

ТАДЖИКСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

ФАЙЗИЕВ ФОТЕХ АБДУВАКИЛОВИЧ

**РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ, МИНЕРАЛОГИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЕНЕЗИС СЕРЕБРЯНЫХ И СЕРЕБРОСОДЕРЖАЩИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА**

**Специальность: 25.00.11 - Геология, поиски и разведка месторождений твёрдых
полезных ископаемых, минерагения**

**Диссертация на соискание учёной степени доктора
геолого-минералогических наук**

Душанбе-2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ, УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	3
ВВЕДЕНИЕ.....	5
Общая характеристика исследования.....	7
Глава 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ (анализ изученной литературы по серебряным и серебросодержащим месторождениям Северного и Центрального Таджикистана).....	13
Глава 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	37
Глава 3. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА	46
Глава 4. РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ СЕРЕБРЯНЫХ И СЕРЕБРОСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	61
4.1. Серебро–полиметаллический рудно-формационный тип.....	62
4.2. Серебро–оловянный рудно-формационный тип.....	72
4.3. Серебро–золотой рудно-формационный тип.....	87
4.4. Серебросодержащий скарново-полиметаллический рудно-формационный тип.....	96
Глава 5. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД.....	112
5.1 Основные рудные минералы.....	112
5.2 Жильные минералы.....	168
Глава 6. СОБСТВЕННО СЕРЕБРЯНЫЕ МИНЕРАЛЫ.....	188
Глава 7. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СЕРЕБРЯНЫХ И СЕРЕБРОСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	235
Глава 8. СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ.....	285
Глава 9. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕРЕБРЯНЫХ И СЕРЕБРОСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	299

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	309
РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПРАКТИЧЕСКОМУ ИСПОЛЬЗОВАНИЮ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	312
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	313

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ, УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

АН РТ – Академия наук Республики Таджикистан

АН СССР – Академия наук Союз Советских Социалистических республик

ВАК – Высшая аттестационная комиссия

ВИМС – Всесоюзный Институт минерального сырья

ГМК – Горно-металлургический комбинат

ГРП – Геолого-разведочная партия

ГРЭ – Геолого-разведочная экспедиция

ИГССС НАНТ – Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Национальной Академии наук Таджикистана

ИМГРЭ – Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов

ОАО – Ограниченное Акционерное общество

САИГИМС – Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья

Средазнипроцветмет – Среднеазиатский научно-исследовательский институт цветной металлургии

Средазцветметразведка – Среднеазиатский трест по разведке цветных металлов

ТНУ – Таджикский национальный университет

ТПЭ – Таджикско-Памирская экспедиция

ЦНИГРИ – Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Развитие народного хозяйства любой страны в условиях рыночной экономики требует обеспечить минеральным сырьём промышленность. Одним из ведущих полезных ископаемых Таджикистана считается серебро. Изучение геолого-минералогических и рудно-формационных типов серебряного оруденения, закономерностей его размещения, термобарогеохимических и генетических особенностей серебряных и серебряносодержащих месторождений является приоритетным. Оно имеет как теоретическое, так и прикладное значение.

Серебряные и серебряносодержащие объекты наиболее широко распространены в пределах Северного и Центрального Таджикистана. Особые свойства серебра обеспечили его широкое использование в области нанотехнологий, электротехники, приборостроения, медицине, фармацевтике. Оно используется также как драгоценный металл в ювелирных изделиях и для чеканки монет, заменитель олова в сплавах и др.

Территория Республики Таджикистан на 93% сложена горами, что осложняет доступность при разведке и освоении месторождений. Разработка надёжных научно-обоснованных поисковых и оценочных критериев поможет не только в решении задач по обеспечению промышленности республики минеральным сырьём, но и является залогом привлечения инвестиций.

В республике Таджикистан реализуется комплекс мероприятий, направленных на поиски, оценку и разведку новых площадей, перспективных на благородные металлы. В результате выявлены и разведаны серебряные месторождения и проявления (Большой Канимансур, Канджол, Мирхант, Акджилга и др.). В Национальной стратегии развития Республики Таджикистан по увеличению минерально-сырьевой базы до 2030 года разработана «Программа развития науки, технологии и инноваций на 2021-2030 годы». В этом отношении комплексное изучение серебрянорудных объектов, выявление их

генезис являются приоритетной задачей, стоящей перед геологической отраслью Таджикистана.

Степень научной разработанности изучаемой проблемы. В связи с тем, что география добычи серебра как благородного металла связана с развитием человеческой цивилизации, эта тема привлекала внимание исследователей с давних времён. Исследованиями серебряных объектов занимались как зарубежные, так и отечественные учёные: Х.А.Акбаров, А.Е.Антонов, А.С.Борисенко, Л.Н.Индолев, М.М.Константинов, Г.Г.Павлова, М.М.Пирназаров, А.А.Сидоров, В.И.Смирнов, В.М.Турлычкин, А.Р.Файзиев, Y.Chen, Y.Wang, J.B.Gemmel, L.B.Goldsmith, M.C. Voiron, N.V. Grassineau, M. Pastor, R.R.Kerrich, D.C.Harris, A.V.Heyl, D.M.Smith и многие другие.

Несмотря на значительный вклад в дело изучения серебряных месторождений Таджикистана многими исследователями, остаются не выясненными вопросы рудно-формационных типов, минерального состава руд, закономерностей размещения, физико-химических условий формирования и генезиса оруденения. Также остаются нерешёнными проблемы современного состояния минерально-сырьевого потенциала серебра. Исследования вещественного состава, закономерностей размещения и физико-химических условий формирования дают возможность оценить дальнейшие перспективы и способствуют разработке для каждого объекта научно-обоснованных рекомендаций по дальнейшему геологическому изучению.

Связь исследования с программами (проектами) и научной тематикой. Диссертационная работа выполнена в соответствии с тематическими заданиями ТНУ: «Изучение минералого-геохимических особенностей эндогенного минералообразования (на примере некоторых месторождений Таджикистана), № гос. рег. 0109ТД808, 2013-2017, «Разработка поисково-оценочных критериев поисков месторождений серебряно-полиметаллических и железных руд Таджикистана», № гос. рег. 0110ТД139, 2011-2015 и ИГССС НАНТ: «Изучение месторождений твёрдых полезных ископаемых и рекомендации по их освоению», № гос. рег. 0102ТД897, 2011-

2015, «Исследования типоморфизма и типохимизма минералов на месторождениях некоторых полезных ископаемых (серебро, золото и др.) для разработки поисково-оценочных критериев», № гос. рег. 0116TJ00577, 2016-2020.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Цель исследования. Целью настоящей работы является детальное исследование минерального состава руд серебряных и серебросодержащих месторождений и рудопроявлений Северного и Центрального Таджикистана для выявления закономерностей размещения и генезиса оруденения.

Задачи исследования. В соответствии с поставленной целью основными задачами исследований явились: изучение вещественного состава серебряных и серебросодержащих месторождений; установление поведения серебра в основных рудных и собственно серебряных минералах; выделение и описание серебрянорудных формаций; выявление закономерностей размещения серебронности на изучаемых объектах; исследование стадийности рудообразования; изучение термобарогеохимических условий формирования объектов; разработка практических рекомендаций по ведению дальнейших поисково-разведочных работ.

Объектами исследования являются серебряные и серебросодержащие месторождения Канджольского (Канджол, Школьное, Караулхана, Четсу), Кансайского (Кансай, Королёво, Окурдаван, Шевчуковское, Восточный Канташ), Такелийского (Такели, Кафтархона, Учочак, Гайнаккан, Сассыксай) рудных полей, Алтынтопканского рудного узла (Зарнисор, Ташбулак, Чалата, Сардоб, Северный Зарнисор, Перевальное, Ташгезе, Мышиккол, Пайбулак) Северного Таджикистана и месторождения Центрального Таджикистана в Тарорском (Мирхант), Казнок-Мушистонском (Мушистон, Кони Нукра, Хиргасанг, Санги Сафед) и Пети-Такфонском (Такфон, Симич, Пети) рудных полей. Кроме того, для сравнения приводятся некоторые данные о гигантском месторождении Большой Канимансур.

Предметом исследования являются вещественный состав руд и минералов, закономерности размещения серебряного оруденения, рудно-формационные типы, термобарогеохимические условия формирования серебряных и серебросодержащих месторождений и рудопроявлений Северного и Центрального Таджикистана.

Научная новизна исследования. В результате изучения серебряных и серебросодержащих месторождений и рудопроявлений были уточнены их структурные особенности, более детально исследованы минеральный состав руд, в результате которого впервые установлены и описаны серебряные минералы, для Канджола – матильдит-шапбахит, Канся – пирсеит, Такели – полибазит, Такфона и Симича – пираргирит, Мирханта – акантит, науманнит, матильдит, штернбергит, миаргирит, рамдорит, кераргирит, Мушистона и Кони Нукры – штернбергит. Кроме того, был установлен важный типоморфный минерал серебряного оруденения - гидротермальный доломит. Выделены стадии минералообразования, установлены физико-химические условия формирования оруденения, выделены рудно-формационные типы серебряного оруденения. Использование комплексных геологических, минералогических, геохимических методов исследования дало возможность автору выявить закономерности размещения оруденения и уточнить генезис.

Теоретическая и научно-практическая значимость исследования. Впервые обобщены данные по минеральному составу и свойствам руд серебряных и серебросодержащих месторождений Северного и Центрального Таджикистана, их распространению и зональности распределения, присутствовавшие ранее в разрозненных источниках и дополненные результатами работ автора. Обобщённые данные не только отражают уровень изученности серебряных и серебросодержащих полиметаллических рудных объектов, предоставляя информацию справочного характера, но и могут служить теоретическим фундаментом для их последующего изучения. Практическая значимость исследования заключается в том, что полученные результаты могут быть использованы при решении прикладных задач геологии.

Выявленные типоморфные особенности минералов и диапазон температуры образования основной руды и серебряной минерализации в сочетании с вертикальным палеотемпературным градиентом могут быть использованы при поиске и оценке новых объектов не только в пределах Северного и Центрального Таджикистана, но и подобных объектах в других районах. Установлено, что для образования серебряной минерализации наиболее оптимальная температура составляет 300-100°C.

Положения, выносимые на защиту:

1. Отличие руд по минеральному составу, типоморфным и типохимическим особенностям, термобарогеохимическим условиям формирования и другим параметрам позволяет выделить четыре отчётливых рудно-формационных типа серебра: серебро-полиметаллический, серебро-золотой, серебро-оловянный и серебросодержащий скарново-полиметаллический.
2. Выявление минерального состава руд с помощью комплекса современных аналитических методов позволяет говорить не только о большом наборе рудных и жильных минералов, но и о более широком распространении, вопреки установившимся представлениям, собственно серебряных минералов в серебряных и серебросодержащих месторождениях Северного и Центрального Таджикистана.
3. Среди комплекса факторов, влияющих на формирование и размещение серебряных и серебросодержащих месторождений и рудопроявлений Северного и Центрального Таджикистана наибольшее значение, имеют структурный и литолого-петрографический факторы.
4. Совокупность данных по геолого-минералогическим и термобарогеохимическим факторам свидетельствует о стадийности рудообразования и гидротермальном генезисе серебряных и серебросодержащих полиметаллических месторождений.

Степень достоверности результатов. Достоверность подтверждается комплексом проведённых исследований, включающих как полевые, так и камеральные работы; использованием высокоточных лабораторных методов

определения состава и свойств минералов; апробацией на научных мероприятиях различного уровня, вплоть до международного; публикацией результатов исследования в научных изданиях, в том числе рецензируемых ВАК Российской Федерации и ВАК при Президенте Республики Таджикистан; использованием значительного количества источников, включающих как опубликованные, так и фондовые материалы; внедрением результатов в производственный и научный процесс.

Соответствие диссертации паспорту научной специальности. Данная работа по паспорту специальности 25.00.11 - «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения» соответствует следующим пунктам: условия образования месторождений твёрдых полезных ископаемых; геология и генетические модели, формационно-магматические условия образования и закономерности пространственного размещения эндогенных месторождений; генетические и промышленные типы месторождений, их классификация; металлогения и минерагения; прогнозирование, поиски, разведка и геолого-экономическая оценка месторождений: методология прогнозирования и оценки ресурсов полезных ископаемых.

Личный вклад соискателя учёной степени в исследования. Данная работа основана на материалах собранных лично автором в течение более двадцати лет в Ag-х и Ag-содержащих месторождениях Северного и Центрального Таджикистана. Были получены более 2000 образцов и проб горных пород, руд и минералов из различных горных выработок и скважин, а также из естественных обнажений. В лабораторных условиях подготовлено более 100 шашек для детального изучения минералого-геохимических особенностей рудных и нерудных минералов месторождений, последовательности минералообразования, для определении условий формирования руд. Было проведено изучение двухсторонне полированных пластинок минералов и минеральных выколов в кварцах, кальцитах, доломитах, баритах, а также сфалеритах, определение температур гомогенизации включений минералообразующих флюидов в минералах. В результате

теоретических исследований были обобщены эмпирические данные и выявлены общие закономерности размещения рудообразования и высказаны абстрактное мышление о генезисе оруденения.

Апробация и реализация результатов диссертации. Результаты научных исследований по теме диссертации докладывались и обсуждались на ежегодных республиканских конференциях профессорско-преподавательского состава и сотрудников ТНУ 2010-2023 гг., XIV и XX – международных научных конференциях Института геологии Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар, 2006, 2011), международной научной конференции «Комплексное использование недр и минерального сырья» (Зинджан, Иран, 2013), республиканской научно-теоретической конференции (Душанбе, 2013), международном симпозиуме имени академика М.А.Усова для студентов и молодых учёных (Томск, 2013, 2016, 2017), научной конференции НИИ ТНУ «Современные проблемы естественных и социально-гуманитарных наук» (Душанбе, 2014), научной республиканской конференции «Применение современных методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых в условиях Таджикистана» (Душанбе, 2014), международной научно-теоретической конференции, посвящённой десятилетию действия «Вода для жизни» (Чкалов, 2015), международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, 2015), российской конференции с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии» (Юшкинские чтения – 2016, 2020, 2022), Сыктывкар, Республика Коми, республиканской научно-практической конференции, посвящённой 80-летию члена-корреспондента АН РТ, профессора А.Р.Файзиева на тему «Фундаментальные и прикладные вопросы геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии» (Душанбе, 2018), международной научно-практической конференции «Проблемы инженерной геологии, геотектоники Таджикистана и сопредельных территорий», посвящённой 70-летию профессора М.Таджибекова (Душанбе, 2018), республиканской научно-практической конференции «Проблемы

геологии и разработки месторождений полезных ископаемых» (Душанбе, 2020), республиканской научно-практической конференции «Проблемы генезиса эндогенных месторождений полезных ископаемых» (Душанбе, 2021), республиканской научно-практической конференции с международным участием «Фундаментальные и прикладные вопросы геологических наук на современном этапе», посвящённой 100-летию академика Р.Б. Баратова и 80-летию Института геологии (Душанбе, 2021), международной научно-практической конференции «Геология Средней Азии: состояние изученности и перспективы развития» (Навои, 2021), республиканской научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологии, геофизики, петрологии и рудообразования», посвящённой 110-летию со дня рождения академика Х.М.Абдуллаева и 85-летию создания Института геологии и геофизики (Ташкент, 2022).

Публикации по теме диссертации. По теме диссертации опубликованы 61 работы, в том числе 1 монография и 26 статей в журналах, включенных ВАК при Президенте Республики Таджикистан.

Структура и объём диссертации. Диссертация состоит из введения, девяти глав, заключения и рекомендации по практическому использованию результатов исследования. Работа содержит 312 страниц текста, включая 52 таблицу, 109 рисунков и список использованной литературы из 332 источников.

ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ (анализ изученной литературы по серебряным и серебросодержащим месторождениям Северного и Центрального Таджикистана)

Добыча благородных металлов, в частности серебра, начатая в бронзовом веке, продолжалась и позднее. Наибольшего расцвета горный промысел на территории Центральной Азии достиг в VIII-XI вв., о чём свидетельствуют следы древних горных выработок на месторождениях серебра и металлургического производства в горах Кармазара и Центрального Таджикистана (рисунок 1.1). Освоение и добыча серебра в это время были очень значительны, и можно с уверенностью сказать, что период VIII-XI вв. был расцветом серебродобывающего промысла. Эпоха арабского завоевания сопровождалась увеличением роли торгового капитала, ростом кустарной промышленности, началом процесса разложения многовековых феодальных отношений, появлением новой активной силы – ремесленника [142].



Рисунок 1.1. –Вход древних горных выработок на месторождении Кони Нукра, в горах Зеравшана. Слева: фото Ф.А.Файзиева, справа фото К.Махмадкарим

Почти все выходы серебряных и серебросодержащих полиметаллических проявлений в Кармазаре были затронуты древними выработками. Из оставшихся горных выработок только на серебряном месторождении Канджол насчитывается около 1500 открытых разработок, шахт глубиной до 200 м и с

площадью камер до 300 м² [218]. Суммарный объём вынутых из шахт пород достигал 3-3.5 млн. м³. По расчётам этого автора, за более чем трёхвековой период здесь были добыты почти 2 тысячи тонн чистого серебра. В целом ряде случаев отрабатывались даже погребённые и скрытые рудные тела. Приведённые сведения говорят о том, что рудознатоцы тех времён пользовались определёнными поисковыми критериями, помогавшими им относительно свободно ориентироваться в сложной геологической обстановке. По-видимому, при поисках и оценках скрытых и погребённых рудных тел широко использовались биофизические методы и какие-то, неизвестные нам, экспрессные полевые способы определения содержаний полезных компонентов, с помощью которых из сферы освоения оперативно исключались участки с низкими содержаниями полезных компонентов (<150г/т Ag и т.п.).

Развитие в этот период денежного обращения и особенно рост потребности в монете для высшего рынка повышают добычу местного серебра. В связи с этим в Центральной Азии и особенно в Карамазаре и Центральном Таджикистане мощно развёртывается горная промышленность и, главным образом, разработка серебряных и серебро-полиметаллических месторождений. Основным потребителем серебра была Восточная Европа, откуда серебро поступало как в виде предметов утвари и украшений, так и в монете. Широко известные дирхемы чеканились в правлении арабского владычества, династий Тахиридов, Саманидов и др. [142]. Б.Г.Гафуров [57] отмечает, что сотни кладов дирхемов исмаили (по имени основоположника династии Саманидов) найдены в странах Восточной Европы и Прибалтике. Дирхемы высокопробного серебра находили на территории Финляндии, Дании, Армении и других странах. X век был для Илака, современного Карамазара, кульминационным пунктом в отношении расцвета его городской и промышленной жизни [162].

Судя по остаткам древних рудников, наиболее интенсивно и концентрированно эксплуатировались рудники, наряду с Восточным Карамазаром (43% от объема горных выработок), Табошарский, Канджольский (26%), Кансайский, Такелийский и другие, в общей совокупности составляя

16% от общего объема рудников Илака [162]. О расцвете горнодобывающего промысла в это время свидетельствуют названия ряда серебряных месторождений и местностей, например, в Карамазаре - Кухисим – серебряная гора, Канимансур - рудник Мансура, Канджол – тропа к месторождению и другие и Центральном Таджикистане - Кони Нукра - серебряный рудник, Симич – серебряный и т.д.

В начале XI века горнодобывающая промышленность в Центральной Азии приходит в упадок. Этому способствовали исторические события. Причины спада, по-видимому, были связаны с постепенным уничтожением лесных массивов, приведшим к недостатку топлива, и с серебряным кризисом, охватившим весь мусульманский Восток [143]. Кроме того, в это время были открыты крупные серебряные месторождения в Китае и в Европе. Во время династии Тимуридов (1370-1500 гг.) в связи с массовым ввозом дешевого металла со всего азиатского мира, очевидно, вообще отпала необходимость в местной кустарной добыче. Это продолжалось до семидесятых годов XIX века.

Более важные шаги в изучении месторождений полезных ископаемых были сделаны во второй половине XIX века после присоединения Центральной Азии к России. Главным достижением этого периода стало начало научного познания геологии Туркестанского региона. Пионером считается Г.Д.Романовский [194], открывший Кансайское полиметаллическое месторождение.

В эти же годы проводит в Центральной Азии исследования И.В. Мушкетов (1875-1886 гг.), частично захватывая и рудные площади Кураминского хребта. Этот исследователь отмечает в своих трудах 43 точки полезных ископаемых для всей Центральной Азии. Он впервые выделяет юго-западную оконечность Кураминского хребта под названием «гор Карамазар» [158].

Последующие работы (1890-1913) в пределах Карамазара и Центрального Таджикистана связаны с именами Д.К.Мышенкова, И.А.Яворского, В.И.Липского, В.Н.Вебера, Я.С.Эдельштейна, А.Андреева, В.Н.Томилина, И.Т.Преображенского и др. В результате работ вышеперечисленных

исследователей были получены новые данные о геологии, стратиграфии, геоморфологии и некоторых полезных ископаемых, в частности серебряного оруденения. Их исследования явились фундаментом для познания геологического строения и освоения природных богатств. В этот период проводились рекогносцировочные маршруты и на отдельных месторождениях проводилась добыча руд кустарным способом.

С.Ф. Машковцев [144] на основании десятиверстной геологической съёмки ташкентского листа разработал первую схему геологического строения Карамазарских гор, отметил в них ряд месторождений и древних рудников. Он осмотрел Алтынтопканское, Канджольское, Кансайское, Канимансурское и другие месторождения. Он отмечает перспективность хребта Окуртау в отношении полиметаллического оруденения и ставит вопрос о необходимости его разведки. Также в своих работах касается вопроса древней металлургической промышленности в Карамазаре и упоминает о знаменитых серебряных рудниках Кухи-Сим.

Одновременно с 1926 г. под руководством Б.Н. Наследова в пределах Юго-Западного Карамазара партией Геологического комитета были начаты широкие поисково-ревизионные и геолого-разведочные работы. В результате геологической съёмки масштаба 1:5000 А.В. Королёвым на месторождении Зарнисор выделены Северная, Западная, Центральная и Южная рудоносные площади. Кроме того, при геологическом картировании масштаба 1:50000 (50 км²) окрестностей хребта Алтынтопкан А.В.Королёвым и А.М.Журавским выявлены рудопроявления Чалата, Учкотлы, Ташгезе, Пайбулак и ряд других объектов [96, 97].

С 1927 г. в пределах Кансайской группы месторождений начинается систематическое исследование [10]. В результате установлено свыше 20 самостоятельных точек, содержащих полиметаллическое оруденение (Окурдаван, Кызылкан, Копкан-Джакинкан и др.). Выявлены крупные промышленного значения месторождения Южная Дарбаза и Кансай и были подсчитаны запасы свинца (58269 т) и цинка (51563 т). В штуфных пробах руд

определено содержание серебра в количестве 0.01-0.1 мас. %.

В 1930-1932 годах полученные результаты геолого-поисковых и геолого-разведочных работ обсуждались на I и II Ташкентском совещаниях, IV Всесоюзной конференции по цветным металлам в Ленинграде и в 1931 году на Кармазарском съезде в Ходженте. Академик А.Е. Ферсман [227] на Ташкентском совещании сказал: «Я не видел и не знаю месторождений, так богатых разнообразными элементами, как в Кармазаре... Изучение богатств этой земли – вот ключ к исследованию природных богатств Средней Азии». В 1932 г. в Ходженте был организован Кармазарский научно-исследовательский институт (впоследствии реорганизованный в геохимическую станцию АН СССР), который занимался тематическими исследованиями.

Материалы, полученные Такелийской геолого-разведочной партией за 1931-1932 гг. под руководством Ф.И.Вольфсона [51] по одноименному рудному полю, обобщены им в виде отдельной монографии. Он касается в этой работе вопросов геологии рудных месторождений Такели, минералогии и их генетических особенностей. Из собственно серебряных минералов отмечает аргентит и прустит. Кроме того, впервые приводит полные анализы валовой пробы в рудных жилах. В них концентрация серебра достигает до 212 г/т в Такели, а в Гайнаккане даже до 300-500 г/т. Далее отмечает, что, хотя по количеству запасов полиметаллические руды небольшие, но легко можно их осваивать промышленностью.

Более плодотворное исследование в пределах Северного и Центрального Таджикистана начинается с работ Таджикской комплексной, впоследствии Таджикско-Памирской, экспедиции АН СССР в 1932 году под руководством академика Н.П.Горбунова. В работах этой экспедиции участвовали многие выдающиеся учёные - А.Е.Ферсман, Д.В.Наливкин, Д.И.Щербаков, Б.Н.Наследов, А.В.Королёв, В.М.Крейтер, Ф.И.Вольфсон, В.И.Смирнов, Е.Д.Карпова и многие другие. В результате работ этой экспедиции в Кармазаре достаточно детально была изучена геология и металлогения района, а также отдельные месторождения. Уже в 1933 г. был сдан в эксплуатацию ряд

полиметаллических месторождений - Кансай, Южная Дарбаза и Такели. В 1934 г. начинается разведка на месторождениях Кызылкан и Джакинкан (Кансайское рудное поле).

Б.Н.Наследов [162] с группой геологов (А.В.Королёвым, Л.К.Пожарицким, А.П.Кириковым и др.) проводил поисковые и разведочные работы на территории Кармазара. Результатами их работ стало составление и наиболее полное описание древних рудников этого региона, зарегистрировано более 400 месторождений, рудопроявлений и рудных точек, более половины, из которых составляют серебросодержащие полиметаллические и серебряные объекты [161]. В.М.Крейтер [113] группирует месторождения в пределах Кармазара и выделяет 6 рудных узлов: Такелийский, Кансайский, Табошарский, Алтынтопканский, Тарыэканский и Алмалыкский.

