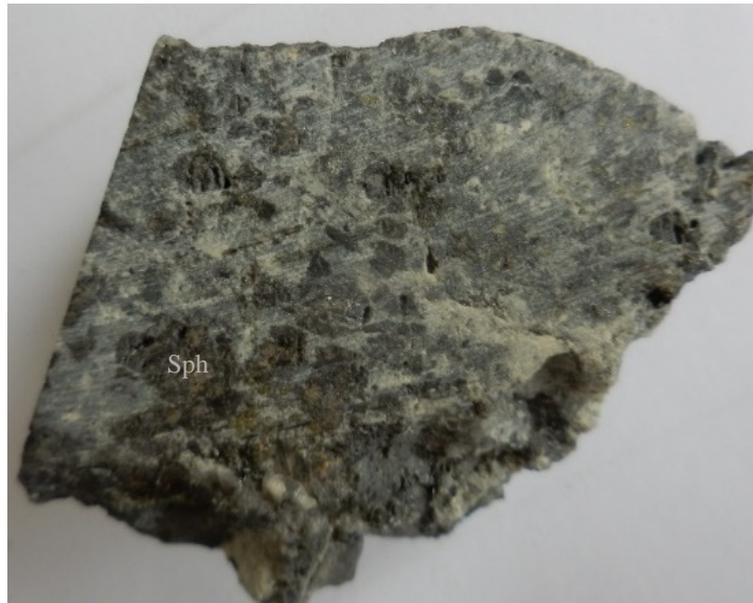
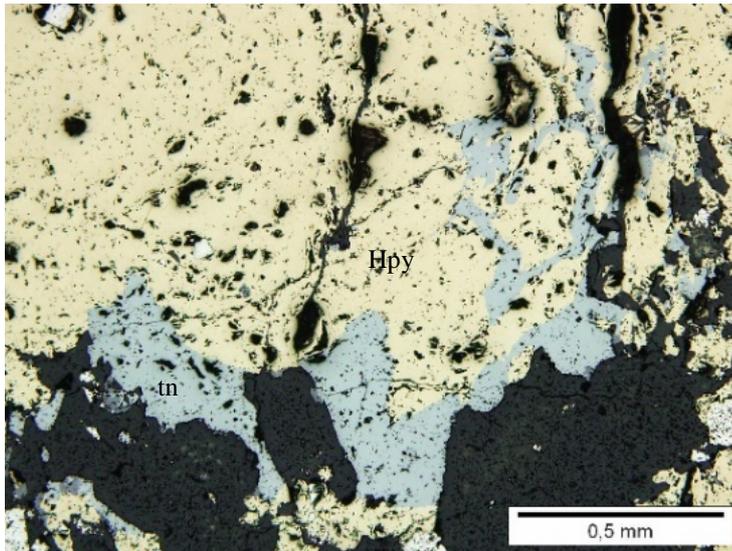


Рисунок 4.21 — Сульфидная мелкообломочная брекчия (сульфиды представлены сфалеритом)

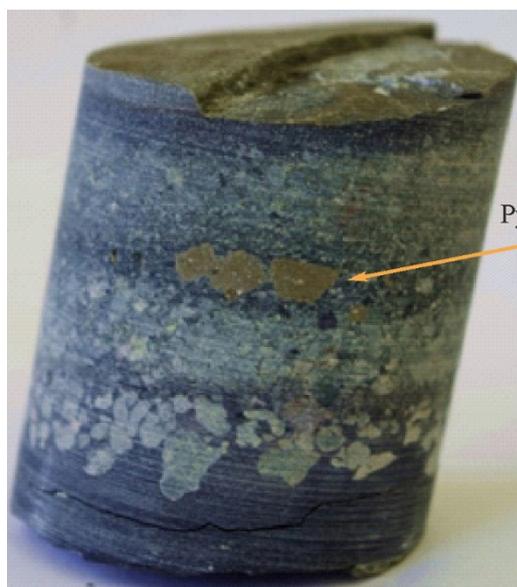
При микроскопическом изучении установлено, что для руд средней зоны («сульфидного холма») в периферической части количество пирита несколько сокращается. Распределение сульфидов неравномерное, как правило, преобладает сфалерит, хотя в некоторых участках наблюдаются повышенные концентрации халькопирита, постоянно присутствует галенит, блеклая руда наблюдается эпизодически. Сфалерит встречается в виде зерен размером 1–5 мм. После диагностического травления выявляется крупнозернистое двойниковое строение сфалерита, с размером зерен от 0,3 до первых миллиметров. Пирит представлен гипидиоморфными зернами и агрегатами аллотриоморфной структуры. По краю крупных зерен наблюдается кайма переотложенного пирита второй генерации. Галенит, как правило, находится в сростании с халькопиритом, образуя выделения до нескольких миллиметров. Блеклая руда находится в халькопирите в качестве включений, иногда образуя каймы вдоль границ выделений (Рисунок 4.22). Корреляция повышенного содержания серебра и сурьмы с участками развития блеклых руд свидетельствует о том, что они представлены фрейбергитом.



Голубовато-серый —
 блеклая руда, желтый
 — халькопирит.
 Отраженный свет

Рисунок 4.22 — Морфология выделений блеклой руды в халькопирите

В вышележащих толщах по отношению к «сульфидному холму» в целом наблюдаются многочисленные рудокласты, а над периферической частью «сульфидного холма» с юго-востока в перекрывающих слоистых толщах также и градационная слоистость (Рисунок 4.23).



Рудокласт

Штуф, увеличение 1,2х

Рисунок 4.23 — Градационная слоистость с рудокластами

Градационно слоистые горизонты вмещающих пород примыкают непосредственно к «сульфидному холму», что вместе с рудокластами в их пределах свидетельствует об опережающем росте сульфидного тела по отношению к вмещающим осадкам [Зайков, 2006].

К северо-западной периферии «сульфидного холма» примыкает линзовидное рудное тело брекчиевой текстуры. Руды барит-полиметаллические, с большим количеством карбоната в цементе брекчированных разностей (содержание пирита $\leq 50\%$). Среди обломков значительно преобладают сульфидные разности, встречаются также баритовые обломки. Сульфидные обломки имеют размеры от нескольких миллиметров до 2–3 см, сцементированных преимущественно карбонатной массой с примесью тонкого сульфидного материала (Рисунок 4.24, а).

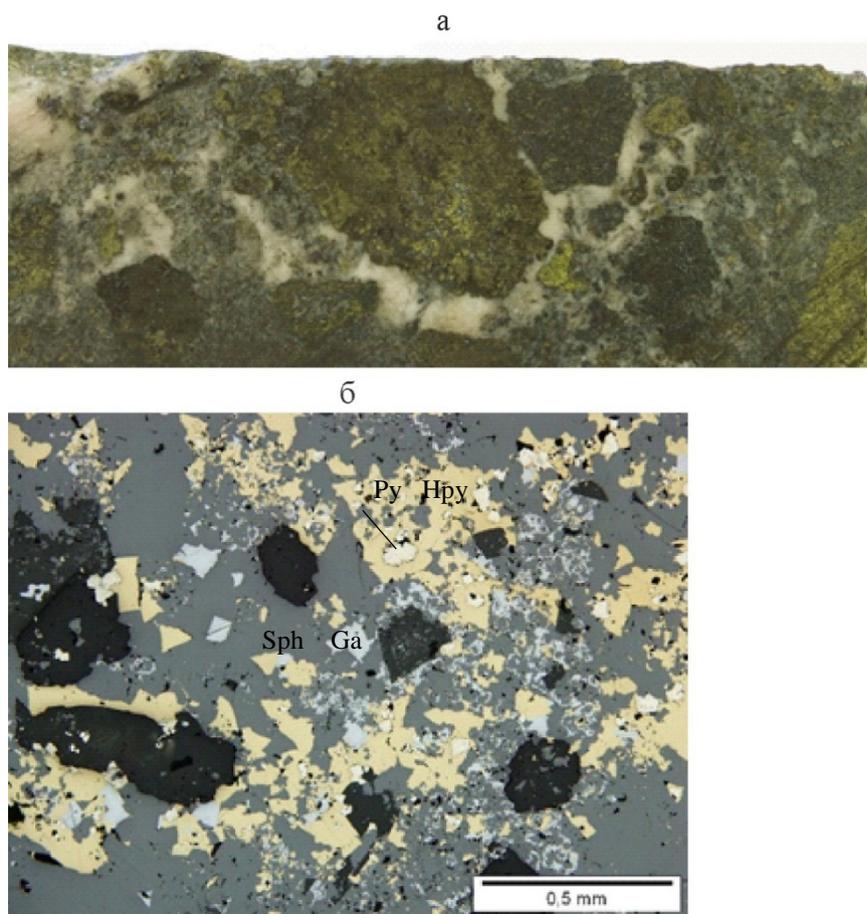


Рисунок 4.24 — Брекчиевые руды

а — брекчиевые руды с барит-сульфидными обломками и карбонатным цементом; б — морфология выделений сульфидов в обломке рудной брекчии: белый — пирит, серый — сфалерит, светло-голубой — галенит, желтый — халькопирит

В обломках брекчии развиты минералы блеклорудно-галенит-пирит-халькопирит-сфалеритовой ассоциации, характерной для средней части «сульфидного холма». Рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, халькопиритом, блеклой рудой, пиритом. Сфалерит и халькопирит преобладают, находясь в тесном прорастании и образуя сплошные выделения (Рисунок 4.24, б). Галенит развивается вместе с ними, но в подчиненном количестве. Изредка в галените встречаются мелкие выделения блеклой руды. Пирит находится в пределах

выделений в качестве включений аллотриоморфных, гипидиоморфных и почковидных зерен. Карбонат растаскивает и корродирует сульфиды.

Зона подводящего канала маркируется подрудными гидротермально-метасоматическими изменениями пород в виде кварц-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых, карбонат-кварцевых (до кварцитов) метасоматитов с переменным количеством эпидота, расположенными ниже сульфидного холма и развитием прожилково-вкрапленной и гнездово-вкрапленной минерализации (Рисунок 4.25), представленной ассоциациями блеклорудно-галенит-сфалерит-халькопиритовой и галенит-пирит-сфалерит-халькопиритовой, в которых также присутствуют кварц и барит в переменном количестве.