В 1935 г. работой И.В.Дюгаева, Л.В.Радугиной и Б.Б.Розиной сообщаются результаты минераграфических исследований руд ряда месторождений Юго-Западного Кармазара (Кансай, Южная Дарбаза и др.). Ими, кроме известных ранее минералов, в рудах установлены, в качестве рудной примеси ещё арсенопирит, тетраэдрит, борнит, халькозин, ковеллин, прустит и аргентит.

Ю.А.Араповым [6, 7] освещается минералогия и геохимия верхних горизонтов Кансайского и Южно-Дарбазинского месторождений. Освещена минералогия руд этих месторождений, как первичных сульфидных, так и окисленных, и кратко описаны 50 минералов, с ними связанных. Кроме руд, описаны скарны площади и приуроченные к ним минералы (в количестве 28). Дана возрастная последовательность выделения минералов. Процесс образования минералов подразделен на две стадии: скарный и сульфидный. Во второй части работы этого автора даётся геохимическая характеристика 36 элементов. Отмечено повышенное содержание, по сравнению с кларком, Zn, Cu, Pb, Sb, Ag, Cd, Sn и др.

В результате работ ТПЭ обнаружено большое количество рудопроявлений и месторождений и в Центральном Таджикистане [84, 163]. При полевых геолого-поисковых и опробовательских работах 1933 г. Такфонские

месторождения трактовались как пирротиново-арсенопиритово-халькопиритовые, а месторождение Мушистон – как мышьяковое.

Поисково-оценочными работами отряда Б.Н.Наследова [163] на площади горы Кухисафед и её окрестностях от саев Нови-симич до Пшанзы с запада на восток, в пределах полосы развития пород известняково-сланцевой толщи, были установлены выходы отдельных более или менее крупных рудных тел: жила Дайковая, залежь Большой Карман, жила Рыжая, жила Тройная, Ступенчатая, Центральная. Также обнаружены отдельные рудные выходы близ Северо-восточного разлома и Восточной жилы.

В 1935-1938 годы отрядом №9 ТПЭ на месторождении Мушистон в кварцевых жилах установлено присутствие касситерита и станнина и выявлено мышьяково-полиметаллическое рудопроявление Вен [129].

В 1936-1941 гг. началась переоценка Алтынтопканского месторождения. Исследования проводились Поисково-разведочным отрядом Ленинабадской геохимической экспедиции Таджикской базы АН СССР под руководством И.В.Дюгаева. На основании материалов разведки Главной рудной зоны и корректировки прежних геологических карт И.В.Дюгаев (1936-1937 гг.) пересмотрел все существовавшие к тому времени представления о строении месторождения и пришёл к заключению о том, что упомянутая рудная зона протягивается на 4.5 км от сая Тузгомген на западе до сая Сардоб на востоке; кроме Алтынтопкана, она охватывает месторождения Андабай, Ташгезе и Сардоб. Само Алтынтопканское месторождение оценено как крупнейшее полиметаллическое месторождение в Центральной Азии [72].

В 1936-37 гг. разведку Канджола проводил Л.И.Чекаев. Им была сделана попытка разведать участок Терекликан. При проведении разведочных работ крупных полиметаллических тел обнаружено не было. Незаконченные штольни были заброшены, а месторождение получило отрицательную оценку.

В процессе обработки материалов ТПЭ В.М.Крейтер и В.И.Смирнов [113], обобщая материалы по полиметаллическим месторождениям Северного Таджикистана, оценивают их с точки зрения экономической эффективности. По

их данным, в Такелийском участке суммарные запасы руды близки к 100 000 т, в том числе Pb и Zn – 3000 т, среднее содержание металлов Pb и Zn 6%. Для месторождений Кансайского рудного поля суммарные запасы руд оценивают в 725 000 т, Pb - 80 000 т, Zn - 55 000 т, Cu - 4000 т. Также они, оценивая месторождение Алтынтопкан, характеризуют его перспективным и отмечают, что главную ценность в рудах представляют Pb и Ag. Zn и особенно Cu имеют подчинённое значение. Запасы по категориям соответственно 12000 т Pb и 5600 т Zn. Они отмечают, что запасы Алтынтопкана на этом не ограничивается и можно ожидать 100 тыс. т металлов [113].

В 1938 году Кони-Нукринская поисковая партия Среднеазиатского геологического треста под руководством Г.С. Саркисова обнаружила месторождения Кони Нукра, Хиргасанг в Казнок-Мушистонское рудное поле. В том же году были составлены схематические геологические карты этих месторождений в масштабе 1:2000 и 1:1000. На месторождении Кони Нукра также было проведено достаточно детальное исследование поверхности и древних горных выработок. В результате было определено 56 участков древней добычи, 40 из которых были разведочными. В результате отбора проб из 13 горных выработок было рассчитано среднее содержание Ag 147 г/т, Pb 3.25% и Zn 0.57%.

В 1940 году Е.Ф.Зив из ВИМСа изучала минералогию и редкие элементы в некоторых месторождениях Карамазара. Она изучила элементы-примеси в большом количестве минералов – галените, сфалерите, пирите, халькопирите и других, а также рудах, что позволило выяснить поведение многих малых и редких элементов: серебра, кадмия и др.

Вопросы парагенетических соотношений гипогенных минералов в главных месторождениях Карамазара (Алтынтопкан, Кансай, Такели и др.) нашли отражение в работе З.А.Королёвой [104]. На основании ассоциации минералов весь процесс послемагматической минерализации разбит на три этапа: силикатный, карбонатно-кремнистый и сульфидный. Она отмечает образование серебросодержащих блёклых руд в конце третьего этапа.

В 1941-1944 годах В.А. Терентьев, Д.Д. Ким и другие составили геологическую карту участка Алтынтопканского месторождения масштаба 1:10000 площадью 50 км². В ходе съёмки было выявлено 20 новых месторождений и объектов минерализации, включая полиметаллические месторождения Ташбулак, Учкотлы, Кичиксай и другие.

Особенно большой размах геологические исследования Кансайской группы месторождений, под общим руководством Ф.И.Вольфсона получили во второй половине 1941 г. и продолжались до 1944 г., что было связано с оборонной промышленностью в период Великой Отечественной Войны. За этот период была составлена геологическая карта Западного Карамазара в масштабе 1:25000. Были проведены в большом объёме горные и буровые разведочные работы, структурные и литолого-минералогические исследования.

В 1942-44 гг. геолого-разведочные работы на месторождении Канджол возобновлены Кансайской ГРП треста Средазцветметразведка под руководством Л.К. Кожма. Однако и эти работы не вскрыли месторождение ниже горизонта древних выработок. Л.К.Кожма дал положительную оценку месторождению и указал на вероятность существования первичных промышленных руд на глубине 150-200 м от поверхности. Затем до 1953 г. поисково-разведочные работы на месторождении проводились комбинатом №6 с целью поисков редкометалльных руд.

С 1950 года З.М. Протодяконова, а с 1955 года В.С. Попов начинают изучать минералогию некоторых месторождений Кансайского рудного поля. Этими исследователями опубликован ряд статей по отдельным редким минералам, в основном скарновым (таумасит, сауконит, ксонотлит, везувиан, серицит, брусит, стивенсит, цебедассит и др.).

В 1950 году под руководством А.В.Королёва и П.А. Шехтмана Карамазарским структурным подразделением треста «Средазцветметразведка» в составе Ю.С.Шихина, О.И.Сергунковой, М.Р. Еникеева и других составлена структурно-прогнозная карта рудного узла в масштабе 1:25000. В 1951 г. Ю.С.Шихиным проведена геологическая съёмка масштаба 1:2000 в районе

Айгир-Булак. М.Р.Еникеевым проведены систематические исследования по минералогии рудных месторождений восточной части Алтынтюпканского района [77-80], а в 1952 году составлена первая прогнозная карта района, на основе которой были определены его перспективы [167].

Ф.И.Вольфсон [52] обобщает накопившиеся материалы по вопросам геологии Юго-Западного Карамазара, в том числе Кансайского, Такелийского, Куруксайского и Джангалыкского рудных полей. Он в отдельной главе рассматривает минералого-геохимические особенности этих месторождений. Он даёт характеристику минералогического состава полиметаллических месторождений, а также разбирает особенности состава рудных тел, сформированных в различные этапы минерализации. В главе о генезисе рудных месторождений рассматривается общий ход и развитие минералообразования.

В 1951-53 гг. разведочные работы на месторождениях хребта Окуртау проводились Кансайской ГРП одноимённого полиметаллического комбината под руководством А.М.Гаврилина. За этот период были оценены как промышленные месторождения Западный Кансай, Окурдаван и открыто новое месторождение Шевчуковское, доказана перспективность нижних горизонтов месторождения Южная Дарбаза.

Предварительная разведка продолжалась на месторождениях Кони Нукра и Хиргасанг в 1951-53 годах, и были подсчитаны запасы Ag и Pb по категориям C₁ и C₂. Определено среднее содержание Ag (105.5 г/т) и Pb (3.1%).

В 1953-54 гг. разведка месторождения Канджол проводилась геологами Канимансурской ГРЭ: были пробурены скважины, пройдены канавы и шурфы, а также произведена геологическая съёмка участка месторождения в масштабе 1:1000 (Эргашев и др., 1954). В результате этих работ первичные сульфидные промышленные руды не были вскрыты. О первичных серебряных рудах не было упомянуто ни в документации, ни в отчёте. Пираргирит ими принимался за гематит, а в отдельных случаях – за киноварь.

В течение 1952-60 гг. в результате геолого-разведочных работ в масштабе 1:1000 и 1:5000 на хребте Окуртау трестом Средазцветметразведка были

открыты новые месторождения: Новый Камарсай, Западный и Восточный Камарсай, Кантау, Придорожное, ряд зон группы Кургашинтау.

В 1954 г. многолетнее изучение серебро-полиметаллических проявлений района завершилось детальной разведкой и утверждением запасов месторождения Западный Канимансур.

В 1954-56 гг. Алтынтопканский рудный узел изучался Кураминской петролого-металлогенической партией Узбекского геологического управления под руководством Х.М.Абдуллаева. Сотрудники партии Ф.Ш.Раджабов, О.П.Горьковой, Г.Д.Шмулевич занимались вопросами магматизма, Д.Якубов – разрывными нарушениями, А.А.Малахов, Т.М.Мацокина и А.Каххаров – сравнительной минералогией и геохимией, И.М.Мирходжаев – околорудными изменениями, Ю.Г.Баландин и М.А. Ахмеджанов – ролью карбонатных пород в размещении оруденения, а В.А.Воронич – вопросами прогнозирования.

Мушистонской ГРП Магианской ГРЭ в 1953-1957 годах велась предварительная разведка на месторождении Мушистон, в результате которой было детально изучено Главное рудное тело и выделены пять новых рудных тел на восточном фланге месторождения (участок Казнок). В его контуре подсчитаны запасы окисленного и сульфидного олова. Были даны рекомендации по изучению более глубоких горизонтов, так как считалось, что с глубиной намечается переход станниновых руд в существенно касситеритовые.

Начиная с 1955 г., повысился интерес к серебросодержащим полиметаллическим рудам Карамазара. Наряду с получением сведений для подсчета запасов стали заниматься изучением вещественного состава на различных месторождениях. В связи с возникшей потребностью промышленности в серебре, возобновились работы на Канджольском месторождении. Геологи Кураминской ГРЭ, проанализировав предыдущий материал по месторождению и учтя указания первых его исследователей, сделали переоценку Канджольского месторождения и в 1959 г. рекомендовали его как объект, заслуживающий постановки детальных геолого-разведочных работ. В том же году на месторождении были начаты геолого-разведочные

работы, которые продолжались до 1965 г. За этот период геолого-съёмочными работами и пройденными горными выработками выявлены рудные тела с повышенным содержанием серебра. Установлено, что содержание серебра зависит в основном от количества серебросодержащих минералов (пираргирит, аргентит, полибазит и кераргирит) в рудах. В 1960 г. были вскрыты первичные серебряные руды на горизонте штольни №7. В 1962 г. начаты работы по расчистке и укреплению шахты №2, где наиболее отчётливо проявилась серебряная минерализация. Геолого-съёмочными работами расширена площадь распространения серебряной минерализации, и месторождение оценено как весьма перспективное.

Серебро-полиметаллическое рудопроявление Нижний Кштудак было открыто и оценено в 1958-1961 годах при проведении геолого-разведочных работ на золоторудном месторождении Тарор. В 1962-1965 годы на нём проведена предварительная разведка, произведён подсчёт запасов серебра, свинца, цинка по категории C_1 и дано заключение о том, что объект относится к числу мелких и не заслуживающих (по показателям кондиций того времени) дальнейшего изучения.

С 1958 по 1970 г. специальные поисковые и разведочные работы в пределах Казнок-Мушистонского рудного поля не проводились. В этот период на площадях, прилегающих к месторождению Мушистон, проводились комплексные геохимические работы масштаба 1:50 000, в результате которых установлены металлометрические аномальные ореолы свинца, цинка, серебра и олова [123].

В 1960 г. в западной части Алтынтюпканского рудного узла и прилегающей к нему с юга площади геологом Чашлинской ГРП В.П. Вьюновой выполнены специализированные поиски на флюорит, в ходе которых выявлены 103 рудопроявления, в том числе 47 полиметаллических, 54 медных и 2 флюоритовых.

В работе В.А. Королёва [102] «Алтынтюпканское рудное поле и его перспективы» освещены вопросы стратиграфии, тектоники, строения, условия

размещения оруденения, морфогенетической систематики рудных тел, перспективы и дальнейшее направление поисковых работ. Н.Н.Королёвой (1963) детально проанализированы минералого-геохимические особенности полиметаллических месторождений района, определена практическая ценность отдельных продуктивных комплексов и связанных с ними элементов-примесей. Предложена оригинальная методика подсчёта запасов последних.

При проведении минералогического исследования руд на месторождении Канджол установлены 39 гипогенных минералов, из которых 14 минералов описаны впервые (Златогурская и др., 1963). Наряду с имеющимися минералами, из собственно серебряных минералов описаны впервые электрум, сильванит, миаргирит и арсенаргентит.

В 1963 г. при геологической съёмке масштаба 1:2000 месторождения Восточный Канимансур А.А.Марущенко и С.В.Кузнецовым установлена рудоносность Комсомольского, Нового и южной части Меридионального разломов. В 1963-66 гг. попутно с разведкой Восточного Канимансура Западный и, отчасти, нижний фланги Юго-Восточного участка разбурены и вскрыты выработками из шахты №7. Часть запасов оценена по ним по категории С₂. Опробование на серебро проведено только в контурах свинцовых тел, выделяемых по кондициям месторождения Восточный Канимансур. В 1963-1973 гг. поисковым бурением подтверждено распространение убогого свинцово-серебряного оруденения на глубоких горизонтах этих участков. В 1967 г. А.А.Акимовым высказано предположение о возможной рудоносности автохтонного блока под известным свинцовым месторождением Чукурджилга. Пробуренная тогда же для проверки этого прогноза скважина вскрыла серебро-полиметаллическое оруденение. Первое из названных рудопроявлений получило в дальнейшем название «Юго-Восточный участок», второе – «Меридиональная зона», третье – «Новый Канимансур».

В начале шестидесятых годов прошлого столетия И.П.Златогурской с соавторами (1965) приведены изучение вещественного состава руд на месторождении Нижний Кштудак. Ими основной акцент сделан на

минералогию руд и отчасти зоны изменения вмещающих пород. В результате работ впервые установлены штернбергит, полибазит, пираргирит и сульфовисмутит свинца и серебра.

В 1966 году Алтынтопканская партия под руководством Л.А.Акопджаняна (1967-69) и И.П.Кошлакова (1970-1981) приступила к перспективной оценке Северного Алтынтопкана, здесь было предварительно разведано крупное скрытое полиметаллическое месторождение. Помимо основных компонентов (Pb и Zn), были оценены запасы серебра - более 3132 тонн.

Параллельно с поисками и разведкой продолжались тематические исследования: в 1962-1964 годах С.Я.Клемперт [92] из САИГИМС изучала минералогические и геохимические особенности Пайбулакского месторождения и поведение редких и рассеянных элементов в руде, отметив, что сурьмяная минерализация локализована в замках антиклинальной складки и решила ряд других проблем.

В шестидесятых годах прошлого века начались планомерные поиски скрытых полиметаллических руд в пределах Алтынтопканского рудного узла. Для повышения эффективности этих поисков такие люди, как В.А.Королёв, Н.Н.Королёва, А.Б.Дзайнуков, А.Д.Стерлин, А.В. Степаненко, И.П. Кошлаков, А.С. Серебрецкий, А.А. Букин, разработали комплекс геолого-структурных и минералого-геохимических критериев поисков скрытого оруденения. На основе геологических и структурных критериев, предложенных В.А.Терентьевым (1953), В.А.Королёвым, И.П. Кошлаковым (1970) и другими, крупные месторождения полиметаллических руд были выявлены в Северном Зарнисоре и в зоне между Северным Зарнисором и Главной рудной зоной.

Предварительной разведкой на месторождении Кони Нукра выделены три рудоносные зоны (Сергеев, 1971): Центральная, Северо-Западная и Северо-Восточная. Определены размеры их: длина – 60-150 м, мощность 0.5-5 м, содержание свинца 1.62-3.0%. Характеризуя оруденение, оценивают его как крайне неравномерное. По месторождению определена сереброносность (до 147.8 г/т) и оловоносность (до 0.42%). Цинк в рудах практически отсутствует

(0.04-0.48, в среднем 0.06%).

В пределах Зеравшано-Гиссарской области работами Н.А.Блохиной (1966, 1974, 1976) выявлены особенности распределения золота, серебра и сопутствующих элементов в некоторых скарновых золото-сульфидных месторождениях (Тарор, Гиждарва, Чашманият).

В 1967-1971 гг. в Кансайском рудном поле проводились геохимические исследования с целью определения критериев поисков скрытого свинцово-цинкового оруденения по эндогенным ореолам рассеяния. В результате произведённых работ были выявлены и оценены 30 аномалий, 28 из которых признаны перспективными на скрытые рудные тела.

В 1973-74 гг. Арчамайданской ГРП Магианской ГРЭ в пределах Казнок-Мушистонского рудного поля проводились детальные поисковые работы. В результате проведённых работ составлена схематическая геологическая карта масштаба 1:10 000 в междуречье Арчамайдан-Обисарай. На месторождении Мушистон составлена схематическая геологическая карта масштаба 1:2000. С помощью проходки штолен, бурения скважин и поверхностных горных выработок (канавы) на месторождении изучались кварцево-рудные зоны северо-восточного простирания. В результате горно-проходческих работ выявлены новые рудные тела, значительно увеличившие перспективы месторождения Мушистон. Даны рекомендации на продолжение разведочных работ на флангах и более глубоких горизонтах месторождения Мушистон (Щербаков, 1975).

Институт «Средазнипроцветмет» в 1974 году составил технико-экономический доклад о целесообразности детальной разведки глубоких горизонтов месторождения Восточный Канимансур. На месторождение Большой Канимансур детальная разведка началась с 1976 года и продолжалась до 1987 г. Было сделано очень многое. Большим коллективом геологов из Кайраккумской геологоразведочной экспедиции (В.Н.Байков, Б.А.Борисов, В.В.Шишкин, В.Г.Попов, П.К.Суворов, А.Б.Дзайнуков, А.Н.Балашов и др.), Северной гидрогеологической экспедиции (П.А.Романенко, А.А.Горский и др.)

Управления геологии Таджикской ССР, ЦНИГРИ (Р.А.Амосов, В.И.Зеленов, А.М.Эльберт, Н.И.Четырбоцкая и др.), ИМГРЭ (Б.Д.Зленко и др.) Министерство геологии СССР, Среднеазиатской ГРЭ (Б.А.Борисов, Л.М.Черкасов), Таджикского госуниверситета (А.Р.Файзиев) и других организаций была проведена детальная разведка в пределах участков Новый Канимансур и Меридиональная зона. Изучение месторождения Большой Канимансур осуществлялось горизонтальными горными выработками из стволов шахт №8 (глубина 252 м) и «Вспомогательная» (1300 м), а также поверхностным и подземным бурением. Кроме того, были пробурены 4 скважины глубиной 1200-1500 м. В результате этих работ было доказано наличие единого крупного рудного штокверка. Подсчитаны запасы серебра, свинца, цинка, висмута, меди, кадмия, золота, флюорита до глубины 800 м. Общий объем запасов месторождения Большой Канимансур был оценён более чем в 8.1 млн. тонн, из них серебро составляло более 50 тыс. тонн. Сейчас этот объект входит в группу месторождений гигантов.

В восьмидесятые годы прошлого века сотрудниками ВИМС обобщены материалы по оценке перспектив оловорудных месторождений Центрального Таджикистана [174-176]. В результате этих работ определена структурная позиция оловорудного оруденения в региональном плане. Определена геолого-структурная позиция Казнок-Мушистонского, Пети-Такфонского рудных полей. Изучен вещественный и минеральный состав руд на олово, намечена стадийность рудного процесса.

В 1975-78 гг. Арчамайданской ГРП Магианской ГРЭ и Северо-геофизической партией Кайраккумской ГРЭ проводились поисково-оценочные работы на месторождении Мушистон. В результате работ выделены 13 рудных тел жильного и столбообразного типа. Подсчитаны запасы олова, серебра и меди, которые представляют значительный практический интерес [243].

В 1976 году в зависимости от изменения цены на серебро был произведён пересчёт оценочных кондиций и запасов по участку Нижний Кштудак (Кийко и др., 1976). По результатам пересчёта установлена промышленная значимость

серебро-полиметаллического рудопроявления Нижний Кштудак. При этом площадь рудопроявления увеличилась в 3.2 раза, запасы серебра в 1.5 раза.

Рудопроявление Симич расположено в пределах Пети-Такфонского рудного поля. Оно открыто геологами Арчамайданской партии в 1976 г. В пределах рудопроявления работами 1976-78 годов установлены четыре рудных участка с серебро-оловянным оруденением: Западный, Центральный, Урашт и Восточный.

В течение 1976-78 гг. Е.Г. Красновым, А.И. Гилевым и другими проведена геолого-экономическая оценка серебряных и сереброносных месторождений Таджикистана. В отношении сереброносности они в пределах Западного Карамазара и западной части Центрального Таджикистана выделяют Приташкентский, Карамазарский и Зеравшанский геолого-экономические районы. Они оценивают эти районы перспективными для создания горнорудных серебродобывающих предприятий.

В течение 1977-79 годов В.М. Турлычкиным и другими (1979) в пределах Центрального Таджикистана приведены порайонные технико-экономические показатели по ряду месторождений полезных ископаемых. Из 180 объектов полезных ископаемых они выделили 16 серебряных и серебросодержащих месторождений. Далее они отметили, что эти объекты изучены слабо и первоочередными объектами на постановку поисково-оценочных работ и предварительной разведки выдвигают проявления серебра – Такфон и Новобуз-Сай.

Более поздние работы Н.А. Блохиной и О.Р. Баратова (1983, 1986) проводились на золоторудных (Тарор, Гиждарва, Чашманият, Сарымат, Джилау, Конизак, Пшти-Фарфар), сурьмяных (Скальное), оловорудных (Казнок-Мушистон), серебряных (Симич) месторождениях и рудопроявлениях Зеравшано-Гиссарской области. Ими отмечено, что во всех месторождениях региона проявлена серебро-сульфосольно-сульфидная минеральная ассоциация, продуктивная на серебро.

Процессы рудообразования протекали на площади рудопроявления Симич

в два этапа: ранний и поздний [174]. В раннем этапе выделялись минералы кварц-пирротин-шеелитовой минеральной ассоциации. В поздние процессы минералообразования проходили в четыре стадии: 1) кремниво-боровая; 2) кремниевая; 3) кремний-углисто-сернистая; 4) углистая.

С 1982 г. по 1987 г. на месторождении Мушистон продолжены поисково-оценочные работы, а на рудопроявлениях Нижний Заврон, Чашма, Негнот, Вен, Нижний Вен – детальные поисковые работы. В результате работ на месторождении Мушистон установлено, что кварцево-рудные жилы и прожилки группируются в пучки рудоносных зон северо-восточного простирания, которых на площади месторождения выделено семь. Определена их большая протяжённость и значительный вертикальный размах оруденения. Подсчитанные запасы категории C_2 и прогнозные ресурсы дали возможность рекомендовать постановку предварительной разведки [244].

Период 1984-88 гг. является наиболее продуктивным при проведении работ на месторождении Нижний Кштудак. Разведочные работы, проведенные Ровадинской партией Магианской геолого-разведочной экспедиции в районе рудного поля Тарор на северо-западе Нижнекштудакского участка, привели к выявлению двух новых рудопроявлений - Мирхант и Вичгона, а весь объект был назван «месторождением Мирхант» (Кононюк и др., 1988).

Негнотским поисковым отрядом Магианской ГРЭ в течение 1986-1989 гг. проводились поиски и литогеохимическая съёмка на западном фланге Казнок-Мушистонского рудного поля (Разов, 1989). Были обнаружены ореолы рассеяния большинства элементов-индикаторов, в том числе и серебра. По его данным, высокие аномалии серебра, олова и других элементов пространственно тесно связаны с известными рудопроявлениями Нижний Вен, Вен, Кони Нукра, Хиргасанг, Верхний Заврон, Чашма, Негнот, месторождением Мушистон. Часть аномалий связана с зонами дробления и лимонитизации пород с рассеянной вкрапленностью пирита, арсенопирита, халькопирита и малахита. Мощность зон колеблется в пределах первых метров при протяжённости первые десятки метров. Чаще всего данные зоны контролируются продольными разрывными

нарушениями. Ореолы серебра распространены довольно широко на известных рудопроявлениях Чашма, Кони Нукра, месторождении Мушистон, концентрации которых изменяются от 0.0003% до 0.0008%. В точечных пробах, отобранных с центральных частей аномальных участков, концентрации серебра достигают 0.008%. Большинство выявленных аномалий имеет широтное и субширотное простирание. Протяжённость их от первых десятков метров до первых сотен метров. Установлены также единичные контрастные ореолы серебра на ранее неизвестных участках площади работ. На западном и южном продолжении рудопоявлений Нижний Вен выявлены аномалии интенсивностью 0.0008% - 0.003%. Южнее месторождения Мушистон, в 1.5 км от него, аномалии серебра, концентрации которых достигают 0.0005% - 0.008%. На участках рудопоявлений Кони Нукра и Чашма выявлены аномалии с содержаниями серебра 0.0005%-0.003%.

Отметим, что месторождение Алтын-Топкан (Зарнисор) эксплуатировалось с 1954 по 1988 гг. открытым и подземным способами [260]. Добытую руду доставляли до станции «Терекли» Алмалыкского ГМК, где осуществляли переработку руды на обогатительной фабрике с получением свинцового и цинкового концентратов. За весь период эксплуатации Алтын-Топканского рудного поля добыто и отгружено 63 млн т руды, в которой содержалось 845 тыс. т Pb, 943 тыс. т Zn и большое количество редких металлов, в том числе и Ag. Среднее содержание Pb в руде составляло 2.1%, а Zn – 2.41%. Эти элементы являются основными компонентами в рудах. Кроме того, в рудах имеются медь, серебро, висмут и другие элементы.

С 1984 по 1998 гг. месторождение Пай-Булак эксплуатировалось подземным способом [260]. По данному месторождению запасы по категории C₁ составляют 1.22 млн. тонн руды со средним содержанием Pb – 6.0%, Zn – 6.27% и Ag – 50 г/т в руде; по категории C₂ – 996.3 тысяч тонн руды со средним содержанием Pb – 3.66% и Zn – 3.72%.

В результате тематических исследований И.Кривоплясова, В.А.Амосова и других (1990), изучавших вещественный состав руд месторождения Мирхант в

1987-1990 годах, было обнаружено, что серебряная руда имеет сопутствующие геохимические ореолы серебра, свинца, олова, меди, мышьяка, сурьмы, ртути и цинка. Наиболее сильные ореолы этих элементов ограничены контактом между карбонатными породами и терригенными толщами маргузорской свиты нижнекаменноугольного возраста.

После обретения независимости интенсивность проведения геолого-разведочных работ на серебряных и серебросодержащих объектах Северного Таджикистана снизилась. В основном работы направлены на освоение этих объектов и научно-исследовательские изыскания.

С 1991 по 1992 гг. Ровадинской партией Магианской геолого-разведочной экспедицией в составе А.С.Кононюка, И.А.Шубиной и других (1993) на месторождении Мирхант проведены поисково-оценочные работы. В результате установлено, что месторождение в геолого-структурном плане представлено Мирхантской антиклиналью, вытянутой в СЗ-ЮВ направлении на 4 км и осложнённой поперечными нарушениями, придающими месторождению облик складчато-блокового строения.

С 1991 по 1996 год и до 2003 года Ровадинская партия Магианской геолого-разведочной экспедицией Управления геологии Республики Таджикистан проводила геологоразведочные работы на месторождении Мирхант (Кононюк, 1993, Каюмов, 2003). В результате площадь месторождения увеличилась в 1.4 раза, а запасы серебра - в 4.6 раза, при этом промышленные запасы серебра по категориям C_1 и C_2 достигли 1709.14 т, а прогнозные ресурсы по категории P_1 составили 3000 т [6].

Кандидатская диссертация М.М. Фозилова [230] «Физико-химические условия формирования минералов месторождения Большой Канимансур (на основе изучения флюидных включений)» направлена на изучение вещественного состава руд месторождения, физико-химических параметров рудообразования, закономерности пространственно-временной изменчивости этих параметров, и на их основе предложены поисково-оценочные критерии серебро-полиметаллического оруденения.

В последующие годы в печати появился ряд статей М.М.Мамадвафоева с

соавторами [135 и др.]. Они касаются последовательности минерализации, типов руд и зональности месторождения Нижний Кштудак.

В апреле 2000 года ОАО «Алмалыкский ГОК» приняло решение о консервации месторождений Алтын-Топканского рудного поля, а в октябре 2002 года Алтын-Топканское рудоуправление передано с баланса этого комбината на баланс Министерства промышленности Республики Таджикистан [258].

В кандидатской диссертации Ш.О. Худобахшовой [234] рассматривается роль краевого вулcano-структурного прогиба Адрасманской вулcano-тектонической депрессии в размещении серебро-полиметаллического оруденения, показано значение геохимической специализации верхней мантии региона как исходного петрологического фактора при формировании оруденения, установлена корреляционная связь между степенью преобразования рудовмещающих вулканитов и петрофизическими параметрами и содержаниями в них рудных компонентов, определена естественная радиоактивность вулканитов рудного поля.

За последние два десятилетия наши исследования были направлены на изучение минерального состава гипогенных и гипергенных руд, выяснение распределения серебра в рудах и во вмещающих породах, установление типов метасоматитов и сопутствующих минералов вблизи руды, определение стадий минерализации и физико-химических условий формирования месторождений, рудно-формационных типов, закономерностям размещения серебряного и серебросодержащего оруденения в пределах Северного и Центрального Таджикистана [1-61-А].

Кандидатская диссертация М.Б. Самиева [202] посвящена детальному изучению околорудного метасоматоза и связанного с ними оруденения, выяснению закономерностей пространственного распределения околорудных метасоматитов, произведён расчёт балансов вещества при процессах околорудного изменения, изучено распределение рудных и нерудных элементов во вмещающих породах в качестве вероятных прогнозных критериев

при поисках оруденения.

В середине 2006 года казахстанская компания «Казинвест-Минерал» приобрела акции ГОКа «Адрасман». В 2007 году здесь было добыто и переработано более 200 тысяч тонн свинцово-цинкового концентрата. В июле 2013 года ГОК «Адрасман» приостановил выпуск продукции. Совет директоров предприятия обосновал такое решение тем, что на мировом рынке упала цена на серебро, и добыча и переработка этого металла стала нерентабельной.

В 2007 году на базе месторождений Алтын-Топкан и Пай-Булак была создана «Гаджикско-китайская горнопромышленная компания» с правом добычи и переработки свинцово-цинковых и других руд [261]. Сейчас эта компания имеет лицензии и на разработку месторождения «Северный Зарнисор». Первая линия начала работу в 2010 году с мощностью 300 тыс. тонн руды в год, тогда как к 2020-му мощность выросла до 4 млн тонн.

А.Р.Файзиев обобщил результаты многолетней работы на гигантском месторождении Большой Канимансур и издал отдельную монографию [223]. В ней изложены результаты исследований по минералогии, стадийности минералообразования, структурным особенностям и закономерностям размещения оруденения, типам руд и морфологии рудных тел, околорудно-измененным вмещающим породам, термобарогеохимии, физико-механическим особенностям вмещающих вулканитов и их роли в локализации оруденения, типам зональностей, геохимическим особенностям поведения рудных и редких элементов во вмещающих породах, генезису и другим особенностям полиметалльного месторождения Большой Канимансур.

С целью добычи драгоценных металлов из хвостов и отвалов древних серебряных рудников Канджола 27 апреля 2011 года образовано ООО «Нукрафом» [259]. Процесс добычи состоит из выщелачивания цианистым раствором площадок кучного выщелачивания, за которым следует процесс цинкового осаждения по методу Меррилл-Кроу. Для более эффективной работы ООО «Нукрафом» вышло Постановление Правительства Республики Таджикистан от 27 мая 2020 года, №303 «Об изъятии и предоставлении

земельных участков» площадью 289.05 га из Бободжон Гафуровского района Согдийской области сроком на 19 лет для добычи серебра и других металлов [178]. Отметим, что в 2018 году это общество увеличило производительность Ag до 2.6 т и Au до 3.1 кг.

А.Иброхим с соавторами [6], обобщая геологические материалы по минерально-сырьевым ресурсам Зеравшано-Гиссарской зоны, наряду с другими полезными ископаемыми касаются серебряных месторождений. Были выделены 11 собственно серебряных месторождений и проявлений, которые группированы в две рудные формации - серебро-полиметалльную и серебро-сульфидную. Кроме того, ими выделяются 15 серебряносодержащих объектов. Оценены промышленные запасы и прогнозные ресурсы серебра в месторождениях и проявлениях региона (в тоннах): $C_1 - 537.28$, $C_2 - 46198.08$, $P_1 - 24792.389$, $P_2 - 94389.94$.

Анализируя имеющиеся материалы многолетних геологических исследований, проведённых на юго-западном фланге свинцово-цинкового месторождения Северный Алтынтюпкан за период с 1967 по 2012 годы, И.У.Рахмонов с соавторами (2013) провели пересчёт запасов свинца, цинка, меди, кадмия, серебра, серы по другим кондициям. В итоге не только по запасам основных компонентов (Pb, Zn) – более 1.74 млн. т, но и по запасам серебра – 6868.9 т этот объект стал крупным месторождением.

В кандидатской диссертации А.Т.Мутавалиева [157] «Геолого-структурные условия локализации и закономерности размещения скарново-рудных тел на месторождениях Зарнисорского (Алтынтюпканского) рудного узла» рассматриваются структурно-тектонические особенности, структурные факторы контроля оруденения, исследована трещиноватость с целью выявления её влияния на формирование скарново-полиметаллических руд, учитывая тесную взаимосвязь даек и скарново-рудных тел, выявлены причины пространственной связи рудоносных структур и интрузивных образований, изучены текстурные особенности руд и описаны парагенетические минеральные ассоциации, зональность их локализации и причины, влияющие

на них.

Кандидатская диссертация С.Б.Ятимова [248] посвящена детальному исследованию минерального состава отдельных рудных тел и месторождений Такелийского и Кансайского рудных полей, в особенности серебряного оруденения, для выявления типоморфных особенностей отдельных минералов или минеральных парагенетических ассоциаций, установления стадийности гидротермального оруденения, определения термобарогеохимических параметров минералообразования и генетических особенностей свинцово-цинкового оруденения.

Таким образом, данные по истории исследования серебряных и серебросодержащих месторождений имеет длительную многовековую историю. История изучения охватывает длительный период времени и может быть поделена на три этапа: первый охватывает VIII-XI века, второй начался с тридцатых годов прошлого столетия и продолжился до 90-х, а третий этап охватывает период независимости (1991-2022). Первый этап ознаменовался ростом кустарной промышленности, что было связано с началом освоения серебрянорудных проявлений. Вторым этапом отличается систематическим и планомерным их исследованием. Наиболее плодотворным явились 50-е–80-е годы прошлого столетия, так как в это время интерес к серебру возрос. На месторождениях Кони Нукра, Хиргасанг, Канджол, Восточный Канимансур, Тарызкан, Школьное, Северный Зарнисор и ряде других были начаты геолого-разведочные работы, в результате которых потенциальные возможности этих объектов определились на серебро. Разведанные запасы серебра в Северном Таджикистане оцениваются более чем в 70 тыс. тонн, а в Центральном Таджикистане более чем в 46 тыс. тонн. На третьем этапе интенсивность проведения геолого-разведочных работ снизилась. В основном работы направлены на более углублённое изучение минералогии, петрологии и других параметров гигантского месторождения Большой Канимансур и ряда месторождений Западного Карамазара.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данная диссертационная работа основана на материалах, полученных автором за период 2003-2022 гг. Полевые работы проведены на Канджольском (Канджол, Школьное, Караулхана, Четсу), Кансайском (Кансай, Королёво, Окурдаван, Шевчуковское, Восточный Канташ), Такелийском (Такели, Кафтархона, Учочак, Гайнаккан, Сассыксай) рудных полях, Алтынтопканском рудном узле (Зарнисор, Ташбулак, Чалата, Сардоб, Северный Зарнисор, Перевальное, Ташгезе, Мышиккол, Пайбулак) Северного Таджикистана и в Тарорском (Мирхант), Казнок-Мушистонском (Мушистон, Кони Нукра, Хиргасанг, Санги Сафед) и Пети-Такфонском (Такфон, Симич, Пети) рудных полях Центрального Таджикистана.

Полевые работы проводились вместе с А.Р.Файзиевым, К. Махмадкарим и С.Б.Ятимовым, а также участвующие в разные годы И.С.Оймахмадзода, М.Л.Гадоев, А.Махсудинов, Х.А.Шомаматов, М.М.Муродкулов, Н.Раджабов, Н.Ходжиматов и др. В полевых условиях выполнялось документация естественных обнажений и горных выработок (канав, шурфов, траншей, штолен и др.), измерения элементов залегания, определения взаимоотношений руд и горных пород. Эти работы сопровождалось опробованием и отбором каменного материала. Опробование серебряных месторождений – это процесс изучения качественного и количественного состава и свойств, природных образований, входящих в состав объектов.

Процесс отбора проб и образцов в полевых и лабораторных условиях можно разделить на три этапа: отбор, обработка и анализ (испытание). Отбор проб проводился на обнажениях, различных горных выработках и буровых скважинах, как в естественных залеганиях, так и из отбитых или складированных масс. Существует три группы методов отбора проб, используемых в горных выработках: точечные, линейные и объёмные. Обработка проб включает дробление, смешивание и сокращение. Дробление

(измельчение и истирание) осуществляется дробилками, мельницами и истирателями. Смешивание осуществляется механическими смесителями или вручную, а сокращение - механическими делителями или вручную (например, квартованием, вычерпыванием, перелопачиванием). Дробление и сокращение проводятся поочередно. В этом случае образец уменьшается до минимальной массы, необходимой для дробления.

Из полученных проб и образцов в лабораторных условиях были изготовлены шлифы, аншлифы, шашки, двухсторонние полированные минеральные пластины, минеральные выколки, аналитическими и минералогическими исследованиями.

Для подготовки иллюстраций (геологических карт, разрезов и других графиков) использовались компьютерные программы Corel Draw, Graphics Suite, Surfer. Статистическая обработка проанализированных данных проводилась с помощью программы MS Excel.

Основные методы определения химического состава руд и минералов: микронзондовый анализ - аналитики Хинлинг Кин (Xinling Qin), Паутов Л.А., Мираков М.М., масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS, LA-ICP-OES), пробирный анализ - аналитик Танг Лиангченг (Tang Liangcheng), атомно-абсорбционный анализ - аналитик Ревазов Б.А., термобарогеохимический анализ (автором вместе с А.Р.Файзиевым, С.Б.Ятимовым), анализ водной вытяжки (Мамадшоева С.), физические свойства минералов - микротвёрдость, удельный вес, отражательная способность и другие – автор и аналитик Чанг Хонг (Chang Hong).

Для микронзондового анализа необходима шашка. Сначала из образца вырезается квадратный кусок размером 1x1x0,3 см. Полученный образец полируется в соответствии с его физико-механическими свойствами. Полировка проводилась с использованием алмазных паст с различными физическими свойствами (не более 20-30 мин). Окончательная полировка проводится сукном или алмазной суспензией в течение 5-10 минут. Образцы полируются как с лицевой, так и с обратной стороны. Таким образом, были

получены высококачественные полированные поверхности минералов, имеющих важное физическое значение, таких как галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, арсенопирит, блеклые руды.

После завершения этого процесса, изготовленные образцы помещаются в специальные круглые формы. Смешиваем два вида специального эпоксидного клея в пропорции 2:1 и заливаем в форму. Выдерживаем в течение суток при комнатной температуре. Для некоторых образцов для ускорения реакции полимеризации эпоксидной смолы использовали сушильный шкаф.

На следующий день вынимаем из формы. Клей с кусочками камня остывает и образует круглую форму, называемую шашкой. Такие же препараты приготовили из единичных зёрен рудных минералов не только для изучения в отражённом свете, но и в проходящем, то есть в виде прозрачных шлифов.

На шашки напылялся графит, образуя проводящую плёнку. Следует отметить, что благодаря добавлению в состав порошка графита был найден оптимальный состав проводящей матрицы и разработан метод крепления проводящих минералов, в частности самородных элементов (золото, серебро). Подготовленные для микронзондовых исследований препараты погружались и изучались под микроскопом, фотографировались, определялись оптические константы и использовались для диагностики и структурного травления.

Изучение минерального состава руд проводилось методами сканирующей электронной микроскопии JEOL JSM 35CF. Исследовались преимущественно обильные пробы руд. Аналитические образцы для сканирующей электронной микроскопии готовились путем нанесения отдельных зерен или порций порошка на токопроводящую углеродную ленту или брикеты из эпоксидной смолы и последующего горячего прессования.

Принцип работы сканирующего электронного микроскопа заключается в следующем. Электронный зонд (электронный пучок) направляется на анализируемый образец. В результате взаимодействия электронного зонда с образцом генерируются низкоэнергетические вторичные электроны, которые собираются детектором вторичных электронов. Интенсивность электрического

сигнала детектора зависит от природы образца (в определенной степени) и рельефа образца в зоне взаимодействия (в определенной степени). Таким образом, сканируя поверхность объекта электронным пучком, можно получить рельефную карту анализируемой области; контрастность изображения BSE (отраженных электронов). Ускоряющее напряжение 1-30кВ; Си-излучение, Ni фильтр, диапазон $3-65^{\circ}2\theta$, шаг $8\ 0,02^{\circ}2\theta$; полупроводниковый детектор нового поколения-DTex/Ultra, скорость сканирования $5^{\circ}2\theta/\text{мин}$. Результаты анализировались по методике (Moore and Reynolds, 1999). Количественный минералогический анализ проводился по методу Ритвельда, в программном пакете PROFEX GUI для BGMN.

Количественные измерения твёрдости рудных минералов проводились с помощью микротвёрдомера ПМТ-3 в лаборатории физической химии Сианьского Института окружающей среды Академии наук Китайской Народной Республики. Полированный шлиф исследуемого минерала закреплялся в приборе на предметном столике под объективом. Исследуемый минерал ориентируется и фокусируется против его спайности или удлинения вытянутых кристаллов. Исследуемый минерал помещается на пересечении нитей окуляра. Затем к механизму нагружения индентора прикладывается постоянная весовая нагрузка (20-50 г). Твёрдость галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, прустита и борнонита измерялась с помощью микротвёрдомера.

После установки груза столик прибора поворачивается на 180° так, чтобы исследуемый минерал оказался под алмазной пирамиды, и делается вдавливание. Для формирования углубления индентор арретир слегка надавливают на упорным пальцем левой руки при медленном вращении. Затем быстро отпускают руку и удерживают её в течение 5-10 секунд. В это время нагруженная алмазная пирамидка опускается на полированную поверхность исследуемого минерала. Затем ручка арретира возвращается в исходное положение, а стол поворачивается на 180° . После этого характер следов полировки изучается под микроскопом в отраженном свете. В нашем случае бывало, что отпечаток находился не на месте перекрест нитей. Объектив

была снова отцентрирована, и алмазная пирамидка была вдавлена во второй раз. Затем диагональ гравировки была измерена окулярным микрометром, оснащённым измерителем микротвёрдости. Микротвёрдость минерала определяется по следующей формуле:

$$H = \frac{P}{F} \text{ (кг/мм}^2\text{)}.$$

где H – микротвердость; P – нагрузка на индентор; F – площадь боковой поверхности квадратной пирамиды.

Удельный вес – это отношение веса минерала к весу идентичного объёма чистой воды (стандартное атмосферное давление, температура 4°C). Удельный вес минерала определялся методом вытеснения жидкости, то есть путём измерения веса образца и, соответственно, объёма воды, вытесненной в ёмкость (метод Архимеда). Последовательность исследования в данном случае следующая. Сначала измеряется вес образца. Затем подготавливают контейнер, наполняя его водой до тех пор, пока вода не вытечет через трубку. После того как уровень воды установился и поток прекратился, под трубку помещают пустой стакан, откалиброванный в кубических сантиметрах (1 см³ воды имеет массу 1 г при температуре 1°C). Затем образец осторожно помещают в жидкость так, чтобы он полностью покрывал жидкость. Нить, на которую погружается образец, в данном случае не важна. Объём воды в стакане (см³) соответствует его весу (граммы). Удельный вес камня в этом случае рассчитывается как отношение массы камня к массе вытесненной жидкости: удельный вес = $P_{\text{камня}}/P_{\text{жидкости}}$.

Гидростатическое взвешивание основано на том, что на предмет, помещенный в жидкость, действует выталкивающая сила, равная весу вытесненной жидкости. Камни взвешиваются в воздухе, а затем в жидкости.

Определение плотности методом гидростатического взвешивания проводилось в Государственном пробирном надзоре при Министерстве финансов Республики Таджикистан.

Рентгеноструктурный анализ (РСА) - один из дифракционных методов,

используемых для изучения структуры минералов. Метод основан на дифракции рентгеновских лучей на трехмерной кристаллической решетке. Метод был разработан Дебаем и Шеррером. Этот метод позволил определить атомную структуру материалов (пространственные группы, размер и форму элементарной ячейки и т.д.) и определить группы симметрии кристалла.

Метод Дебая-Шеррера (метод порошков) используется для изучения поликристаллов и их смесей. Из-за хаотичной ориентации кристаллов в образце по отношению к падающему монохроматическому лучу дифрагированный луч превращается в семейство коаксиальных конусов с падающим лучом на оси. Их изображение на фотоплёнке (дебаграмма) принимает вид концентрических колец, положению и интенсивности которых можно определить состав изучаемого материала.

Полученные в ходе полевых работ образцы были отсортированы, измельчены и разделены под биноклем на мономинералы (галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирит, блеклые руды). Проба была увеличена до 500 мг. Полученную монофракцию измельчали в агатовой ступке. Полученный порошок записывали на отдельный лист бумаги и нумеровали. Затем его отправляли на анализ.

Для определения концентрации элементов (Ag, Au, Cd, Co, Cu, Fe, Mg, Mn, Mo, Pb, Zn) использовался атомно-абсорбционный анализатор Perkin Elmer AAnalyst 400 (аналитик Ревазов Б.А.). Этот метод называется атомно-абсорбционной спектроскопией с пламенной атомизацией. Атомно-абсорбционная спектроскопия основана на поглощении элементарного излучения невозбужденными атомами того же элемента. Для наблюдения за поглощением устанавливается источник зондового излучения. Содержание химического элемента определяется по изменению интенсивности спектральных линий. Атомно-абсорбционная спектрометрия позволяет определить содержание Zn, Sn, Bi, Au, Ag, Cu и других элементов. Пламенные атомно-абсорбционные методы позволяют определять содержание элементов от $n \cdot 10^{-4}\%$ до 100% с относительной погрешностью 5-8%. Атомно-

абсорбционные методы требуют использования стандартных растворов для калибровки прибора. Количество целевых веществ варьируется от 20 мг до 500 мг.

Также был использован метод мокрой химии. В мокром химическом анализе в качестве растворителя используется соляная кислота. Азотная и серная кислоты концентрируются или разбавляются. Чтобы получить водные растворы, кислоты нужно вылить в воду.

Термобарогеохимические исследования проводились методами гомогенизации газовой-жидких и жидко-газовых включений и водных вытяжек. Для измерения температур методом гомогенизации была использована камера конструкции Ю.Н.Пашкова (1980) с применением объективов 20^x, 40^x. Точность измерения температуры гомогенизации составляет $\pm 2-3^{\circ}\text{C}$. Калибровка прибора проводилась по точкам плавления мочевины (123°C), олова ($231,6^{\circ}\text{C}$), нитрата натрия ($306,8^{\circ}\text{C}$) и цинка ($419,4^{\circ}\text{C}$).

Химический состав растворов включения в минералах (кварц, кальцит, барит, флюорит, галенит и сфалерит) анализировали методом тройной водной вытяжки по известной методике (Пашков, 1980). Для проведения анализа отбирали 100 г мономинеральные пробы. Пробы измельчали в порошок в агатовой ступке. Затем пробы промывали в бидистиллятом (1:2), взбалтывались (15-30 мин), подогревались (1 час до температуры $60-70^{\circ}\text{C}$), отстаивались (более 1 часа) и фильтровались. После этих операций количество каждого иона, присутствующего в составе вытяжного раствора, определялось по-очередно с использованием специальных методик приготовления и индикаторов. Затем для каждой суспензии проводили два повторных анализа. Значения, полученные в третьем вытяжном шкафу, вычитались из результатов первого анализа. Погрешность в анализе не превышали 10%.

Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (inductively coupled plasma mass spectrometry, ICP-MS) - современный высокочувствительный аналитический метод, позволяющий одновременно определять большое количество элементов при низких и очень низких пределах обнаружения.

Современные минералогические и геохимические исследования в значительной степени основаны на масс-спектрометрических данных. Наиболее широко используются приборы, возбуждающие спектры образцов с помощью индуктивно-связанной плазмы. Аналитические работы проводились в химической лаборатории Института окружающей среды Академии наук КНР (Сиань, Шэньси) на приборе ELAN 9000 Perkin Elmer. Масс-спектрометр предназначен для высокоточного определения следовых (до долей ppm) содержаний элементов с атомными массами от 2 до 270 а.е.м. в растворе и позволяет одновременно измерять большое количество элементных проб. Прибор обладает высокой производительностью.