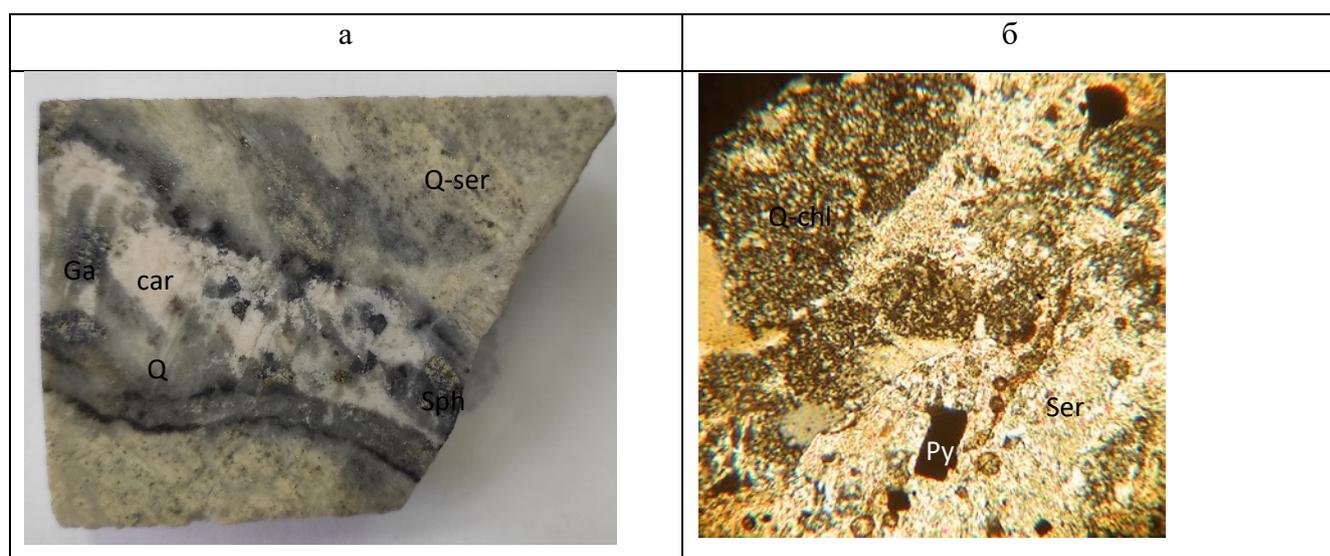


Рисунок 4.25 — Рудная минерализация в метасоматитах
 а- в кварц-серицитовых, натуральная величина, штупф
 б-серицит-кварц-хлоритовых, шлиф

Согласно модели, предложенной Богдановым Ю.А., Лисициным А.П., Сагалевичем А.М. и др. (2006) для некоторых современных построек, многие «сульфидные холмы» имеют двухъярусное строение. Нижний ярус представляет собой раздробленный цоколь, среди обломков в котором присутствуют массивные руды и фрагменты гидротермальных труб. На этом цоколе, в качестве второго яруса, располагаются действующие или не активные трубы «курильщиков». Формирование раздробленного цоколя связывают с так называемым «гидротермальным взрывом», который происходит в результате закупорки ранее существующих подводящих каналов [Богданов и др., 2006]. Далее формируются новые подводящие каналы, а на разрушенной постройке надстраиваются новые трубы.

Именно такая ситуация, по мнению автора, присутствует на месторождении Западно-Захаровское. Об этом свидетельствует развитие брекчий того же состава, что нижний ярус холма во впадине, примыкающей к периферии (с северо-запада), а также в виде небольших прослоев,

состоящих из спрессованных обломков того же состава во впадине на некотором удалении от «сульфидного холма». Отсутствие сульфидов верхнего яруса в брекчиях, что вместе со слабо нарушенным их залеганием может свидетельствовать о их быстром захоронении в дальнейшем. Следует отметить, что среди обломков в брекчии, прилегающей к «сульфидному холму» также не обнаружены сульфиды ассоциации, слагающие зональные образования кровли «сульфидного холма». Это может свидетельствовать о частичном разрушении гидротермальной постройки еще во время ее активности и формирование новой на частично разрушенном основании, что характерно для многих современных построек [Богданов и др., 2006]. Реконструкция формирования «сульфидного холма» на месторождении Западно-Захаровское представлена на рисунке (Рисунок 4.26).

В строении «сульфидного холма» месторождения Западно-Захаровское установлено большинство из вышеперечисленных признаков того, что «сульфидный холм» является захороненной придонной палеопостройкой. А именно, как было отмечено выше, сочетание холмообразной морфологии залежи с развитием подрудных метасоматитов в форме обратной воронки, преимущественно кварц-серицитового состава, наличие рудокластов в вышележащих толщах на флангах и кровле залежи, сочетание брекчиевых, массивных и трубчатых текстур, наличие сульфидизированных остатков фауны, фрагментов труб «курильщиков», присутствие колломорфных руд в кровле залежи, а также брекчиевых руд того же состава в прилегающей к холму впадине.

По степени разрушенности, данную постройку можно отнести к слабо разрушенным. Об этом свидетельствуют соотношение длины холма и его высоты на месторождении Западно-Захаровское. О хорошей сохранности первичной гидротермальной постройки также обычно свидетельствует [Масленников, 2007] наличие хорошо сохранившихся реликтов труб «курильщиков», широкое развитие гидротермально-осадочных руд на месторождении, в том числе колломорфных пиритовых корок в кровле холма, присутствие массивных гидротермальных руд в пределах холма, наличие сохранившихся биоморфных образований. Описанный холм отвечает всем указанным критериям.

Для «сульфидного холма» месторождения Западно-Захаровское установлено зональное строение, выраженное в смене медно-цинково-колчеданных руд (в подошве) к цинково-колчеданным и колчеданным рудам (в кровле). Подобная зональность является характерной для многих колчеданных месторождений [Баранов, 1987]. Руды подошвы характеризуются присутствием единичных выделений фрамбоидального пирита и редких обломков