Подготовка проб для анализа (разложение и растворение горных пород, минералов и руд массой более 10-20 мг) проводится с использованием сверхчистых реагентов. Для воды используются системы очистки фирмы Millipore; для кислот – дистилляция проводится в специальном оборудовании фирмы Berghoff; для работы используется кварцевая, фторопластовая и полипропиленовая посуда. Уровень контроля напрямую зависит от чистоты реагентов для пробоподготовки, чистоты стеклянной посуды и лабораторных условий. Реагенты, используемые для пробоподготовки и анализа, проходят дополнительную очистку методом "недокипячения" в системе кислотной дистилляции Berghof BSB-939-IR. Для анализа используется сверхчистая вода с удельным сопротивлением 18,2 Ом/см, очищенная в системе Millipore. Очистка от загрязнений происходит в два этапа. Вода, предварительно очищенная с помощью обратного осмоса и электродеионизационной системы, поступает в систему окончательной очистки MilliQ, которая включает в себя стадию фотоокисления с помощью ультрафиолетовых ламп. Все аналитические операции разработаны по принципу "комната в комнате" и проводятся в чистом помещении, оборудованном системами вентиляции и кондиционирования, электропитания, автоматизации, газоснабжения и пожарной сигнализации.

Сравнение содержания обнаруженных Mn, Cu, Zn, Ga, Ge, Ag, Cd, Sn, Sb, Pb, Bi с контрольными образцами различных пород (программа круговых лабораторных испытаний GeoPT).

Таким образом, в результате научно-исследовательских работ автора использованы различные методы: полевые, лабораторные, аналитические, анализ, обобщение, сравнение и др. Непосредственно в поле выполнялась документация естественных обнажений и горных выработок (канав, шурфов, траншей, штолен и другие), определялось взаимоотношение руд и горных пород. Эти работы сопровождалась отбором каменного материала для изготовления аншлифов, шлифов, шашек, двухсторонне полированных пластинок минералов и минеральных выкопок, а также аналитическими и минералого-геохимическими исследованиями. Кроме непосредственного изучения геологии и каменного материала по месторождениям, автором изучено большое количество опубликованных и фондовых материалов по теме диссертации.

ГЛАВА 3. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

В геологическом строении района исследований (Северного и Центрального Таджикистана) участвуют палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования.

Северный Таджикистан. В ордовик-силурийский период в Карамазаре, в островодужных условиях, накопилась мощная (3-4 км) толща песчано-сланцевых отложений. В позднесилурийское время она при неокаледонской инверсии прогиба подверглась складчатости, сопровождавшейся слабым вулканизмом (прослой туфов в верхах песчано-сланцевого разреза) и формированием пологих складок западно-северо-западного простирания, осложнённых крутопадающими продольными и поперечными соскладчатыми разрывами. В зонах разрывных нарушений при последующей позднекаледонской тектонической активизации разместились небольшие интрузии микродиоритов, аляскитов [20] и мелкие кварцевые жилы, изредка содержащие халькопирит [47, 162]. К началу девонского времени территория Карамазара, находясь в состоянии недоразвитой островодужной стадии (относительно небольшие мощности осадков, пологая складчатость, слабые магматические и послемагматические процессы), была выведена из-под уровня моря и подверглась денудации. В нижнем девоне активизировавшиеся посторогенные движения в кураминской подзоне привели к интенсивному вулканизму, кислые и средние продукты которого, перемежаясь с континентальными обломочными отложениями, выполнили депрессии преддевонского рельефа. По мере нарастания мощностей осадочно-вулканогенных отложений покровные образования сменились субвулканическими и интрузивными. В конце нижнего-начале среднего девона вулкано-плутонические сооружения испытали глубокий размыв [20]. Таким образом, завершился первый этап развития Карамазара, начавшийся ещё в

ордовике. В результате здесь был сформирован нижний структурный ярус, для которого характерны двухчленное строение (нижний подъярус - песчано-сланцевая толща, верхний – осадочно-вулканогенная), значительная неоднородность подъярусов (за счёт интенсивных деформаций, интрузивных и субвулканических тел и покровов осадочно-вулканогенных пород), высокая деформированность, крупноглыбовое строение и относительно слабый к тому времени метаморфизм.

В среднем девоне – нижнем карбоне площадь Карамазара вновь была вовлечена в нисходящие движения, отражающие процессы островодужного развития Срединного Тянь-Шаня.

Трансгрессия моря с юго-запада в начале этого периода привела к накоплению маломощной, «скользящей» во времени, базальной серии (конгломераты, гравелиты, аркозовые песчаники), на которой легли мощные (2500 м) терригенно-карбонатные осадки (известняки, доломиты, мергели, их промежуточные разности, редко – глинистые сланцы, песчаники) [20].

Наибольшее прогибание дна морского бассейна совпало со временем накопления мощных горизонтов верхнетурнейских массивных хемогенных известняков. В конце турне в Карамазаре произошло изменение тектонического режима, в результате которого прогибание сменилось преобладающим поднятием. Появились первые отдалённые очаги вулканизма, которые привели к повышению содержания кремнекислоты в морских водах и отложению первых пачек смешанных кремнисто-карбонатных осадков [20, 60-А].

В серпуховское-башкирское (?) время, на фоне прогрессирующих поднятий и вулканизма, среди морских осадков скачкообразно росло содержание кремнистого вещества. Одновременно в разрезе появились прослойки туфогенного материала, количество которого также нарастало. К концу серпуховской - началу башкирской эпох, вследствие такого направленного изменения, карбонатные фации целиком сменились кремнисто-туфогенными (верхняя пачка свиты уя) [60-А]. На рубеже нижнего и среднего карбона на территории Карамазара заложились и быстро сформировались крупные

субширотные складки и соскладчатые продольные и поперечные разломы. С момента появления последних Карамазар приобрел типичную горсто-грабенную структуру. Дифференцированные блоковые перемещения сопровождались мощным вулканизмом среднего состава (минбулакские вулканы). Каналы вулканизма контролировались продольными и поперечными разломами глубокого заложения, разграничивающими крупные тектонические блоки.

В начале среднего карбона произошло усложнение глыбовой структуры Карамазара – дифференциальные разновекторные блоковые перемещения измерялись сотнями и тысячами метров, ещё более разрастались зоны глубинных разломов. На месте прежних линейных складчатых сооружений формировались горст-антиклинальные и грабен-синклинальные структуры. В этот период глубинные разломы отделили Кураминскую подзону от остальной территории Среднего Тянь-Шаня, и она в своем последующем развитии получила определенную автономию [177].

Интенсивные тектонические движения на площади Карамазара привели к широкому интрузивному магматизму (C_2). В ядрах наиболее значительных горст-антиклиналей локализовались крупные полигенные гранитоидные массивы (плагииграниты, габбро-диориты, адамеллиты, гранодиориты, аляскиты, кварцевые монзониты) и их жильные дериваты (аплиты, гранодиорит-порфиры и др.). Гранитоидные массивы в большинстве случаев имели лакколитообразные очертания. Положение ножек лакколитов контролировалось глубинными сколами, разделявшими горст-антиклинальные поднятия и грабен-синклинальные прогибы, а их пологие части размещались в межформационных отслоениях и срывах вдоль подошвы терригенных и карбонатных отложений (D_2-C_1). Часть пространства интрузии завоевали путём переплавления и ассимиляции вулканогенно-осадочных отложений (O-S, $D_1?$) [20]. При внедрении в карбонатную толщу интрузии выдавливали отдельные плитообразные тектонические блоки и заплавляли клиновидные. Наиболее интенсивному относительному выжиманию подвергались клиновидные блоки,

направленные острием по ходу движения магматических масс. Клиновидные блоки обратной ориентировки хорошо обтекались и заплывались внедрявшейся магмой и оказывались как бы погружёнными относительно выжатых блоков. В ходе таких относительных блоковых перемещений нижняя граница распространения карбонатной толщи обрела сложные ступенчато-клиновидные очертания, с «провалами» в зонах крупных разломов.

В заключительной стадии внедрения магматитов (C_1-C_2) вмещающие породы в тектонически нарушенных контактах подверглись ороговикованию (терригенные породы). Вслед за этим в Кармазаре наступил период относительного покоя и интенсивного разрушения созданных сложных горных сооружений.

На значительной площади Кармазара с осевых частей горст-антиклиналей была смыта карбонатная толща и обнажились гранитоидные интрузивы, слагавшие ядра структур. В зонах крупных разломов (зоны Токмакского, Железного, Курбанкульского, Баштавакского, Бирюзового и других разломов) сохранились заплавленные реликты «опущенных» клиновидных блоков известняков.

Новые посторогенные среднекарбон-триасовые фазы активизации (C_2-T) способствовали дальнейшему нарастанию дифференциальных блоковых перемещений, сопряженных с мощным многофазным верхнепалеозойским кислым и субщелочным вулканизмом. Продукты вулканизма накапливались в пределах грабен-синклиналей, которые постепенно преобразовывались в мульды компенсированного проседания. К этому периоду относится формирование в Кармазаре крупных вулкано-тектонических структур – Центральнокармазарской, Токмакской, Такелийской, Алтынтопканской и других крупных депрессий и мульд. Возраст их позднекаменноугольный и пермский [55]. В конце этапа наибольшее развитие эти структуры получили в Центральном и Восточном Кармазаре, где накапливались многокилометровые пёстрые осадочно-вулканогенные толщи.

Вулканизм чередовался с многофазным близповерхностным интрузивным

магматизмом. В результате сформировались разнообразные сложные вулканоплутонические, субинтрузивные, субвулканические и гипабиссальные тела. Большинство из них имело дайкообразную форму и контролировалось глубинными разломами, ограничивающими блоки. В совокупности они образовали кольцевидные структуры, обрамлявшие мульды проседания.

На фоне активизации тектоно-магматических процессов (C_2 -T) в Кармазаре неоднократно проявлялось постмагматическое минералообразование. Обломки жильного кварца встречаются в чашлинских кислых туфолах (C_2), галька скарнов и алунитов - в базальных вулканитах токмака (C_2), гальки магнетита - в такелийских базальных вулканогенно-осадочных конгломератах (T), обломки золотоносных жил заплавлены в сферолитовые гранит-порфиры (T).

Несмотря на такой широкий диапазон времени проявления, основная масса постмагматической минерализации (в т.ч. профилирующей полиметаллической с серебром) возникла после внедрения большинства гипабиссальных интрузий (P). Гидротермальные процессы были наиболее длительными, сложными и продуктивными этапами рудообразования в Кармазаре.

В триасе оформилась верхняя часть структурного этажа, характеризующаяся двухярусным (карбонатная и вулканогенная толщи) или сквозным одноярусным (интрузивные массивы) строением. Ярусы по простиранию, из-за сложного внешнего и внутреннего глыбового строения, наличия массы интрузивов и фациальных изменений пород, приобрели высокую неоднородность.

С середины триасового периода Кармазар представлял собой субплатформенную область, подвергшуюся интенсивной пенеппенизации. В конце мела на его территории в условиях наступившего платформенного (морского) режима верхнемеловые континентальные отложения сменились фациями мелководных лагун (глины, алевролиты, ракушняковые известняки и др.). Альпийский тектогенез проявился оживлением блоковых движений в

палеозойских ярусах и образованием пологих поперечных складок в мезозойско-кайнозойском чехле [20, 60-А].

В четвертичный период Карамазар претерпел устойчивое поднятие, в ходе которого возник современный рельеф с его континентальными ландшафтами. Таким образом, в районе оформился верхний, второй по счёту структурный этаж, характеризующийся значительной выдержанностью по простиранию, отсутствием магматических образований и рудной минерализации, а также очень слабым метаморфизмом. Мощность отложений мезозоя и кайнозоя около 400-500 м.

В Северном Таджикистане широко проявлены складчатые и разрывные нарушения. Самым крупным складчатым нарушением является Кураминский антиклинорий, который относится к первому порядку. Крылья его осложнены комплексом пород нижнего, среднего, верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя [55]. Они осложнены складками более высоких порядков и разбиты серией продольных, поперечных и диагональных сколовых нарушений.

Из восьми систем сколовых нарушений герцинского возраста серебряные объекты распределены в семи – тутлинский, сараймарданский, окурдаванский, алтынтопканский, такелийский, кызылтурский и туранглинский. В зависимости от географической местности, этим системам давали собственные названия.

В размещении серебряного оруденения Срединного Тянь-Шаня глубинные разломы играют важную роль. Долгоживущие глубинные разломы разделили района на блоки с различными режимами осадконакопления и магматизма [55]. В пределах южного склона Кураминского хребта это, в первую очередь, Железный разлом с севера и Мирзарабатский с юга. В центральной части Карамазара проходит Баштавакский разлом, который разделяет его на два крупных блока. Кроме того, на размещение серебряного оруденения повлияли Канджольский, Бирюзовый, Тарыэканский, Свинцовый, Канимансурский, Окурдаванский и другие разломы.

Ф.И.Вольфсон с соавторами [55] в пределах Карамазара выделяют три тектонических блока широтного простирания, в пределах двух - Центральный

(между Баштавакским и Окурдаванским) и Южный (между Окурдаванским и Мирзарабатским) размещены серебряные и серебросодержащие оруденения. Наибольшее значение для рудообразования Срединного Тянь-Шаня имел верхнегерцинский тектоно-магматический цикл.

Центральный Таджикистан. Изученные серебряные и серебросодержащие объекты Центрального Таджикистана относятся к Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоне. Она охватывает Зеравшанский хребет, кроме нижней части его северного склона, и северный склон Гиссарского хребта [58]. На севере от него находятся Зеравшано-Туркестанская, а на юге – Южно-Гиссарская зоны. От смежных зон ее отделяет Зеравшанский и Главный Гиссарский глубинные разломы.

Территория Зеравшано-Гиссарской зоны чрезвычайно сложна по своему геологическому строению, как в продольном, так и в поперечном направлениях. На ее площади М.М.Кухтиков [116] выделяет три узкие самостоятельные тектонические зоны субширотного простирания – Центрально-Гиссарскую, Барзанги-Шумкарскую и Ягнобскую, а В.Ф. Чернышев и И.З. Корин [237] делят на две подзоны – Северная, собственно Зеравшанская, и Южная, Северо-Гиссарская, которые различаются по особенностям геологического строения, типам стратиграфического разреза, интенсивности проявления магматизма и металлогении, времени создания тектонической структуры и особенностям ее морфологии. Надо отметить, что исследуемые нами месторождения входят в состав Северной подзоны. Западный и восточный фланги зоны находятся в пределах «положительных поперечных блоков – Нуратау-Каратюбинском и Гузан-Каратегинском, а центральная часть в «отрицательном» – Шахристан-Анзобском блоке [41].

Среди осадочных отложений в пределах серебрянорудных полей Центрального Таджикистана преобладают формации тип развития пассивной континентальной окраины, представленные песчано-сланцевой толщей ордовик-силурийского возраста и кремнисто-доломитово-известняковой толщей силурийско-девонского времени. Меньшим распространением

пользуются нижнекаменноугольные породы и верхнепалеозойские карбонатные, флишевые и молассовые толщи. Осадочные толщи прорваны верхнепалеозойскими массивами гранитоидов нормальной и повышенной щелочности.

Наиболее древние породы относятся, по-видимому, к докембрию. Они представлены мраморами, кристаллическими слюдистыми сланцами, кварцитами и кварцевыми гнейсами [188], сформированными в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций метаморфизма.

Выше метаморфизованного комплекса залегают измененные песчано-глинистые сланцы со спорами кембрия. Мощность их исчисляется несколькими сотнями метров. Фаунистически охарактеризованные отложения ордовика известны на северном склоне Зеравшанского хребта и находятся в полосе крупных тектонических нарушений [58].

Палеозойские отложения в Зеравшано-Гиссарской зоне делятся на пять формаций [33]: 1) кремнисто-карбонатная ($O_{2-3}-S_1$), 2) ранняя карбонатная (S_2-D_1), 3) кремнисто-терригенно-карбонатная (D_2-C_1), 4) поздняя карбонатная (C_1-C_2) и 5) грубообломочная моласса (C_2-C_3).

Кремнисто-карбонатная толща состоит из серицит-кварц-хлоритовых сланцев, кварцито-песчаников с прослоями известняков и различных эффузивов (разская свита O_{2-3}), доломитовыми и глинистыми известняками с прослоями песчаников, реже эффузивов основного состава (шингская свита S_1). На комплекс кремнисто-карбонатной породы $O_{2-3}-S_1$ согласно налегает ранняя карбонатная толща. Она состоит из доломитов и известняков нижнего лудлова (кутуракская свита S_2 kt) и известняков, доломитов нерасчленённой купрукской и хавзакской свиты S_2-D_1 kr+hv.

Девонские отложения представлены тремя свитами: шутской (D_1 st), магианской (D_{1-2} mg) и акбасайской (D_{1-3} ak). Шутская и магианская свиты состоят из карбонатных пород (массивные светло-серые и серые известняки, тёмно-серые органогенные известняки с линзами, желваками, прослоями, пачками кремнистых пород) и карбонатно-глинистых алевролитов, гравелитов,

общей мощностью до 1.5 км. Завершают карбонатный разрез палеозоя отложения акбасайской свиты, представленные кремнистыми тонкослоистыми сланцами с прослоями известняков и глинистых сланцев, алевролитов.

Отложения маргузорской свиты (C_{1mr}) залегают на размытой поверхности почти всех комплексов осадочных пород среднего палеозоя. Они представляют ритмично чередующиеся между собой тёмно-серые до чёрных глинистые, хлорит-серицитовые сланцы, филлиты и алевролиты с прослоями и линзами песчаников, гравелитов. Характерно для этой толщи наличие значительных по размеру глыб разновозрастных пород, в том числе карбонатных. Мощность свиты не превышает 30-40 м¹. По остаткам фораминифер, кораллов, криноидей, а также флоры и спор в алевролитах В.А.Лаврусевич [120] считает свиту позднегурнейско-ранневизейской.

В конце палеозоя (250-300 млн. лет назад) Южный Тянь-Шань в результате тектонических процессов и внедрения огромных объемов магматических масс толщи осадочных пород подверглись воздыманию и складчатости. Они выступили из-под уровня моря, образовав невысокую холмистую сушу.

Мезозойские отложения представлены неполными триасовыми, юрскими и меловыми системами. Условно выделена раватская свита ($T_3-J_1 rv$). Она представлена сероцветными брекчиями, кварцевыми грубозернистыми песчаниками, красноцветными бокситоподобными глинами, гравелитами, алевролитами и редкими углисто-глинистыми сланцами. Отложения раватской свиты с угловым несогласием залегают на породах палеозоя и со слабым угловым несогласием перекрываются отложениями фанской свиты. Мощность свиты до 40 м¹.

Ввиду слабой изученности ниже-среднеюрские отложения до сих пор не расчленены. Они сложены переслаивающимися косослоистыми темноокрашенными гравелито-брекчиями, кварцевыми песчаниками,

¹ Файзиев Ф.А., Минаев В.Е. Геологическое строение месторождения Мирхант (Центральный Таджикистан). Док. АН РТ. Том 49. - №9, - Душанбе, 2006. - С. 844-847.

алевролитами, глинистыми и углистыми сланцами. По данным Д.А.Старшина и других [212], описанные породы слагают фанскую ($J_{1-2} \text{fn}$) и кштудакскую ($J_{1-2} \text{ks}$) свиты. Контакт пород с палеозойскими отложениями трансгрессивный с резким угловым несогласием. Суммарная мощность юрских пород 120-255 м².

Верхний мел (K_2) залегает с угловым несогласием на отложениях юры и палеозоя и представлен серыми песчаниками сангрезинской, темно-серыми глинами кухистанской, красноватыми алевролитами гезанской, краснобурыми глинами, мергелями, гипсами, зеленовато-серыми песчаниками, пятнистыми известняками курукско-хушикатской и завроно-курутской свит. Контакты их согласные с подстилающими и несогласные с перекрывающими породами. Суммарная мощность достигает 465 м.

Кайнозойские отложения представлены палеогеновой, неогеновой и четвертичной системами. Палеогеновая система (P_{1-2}) присутствует в основном в Магианской впадине и представлена белыми гипсами с линзами доломитов, мергелей, песчаников и алевролитов. Контакты пород между собой и подстилающими отложениями согласные. Общая мощность палеоэоценовых отложений до 293 м.

Кштутская свита ($P_3-N_1 \text{ks}$) залегает на эоценовых отложениях с видимым согласием, но, вероятно, с размывом. Свита, сложена толщиной коричневатобурых алевролитов, глин, плитчатых песчаников, плотных, буровато-серых, полимиктовых гравелитоконгломератов. Суммарная мощность свиты колеблется от 350 до 450 м.

Гузарская свита ($N_2 \text{gz}$) сложена переслаиванием бурых, краснобурых глин и суглинков с прослоями конгломератов и гравелитов. Мощность свиты до 220 м. Отложения свиты залегают на более древних породах с размывом и резким угловым несогласием².

Амударьинский комплекс (Q_{IV}). Широко развиты продукты выветривания

² Файзиёв Ф.А., Минаев В.Е. Геологическое строение месторождения Мирхант (Центральный Таджикистан). Док. АН РТ. Том 49. - №9, - Душанбе, 2006. - С. 844-847.

более древних осадочных и изверженных пород амударьинского комплекса. Среди них выделяются аллювиальные, пролювиальные, делювиальные и коллювиальные образования. Мощность отложений до 36 м.

В пределах Зеравшано-Гиссарской зоны магматические породы развиты слабо, а массивы имеют небольшие размеры. Изучением магматических пород района и их возрастным расчленением занимались многие исследователи. Предложено несколько схем возрастного расчленения магматических пород. Интрузивная деятельность, по мнению большинства исследователей, связана со средне-позднерцвинским тектогенезом. И.Х.Хамрабаев [232] к интрузиям среднекарбонового возраста (C_2) относит редкие тела габбродиабазов, а затем выделяет кварцевые диориты и диориты первой фазы. Во вторую и третью фазу возникают массивы гранодиоритового и гранитного состава, а в четвертую – тела аляскитовых гранитов. Каждая фаза сопровождается своим сложным комплексом даек. По схеме Р.Б.Баратова и В.С.Луткова [24], ряд начинается с интрузий габбро-гранитоидного состава C_2 и завершается гранодиоритами, гранитами и аляскитами C_3 , затем следует пермо-триасовая щелочно-гранитоидная формация (нефелиновые сиениты, граносиениты, щелочные и субщелочные граниты). Многочисленные изотопные определения подтверждают C_2 – C_3 абсолютный возраст гранитоидной формации [26, 232]³.

На основании изучения условий локализации интрузивов, их петрографических, петрохимических, геохимических особенностей характеризуются малоглубинные массивы выделяются [127] в самостоятельный среднекарбоновый комплекс чарнокитоподобных гранитоидов (шадонский комплекс). Возраст гранитоидов 329-300 млн. лет.

Некоторые догранитные дайки диабазовых порфиритов, спессартитов, диоритовых порфиритов Зеравшано-Гиссарской зоны, мощностью до 2 м и протяженностью до 100 и более метров связаны с ранне-среднекаменноугольными магматическими образованиями габбро-плагиогранитового ряда [24]. Предполагается, что широкое распространение галек натровых гранитоидов в терригенных отложениях маргузорской и

зойской свит связано с раннекарбонным магматизмом, проявленным севернее. Эти породы петрологически, геохимически и металлогенически неоднородны. По мнению вышеназванных авторов, их неоднородность обусловлена рядом факторов: тектоническим положением, глубиной формирования, характером процессов гибризма и дифференциации. Позднекаменноугольные дайки в районе представлены комплексом лампрофиров. Лампрофиры слагают дайки мощностью от долей метра до 10 м, протяженностью до 100 м, прорывающие все комплексы осадочных пород палеозоя. Дайки лампрофиров практически всегда изменены. Даже в наименее измененных разностях наблюдается карбонатизация. Из первичных минералов здесь сохраняется биотит. Основная масса состоит из карбоната, калишпата и хлорита с примесью тонкочешуйчатого серицита³.

Кроме того, в рассматриваемой зоне широко распространены позднеордовикские и раннесилурийские зеленокаменные измененные эффузивы диабазо-порфиритовой и андезито-базальто-порфиритовой формаций. С орогенным этапом развития зоны было связано формирование раннепермских эффузивов, субвулканических тел и даек кислого и щелочного ряда. Магматизм постконсолидационной стадии представлен триасовыми вулканическими трубками взрыва, дайками щелочных базальтоидов и габброидов [25]³.

Структура Зеравшано-Гиссарской зоны сформирована тектоническими движениями герцинского и альпийского циклов. В герцинской истории выделяются два этапа – островодужный и орогенный, включающие ранние и поздние стадии.

В раннеостроводужную стадию эта зона представляла собой прогиб, заложенный на континентальной коре вдоль системы продольных глубинных расколов земной коры. Различная глубина активности разломов обусловила неравномерное прогибание дна бассейна, его дифференциацию на ряд частных

³ Файзиев Ф.А., Минаев В.Е. Геологическое строение месторождения Мирхант (Центральный Таджикистан). Док. АН РТ. Том 49. - №9, – Душанбе, 2006. – С. 844-847.

прогибов. На этих стадиях по данным В.Ф.Чернышева и И.З.Корина [237] происходило формирование простых брахиоформных складчатых сооружений, которые в последующее время претерпевали значительные осложнения с образованием складок более высоких порядков и сопряженных с ними многочисленных диагональных и продольных разрывов. Более протяженные продольные складчатые секущие и межпластовые надвиги и взбросо-надвиги формируют чешуйчато-блоковую структуру, для которой характерны сравнительно широкие асимметричные складки, крылья которых нарушены дополнительными прямыми и запрокинутыми изоклинальными складками. В результате к концу ранней островодужной стадии наметились черты зонального строения.