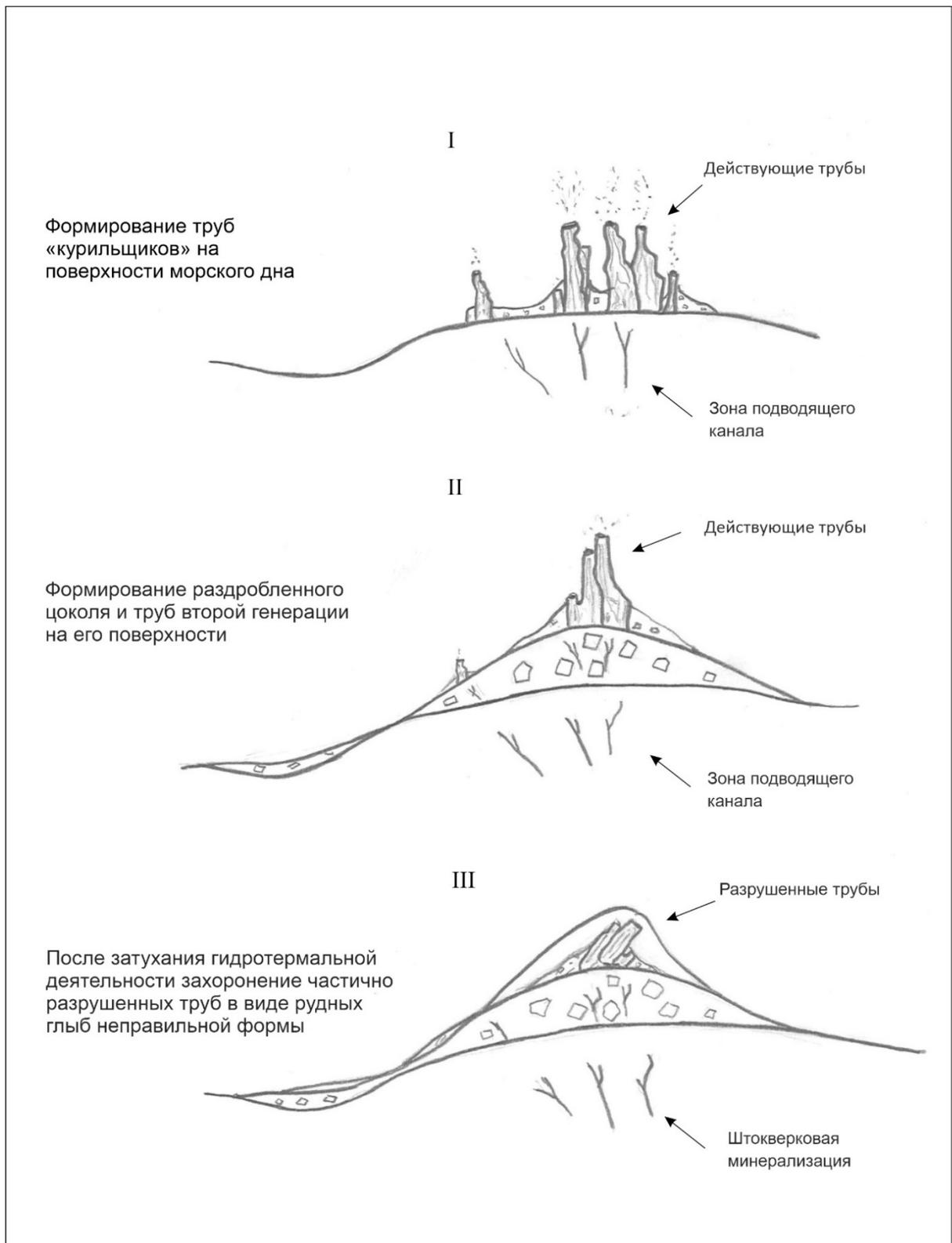


Рисунок 4.26 — Реконструкция этапов образования сульфидного холма

I — развитие ранних труб «курильщика» непосредственно на поверхности морского дна; характерен прогрев морского дна, накопление тонкого кластического сульфидного материала и в подчиненном количестве среднеобломочного за счет частичного обрушения построек; II — формирование двухъярусной постройки за счет разрушения ранних труб при гидротермальном взрыве и, формировании на образовавшемся цоколе новых труб; III — частичное обрушение и захоронение постройки

сульфидизированной фауны, а руды кровли кроме присутствия биоморфных форм характеризуются развитием колломорфного пирита, при резком увеличении количества фоссилизированных биоморфных образований.

Средняя, наиболее мощная часть холма представлена массивными и брекчиевыми рудами. При этом размер обломков брекчий уменьшается от стержневой части к периферии. В пределах этих руд найдены обломки труб «курильщика». В стержневой части холм имеет двухъярусное строение, выражающееся в выступе на фоне линии кровли. Руды здесь характеризуются ярко выраженной зональностью, наличием многочисленных микробиальных образований во внешней зоне. Руды стержневой части характеризуются повышенным содержанием золота и серебра. При этом также присутствует тенденция к увеличению содержаний от подошвы к выступу на уровне кровли. Наибольшие содержания характерны для руд с элементами концентрически зональных текстур (серебро — 17 и более г/т, золото — 0,6–0,8 г/т).

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о наличии «сульфидных холмов» в пределах колчеданно-полиметаллических месторождений Змеиногорского и Рубцовского районов Рудного Алтая.

Картирование «сульфидных холмов» в этом районе может быть использовано как свидетельство перспективности участков. Выявленные текстурно-структурные особенности руд в пределах холмов и их взаимное расположение могут быть использованы как поисковые признаки. В частности, сочетание больших масс сульфидных биоморфных образований с колломорфным пиритом в кровле «сульфидного холма» может быть использовано на Рудном Алтае, как поисковый признак на наличие массивных руд на глубине. Всё это совместно с установленной минералого-геохимической зональностью (на примере месторождения Петровское) являются надёжными поисковыми критериями при прогнозе и поисках месторождений.

Таким образом, анализ материалов показал наличие древней гидротермальной постройки («палеокурильщика»), продуктом разрушения которой является «сульфидный холм» [Кузнецова, 2019].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В итоге проведенных исследований автором получены следующие результаты.

Подтверждено присутствие руд гидротермально-осадочного происхождения на колчеданно-полиметаллических месторождениях Змеиногорского и Рубцовского районов Рудного Алтая. Прослежена эволюция структур сингенетических сульфидов в процессе их метаморфизма и обоснованы критерии, по которым гидротермально-осадочные руды могут быть опознаны в сильно метаморфизованных месторождениях.

На изученных месторождениях выявлены сульфидные холмы, по своим признакам отвечающие разрушенным гидротермальным постройкам, а в пределах холмов — фрагменты сульфидных труб «курильщиков», что в комплексе свидетельствует об образовании месторождений в условиях, соответствующих обстановкам современного колчеданообразования. Для выявленных палеотруб характерен изменчивый состав стенок, которые сложены пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом в различных соотношениях. Каналы заполнены баритом в ассоциации с пиритом, сфалеритом и галенитом или кварцем в ассоциации с сульфидами цветных металлов.