В позднеостроводужную стадию устойчивое прогибание сменяется поднятием территории зоны. В локальных прогибах происходит накопление флиша.

Формирование складчатой структуры Зеравшано-Гиссарской зоны началось в раннем карбоне, на рубеже ранней и поздней островодужной стадий и завершилось к началу орогенного этапа. Складчатая структура, созданная этими движениями, представляла собой систему крупных субширотных пологих складок (антиклинориев и синклинориев по П.Д.Виноградову), осложнённых соскладчатыми и поздне складчатыми продольными разрывами типа взбросов и надвигов. Движения этого периода создали покровно-складчатую структуру зоны. С инверсией тектонических движений связаны первые проявления интрузивного магматизма (Зеравшано-Гиссарский интрузивный комплекс).

В пределах Зеравшано-Гиссарской зоны выделяются крупные Зеравшанский и Северо-Гиссарский антиклинории. Они разделяются относительно узкой синклинальной зоной. Формирование их, по данным В.Ф. Чернышева и И.З. Корина [237], обусловлено многократным проявлением тектонических процессов (в том числе и альпийских). Морфологически антиклинории представляют собой крупные сводообразные субширотные

линейные складки, прослеживающиеся на сотни километров. Складки второго порядка ориентированы на запад и в северо-западном направлении. По мнению многих исследователей, они отражают основное направление складчатости палеозойского тектогенеза. Отмечается локальное неоднократное изменение простирания осей складок второго и более мелких порядков. С этими складками сопряжены многочисленные продольные (согласные и секущие), диагональные и поперечные соскладчатые разрывы и сопровождающие их трещины. Наиболее протяженными являются продольные сопряженные со складками, секущие и межпластовые разрывы. Эти нарушения играют существенную роль в строении района, разделяя его на серии чешуйчатых блоков.

Орогенный островодужный этап характеризуется разломной тектоникой и общим воздыманием территории, сопровождающимся интенсивной эрозией. С тектоническими движениями этого периода связано появление продольных (субширотных) разрывов, а также заложение новых систем нарушений - северо-западных, северо-восточных, и, вероятно, субмеридиональных. В результате этих движений покровно-складчатая структура зоны была расчленена на ряд горсто- и грабенообразных блоков. Для ранней стадии орогенного этапа характерно проявление кислого магматизма (кварцевые порфиры, граниты и гранодиорит-порфиры ранней перми). Поздняя стадия орогенного этапа характеризовалась неоднородностью тектонического режима. Слабая тектоническая активность предполагается в позднепермский-раннетриасовый период [191]. В период относительного тектонического покоя формируются щелочно-гранитоидные формации P_2-T_1 и их субвулканические аналоги [25]. В триасе тектонический режим приближается к платформенному. Вероятно, в связи с процессами тектоно-магматической активизации, формировались дайки, малые интрузии и трубки габброидного, щелочно-базальтоидного и базальтоидного состава T_1-T_2 .

Альпийская эпоха складчатости усложнила структуры палеозоя, но не нарушила общего широтного простирания герцинских структур. В процессе

формирования альпийской складчатости проявились два этапа. Первый (мезозой и начало палеогенового периода) характеризуется медленным прерывисто-скачкообразным формированием структуры мезозойских прогибов, второй, связанный с поднятием горных хребтов, характеризуется образованием крупных антиклинальных сводов и региональных надвигов и умножением складчатых форм в зонах мезозойских прогибов. В результате проявления этапа неотектонического возрождения Южного Тянь-Шаня (N-Q) формируются крупные сводовые поднятия, происходят блоковые перемещения коры преимущественно вдоль крутопадающих долгоживущих разломов доинверсионного заложения. Новейшие орогенические движения стимулировали активное обновление некоторых пологих разрывных дислокаций и обусловили формирование генетически разнообразной группы альпийских сколов. В целом, современная складчато-глыбовая структура создана тектоническими движениями эпиплатформенного орогенеза.

Таким образом, Бельтау-Кураминский вулcano-плутонический пояс Срединного Тянь-Шаня переходит в окраину активного типа в C_1 - C_2 . Он налегает на известняки C_1 . На смену каменноугольным магматическим породам приходят раннепермские постколлизийные образования. На современном эрозионном срезе магматические породы занимают около 80% площади. Начиная с середины перми, Срединный Тянь-Шань испытывает воздымание некоторого участка земной коры (апифт) и эрозию. Результат этих процессов привёл к тому, что в регионе практически отсутствуют отложения P_3 - T , а разрез мезозоя начинается с J_1 . Южный Тянь-Шань в течение PZ в основном развивался в режиме пассивной окраины. Об этом свидетельствует полнота разреза морских отложений от S до C . Поэтому магматические комплексы в Зеравшанском хребте развиты слабо (10-12%), за исключением Гиссарского сегмента, и представлены почти исключительно каменноугольными-раннепермскими постколлизийными гранитоидами, внедрившимися после закрытия океана на стадии континентальной коллизии.

ГЛАВА 4. РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ СЕРЕБРЯНЫХ И СЕРЕБРОСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Таджикистан имеет реальные предпосылки для создания крупной ресурсной базы серебра и, таким образом, он в ближайшем будущем может стать одним из профилирующих полезных ископаемых региона, наряду с золотом, полиметаллами и др. Месторождения серебра обнаружены в Северном и Центральном Таджикистане, а также на Памире. Серебряная минерализация здесь встречается двух типов. Это собственно серебряные объекты и серебросодержащие месторождения, где серебро находится в виде рассеянной примеси в месторождениях других металлов.

Серебро в состоянии рассеяния встречается в большинстве сульфидных месторождений, особенно цветных металлов. Этому способствует большое сходство энергетических и кристаллохимических свойств серебра с медью, свинцом и цинком. Хотя месторождения с рассеянным типом минерализации не всегда богаты серебром, однако их промышленное значение как природного источника этого металла огромно. Считается, что в месторождениях цветных металлов, а также золота, в рассеянной форме сосредоточено около 80% общемировых запасов серебра. На территории Таджикистана рассеянная серебряная минерализация, представляющая промышленный интерес, наиболее интенсивно проявлена в свинцово-цинковых месторождениях, связанных со скарнами. Это, в первую очередь, Алтынтопканский рудный узел, Кансайское рудное поле. Кроме того, серебро рассеяно в рудах Такелийского рудного поля.

Серебро является элементом-примесью большинства свинцово-цинковых месторождений. Основу сырьевой базы серебра составляют свинцово-цинковые (более 50 %), медные (до 20%) месторождения, а на долю собственно серебряных месторождений приходится 25-30%.

По минералого-геохимическим особенностям среди собственно серебряных месторождений можно выделить серебро-полиметаллические,

серебро-оловянные и серебро-золотые рудно-формационные типы [13-А]. Под термином «рудная формация» понимается группа месторождений данного полезного ископаемого, со сходными по составу минеральными ассоциациями, формирующимися в близких геологических условиях независимо от времени образования [95].

Месторождения различных рудноформационных типов характеризуются определёнными закономерностями, связанными с геолого-структурными особенностями объектов, минеральным составом, физико-химическими условиями образования, стадийностью минералообразования и другими факторами.

4.1 Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип

Месторождения серебро-полиметаллического рудно-формационного типа имеют широкое распространение. Известными его представителями являются месторождения Центрально-Кармазарского (Адрасман-Канимансурское и Канджольское рудные поля) рудного района (таблица 4.1.1). Все эти месторождения относятся к секущему типу, где основная роль в локализации оруденения отводится разрывной тектонике⁴.

Адрасман-Канимансурское рудное поле приурочено к Адрасманской вулкано-тектонической депрессии (мульде), расположенной в Центральной части Кураминского рудного района. Депрессия представляет собой грабен, разбитый серией глубинных разломов субширотного, субмеридионального и северо-западного направлений (Баштавакский, Замбаракский, Тарыэканский, Кармазарский, Свинцовый, Адрасманский, Канимансурский). Они расчленяют её на ряд обособленных геолого-структурных блоков, характеризующихся автономным развитием. Основными факторами локализации оруденения в рудном поле являются тектонические. Они приводили к образованию и обновлению разломов и дроблению пород, создавая условия для

⁴ Файзиев А.Р., Файзиев Ф.А. Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип оруденения в Таджикистане. Вест. ТНУ. – №1/5 (188), – Душанбе, 2015. – С. 271-278.

проникновения гидротермальных растворов, а также служили основными рудоконтролирующими и рудолокализирующими элементами структуры.

В Адрасман-Канимансурском рудном поле расположено гигантское полиметаллическое (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) месторождение Большой Канимансур, где подсчитанные запасы руд составляют 961.4 млн. тонн, в которых содержится более 50 тысяч тонн серебра, 4.3 млн. тонн свинца, 3.8 млн. тонн цинка, а также значительные запасы меди, висмута и флюорита [223]. Кроме того, здесь находятся месторождения Чукурджилга, Замбарак (рисунки 4.1.1), Тарыэкан, Кафтархона и несколько мелких рудопроявлений⁵.

Вмещающими рудное поле породами являются среднекарбоневые-нижнепермские осадочно-вулканогенные образования, представленные риолитами, риодацитами, трахириолитами, дацитами, трахидацитами, трахириодацитами, трахидациториолитами, андезитовыми и андезит-дацитовыми порфирами, сферолит-порфирами, туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами и другими породами общей мощностью от 1.5 до 2.8 км. В северо-восточной части рудного поля вулканиты перекрываются отложениями саттарской осадочной толщи позднепермско-раннетриасового возраста, а также осадками мела и палеогена. Интрузивные образования имеют ограниченное развитие и представлены среднекарбоневыми гранодиоритами и адамеллитами Долонинского плутона, а также дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, диабазовых порфиритов и долеритов⁵.

Метасоматические процессы на месторождениях рудного поля выражены в дорудном изменении вулканитов (калишпат-серицит-хлоритовое изменение и пропилитизация), имеющих региональное распространение и служащих своеобразным фиксатором древних каналов циркуляции гидротермальных растворов и благоприятной средой для отложения руд, и прерудных и синрудных изменений, являющихся собственно околорудными метасоматитами.

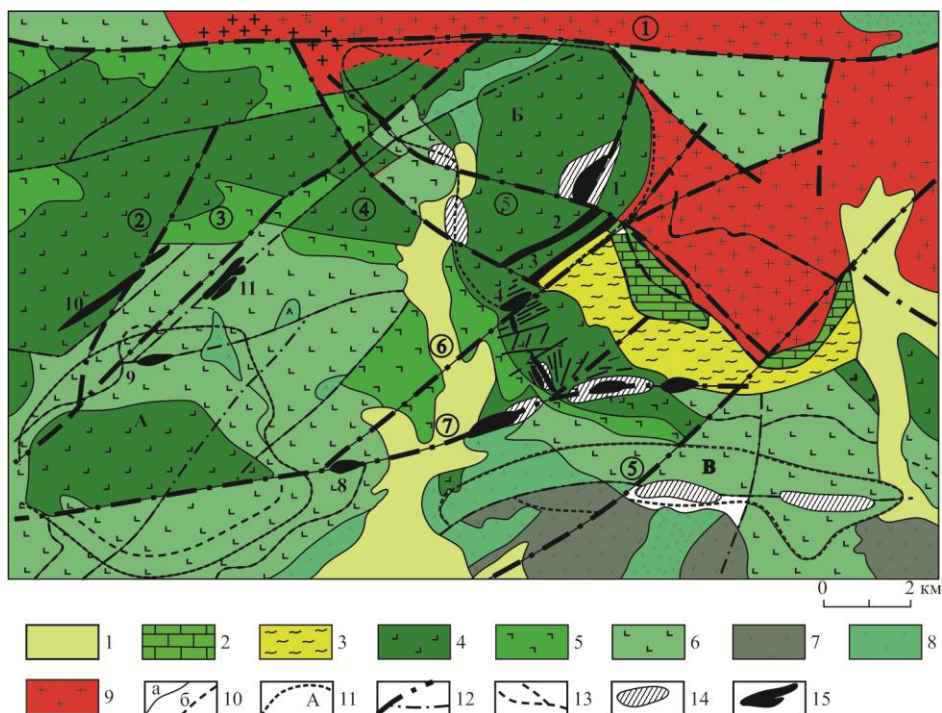


Рисунок 4.1.1. –Схематическая геологическая карта Адрасман-Канимансурского рудного поля, составленная Ю.Г.Сафоновым, Т.М.Злобиной, В.Ф.Чернышевым (1985) и изменением автора. 1-3 – осадочные толщи: 1 – четвертичные отложения, 2 – палеогеновые осадки, 3 – верхнемеловые породы; 4-8 – эффузивно-осадочные образования: 4 – тавакская толща, 5 – сферолитовая толща, 6 – тарыэканская толща, 7 – кушайнакская толща, 8 – алмалысайская толща; 9 – гранитоиды карамазарского типа (C₂); 10 – геологические границы: укрупнённых стратиграфических единиц (а) и внутри стратиграфических единиц (б); 11 – границы палеовулканов: А – Аксайский, Б – Адрасманский, В – Кушайнакский; 12 – разломы (цифры в кружках): 1 – Баштавакский, 2 – Замбаракский, 3 – Тарыэканский, 4 – Карамазарский, 5 – Свинцовый, 6 – Адрасманский, 7 – Канимансурский, 8 – Кошмуллинский; 13 – альпийские надвиги, 14 – некки, 15 – рудные месторождения (проекция на горизонтальную плоскость основных рудных тел и зон вне масштаба): 1 – Адрасман (U-Cu-Bi), 2 – Конторская зона (U), 3 – Чукурджилга (Pb, Cu, Zn), 4 – Новый Канимансур (Pb, Cu, Zn, Ag), 5 – Восточный Канимансур (Cu, Bi, Ag-Pb-Zn), 6 – Западный Канимансур (Ag-Pb-Zn), 7 – Штокверк Большого Канимансура (Ag-Pb-Zn-Cu), 8 – Кафтгархона (Cu-Bi), 9 – Аксай (Cu-Bi), 10 – Замбарак (Cu, Pb, Zn), 11 – Тарыэкан (Cu-Bi, Pb, Zn)

В кислых вулканитах развиты главным образом березиты, сопровождающие преимущественно серебро-полиметаллическое оруденение, а в средних породах развиваются карбонат-кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты, носители медно-висмутовой и плавиковошпатовой минерализаций. Наблюдаемая на рудном поле вертикальная метасоматическая зональность сверху вниз выражается в слабой аргиллитизации вулканитов, хлорит-серицитовом изменении, сопровождающимся местами калишпатизацией (адуляризацией), серицит- хлоритовыми метасоматитами с

Таблица 4.1.1. –Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип

Рудное поле	Месторождение, рудопроявление	Вмещающие породы	Возраст оруденения	Минеральный состав	Типы руд	Термобарогеохимические параметры
Адрасман-Канимансурское	Большой Канимансур, Замбарак, Тарыэкан, Чукурджилга, Кафтархона	Осадочно-вулканогенные, С ₂ -Р ₁	Р ₁	<p>Главные рудные: галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, блёклая руда, борнит, халькозин, айкинит, висмутин, самородное серебро</p> <p>Второстепенные и редкие: магнетит, пирротин, кобальтин, арсенопирит, вольфрамит, касситерит, аргентит, виттихенит, эмплектит, матильдит, шапбахит, клапротит, самородный висмут, полибазит, штромейерит, акантит, пираргирит, ялпаит и др.</p> <p>Жильные: флюорит, барит, кварц, кальцит, анкерит, ангидрит</p> <p>Гипергенные: лимонит, кераргирит, псиломелан, церуссит, смитсонит, малахит, вульфенит, англезит, бисмутит и др.</p>	Серебро-свинцовый, серебро-полиметаллический, серебро-медно-висмутовый, плавиково-шпатовый	Гипогенные минералы образовались при температурах 460-50°С и давлениях 850-100 бар, а серебро-полиметаллическое оруденение в более узком интервале - 300-150°С. Палеотемпературный градиент 5-12°С, концентрация растворов 5-35 вес.%. Состав газов: углекислота, азот
Канджольское	Канджол, Терекликан, Алчалыкан, Талдыкан	Гранодиориты Кураминского батолита, С ₃ -Р ₁	Р ₁	<p>Главные рудные: галенит, арсенопирит, лёллингит, сфалерит, халькопирит, пирит, тетраэдрит, галено-бисмутит, висмутин, пираргирит, полибазит, аргентит</p> <p>Второстепенные и редкие: пирротин, марказит, гематит, буланжерит, саффлорит, самородный висмут, джемсонит, франклинит, самородное серебро, фрейбергит</p> <p>Жильные: кварц (в том числе аметист), родохрозит, барит, кальцит, сидерит</p> <p>Гипергенные: кераргирит, самородное серебро, аргено-тефозит, церуссит, смитсонит, каламин, скородит, лимонит, гётит, куприт, ковеллин, малахит, азурит, брошантит, аурихальцит, вульфенит, англезит, торбернит и др.</p>	Серебро-полиметаллический	Минералообразование происходило в интервале температур 370-60°С и давлений 740-100 бар из бикарбонатно-хлоридных растворов с концентрацией 27-18 вес.%

эпидот-калишпатовым и турмалин-хлоритовым типами изменения и ангидритизацией. Последнее развивается обычно в подрудных, подстилающих оруденение, породах⁵.

На месторождениях Адрасман-Канимансурского рудного поля установлены более 150 минеральных видов и разновидностей. Жильные минералы представлены флюоритом, баритом, кварцем, кальцитом, анкеритом и ангидритом (таблица 4.1.1). Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, гематит, блёклые руды, борнит, халькозин, айкинит, висмутин и самородное серебро. Меньшее развитие имеют магнетит, пирротин, кобальтин, арсенопирит, вольфрамит, касситерит, аргентит, виттихенит, эмплектит, матильдит, шапбахит, клапротит, самородный висмут, полибазит, штроейерит, акантит, пираргирит, ялпаит и др. Гипергенные минералы представлены гидрогематитом, гидрогётитом, дигенитом, лимонитом, пиролюзитом, псиломеланом, халькозином, самородным серебром, церусситом и многими другими⁵.

На месторождениях рудного поля руды представлены, почти исключительно, сульфидными разностями. На долю окисленных руд приходится не более одного процента от общей массы руд. По вещественному составу выделяются три типа руд: серебро-свинцовые, серебро-полиметаллические и серебро-медно-висмутовые. Серебро-свинцовые руды формируются в стадии поздних сульфидов. Среди них выделяются два подтипа: собственно серебряные и серебро-свинцовые, отличающиеся друг от друга количественным набором одних и тех же минералов. Серебро-полиметаллические руды, составляющие основную часть разведанных запасов, образованы в стадию полиметаллов и флюорита. Представлены они также двумя подтипами: серебро-полиметаллическими и собственно полиметаллическими. Серебро-медно-висмутовые руды сформированы в стадию ранних сульфидов. Также состоят из двух подтипов: серебро-медно-

⁵Файзиев А.Р., Файзиев Ф.А. Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип оруденения в Таджикистане. Вест. ТНУ. – №1/5 (188), – Душанбе, 2015. – С. 271-278.

висмутовые и собственно висмутовые. Кроме отмеченных типов руд, на рудном поле промышленную концентрацию образует плавиковошпатовая руда, которая сопровождает не только отмеченные типы руд, но и образует обособленные залежи. В размещении типов руд отмечается вертикальная зональность, выражающаяся в том, что в верхних горизонтах месторождения преимущественное развитие имеют серебро-свинцовые руды. Ниже они сменяются серебро-полиметаллическими рудами, приуроченными преимущественно к умеренным глубинам, а серебро-медно-висмутовые руды локализируются в нижних уровнях рудного поля, занимая его глубокие горизонты. Плавиковошпатовая руда, в целом, не подчиняется этой закономерности. Она встречается на всех горизонтах месторождений, хотя наиболее высокая её концентрация наблюдается на средних и нижних уровнях⁶.

Все рудные тела контролируются зонами разломов, имеющими крутое падение. В пределах самих разломов они находятся в зонах дробления, повышенной трещиноватости и участках приоткрывания трещин. В соответствии с этим, наиболее крупные рудные тела имеют форму крутопадающих субвертикальных лентовидных тел, обычно не выдержанных по мощности, с резкими раздувами и пережимами. В строении таких рудных тел участвуют как отдельные крупные жилы, осложнённые изредка апофизами и параллельными ветвями, так и системы сближенных кулисообразно расположенных тонких жил и связанным с ними штокверком. Кроме жил и прожилков, на месторождениях встречаются линзообразные тела, имеющие близкие размеры, как по падению, так и по простиранию, а также столбообразные тела, обычно с крутым склонением, хорошо прослеживаемые по падению и быстро выклинивающиеся по простиранию. Столбообразные рудные тела контролируются синвулканическими разрывами и прослеживаются, как правило, независимо от состава вулканогенных пород. Бедные руды образуют субгоризонтальные пластообразные тела и уплощённые

⁶Файзиев А.Р., Файзиев Ф.А. Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип оруденения в Таджикистане. Вест. ТНУ. – №1/5 (188), – Душанбе, 2015. – С. 271-278.

линзы⁷.

Текстуры руд представлены вкрапленными, прожилково-вкрапленными, прожилковыми и прожилково-жилковыми типами. Менее развиты массивная, друзовая, гнездовая, брекчиевая, колломорфная, полосчатая, жеодовая и другие текстуры. Структура руд катакластическая, коррозионная, перекристаллизации, равномернозернистая, зонального замещения, распада твёрдых растворов, графическая, эмульсионная и комбинационная⁷.

На месторождениях Адрасман-Канимансурского рудного поля отчётливо проявляются различные виды вертикальной зональности: структурная или структурно-морфологическая зональность, температурная зональность, минералогическая зональность, зональность типов руд, метасоматическая зональность, геохимическая зональность, зональность форм кристаллов минералов и термолюминесцентных их свойств, кальдерная зональность, вторичная зональность и т.д. [223]. Они могут быть использованы в практике для оценки степени эродированности месторождений, прогноза оруденения на глубину и, следовательно, при целенаправленной постановке поисково-оценочных работ⁷.

Канджольское рудное поле шириною 1-2 км расположено на юго-восточных склонах Кураминского хребта, на правом берегу р. Уткем-су. Административно оно находится на территории Бободжон Гафуровского района Согдийской области. Рудное поле находится в пределах крупного горста, ограниченного важнейшими региональными структурами Кармазара - Редкометалльным и Бирюзовым разломами. Вмещают оруденение гранодиориты Кураминского батолита (C_3-P_1 ; 298 ± 10 млн лет), которые на севере прорваны интрузией табошарских гранитов (P_2 ; 270 ± 8 млн лет), внедрившейся в зону Редкометалльного разлома, а на юге разбиты системой разрывов Уткемсуйского дайкового пояса, выполненных штоками и дайкообразными телами граносиенитов, фельзит-порфиров и диабазовых

⁷Файзиев А.Р., Файзиев Ф.А. Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип оруденения в Таджикистане. Вест. ТНУ. – №1/5 (188), – Душанбе, 2015. – С. 271-278.

порфиристов. Фланги минерализованной зоны сложены конгломератами и дацито-андезитовыми порфиритами среднего карбона⁸.

В результате линейных подвижек по основным региональным структурам района (Железному и Бирюзовому разломам) были заложены тектонические структуры собственно Канджольского рудного поля. Это Канджольский, Редкометалльный и Ограничивающий разломы, а также структура Аметистовой жилы. В процессе их формирования возникли многочисленные оперяющие трещины, в которых локализовалась основная масса серебряной минерализации⁸.

Основной структурой рудного поля является Канджольский разлом северо-восточного простирания ($40-50^\circ$) (рисунок 4.1.2). Падаёт он на северо-запад под углом $70-85^\circ$. Канджольский разлом представляет собой мощную (от нескольких до десятки метров) зону дроблённых каолинизированных пород, протяжённостью в пределах рудного поля, около 12 км. Он имеет сложное строение и в районе Алчалыкана образует четыре ветви, соединённые между собой более мелкими трещинами. В этом участке мощность зоны разлома достигает 70-100 м. В висячем и лежащем боках разлома находится глинка трения с остатками рудных минералов. В зоне разлома наблюдаются чётковидные жилы кальцитового, баритового и родохрозитового составов с редкой вкрапленностью рудных минералов. При этом основная масса рудных тел локализуется главным образом в местах разветвления и изгиба Канджольского разлома. К северу от Канджольского разлома проходит Редкометалльный разлом северо-восточного направления (60°), падающий на северо-запад под углом $70-80^\circ$. Разлом, с зоной перетёртых пород от 10-15 до 20-30 м, представлен серией параллельных кварц-баритовых жил мощностью от 1 до 5 м, локализованных среди гранодиоритов. Южной границей Канджольского рудного поля служит Ограничивающий разлом северо-восточного (20°) простирания с крутым падением на север. Он представлен

⁸Файзиев А.Р., Файзиев Ф.А. Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип оруденения в Таджикистане. Вест. ТНУ. – №1/5 (188), – Душанбе, 2015. – С. 271-278.

зоной окварцевания, каолинизации и лимонитизации, мощностью до 70 м. Следует отметить, что основное количество рудной минерализации размещается не в самих отмеченных разломах, а в системах их крутопадающих трещин оперения. Практически все эти трещины, протяжённость которых колеблется от десятков до сотен метров, иногда и больше, минерализованы. Иногда ряд сближенных минерализованных швов заходит кулисообразно один за другой и соединяется между собой при помощи более мелких трещин. С наибольшей интенсивностью серебряно-свинцовая минерализация проявлена в висячем боку Канджольского разлома⁹.