На примере Западно-Захаровского месторождения установлены основные закономерности строения сульфидных холмов. Их основной объем сложен массивными и брекчиевыми рудами, в которых понижена серноколчеданная составляющая. Фрагменты труб «курильщиков» сохраняются в средней и верхней частях холма. Руды кровли характеризуются развитием колломорфного пирита в ассоциации с оруденелыми бактериями и фоссилизированной фауной. В составе сульфидов цветных металлов в нижней части холма преобладает халькопирит, в средней — сфалерит, в верхней — галенит.

Полученные результаты являются основанием для использования при поисковых работах литолого-фациальных критериев в качестве основных. Выявление образований, по минералогическим признакам отвечающих кровле сульфидного холма, позволяет прогнозировать наличие рудных тел ниже по разрезу, а также пластовых и линзовидных рудных тел, прилегающих к холму по латерали.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Авдонин В.В. Реликты черных курильщиков в рудах гидротермальных месторождений // Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. –Екатеринбург: УрО АН СССР, 1996. С. 148-152
2. Авдонин В.В., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е. Гидротермальные постройки и продукты их разрушения на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая // Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданоносных районах. –Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 126-137
3. Авдонин В.В., Сергеева Н.Е. Реликты придонной фауны в рудах колчеданных месторождений / Отечественная геология, 2021. № 3-4. С. 11-17.
4. Астафьева М.М., Розанов А.Ю., Хувер Р. Фрамбоиды: их структура и происхождение // Палеонтологический журнал, 2005, № 5. С. 1-7.
5. Баранов Э.Н. Эндогенные неохимические ореолы колчеданных месторождений. – М. Наука, 1987. 296 с.
6. Беклемишев В.Н. Основы сравнительной анатомии беспозвоночных. Т.2. –М.: Наука, 1964. 450 с.
7. Богданов Ю.А., Лисицин А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. –М.: Наука, 2006. 527 с.
8. Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Габлина И.Ф., Богданов Ю.А., Старостин В.И., Фардуст Ф. Зональные трубки черных курильщиков из гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет 36° 14' с.ш.) / Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. Из-во МГУ, № 3, 2004. С. 35-48.
9. Бородаевская М.Б., Волчков А.Г., Горжевский Д.И., Ручкин Г.В. Ширай Е.П., Золотник-Хоткевич А.Г., Требухин В.С., Конкин В.Д., Кудрявцева Н.Г., Кузнецов В.В., Кузнецова Т.П., Курбанов Н.К., Ревякин П.С. и др. Ред. М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, Г.В. Ручкин Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд. – М.: ЦНИГРИ, 1992. 224 с.
10. Бортников Н.С., Добровольская М.Г., Ставрова О.О., Раздолина Н.В., Сагалевич А.М. // Минеральные ассоциации в сульфидных постройках гидротермального поля Брокен Спур / Роль минералогии в познании процессов рудообразования. –М.: ИГЕМ РАН, 2007.
11. Бортников Н.С., Федоров Д.Т., Муравьев К.Г. Минеральный состав и условия образования сульфидных построек бассейна Лау (юго-западная часть Тихого океана). Геология рудных месторождений, 1993. Т. 35. №6. С. 528–543.

12. Вейц Б.И., Покровская, И.В. Болгов. Г.П. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. –Алма-Ата: Акад. наук Каз. ССР, 1957. 3 том. Т. 1: Элементы, сульфиды, сульфосоли, 1957. 344 с.
13. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. –М.: Научный мир, 2004. 344 с.
14. Гаськов, И. В. Колчеданно-полиметаллические месторождения северо-западной части Рудного Алтая: условия образования и закономерности размещения. Автореферат дис... д-ра геол.-минерал. наук: 25.00.11 / Объединенный ин-т геологии, геофизики и минералогии им. А.А. Трофимука СО РАН. –Новосибирск, 2002. 46 с.
15. Дербиков И.В. О тектонических и палеогеологических условиях полиметаллического рудообразования в Рудном Алтае. Труды СНИИГГиМ-Са, 1962. Вып. 25. Киев, 1966.
16. Дергачев, А. Л. Эволюция вулканогенного колчеданообразования в истории Земли. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. –М., 2010. 60 с.
17. Дергачев А.Л., Еремин Н.И. Вулканогенное колчеданно-полиметаллическое и эксгальационно-осадочное свинцово-цинковое оруденение в истории Земли // ДАН, 2008. Т. 423. №1. С. 89–91.
18. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. – М.: Недра, 1969, 432 стр.
19. Еремин Н.И., Дергачев А.Л. Позднякова Н.В., Сергеева Нат. Е. Крупные и особо крупные колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Геология рудных месторождений. Т. 46. 2004. №2. С. 107–127.
20. Добровольская М.Г., Шадлун Т.Н. Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд. –М.: Наука, 1974.
21. Добровольская М.Г., Бортников Н.С., Ставрова О.О., Раздолина Н.В., Якушев А.И. Минералогия и химический состав сульфидных образований в гидротермальном поле ВТП-90 с.ш. Научная конференция, посвященная 100-летию Ф.В.Чухрова.
22. Добровольская М.Г., Бортников Н.С., Ставрова О.О., Раздолина Н.В. Сульфидообразование в гидротермальных полях Брокен Спур и ВТП-9° с.ш. // Вестник РУДН, 2008, № 1. С. 47-51.
23. Дымков Ю.М., Павлов Е.Г., Дымкова Г.А. Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений / Под ред. д-ра г.-мин. наук Петрова Р.П. –М.: Атомиздат, 1977.
24. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири). Изд. 2-е, доп. –М.: Наука, 2006.

25. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. Минералы золота и серебра в рудных фациях золото–колчеданно-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района, Южный Урал // Литосфера, 2011, №6 с.71-90.
26. Ковалев К.Р., Гаськов И.В., Перцева А.П. Изотопный состав серы колчеданно-полиметаллических руд месторождений азиатской части России // Геология рудных месторождений, 2000. Т. 42, № 2. С. 83-112.
27. Кривцов А.И., Минина О.В., Волчков А.Г., Абрамова Е.Е., Гричук Д.В., Ельянова Е.А. Месторождения колчеданного семейства / Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. Под ред. Кривцова А.И. –М.: ЦНИГРИ, 2002. 282 с.
28. Кудрявцева Н.Г. Геодинамические обстановки формирования месторождений цветных и благородных металлов Большого Алтая / Кудрявцева Н.Г., Кузнецов В.В. // –Almaty, 2012. С. 38–44.
29. Кузнецов В.В. Геолого-генетические основы прогноза и поисков полиметаллических месторождений Сибири // Тез. докл. научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов, алмазов — состояние и перспективы», 19–20 апреля 2016 г. –М., 2016. С. 39–40.
30. Кузнецов В.В. Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая / Кудрявцева Н.Г., Серавина Т.В., Мурзин О.В., Корчагина Д.А., Кузнецова С.В. –М.: ЦНИГРИ, 2019, 205 с.
31. Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Серавина Т.В. Металлогения и обстановки локализации колчеданно-полиметаллических месторождений в Российской части Рудного Алтая / Материалы научно-практической конференции «Геология, геофизика и минеральное сырьё Сибири». 29–31 января 2014 г. –Новосибирск, СНИИГГиМС. 2014. Т. 1. С. 83–87.
32. Кузнецова С.В. Сульфидные почки полиметаллических месторождений Рудного Алтая и особенности их внутреннего строения. Сборник Минеральное разнообразие исследование и сохранение. – София, 2017.
33. Кузнецова С.В. Минералогическая характеристика находок гидротермальных труб палеозойских «курильщиков» в российской части Рудного Алтая. / Руды и металлы, 2019. С. 45–51.
34. Кузнецова С.В., Серавина Т.В. Условия локализации, особенности вещественного состава руд и строение сульфидного холма Западно-Захаровского месторождения (Рудноалтайская минерагеническая зона) // Геология и охрана недр, 2020. № 1. С. 19-30.
35. Лапухов А.С., Прокопенко А.И., Иванов Н.Б., Трубников Л.М. Рудообразующие системы колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия / Отв. ред. В.Н. Шарапов. –Новосибирск: Наука: Сиб. отд-ние, 1986.

36. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. –Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
37. Масленников В.В., Леин А.Ю., Масленникова С.П. и др. «Белые», «черные», «серые» и «мерцающие курильщики» современных и древних океанов (обзор) // Металлогения древних и современных океанов, 2016. Т. 22. С. 7–13.
38. Масленников В.В., Мелекесцева И.Ю., Масленникова С.П., Масленникова А.В. и др. Дифференциация токсичных элементов в условиях литогенеза и техногенеза колчеданных месторождений. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2016. - 367 с.
39. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.
40. Масленникова С.П. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» на примере колчеданных месторождений Яман-Касы и Александринское, Южный Урал. Автореферат дис....канд. г.-м. наук –Екатеринбург, 2005.
41. Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Иванов В.Н., В.Е. Бельтнев, И.Г. Добрецова, П. Нимис. Руды нового гидротермального сульфидного узла Семенов (13°31' с.ш.), Срединно-Атлантический хребет // Литосфера, 2010. № 2. С. 47–61.
42. Покровская И.В. Минералогия и условия образования полиметаллических месторождений Лениногорского район Рудного Алтая. –Алма-Ата, 1982. 156 с.
43. Пугачева И.П. Девонская вулканогенно-плутоническая ассоциация Рудного Алтая (на примере Змеиногорского рудного района) / Пугачева И.П., Филатов Е.И., Калдаева Т.Г. // Известия Академии Наук СССР. Серия геол., 1981. №11. С. 45–54.
44. Русаков В.Ю. Сравнительный анализ минерального и химического состава дымов «черных курильщиков» гидротермальных полей ТАГ и Брокен Спур (Срединно-Атлантический хребет) // Геохимия, 2007. № 7. С. 766–785.
45. Ручкин Г.В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. –М.: Недра, 1984.
46. Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочное рудообразование. –М.: Недра, 1966. 107 с.
47. Фёдоров Д.Т. О рудных обломках и обособлениях на Камышинском колчедано-полиметаллическом месторождении // Доклады Академии наук СССР.– 1988. т. 298, № 6. С. 1450-1453.
48. Фёдоров Д.Т. Типизация текстур колчеданно-полиметаллических руд месторождений Камышинского рудного поля // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. Из-во МГУ, № 4, 1989. С. 23-33.