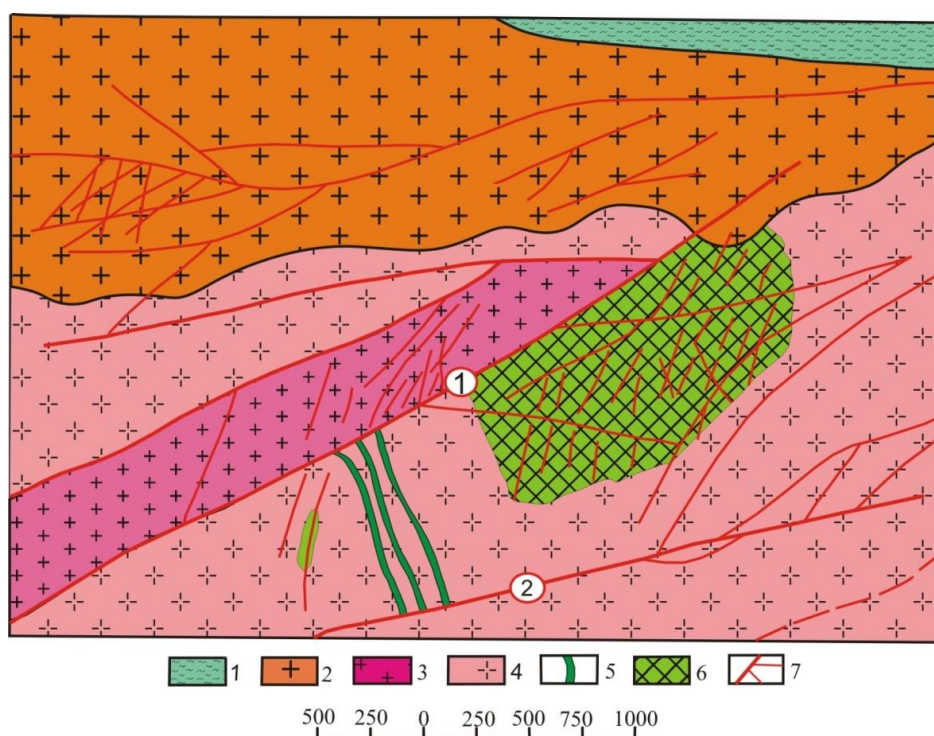


Рисунок 4.1.2. –Схематическая геологическая карта месторождения Канджол (по А.М.Бакланову, В.М.Турлычкину, с изменениями и дополнениями автора). 1 – сланцы, 2 – граниты, 3 – порфиридные гранодиориты, 4 – гранодиориты, 5 – минерализованные жилы, 6 – оруденелые зоны, 7 – разломы и оперяющие трещины. Цифрами на схеме обозначены разломы: 1 – Канджольский, 2 – Ограничивающий

Серебряно-свинцовые руды Канджольского рудного поля характеризуются весьма протяжённым интервалом распространения оруденения на глубину - 350-450 м. Тем не менее, минеральный состав канджольских рудных тел довольно однообразен и представлен кварц-карбонатно-сульфидными

⁹Файзиев А.Р., Файзиев Ф.А. Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип оруденения в Таджикистане. Вест. ТНУ. – №1/5 (188), – Душанбе, 2015. – С. 271-278.

агрегатами (кварц - 10-20%, карбонаты - 5-10%, сульфиды - 70-80%)¹⁰.

В Канджольском рудном поле обнаружены около 120 гипогенных и гипергенных минералов [220, 6-А]. Главными рудными минералами являются галенит, арсенопирит, лёллингит, сфалерит, халькопирит, пирит, тетраэдрит, галенобисмутит и висмутин. Менее развиты пирротин, марказит, гематит, буланжерит, саффорит, висмут самородный, джемсонит и франклинит. Серебряные минералы представлены пираргиритом, фрейбергитом, полибазитом, аргентитом и самородным серебром. Нерудные минералы представлены кварцем, родохрозитом, баритом, кальцитом, сидеритом, аметистом и хлоритом. В рудном поле широко развиты гипергенные минералы, главными из которых являются кераргирит, самородное серебро, аргенотефозит, церуссит, смитсонит и каламин. Меньшее распространение имеют скородит, лимонит, гётит, куприт, ковеллин, малахит, азурит, брошантит и аурихальцит. К редким относятся вульфенит, англезит, торбернит и другие минералы¹⁰.

Зона окисления в Канджольском рудном поле развита широко и достигает глубины 150 м [220]. В этой связи здесь широко развиты гипергенные минералы, особенно до глубины 45-50 м от поверхности. Представлены они гидроокислами марганца и железа, а также минералами, типичными для зон окисления свинцово-цинковых руд. Серебро в зоне окисления находится главным образом в виде кераргирита, самородного серебра и аргентита. Немаловажная роль в сереброносности окисленных руд принадлежит минералам-сорбентам - лимониту, псиломелану, пиролюзиту и глинистым минералам, содержание серебра в которых в 10-15 раз выше, чем в зоне выщелачивания, и может достигать от нескольких сот граммов до первых килограммов на 1 т руды¹⁰.

Рудные тела в Канджольском рудном поле представлены жилами, локализованными в трещинах скола, оперяющих крупные разломы, реже

¹⁰Файзиев А.Р., Файзиев Ф.А. Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип оруденения в Таджикистане. Вест. ТНУ. – №1/5 (188), – Душанбе, 2015. – С. 271-278.

приурочены к самим зонам разломов. Образованы жилы в результате заполнения приоткрытых полостей протяжённостью от 50 м до 1 км, часто соединены между собой прожилками и маломощными жилами лестничного типа. В пределах рудного поля сереброносные жилы распределены неравномерно, образуя участки, насыщенные рудными жилами, чередующимися с безрудными промежутками¹¹.

Текстуры руд массивные, брекчиевые, полосчатые и текстуры пересечения. Наиболее развиты вкрапленные, прожилковые, гребенчатые, друзовые и метаколлоидные текстуры. Структуры руд представлены структурами отложения (гипидиоморфная, аллотриоморфная и интерстициальная), замещения (разъедания, пересечения, реликтовая, скелетная), распада твёрдых растворов (эмульсионная, графическая), давления и перекристаллизации рудообразующих минералов (катакластическая и смятия)¹¹.

Полиметаллическая рудная минерализация в Канджольском рудном поле образована после внедрения наиболее молодых магматических пород региона – даек диабазовых порфиритов. Она относится к раннепермскому этапу металлогенеза Карамазара.

Во многом серебро-полиметаллический рудно-формационный тип сравнима с аналогичными месторождениями в других странах мира, таких как Фрайберг (Германия), Пршибрам (Чехия), Мангазей (Якутия), Дукат (Магадан), Дарвин (США).

4.2 Серебро-оловянный рудно-формационный тип

К серебро-оловянному рудно-формационному типу относятся месторождения Тарорского, Казнок-Мушистонского и Пети-Такфонского рудных полей в Центральном Таджикистане (таблица 4.2.1, рисунок 4.2.1). Представители месторождений рудных полей Тарора – Мирхант, Казнок-

¹¹Файзиев А.Р., Файзиев Ф.А. Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип оруденения в Таджикистане. Вест. ТНУ. – №1/5 (188), – Душанбе, 2015. – С. 271-278.

Таблица 4.2.1. –Серебро-оловянный рудно-формационный тип

Рудное поле	Месторождение, рудопроявление	Вмещающие породы	Возраст оруденения	Минеральный состав	Типы руд	Термобарогеохимические параметры
Тарорское	Мирхант, (Нижний Кштудак, Мирхант, Вичгона)	Доломитизированные и мраморизованные известняки, углисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники	P ₂	Главные рудные: арсенопирит, сфалерит, галенит, пирит, марказит, гематит, Ag-тетраэдрит, пираргирит, андорит, полибазит, станнин, касситерит, самородное серебро Второстепенные и редкие: халькопирит, акантит, козалит, штернбергит, фрейслебенит, киноварь, матильдит, прустит, миаргирит, рамдорит, густавит, науманнит, гудмундит, фаматинит, теннантит, клаусталит, тиманнит, валлериит, богдановичит Жильные: кварц, кальцит, анкерит, доломит, арагонит Гипергенные: :халькозин, ковеллин, церуссит, самородное серебро, самородная медь, кераргирит, куприт, тенорит, скородит, гётит, пиролозит, псиломелан, манганит, малахит, азурит, гипс, ярозит, конихальцит, кальциофольбортит	Олово-серебро-полиметаллический	Минералы кристаллизовались в диапазоне температур - 430-65°С и давлений 850-150 бар, а серебряное оруденение - 300-150°С и 300-200 бар. Состав растворов бикарбонатно-магниево-калиево-кальциево-бромово-хлоридный
Казнок-Мушистонское	Мушистон, Казнок, Пагна, Вен, Хиргасанг, Кони Нукра, Тезлок, Молобой, Нижний Заврон, Андарикалон, Сангисафед, Чашма	Хлорит-серицитовые сланцы, кремнистые сланцы, доломиты, доломитизированные известняки PZ	P ₂	Главные рудные: касситерит, шеелит, галенит, сфалерит, халькопирит, станнин, пирит, пирротин, марказит, арсенопирит, блёкляя руда, шамозит, штромейерит, аргентит, диопсид, тремолит Второстепенные и редкие: самородный висмут, киноварь, реальгар, висмутин, молибденит, лёллинит, буланжерит, козалит, джемсонит, кутнагорит, гематит, ильменит, брусит Жильные: кальцит, доломит, кварц, барит, флюорит, сидерит, анкерит Гипергенные: гидростаннат, варламовит, каламин, малахит, азурит, гидроокислы Fe	Олово-серебро-полиметаллический	Образование минералов происходило в пределах температур 440-100°С. Концентрация растворов включений 5-24 масс. %.
Пети-Такфонское	Такфон, Пети, Симич, Пшанза, Ремон, Урашт	Осадочные породы палеозоя		Главные рудные: касситерит, шеелит, арсенопирит, пирротин, галенит, сфалерит, станнин, пирит, блёкляе руды Второстепенные и редкие: висмутин, халькопирит киноварь, реальгар, висмутин, молибденит, лёллинит, буланжерит, козалит, джемсонит, кутнагорит, гематит, ильменит, брусит, сидерит, анкерит, Жильные: кварц, кальцит, хлорит Гипергенные: лимонит, скородит, малахит, азурит	Олово-серебро-полиметаллический	Образование минералов происходило при температуре 550-170°С. Минералообразующие растворы носили хлоридно-бикарбонатно-сульфатный характер

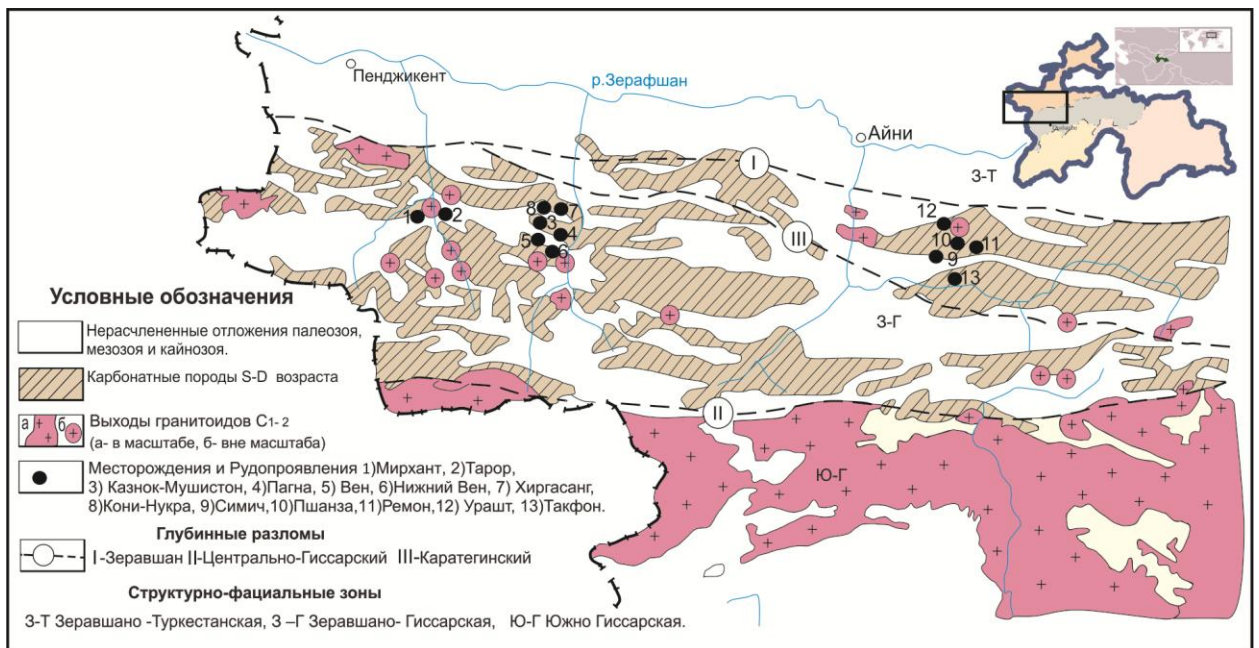


Рисунок 4.2.1. –Схематическая карта расположения месторождений серебро-оловянного рудно-формационного типа в Центральном Таджикистане

Мушистона – Казнок, Мушистон, Пагна, Вен, Нижний Вен, Хиргасанг, Кони Нукра, Тезлок, Молобой, Нижний Заврон, Андарикалон, Сангисафед, Верхний Заврон, Чашма, а Пети-Такфона – одноимённые месторождения Такфон и Пети, а также Симич, Пшанза, Ремон, Урашт. Во всех отмеченных месторождениях и проявлениях в качестве основного компонента содержатся серебро в количестве от 30-40 до 150-1200 г/т и олово от 0.11 до 7.64%¹².

Тарорское рудное поле расположено в Шинг-Магианском междуречье, находящемся в западной части Зеравшано-Гиссарской металлогенической зоны [85], отделённой от Зеравшано-Туркестанской и Южно-Гиссарской зон соответственно Зеравшанским и Главным Гиссарским глубинными разломами. Основной рудоконтролирующей структурой рудного поля является кулисообразная система крутопадающих нарушений Кугитуринского и Рудакского разломов, образующих вытянутую в северо-западном направлении зону (зона «повышенной проницаемости» по А.Б.Павловскому). Эта зона контролировала, среди терригенно-карбонатных толщ среднего палеозоя, как размещение мелких интрузий гранитоидов верхнепалеозойского комплекса, так

¹²Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р., Махмадкарим К. О серебряном оруденении Центрального Таджикистана. Известия УГГУ. Вып. 4 (48), – Урал, 2017. – С. 18-22.

и продуктов постмагматической деятельности¹³.

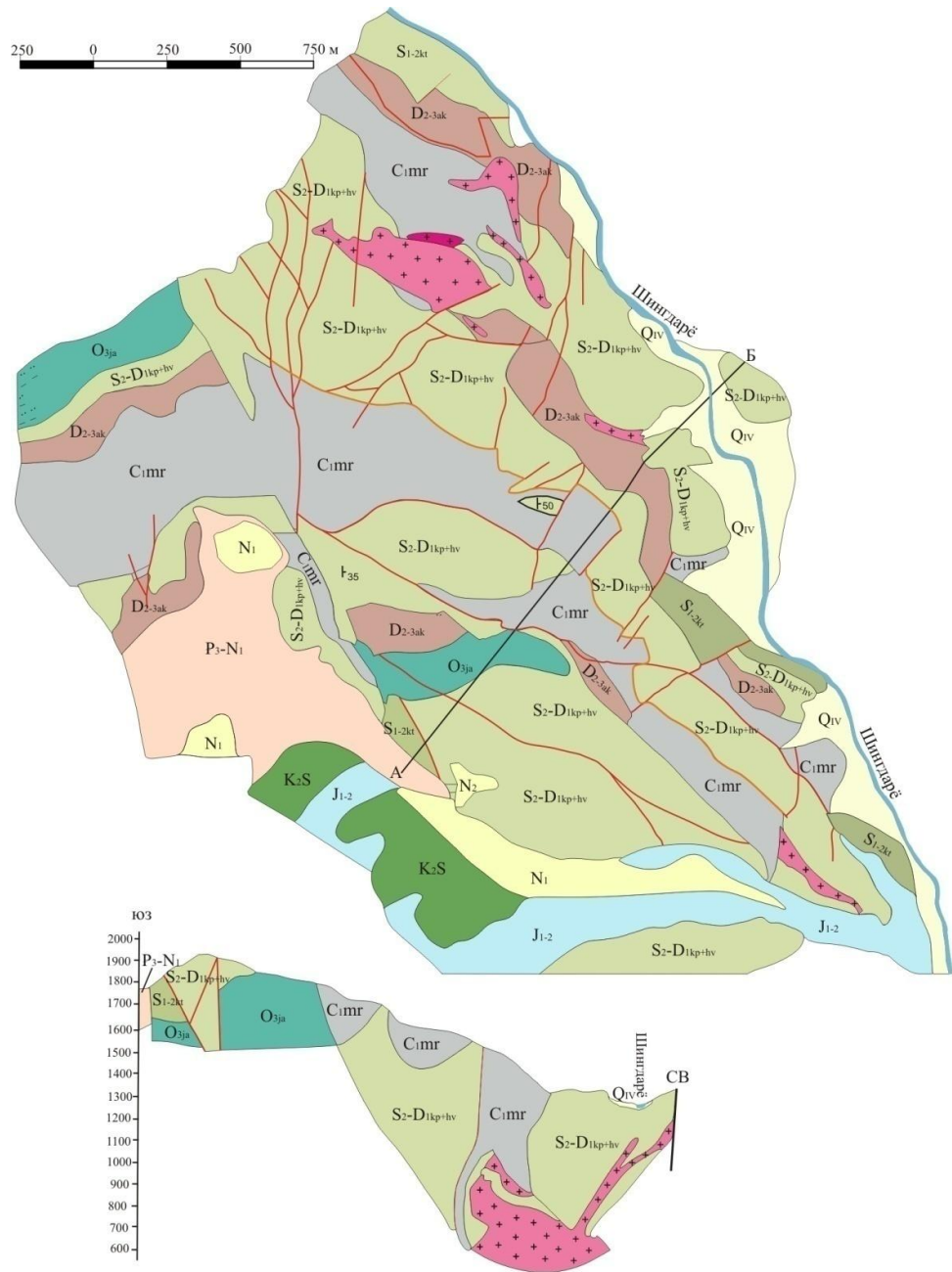
В геологическом строении рудного поля принимают участие кремнисто-карбонатная ($O-S_1$ – кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые и карбонат-глинистые сланцы с прослоями кварцито-песчаников, иногда известняков), карбонатная (S_2ld_1 – доломитистые известняки, доломиты, $S_2ld_2-D_1$ – слоистые и полосчатые карбонаты с желваками кремней) и терригенная (D_{2-3} – кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями известняков и песчаников, C_1 – глинистые сланцы, песчаники, гравелиты и конгломераты с прослоями и глыбами известняков и кремнистых сланцев) толщи¹³.

Основной объект Тарорского рудного поля, месторождение Тарор, относится к золото-сульфидной формации [33]. Однако здесь наряду с золото-сульфидной развита и серебро-сурьмяно-полиметаллическая минерализация, локализованная в верхних и средних его горизонтах. К собственно серебряному месторождению в пределах Тарорского рудного поля относится месторождение Мирхант, где оруденение представлено преимущественно серебро-оловянной с полиметаллической ассоциацией, пространственно совмещённой с сульфидной. На этом месторождении также обнаружено золото, но оно имеет незначительное развитие и низкопробное¹³.

Месторождение Мирхант расположено в юго-восточной части Тарорского рудного поля и приурочено к зоне сброса северо-западного направления (падение северо-западное под углом 60-65°). Сброс проходит по контакту нижнедевонских известняков с песчаниками карбона и кремнистых сланцев нижнего-среднего девона (рисунок 4.2.2). Основной складчатой структурой месторождения является Мирхантская антиклиналь, которая прослеживается в субмеридиональном направлении на 4.5 км при ширине в сводовой части от 100-150 до 500 м. Строение складки весьма сложное. Свод антиклинали сложен массивными известняками нижнего девона, а крылья представлены терригенными породами нижнего карбона с глыбами и

¹³Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р., Махмадкарим К. О серебряном оруденении Центрального Таджикистана. Известия УГГУ. Вып. 4 (48), – Урал, 2017. – С. 18-22.

тектоническими клиньями кремнистых сланцев и карбонатных пород силур-девонского возраста.



Условные обозначения

- | | | | |
|--------|--|------------|--|
| QIV | Древнеаллювиальные отложения террас и сцементированные делювиально-коллювиальные россыпи | S2-D1kp+hv | Серые массивные известняки доломитизированные |
| N1 | Конгломаты с прослоями гравеллитов и песчаников | S1-2kt | Черные массивные доломиты и доломитовые известняки |
| P3-N1 | Глины и алевролиты с прослоями песчаников и гравеллитов | O3ja | Ягнобская свита. Кварцево-сланцевые сланцы, кварцитовидные песчаники |
| J1-2 | Песчаники, гравеллиты, конгломаты с прослоями глинистых сланцев | εC3 | Гранодиориты |
| C1mr | Глинистые сланцы, песчаники с прослоями и глыбами известняков | | Рудная залежь |
| D2-3ak | Акбасайская свита. Кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями известняков, песчаников | | Согласные контакты |

Рисунок 4.2.2. –Схематическая геологическая карта месторождения Мирхант (по данным геолого-разведочных работ)

На месторождении Мирхант метасоматические образования имеют широкое площадное развитие. За счёт гидротермального изменения как гранитоидов, так и терригенных пород образуются близкие по минеральному составу кварцево-серицит-доломитовые метасоматиты, сходные с березитами. Карбонатные отложения мраморизованы, доломитизированы, анкеритизированы и гематитизированы. С последними связана лимонитизация, которая развита практически во всех разновидностях пород месторождения. Форма проявления минерализации на месторождении - жилы, прожилки, гнезда и вкрапленники¹⁴.

На месторождении Мирхант описаны около 80 минеральных видов. Наиболее распространёнными рудными минералами являются арсенопирит, галенит, сфалерит, пирит, марказит, тетраэдрит, станнин, гематит, касситерит, а основными минералами серебра - пираргирит, андорит, фрейбергит, фрейеслебенит, полибазит и самородное серебро. Из более редких минералов серебра на месторождении установлены также акантит, штернбергит, матильдит, кераргирит, прустит, миаргирит, рамдорит, густавит, науманнит, богдановичит. Жильные минералы представлены кварцем и кальцитом¹⁴.

В рудных телах концентрация серебра растёт от нижних горизонтов месторождения к верхним. Например, если в рудном интервале штрека 1 штольни №1 (гипсометрический уровень 1344.6 м) среднее содержание серебра равно 146.3 г/т (среднее из 115 анализов), то в рассечках 7 и 8 штольни №4 (1407.11 м н. ур. м.) - 198.4 г/т¹⁴.

Для выявления мощностей зон распространения ореолов рассеивания серебра вокруг рудных тел были проанализированы пробы, отобранные вкрест простирания рудных тел в подземных горных выработках, находящихся на различных горизонтах месторождения. Полученные данные свидетельствуют о том, что повсюду в непосредственном контакте с рудными телами содержание серебра во вмещающих мраморизованных и брекчированных известняках повышенное и колеблется от 76 до 298 г/т. Далее по мере удаления от рудных тел, концентрация серебра в боковых

¹⁴ Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р., Махмадкарим К. О серебряном оруденении Центрального Таджикистана. Известия УГГУ. Вып. 4 (48), – Урал, 2017. – С. 18-22.

породах постепенно снижается до достижения своего фонового уровня, которое на месторождении равно примерно 0.2 г/т. При этом ширина интервала повышенных содержаний серебра зависит от мощности рудных тел. Так, при ширине рудного тела около 2 м уменьшение концентрации элемента до «фоновых» уровня происходит на расстоянии в 4-6 м от него, а 5 м - 12-14 м, 6 м - 14-16 м и 8 м - 16-18 м. Следовательно, размеры первичных геохимических ореолов рассеивания серебра на месторождении в 2.1-2.6 раза превосходят мощности рудных тел¹⁵.

При изучении влияния рудообразующих растворов на вмещающие породы обращает на себя внимание и ещё одна их особенность – это неодинаковые размеры ореолов рассеивания в лежащем и висячем боках рудных тел. Так, если в висячем боку тела мощностью около 5 м, активное влияние гидротермальных растворов на вмещающие мраморизованные известняки фиксируется на расстоянии около 14 м, то в лежащем боку рудного тела оно распространяется на 10 м. При этом концентрация серебра в ореолах рассеивания в висячем боку рудного тела более высокая, чем в лежащем¹⁵.

Установлена на месторождения зависимость между содержаниями серебра и сопутствующих ему металлов [5-А]. По мере увеличения концентрации серебра в рудах повышаются содержания свинца, меди, сурьмы и висмута. Так, при средней концентрации Ag в рудах 173.2 г/т, содержание Pb в них 1.3 мас.%, а при 395 г/т - 4.3 мас.%. При увеличении концентрации меди в рудах от 0.04 до 0.5 мас.%, содержание серебра соответственно увеличивается от 75 до 530 г/т. Наиболее тесная корреляция наблюдается между серебром и сурьмой. Это вполне согласуется с тем, что в рудах эти элементы фиксируются в Ag-тетраэдрите¹⁵.

Казнок-Мушистонское рудное поле расположено на северном склоне Зеравшанского хребта, в бассейне р. Арчамайдан. Административно оно относится к Пенджикентскому району Согдийской области. В структурно-металлогеническом отношении рудное поле входит в состав Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны [50]¹⁵.

¹⁵Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р., Махмадкарим К. О серебряном оруденении Центрального Таджикистана. Известия УГГУ. Вып. 4 (48), – Урал, 2017. – С. 18-22.

На площади Казнок-Мушистонского рудного поля размещаются месторождения и рудопроявления олова (Мушистон, Вен, Нижний Вен), полиметаллов (Хиргасанг, Кони Нукра, Тезлок, Молобой, Нижний Заврон, Андарикалон, Санги Сафед, Верхний Заврон, Чашма, Пагна) и висмута (Чукурак) (рисунок 4.2.3). Во всех отмеченных проявлениях в качестве попутного компонента содержится серебро в количестве 30-40 до 150-174 г/т¹⁶.

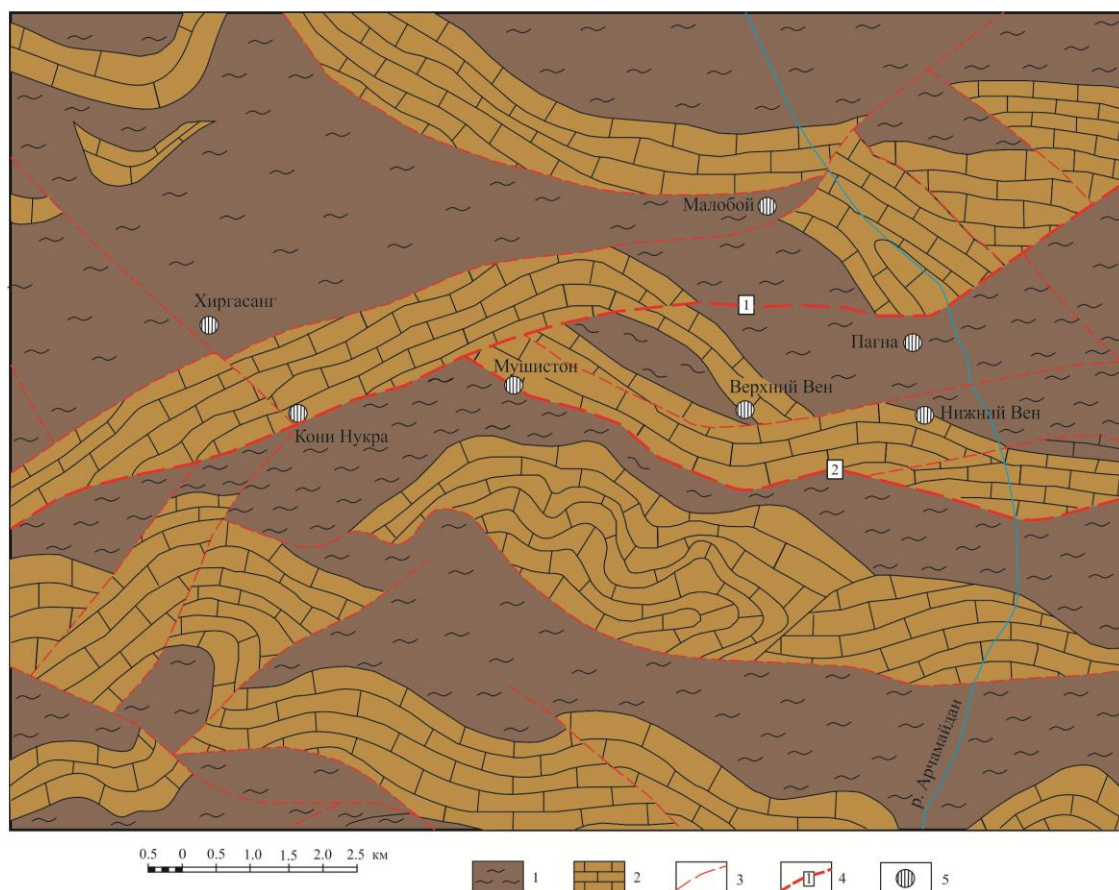


Рисунок 4.2.3. –Схематическая геологическая карта Казнок-Мушистонского рудного поля. 1 – глинистые и кремнистые сланцы с горизонтами песчаников нижнего девона-нижнего карбона (маргузорская и агбасайская свиты), 2 – массивные и слоистые известняки нижнего силура-нижнего девона (аргская свита), 3 – мелкие тектонические нарушения, 4 – крупные тектонические нарушения (1 – Казнокский сброс, 2 – Мушистонский надвиг), 5 – месторождения и рудопроявления

В геологическом строении рудного поля принимают участие в основном отложения палеозойского возраста. Это хлорит-серицитовые сланцы, кварциты и вулканиты кислого состава (O_3-S_1), карбонатно-терригенные отложения (S_{1-2}), доломиты, доломитовые известняки (S_2-D_1) и терригенно-кремнистые породы

¹⁶ Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р., Махмадкарим К. О серебряном оруденении Центрального Таджикистана. Известия УГГУ. Вып. 4 (48), – Урал, 2017. – С. 18-22.

(D₁-C₁). Интрузивные образования развиты слабо и представлены линзовидными телами гранит-порфиров и дайками лампрофиров Р-Т возраста [244]¹⁷.

Структура рудного поля характеризуется типичным складчато-чешуйчатым строением, с преобладанием разрывных нарушений. Наиболее крупной пликативной структурой здесь является Венская антиклиналь субширотного простирания, протягивающаяся на расстоянии 3 км, при размахе крыльев до 1-1.5 км. Эта структура осложнена антиклинальными и синклинальными складками более высоких порядков. Одна из них под названием Мушистонской брахиантиклинали расположена в центральной части одноимённого месторождения¹⁷.

Разрывные структуры на площади Казнок-Мушистонского рудного поля имеют весьма широкое распространение. К наиболее крупным из них относятся Казнокский сброс, Мушистонский сбросо-надвиг, Хиргасангский и Чукуракский взбросо-надвиги. Все они имеют субширотные простирания и прослеживаются через всю площадь рудного поля с повсеместным ориентированием плоскостей их сместителей в южном направлении. Например, к Казнокскому сбросу приурочены месторождения и рудопроявления олова (Мушистон, Вен, Нижний Вен) и полиметаллов (Кони Нукра, Хиргасанг) с серебром. Кроме разрывных структур субширотной ориентировки, на площади рудного поля отмечается серия более молодых крутопадающих разрывов субмеридионального направления. Дизъюнктивные нарушения разделяют площадь рудного поля на 4 структурных блока, которые, в свою очередь, осложнены серией более мелких нарушений¹⁷.

В распределении эндогенной минерализации в рудном поле намечается площадная рудная зональность, которая, по всей вероятности, являются отражением вертикальной зональности минеральных комплексов по В.И.Смирнову [136, 174]. В центре рудного поля локализуется более

¹⁷ Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р., Махмадкарим К. О серебряном оруденении Центрального Таджикистана. Известия УГГУ. Вып. 4 (48), – Урал, 2017. – С. 18-22.

высокотемпературное оловянно-вольфрамово-мышьяковое с серебром оруденение (месторождение Мушистон). В южном, северо-восточном и восточном направлениях оно меняется на менее высокотемпературное олово-полиметаллическое (Вен, Нижний Вен, Чашма, Водораздельное), полиметаллическое (Северное, Зимтут, Безымянное) и сурьмяно-полиметаллическое (Негнот, Пагна), а в западном и северо-западном направлениях на серебро-полиметаллическое (Кони Нукра, Хиргасанг)¹⁸.

Элементы площадной зональности минерализации наблюдается и на отдельных месторождениях. Так, на месторождении Мушистон в центральной его части развито собственно оловянное оруденение, которое в южном и западном направлениях меняется на олово-полиметаллическое¹⁸.

На площади рудного поля, на примере месторождения Мушистон, М.М.Мамадвафоевым и другими [137] установлена вертикальная геохимическая зональность, выраженная в том, что максимальное относительное накопление свинца наблюдается на самом нижнем горизонте месторождения, олова, меди и серебра – в среднем, а цинка и мышьяка - в верхнем¹⁸.

Метасоматические изменения вмещающих карбонатных пород в рудном поле выражены в их скарнировании, а терригенных пород - ороговикования. Гидротермальные метасоматические процессы в границах рудоносных зон выражены в калишпатизации и окварцевании боковых пород. Последнее на площади рудного поля имеет весьма широкое распространение в виде значительных по объёму жильно-прожилковых масс и метасоматических преобразований межтрещинных пород. Наиболее интенсивно окварцевание проявлено вдоль зон разрывных нарушений северо-восточного простирания с образованием систем рудоносных кварцево-рудных жил и прожилков, часто сопровождающихся жилами и прожилками кальцита¹⁸.

Основными формами рудных тел Казнок-Мушистонского рудного поля

¹⁸Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р., Махмадкарим К. О серебряном оруденении Центрального Таджикистана. Известия УГГУ. Вып. 4 (48), – Урал, 2017. – С. 18-22.

являются линейно-вытянутые штокверки, образованные серией сближенных круто- и пологопадающих, жил и прожилков, имеющих сложную морфологию с раздувами, пережимами и ответвлениями как в плане, так и по падению. Например, на месторождении Мушистон оруденение представлено серией параллельно и кулисообразно расположенных кварцево-рудных жил, образующих линейно-вытянутые рудоносные зоны, которые группируются в пучки. Здесь выделены семь пучков рудоносных зон: Мушистонский, Пагнинский, Негнотский, Казнокский, Промежуточный, Центральный и Водораздельный [238]. Протяжённость их по простиранию колеблется от 100 до 800 м, а ширина от первых десятков до 200 м. Иногда наряду с жильно-прожилковым встречаются прожилково-вкрапленные рудные образования. На участках пересечения жильных зон образуются столбообразные рудные тела. Большая часть рудных тел образовалась в результате выполнения открытых трещин. При этом роль метасоматоза вмещающих пород незначительна¹⁹.

В рудном поле основными считаются кварц-арсенопирит-касситеритовый и кальцит-кварц-сфалерит-станниновый типы руд. В рудах последнего типа в некоторых участках в заметных количествах отмечаются галенит, а также халькопирит, пирротин, пирит, джемсонит, арсенопирит, висмутин, тиллит, антимонит и киноварь. Руды характеризуются неравномернозернистой коррозионной структурой. Преобладающими текстурами являются массивная, вкрапленная, прожилковая, брекчиевая и реликтовая. Основным полезным компонентом руд является олово. В повышенных количествах в рудах содержится серебро. Дополнительными полезными компонентами могут оказаться также цинк, висмут и кадмий¹⁹.

Минеральный состав оловорудных месторождений Центрального Таджикистана, в том числе и Казнок-Мушистонского рудного поля, изучался А.Б.Павловским и Н.К.Маршуковой [139-141, 173-175]. Главными рудными минералами рудного поля являются касситерит, станнин, сфалерит, галенит,

¹⁹Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р., Махмадкарим К. О серебряном оруденении Центрального Таджикистана. Известия УГГУ. Вып. 4 (48), – Урал, 2017. – С. 18-22.

буланжерит, арсенопирит и висмутин. Тиллит, антимонит и киноварь относятся к числу редких минералов. Основными жильными минералами являются кварц и кальцит. Гипергенные минералы имеют широкое распространение и представлены гидростаннатами (висмирновит, натанит, мушистонит, варламовит), малахитом, азурином, скородитом, церруситом, каламином, гётитом, лимонитом, стибиконитом, базовисмутином и др. В общей сложности на долю рудных минералов олова, меди, серебра, цинка, свинца, мышьяка и других, приходится около 3.9% от рудной массы. Серебро представлено аргентитом и штрмейеритом, образующим микровключения в зёрнах гидростаннатов, варламовита, станнина²⁰.

Пети-Такфонское рудное поле, представленное месторождениями Такфон, Пети, Симич и другими, также входит в состав Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны. Приурочено оно к южному крылу Зеравшанского антиклинория широтного простирания, выделенного П.Д.Виноградовым [50]. В пределах антиклинория широко развиты антиклинальные и синклинальные складки субширотного и северо-западного простирания. На площади рудного поля находятся Гутикалонская антиклиналь и Ремонская, и Симичская синклинали с пологими (не более 45°) крыльями. Складчатые структуры осложнены многочисленными разрывными нарушениями надвигового, сбросо-сдвигового и взбросового характера. Кроме того, в рудном поле широко проявились межпластовые и внутрипластовые тектонические нарушения, сопровождающиеся межформационным дроблением вмещающих пород и системами мелких внутриформационных трещин²⁰.

В геологическом строении рудного поля широким развитием пользуются образования палеозоя, которые представлены силурийскими (сланцы, известняки, доломиты с прослоями кварцитов), девонскими (кремнистые и слюдистые сланцы с прослоями кремней и известняков) и каменноугольными (известняки с горизонтами глинистых сланцев, песчаников и конгломератов)

²⁰ Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р., Махмадкарим К. О серебряном оруденении Центрального Таджикистана. Известия УГГУ. Вып. 4 (48), – Урал, 2017. – С. 18-22.

отложениями (рисунки 4.2.4 и 4.2.5). Южнее площади рудного поля комплекс образований палеозоя перекрывается субплатформенными отложениями мезозоя. Магматические образования представлены Петинской интрузией гранодиоритов, дайками гранодиорит-порфиров и лампрофиров.

По морфологическим особенностям скарново-рудные тела и наложенная на них гидротермальная минерализация делятся на три типа: 1) пластовые залежи, 2) жильные тела сложного строения и 3) трещинные жилы простого строения. Пластовые залежи локализуются на контактах известняков со сланцами, мощность которых колеблется от первых десятков сантиметров до первых десятков метров. Жилы сложного строения обычно размещаются висячем боку пластовых залежей на контакте с известняками, нередко метасоматически замещая их. Жилы простого строения нередко пространственно размещаются в сланцах и концентрируются в пределах отдельных трещинных зон. Мощность наиболее крупных таких жил достигает 1 м. Однако в большинстве своем они маломощны (5-30 см), а серии их образуют жильные зоны шириной до 6 м²¹.

По минеральному составу на площади рудного поля выделены два главных типа руд: кварц-пирротин-шеелитовый и кварц-карбонат-арсенопирит-касситеритовый с галенитом, сфалеритом, станнином и самородным серебром. Основную массу кварц-пирротин-шеелитовых руд составляют минералы скарнов и метасоматически изменённых известняков, к которым относятся диопсид, геденбергит, гранат, полевой шпат, роговая обманка, тремолит, актинолит и др. Кроме шеелита и пирротина, в данном типе руд в виде мельчайших зёрен отмечаются магнетит, халькопирит, пирит и молибденит. Руда характеризуется неравномернозернистой структурой и прожилковой, вкрапленной, полосчатой и цементирующей текстурами. Основным полезным компонентом данного типа руд является вольфрам в виде шеелита²¹.

²¹ Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р., Махмадкарим К. О серебряном оруденении Центрального Таджикистана. Известия УГГУ. Вып. 4 (48), – Урал, 2017. – С. 18-22.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА Такфонского оловянно-вольфрамового месторождения

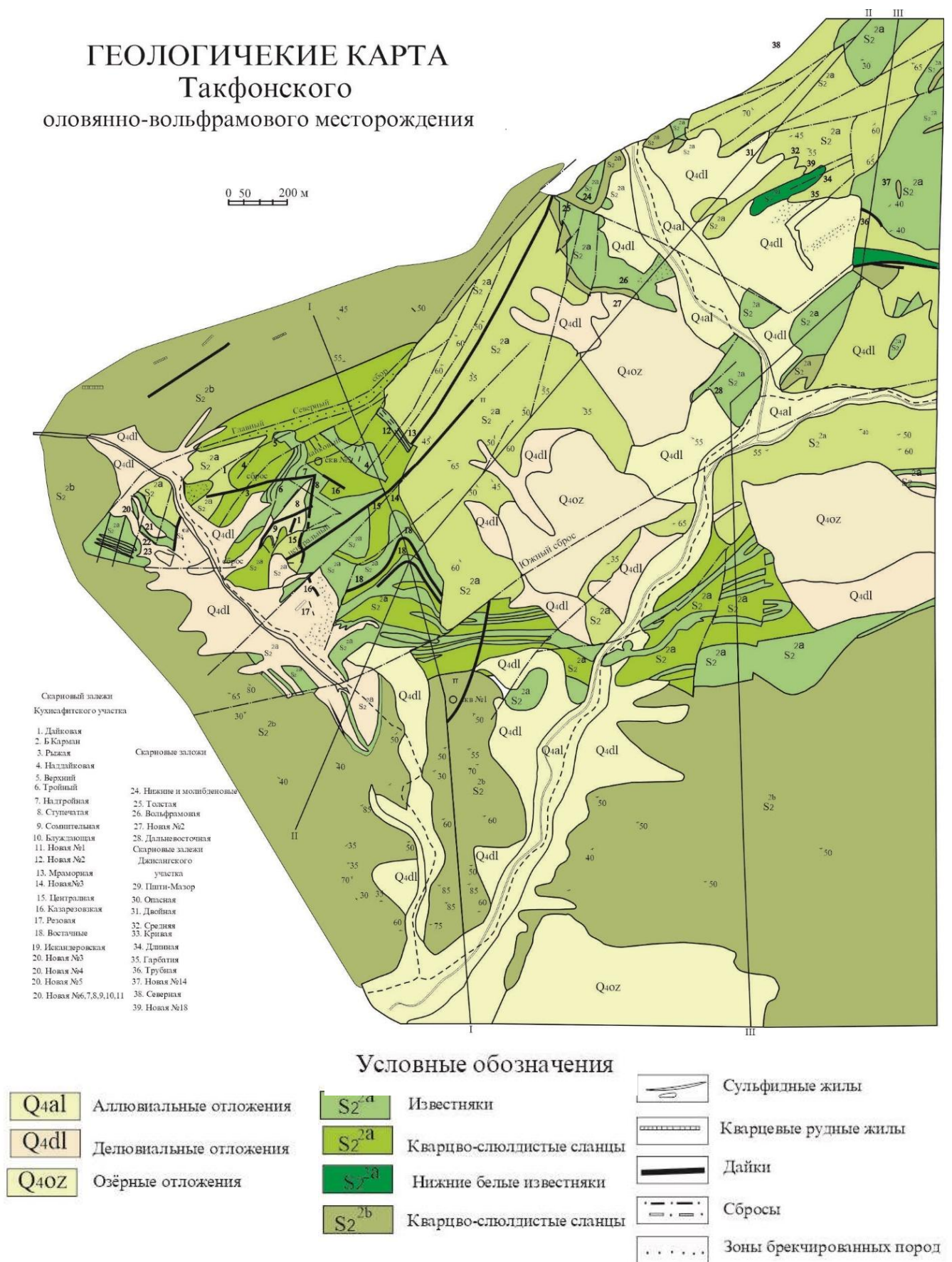


Рисунок 4.2.4. Геологическая карта месторождения Такфон

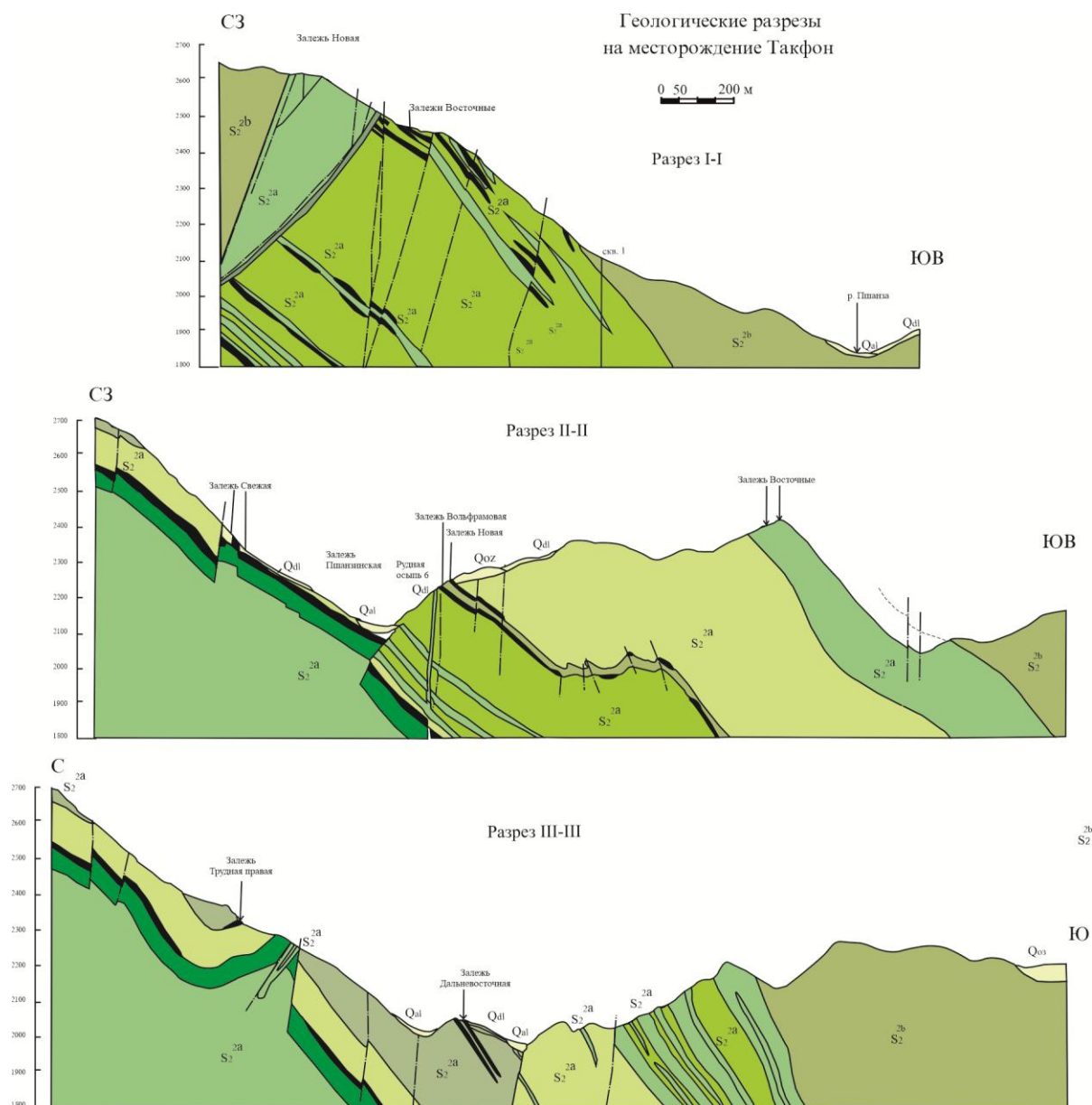


Рисунок 4.2.5 Разрезы к рисунку 4.2.4

Основу кварц-карбонат-арсенопирит-касситеритовых руд составляют кварц, кальцит, арсенопирит и касситерит. В этих рудах встречаются также галенит, халькопирит, пирит, пирротин, станнин, сфалерит, висмутин, блёклые руды, пираргирит, самородное серебро. Руды характеризуются чётко выраженной гипидиоморфнозернистой структурой и массивной и коррозионной текстурами. Главными полезными компонентами этих руд являются олово и серебро. Как попутные компоненты могут представлять ценность свинец и цинк. Главным концентратором серебра являются блёклые руды тетраэдритового ряда. Другая, меньшая часть серебра, входит в виде

изоморфной примеси в галенит, станнин и сфалерит.

Кварц-карбонат-арсенопирит-касситеритовый тип руд в большей степени подвергся процессам окисления. При этом образовались зоны окисленных руд, в которых основными минералами являются лимонит, скородит, малахит и азурит.

Месторождения серебро-оловянного рудно-формационного типа известны в Боливии (Потоси, Чокайя, Порко, Оруро, Льяльягуа и др.), Чу-Илийский рудный пояс Казахстана (Такырное, Аяк-Джартас, Казкудук), Северо-Востока России (Булатское, Купольное, Хетинское) и др.

4.3. Серебро-золотой рудно-формационный тип

Серебро-золотой рудно-формационный тип минерализации известен только в пределах Канджольского рудного поля (Кармазар). Наиболее известными являются месторождения Школьное, Четсу и Караулхона.

Месторождение Школьное. Согласно существующим схемам структурно-формационного и металлогенического районирования Центральной Азии, район месторождения расположен в пределах Кураминской структурно-формационной подзоны Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса [11]. Находится оно в южной эндоконтактной зоне Кармазарского гранитоидного батолита. Площадь месторождения представлена интрузивными образованиями, сложенными биотит-роговообманковыми гранодиоритами и мелкозернистыми гранитами (рисунок 4.3.1). В качестве жильных пород встречаются гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, диабазовые порфириты и диабазы.

В структурном отношении месторождение располагается в тектоническом клине, образованном сочленением Канджольского и Редкометалльного разломов, и имеет блоковое строение. Рудные тела жиллообразной формы и локализованы в секущих структурах блокирования с высокой ролью дорудных поперечных нарушений. Они имеют преимущественно северо-западное и субширотное направление, хотя в восточной и южной частях месторождения

развиты жилы меридионального простирания. Падение жил от крутого (70-80°) до пологого (50-60°). Большая часть жил образовалась путём выполнения открытых полостей вдоль трещин скола и отрыва.