49. Филатов, Е.И. Формационный анализ рудных месторождений / Е.И. Филатов, Е.П. Ширай. –М.: Недра, 1988. 143 с.
50. Формы геологических тел // Под редакцией Косыгина Ю.А, Кулындышева В.А., Соловьева В.А. –М.: «Недра», 1977. 247 с.
51. Чекалин В.М. Рубцовское месторождение полиметаллических руд: условия образования / Большой Алтай, 2010.
52. Чекалин В.М. Рубцовское месторождение полиметаллических руд на северо-западе Рудного Алтая: условия образования // Большой Алтай — уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Международный геологический конгресс МГК34. Доклады геологов стран Центральной Азии. –Алматы, 2012. С. 253–266.
53. Шадлун Т.Н. О некоторых сростаниях сульфидов, характерных для современных океанических и древних колчеданных руд // Геология рудных месторождений, 1991. Т. 33. № 4. С. 110— 118.
54. Шадлун Т.Н. Сходство и различие строения и состава современных океанических и древних колчеданных руд // Металлогения древних и современных океанов. –М.: ЦНИГРИ, 1992. 202 с.
55. Шадлун Т.Н., Бортников Н.С., Богданов Ю.А., Туфар В., Муравьев К.Г., Гурвич Е.Г., Муравицкая Г.Н., Корина Е.А., Топа Т. Минеральный состав, текстуры и условия рудообразования сульфидных руд в рифтовой зоне бассейна Манус // Геология рудных месторождений, 1992. Т. 34. № 5. С. 3-21.
56. Щерба Г.Н. Большой Алтай (геология и металлогения). Металлогения / Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А. –Алматы: РИО ВАК РК, 2000. Кн. 2. 400 с.
57. Berry R.F., Huston D.L., Stolz A.J., Hill A.P., Beams S.D., Kuronen U. and Taube A., 1992. Stratigraphy, structure, and volcanic-hosted mineralization of the Mount Windsor subprovince, North Queensland, Australia: *Economic Geology*. V. 87. P. 739–763.
58. Bortnikov N.C., Genkin A.D., Dobrovolskaya M.G. et al. The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite. Exsolution, coprecipitation, or disease? // *Econ. Geol.* 1991. V. 86. P. 1070–1082.
59. Fouquet Y., Wafik A., Mevel G. et al. Tectonic setting and geochemical zonation in the Snake Pit sulfide deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23°N) // *Econ. Geol.* 1993. Vol. 88. P. 2018–2036.
60. Franklin J.M., Lydon J.M. and Sangster D.F., 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits, in Skinner B.J., ed. *Economic Geology 75th anniversary volume, 1905–1980*: Littleton, Colo., Economic Geology Publishing Company, p. 485–627
61. German C.R. and Von Damm K.L., 2003. Hydrothermal processes, in Elderfield H. ed. *The oceans and marine geochemistry. Treatise on geochemistry*, v. 6: Amsterdam, Elsevier Ltd., p. 181–222.

62. Georgieva M.N., Little C., Maslennikov V., Glover A., Ayupova N., Herrington R. The history of life at hydrothermal vents\ Geography, Environmental Science, Geology Published 18 March 2021.
63. Gibson H.L. and Galley A.G., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda district, Québec, in Goodfellow W.D., ed. Mineral deposits of Canada — A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods // Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 533–552.
64. Hannington M.D., de Ronde C.E.J. and Petersen S., 2005. Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems, *in* Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J. and Richards J.P., eds. Economic geology 100th anniversary volume 1905–2005: Littleton, Colo., Society of Economic Geologists, p. 111–141.
65. Halbach P., Praceus B., Marten A. Geology and Mineralogy of Massive Sulphide Ores from Central Okinawa Trog, Japan.//Economic Geology v. 88, 1993, p. 2210-2225.
66. Herrington R.J., Maslennikov V.V., Spiro B., Zaykov V.V. and Little C.T.S. Ancient vent chimney structures in the Silurian massive sulphides of the Urals // Geological Society, London, Special Publications, 148, 241-257, 1 January 1998.
67. Huston D.L., 1990. The stratigraphic and structural setting of the Balcooma volcanogenic massive sulphide lenses, northern Queensland: Australian Journal of Earth Sciences, v. 37, p. 423–440.
68. James St. John, Частичный срез поперечного сечения трубки «курильщика» Восточно Тихоокеанское Поднятие, 2014 г., <https://www.flickr.com/photos/jsjgeology/14954966620>.
69. Knuckey M.J., Comba C.D.A. and Riverin G., 1982. Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach deposit, Noranda, Quebec, in Hutchinson R.W., Spence C.D. and Franklin J.M., eds. Precambrian sulphide deposits: Geological Association of Canada Special Paper 25, p. 255–295.
70. Large R.R., McPhie J., Gemmeil J.B., Herrmann W. and Davidson G.J., 2001. The spectrum of ore deposit types, volcanic environments, alteration halos, and related exploration vectors in submarine volcanic successions — Some examples from Australia:// Economic Geology, v. 96, p. 913–938.
71. Petersen S., Herzig P.M. and Hannington M.D., 2000. Third dimension of a presently forming VMS deposit — TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge, 26°N:// Mineralium Deposita, v. 35, p. 233–259.
72. Lydon, J.W., 1996, Characteristics of volcanogenic massive sulfide deposits—Interpretations in terms of hydrothermal convection systems and magmatic hydrothermal systems: Instituto Tecnológico Geominero de España, Boletín Geológico y Minero, v. 107, no. 3–4, p. 15–64.
73. Piercey, S J. A semipermeable interface model for the genesis of seafloor replacement-type volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits. Economic Geology, 2015 Vol. 110, pp. 1655–1660.

74. Rona, P.A., Hannington, M.D., Raman, C.V., Thompson, G., Tivey, M.K., Humphris, S.E., Lalou, C., Petersen, S., 1993. Active and relict seafloor hydrothermal mineralization at the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge // *Economic Geology* v. 88, p.1989–2017.
75. Sakai H., Gamo T., Kim E-S., Tsutsumi M., Tanaka T., Ishibashi J., Wakita H., Yamano M., Omor T. Venting of Carbon Dioxide-Rich Fluid and Hydrate Formation in Mid-Okinawa Trough Backarc Basin *Science* 01 Jun 1990:Vol. 248, P. 1093–1096.
76. Scott S.D Small chimneys from Japanese Kuroko deposits II. In *Seminars on Seafloor Hydrothermal Systems* (R.Goldie, T.J. Bottrill) *Geosci. Can.*, 1981. V. 8. P. 103–104.
77. Slack J.F., 1993. Descriptive and grade-tonnage models for Besshi-type massive sulphide deposits, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., eds., *Mineral deposit modeling: Geological Association of Canada Special Paper 40*, p. 343–371.
78. Slack J.F., Foose M.P., Flohr M.J.K., Scully M.V. and Belkin H.E., 2003. Exhalative and subseafloor replacement processes in the formation of the Bald Mountain massive sulfide deposit, northern Maine, in Goodfellow W.D., McCutcheon S.R., and Peter J.M., eds. *Volcanogenic massive sulfide deposits of the Bathurst district, New Brunswick, and northern Maine // Economic Geology Monograph 11*, p. 513–548.
79. Shanks P., Koski R A. *Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model/ Investigations Report U.S. Geological Survey, Reston, Virginia: 2012C U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey* <https://pubs.usgs.gov/sir/2010/5070/c/SIR10-5070-C.pdf>.
80. Solomon M., Tornos F., Large R., Badham J., Both R., Zaw K. Zn-Pb-Cu volcanic-hosted massive sulphide deposits: criteria for distinguishing brine pool-type from black smoker-type sulphide deposition // *Ore Geology Rev.*, 2004. Vol. 25. P. 259–283.
81. Tegart P., Allen G. and Carstensen A., 2000. Regional setting, stratigraphy, alteration and mineralization of the Tambo Grande VMS district, Piura Department, northern Peru, in Sherlock R.L. and Logan M.A.V., eds. *Volcanogenic massive sulphide deposits of Latin America: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division Special Publication 2*, p. 375–405.
82. Tornos F., 2006. Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides — The Iberian Pyrite Belt: *Ore Geology Reviews*, v. 28, p. 259–307.
83. Zierenberg R.A., Fouquet Y., Miller D.J., Bahr J.M., Baker P.A., Bjerksgarden T., Brunner C.A., Duckworth R.C., Gable R., Gieskes J.M., Goodfellow W.D., Groeschel-Becker H.M., Guerin G., Ishibashi J., Iturrino G.J., James R.H., Lackschewitz K.S., Marquez L.L., Nehlig P., Peter J.M., Rigsby C.A., Schultheiss P.J., Shanks W.C., III, Simoneit B.R.T., Summit M., Teagle D.A.H., Urbat M. and Zuffa G.G., 1998.// The deep structure of a sea-floor hydrothermal deposit: *Nature*, v. 392, no. 6675. P. 485–488.

84. Горжевский Д.И. Составление прогнозно-металлогенической карты северо-западной части Рудного Алтая в масштабе 1:50 000 (Отчет по теме 80/1-(5)), 1973. Фонды ЦНИГРИ, № 332573.

85. Зайцев А.И. и др. Отчет о глубинном геологическом картировании (доизучение площади) м-ба 1:50 000 северной части Золотушинского рудного р-на, листы М-44-31-Г; -32-В (пос. Георгиевка). 1981-86 гг., 1986. Росгеолфонд, № 425552.

86. Ивановская, Клименко Н.Г., Бочек Л.И. Отчет по изучению вещественного состава и технологической оценке глубоководного полиметаллического сырья. Москва, ЦНИГРИ, 1992. 184 с.

87. Караулов В.Б., Филатова Л.К., Никитина М.И. Отчет по теме «Структурно-формационный анализ строения Змеиногорского рудного района применительно к масштабу 1:50 000 с целью прогнозной оценки и направления поисковых работ на полиметаллические руды». 1991. Кемеровский филиал ФБУ «ТФГИ по СФО». №20866.

88. Переоценки перспектив полиметаллического оруденения Рудного Алтая (Алтайский край) с целью разработки основы для создания ведущего в Российской Федерации центра по добычи свинца и цинка. Отчет по Государственному контракту №64ф от 02.06.2009. –М.: Фонды ЦНИГРИ. 2012. Кузнецов В.В. и др.

89. Кузнецов В.В. Специализированные геолого-геохимические работы на полиметаллическое оруденение в пределах Краснореченской площади Рубцовского рудного района. Отчёт по договору № 12/10-з от 21.12.2017 г. (в рамках Госконтракта № 2ф-17 от 14 июля 2017 г. «Поиски полиметаллического оруденения рудноалтайского типа на Краснореченской площади в Рубцовском рудном районе (Алтайский край)». –М.: Фонды ЦНИГРИ, 2018.

90. Лишкевич В.В. Геологическая карта северо-западной части Рудного Алтая. Николаевская и Золотушинская площади (отчет Успенской партии масштаба 1:50 000 за 1960–1963 гг.) М-44-Х, 1964. Фонды ЦНИГРИ, № 254947.

91. Мурзин О.В. и др. Геологический отчет о работах по составлению и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:200 000. Серия Алтайская, лист М-44-Х и М-44-ХІ на Змеиногорской площади (Российская часть) в 1996–2000 гг., 2001. Росгеолфонд, №345155.

92. Мурзин О.В. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Проведение комплексных аэрогеофизических исследований для обоснования переоценки перспектив полиметаллического оруденения Рудного Алтая» (в рамках Госконтракта ФГУП «ЦНИГРИ» «Опережающие геолого-геофизические работы для обоснования переоценки перспектив полиметаллического оруденения

Рудного Алтая (Алтайский край) с целью разработки основы для создания ведущего в Российской Федерации центра по добыче свинца и цинка»), 2012.

93. Сорокин Б.В. Объяснительная записка к карте прогнозов масштаба 1:50 000 Рубцовский рудный район (Отчет поисково-ревизионной партии о работах, проведенных в 1970, 1972 гг.), 1977. Фонды ЦНИГРИ, № 363072.

94. Федак С.И., Туркин Ю.А., Селин П.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-44-ХI. Объяснительная записка, 2008. Росгеолфонд, №492501.

95. Филатов Е.Ф., Отчет о геологоразведочных работах, проведённых Березовогорской геологоразведочной партией в 1950–60 гг. –Новокузнецк, 1964.

96. Чекалин В.М. Корбалихинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в Северо-Западной части Рудного Алтая. (Отчет Зареченской партии о результатах детальной разведки за 1979-87 гг.), 1987.