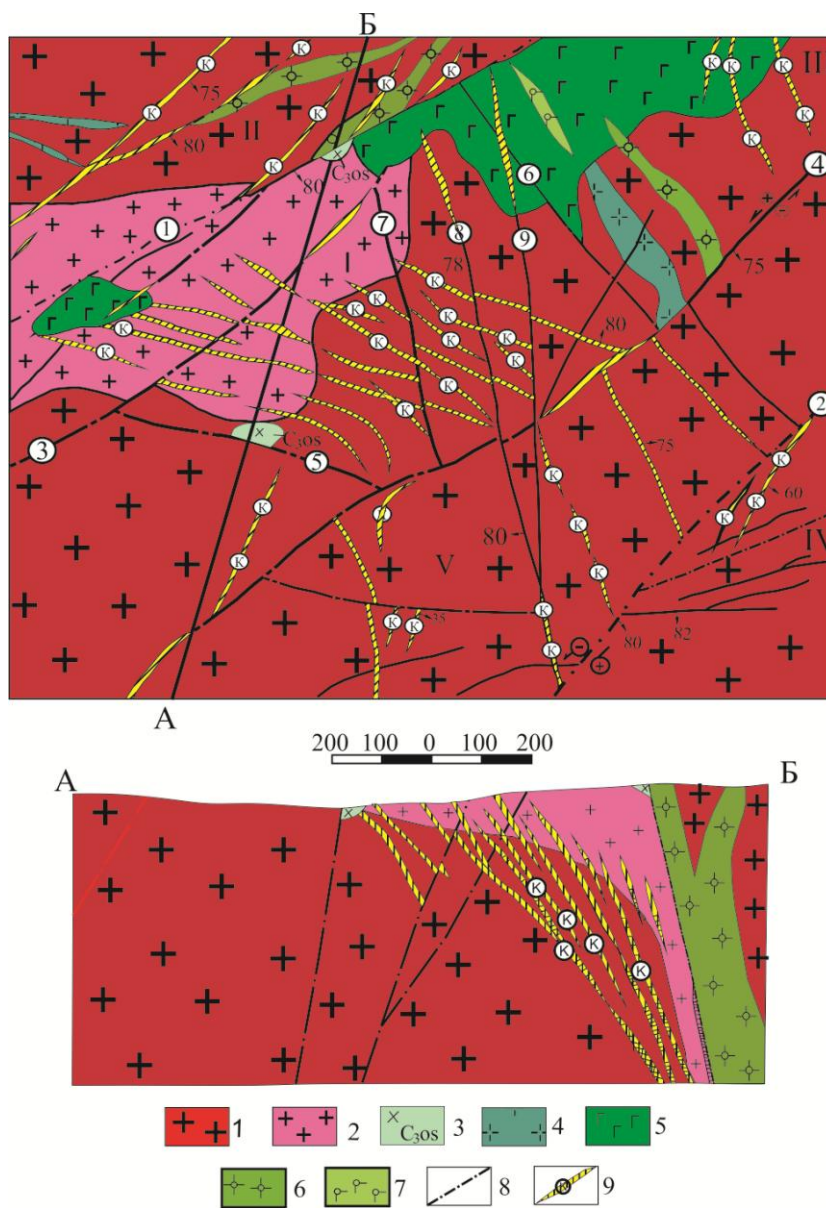


Рисунок 4.3.1. –Схема геологического строения (план и разрез) месторождения Школьное: 1 - гранодиориты, 2 - граниты биотитовые, 3 - дациты оясайской свиты (С₃), 4 - кварцевые диоритовые порфириты, 5 - граниты аплитовидные, 6 - гранодиорит-порфиры, 7 - гранит-порфиры, 8 - разломы, 9 - серебро-золоторудные тела

Месторождение Школьное представляет собой серию кварц-карбонатных жил, локализованных в оперяющих разрывах Редкометалльного и Канджольского разломов. Мощность жил колеблется от 0.2 до 4.9 м. Простираются жилы на 40-600 м и прослежены по падению на глубину более 300 м. Месторождение считается близповерхностным – 1-1.5 км [156], а

глубина распространения продуктивной минерализации определена в 250-300 м. Глубина эрозионного среза для кварц-золоторудных жил месторождения не превышает 100-150 м [182]. Околожильный метасоматоз на месторождении развит слабо. Кварц-золоторудные жилы сопровождаются незначительным окварцеванием, пиритизацией, калишпатизацией, серицитизацией, каолинизацией, хлоритизацией, альбитизацией и карбонатизацией вмещающих пород в призальбандовых их частях, способствующих осаждению золота в гидротермальных системах [16, 181]. Формирование оруденения происходило после площадной пропилитизации и сопровождалось околожильной березитизацией, включающей три зоны (от внешних к внутренним): 1) альбит-хлорит-серицит-карбонат-кварцевую; 2) хлорит-серицит-карбонат-кварцевую; 3) серицит-карбонат-кварцевую²².

Минеральный состав кварц-золоторудного месторождения Школьное прост (таблица 4.3.1). Основным минералом жил является кварц, составляющий 80-90% их объёма. Другие нерудные минералы представлены анкеритом, кальцитом, сидеритом, кутнагоритом, баритом, адуляром, серицитом и гидрослюдами. Рудные минералы имеют незначительное распространение и составляют всего 0.5% объёма жил. Представлены они пиритом, пираргиритом, фрейбергитом и самородным золотом. На месторождении также описаны сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, тетраэдрит, акантит, науманнит, полибазит, миаргирит, стефанит, самородный висмут, алларгентум, дискразит, электрум, кюстелит, самородное серебро, буланжерит, семсеит и овихиит. Анкерит является типоморфным минералом продуктивной стадии, и его присутствие в кварцевых жилах указывает на промышленные содержания золота в них.

Золото на месторождении низкопробное (580-650) и находится в парагенетической ассоциации с сульфосолями тетраэдрит-фрейбергитового ряда. Содержание золота на месторождении Школьное варьирует от 0.3 до 18.4 г/т, а серебра - от 3 до 366.4 г/т. Отношение золота к серебру в рудах

²²Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р. Серебро-золоторудный формационный тип оруденения в Таджикистане. Геология и геофизика Юга России, – Том 9, №1. – Владикавказ, 2018. – С. 109-117.

колеблется от 1:5 до 1:153, в среднем 1:62. Текстуры руд пластинчатые, колломорфные, брекчиевые и массивные.

Таблица 4.3.1. –Серебро-золоторудный формационный тип оруденения в Карамазаре

Рудное поле, зона	Месторождение, рудопроявление	Вмещающие породы	Возраст оруденения	Минеральный состав	Термобарогеохимические параметры
Канджольское	Школьное, Чесу, Караулхона	Гранитоиды Карамазарского типа (С ₂): гранодиорит, граниты С ₂ -Р ₁ , песчано-глинистые отложения	Р ₁	Главные рудные: пирит, пираргирит, фрейбергит, самородное золото. Второстепенные и редкие: арсенопирит, пирротин, марказит, никелин, сфалерит, халькопирит, галенит, Агтетраэдрит, акантит, полибазит, миаргирит, стефанит, самородный висмут, алларгентум, дискразит, электрум, кюстелит, науманнит, самородное серебро, буланжерит, семсеит, овихиит. Жильные: кварц, кальцит, сидерит, анкерит, кутнагорит, родохрозит, барит, адуляр. Гипергенные: гидроокислы Fe и Mn, кераргирит, малахит, азурит и др.	Минералообразование происходило в интервале температур 300-70°С и давлений 83-6 бар из бикарбонатно-хлоридных растворов с концентрацией 37-20 вес.%

На месторождении Школьное кварц-золото-сереброрудные жилы отчётливо пересекаются дайками диабазовых порфиритов, причём в них наблюдаются ксенолиты золото-сереброрудного кварца размером до 10-40 см. Это свидетельствует о том, что золото-сереброносные кварцевые жилы более ранние по возрасту, чем эти дайки, то есть они додайковые. Вместе с тем установлено, что жилы кварца секут дайки кварцевых порфиров и кварцевых диоритовых порфиритов. Нередко золотоносные кварцевые жилы и отмеченные дайки имеют одинаковую ориентировку и даже локализуются в одних и тех же тектонических нарушениях. Таким образом, по возрасту кварц-золоторудные жилы более ранние, чем дайки диабазовых порфиритов, но более поздние, чем дайки кварцевых порфиров и кварцевых диоритовых порфиритов. Возраст кварц-золото-сереброрудного оруденения соответствует раннепермской (277±4 млн лет) эпохе [154]. Оно сформировалось одновременно с внедрением ранних даек риолитов (кварцевых порфиров, фельзитов), но до внедрения более молодых даек диабазов и граносиенитов.

Месторождение Четсу расположено на правом борту р.Четсу, к северо-востоку от месторождения Школьное. Оно входит в состав Канджолского рудного поля. Оруденение развито в зонах дробления среднекарбонových инверсионных гранодиоритов. Месторождение приурочено к крутопадающему Ограничивающему разлому (рисунок 4.3.2), который осложняет Уткемсуйскую антиклиналь. Для локализации оруденения наиболее благоприятны крутопадающие и пологопадающие разрывы.

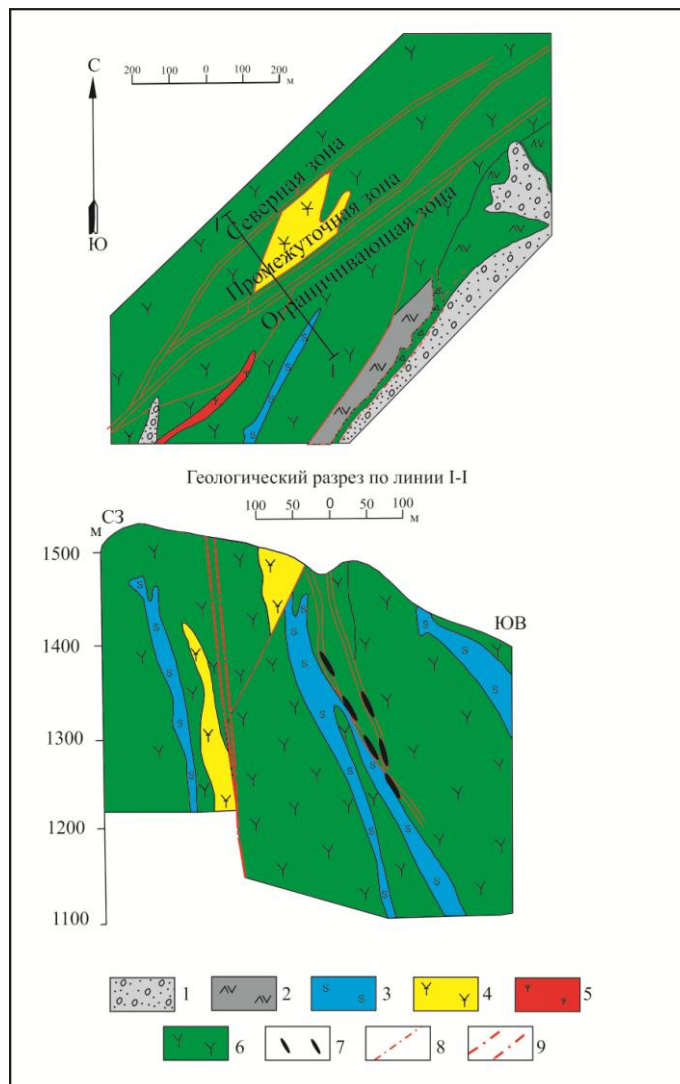


Рисунок 4.3.2. –Схема геологического строения (план и разрез) месторождения Четсу (по А. Иброхим и др. [7], оцифрован автором): 1 - валуны, гальки, суглинки, 2 - андезитодациты, 3 - сиениты (P₁), 4 - среднекарбонových инверсионных (раннеорогенных) гранодиоритов карамазарского типа, 5 - диориты крупнопорфировые, 6 - диориты среднезернистые, 7 - серебро-золоторудные тела, 8 - разрывы, 9 - брекчиевые зоны

На месторождении развита хлоритизация и серицитизация гранитоидов, которые сопровождаются вкрапленной сульфидной минерализацией (пирит,

галенит, халькопирит, висмутин и др.). Рудные тела – невыдержанные по падению и простиранию [7]. Они при секущих тектонических трещинах выклиниваются в виде клинообразных тел. Руды месторождения прожилково-вкрапленные и гнездовые. Выделяются три зоны: Северная, Промежуточная и Ограничивающая, которые имеют линзовидную форму. По простиранию их размер достигает 15-60 м, по падению 20-70 м, при мощности от 0.4-1.7 м²³.

Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, галенитом. Подчинённое значение имеют сфалерит, блёклые руды, самородное серебро, самородное золото, пирротин, арсенопирит и полибазит. Нерудные минералы состоят из кварца, кальцита, барита, реже встречаются анкерит, доломит. Золото образует сростки в халькопирите, пирите и выделения в кварце. Размеры зерен - от пылевидных до 0.15 мм. Серебряная минерализация связана с кварц-карбонат-полиметаллическими рудами, реже с сульфидсодержащими кварц-серицитовыми метасоматитами. Соотношение золота к серебру в рудах составляет от 1:76 до 1:151, в среднем 1:112²³.

Месторождение Караулхона находится в пределах Канджольского рудного поля и расположено в 20 км к северо-востоку от месторождения Школьное. Приурочено оно к замку Кураминской антиклинали, сформированной в результате герцинской складчатости [30]. Расположено месторождение в блоке между Канджольским и Акташским разломами. Вмещающие породы месторождения представлены песчано-сланцевыми образованиями ордовика-силура (рисунок 4.3.3)²³.

Серебро-золотое оруденение локализовано преимущественно в сколах северо-восточного простирания. Околожилльные изменения вмещающих ордовик-силурийских пород на месторождении наблюдаются в призальбандовых частях и выражены окварцеванием, хлоритизацией, пиритизацией, карбонитизацией, а близко к рудным телам наблюдается калишпатизация. Калишпатизация является основным поисковым признаком

²³Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р. Серебро-золоторудный формационный тип оруденения в Таджикистане. Геология и геофизика Юга России, – Том 9, №1. – Владикавказ, 2018. – С. 109-117.

кварц-карбонат-золото-серебряных руд. Значительное покраснение гранодиоритов возле кварцевых жил свидетельствует о промышленном содержании серебра и золота. Ширина зон изменения измеряется чаще всего десятками сантиметров и редко достигает нескольких метров²⁴.

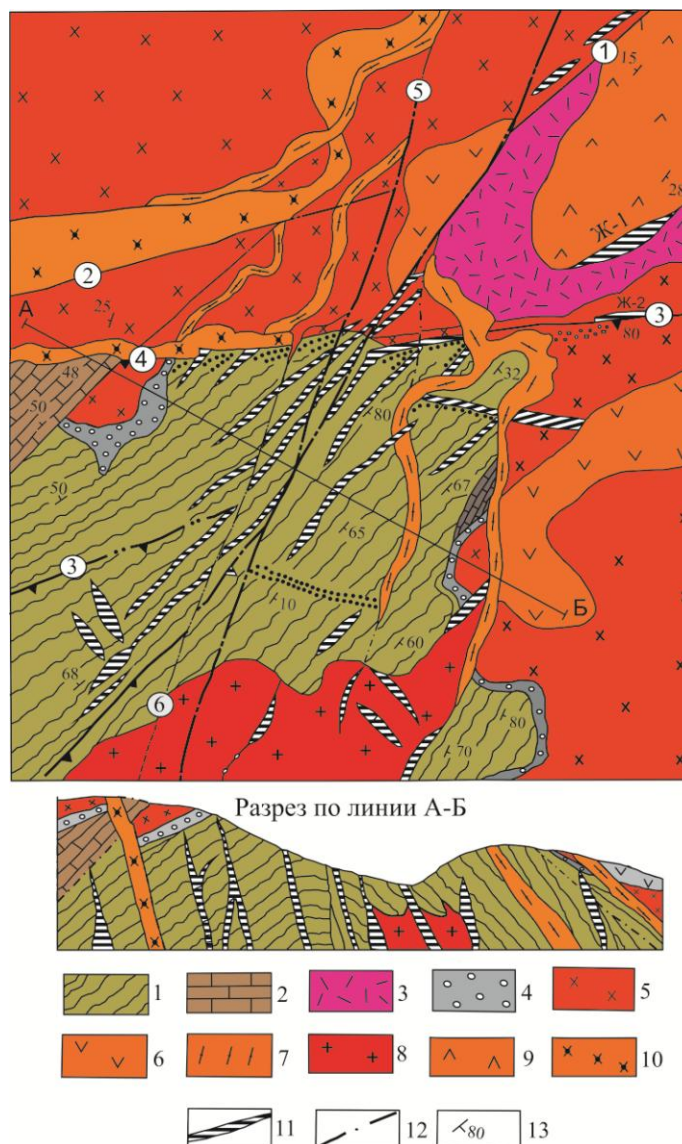


Рисунок 4.3.3. –Схема геологического строения месторождения Караулхона. 1 - песчано-глинистые отложения (O-S), 2 - карбонатные отложения (D₃-C₁), 3 - андезитовые порфиры (C₂ak), 4 - туфоконгломераты (C₂ak), 5 - дацитовые порфиры (C₂ak), 6 - липарит-дацитовые порфиры (C₂ak), 7 – липаритовые порфиры оясайской свиты (C₃os), 8 - гранодиориты карамазарского типа, 9 – граниты аплитовидные, 10 – андезит-дацитовые порфиры и диабазовые порфиры, 11- серебро-золоторудные жилы, 12 – разломы, 13 - кварцевые жилы

На месторождении выделены четыре серебро-золотоносных парагенезиса [30]: пропилитовый, кварц-карбонат-пираргиритовый, кварц-халькопиритовый и кварц-барит-полиметаллический. Пропилитовый характеризуется

окварцеванием, пиритизацией, серицитизацией и калишпатизацией вмещающих песчано-глинистых отложений с преобладанием метасоматического замещения над выполнением открытых полостей.

Кварц-карбонат-пираргиритовый парагенезис локализуется в трещинах отслоения или секущих трещинах и часто образует жильные зоны. Жилы выполнены мелкозернистым кварцем (65-90%), пластинчатым карбонатом (10-20%) и сульфидами (не более 5%). Последние представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блёклой рудой, пираргиритом, а также арсенопиритом и пирротинном. Для этого парагенезиса характерны массивная, брекчиевидная и полосчатая текстуры. Золото и серебро находятся в виде электрума, кюстелита, тонкодисперсных выделений в сульфидах, а также серебро присутствует в пираргирите. Оно низкопробное (560-690).

Золото- и сереброносные жилы кварц-халькопиритового парагенезиса сложены средне- и крупнозернистым кварцем массивной и гребенчатой текстуры с сульфидами (халькопирит, галенит, сфалерит, пирит). Золото и серебро здесь тонкодисперсное. В кварц-барит-полиметаллическом парагенезисе встречаются карбонат, флюорит, галенит, сфалерит, пирит, блёклые руды и ничтожное количество арсенопирита и пирротина. Золото в этом парагенезисе также тонкодисперсное и приурочено обычно к блёклым рудам. Серебро в этой парагенетической ассоциации изоморфно входит в галениты и блёклые руды. Соотношение золота к серебру на месторождении от 1:6 до 1:123, в среднем 1:64²⁴.

На месторождении Караулхона установлена горизонтальная зональность минеральных парагенезисов вдоль разрывных нарушений. Особенно она хорошо заметна при изучении по простиранию Акташского разлома. С юго-запада на северо-восток этот разлом пересекает различные комплексы пород – карбонатные отложения верхнего девона-нижнего карбона, песчано-глинистые отложения ордовика-силура, трахидацитовые порфиры акчинской свиты. Среди

²⁴Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р. Серебро-золоторудный формационный тип оруденения в Таджикистане. Геология и геофизика Юга России, – Том 9, №1. – Владикавказ, 2018. – С. 109-117.

карбонатных пород зона разлома выполнена кварц-халькопиритовыми жилами с самородным висмутом, вблизи контакта с карбонатными отложениями в сланцах развиты кварц-кальцитовые жилы с анкеритом, баритом, галенитом и пиритом. Количество карбонатов (кальцита, анкерита) в жилах достигает 40-60%. Постоянно по мере удаления от контакта с известняками количество карбоната в жилах резко падает и увеличивается содержание мелкозернистого кварца с незначительными концентрациями серебра и золота. При переходе из сланцев в песчаники кварц-кальцитовые жилы становятся золото-серебро-кварц-адуляр-кальцитовыми, количество их резко увеличивается, появляются промышленные рудные скопления, усложняется состав парагенезиса. Среди трахиодацитовых порфиров Акташский разлом вмещает кварц-халькопиритовые жилы. Пропилитовый парагенезис, широко развитый среди полимиктовых песчаников ордовика-силура, сменяется серицит-хлорит-кварцевым с преобладанием хлорит-пиритовой минерализации²⁵.

Роль вмещающей среды сказывается на формировании рудных тел и перераспределении парагенезисов по вертикали. Например, в жиле №25 кварц метасоматический, брекчиевидный, с тонкораспыленным пиритом при выходе из песчаников в гранодиориты (в 30 м от поверхности) сменяется мелко-тонкозернистым с анкеритом, а на горизонте штольни 3 – Au-пираргирит-кварц-кальцитовым парагенезисом. Смена пропилитового парагенезиса золото-пираргирит-карбонатным и ещё ниже кварц-полиметаллическим в пределах отдельных рудных жил может быть подтверждена развитием в глубокоэродированных местах Кураминской антиклинали в основном кварц-барит-полиметаллической минерализацией (уч. Баритовое, Майбулак), в то время как слабо денудированные её места, максимально приближенные к контакту с эффузивными образованиями, характеризуются площадным развитием пропилитового парагенезиса. Au-кварц-адуляр-карбонатные и Au-пираргирит-кварц-карбонатные жилы занимают преимущественное положение.

²⁵ Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р. Серебро-золоторудный формационный тип оруденения в Таджикистане. Геология и геофизика Юга России, – Том 9, №1. – Владикавказ, 2018. – С. 109-117.

В отличие от месторождений Школьное и Четсу, которые развиты в гранодиоритах, сиенитах, серебро-золоторудные тела Караулханы локализованы, как было отмечено выше, в песчано-глинистых отложениях. Эти породы сыграли важную роль в распределении золота и серебра на объекте [30, 181]. Они слабо метаморфизованы, обладают высокой пластичностью и сильной анизотропностью. В них в основном легко развиваются трещины напластования, с которыми в большей степени связаны рудоносные кварцевые жилы. В связи с этим такие жилы имеют малую мощность, не выдержаны по простиранию, обладают небольшим размахом оруденения на глубину. Возраст оруденения раннепермский [7].

Примерами месторождений серебро-золоторудного формационного типа могут служить Пачука, Гуанохуата (Мексика), Топопа, Комсток (США), Кономаи, Титоси (Япония), Хаканджа (Россия).

4.4. Серебросодержащий скарново-полиметаллический рудно-формационный тип

Ещё А.Е.Ферсманом [227] было отмечено, что «характерная для Карамазара черта - его полиметалличность... месторождений». На самом деле, так и есть. В регионе имеются как гидротермальные, так и скарновые месторождения. Все они в той или иной степени содержат серебро.

Наиболее представительными типами серебросодержащего скарново-полиметаллического рудно-формационного типа являются месторождения Алтынтопканского рудного узла, а также Кансайского и Такелийского рудных полей (таблица 4.4.1), подсчитанные запасы серебра в которых оцениваются более чем в 10 000 т.

Алтынтопканский рудный узел расположен к северу от осевой части Кураминского антиклинория и административно относится к Матчинскому району Согдийской области. В пределах рудного узла к настоящему времени выявлены одно весьма крупное (Зарнисор), два средних (Северный Зарнисор, Чалата), восемь мелких (Пайбулак, Ташбулак, Мышиккол, Перевальное,

Таблица 4.4.1. –Серебросодержащий скарново-полиметаллический рудноформационный тип

Рудный узел и поле	Месторождение, рудопроявление	Вмещающие породы	Возраст оруденения	Минеральный состав	Типы руд	Термобарогеохимические параметры
Алтынтопканский	Зарнисор, Северный Зарнисор, Чалата, Пайбулак, Ташбулак, Мышиккол, Перевальное, Учкатлы, Ташгезе, Сардоб, Кичиксай	Песчано-сланцевые отложения O-S, осадочно-вулканогенные породы D ₁ , терригенно-карбонатные отложения D ₂ -C ₁	P ₁	Главные рудные: галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, блёклые руды. Второстепенные и редкие: арсенопирит, антимонит, пирротин, гематит, висмутин, лёллингит, галенобисмутит, валлериит, айкинит, тетрадимит, семсеит, самородное серебро, дискразит, аргентит, акантит, гессит, сильванит, науманнит, штернбергит, пираргирит, миаргирит, полибазит, матильдит, ширмерит, виттихенит, фрейбергит, густавит, козалит, фёллепит, бертьерит, киноварь, гудмундит, реальгар, аурипигмент, клаусталит, розазит, хоулиит. Жильные: кварц, кальцит, флюорит, доломит, ангидрит, барит Гипергенные: гётит, гидрогётит, церуссит, англезит, смитсонит, самородное серебро, малахит, азурит	Свинцово-цинковый с серебром	Общий интервал температур гомогенизации включений в минералах 430-90°С. Продуктивное полиметаллическое оруденение образовалось при температурах 280-200°С и давлениях 350-100 бар
Кансайское	Кансай, Бешкан, Камарсай, Кантау, Карахана, Королёво, Кызылкан, Окурдаван, Смирновское, Северный Кантау, Шевчуковское, Южная Дарбаза	Известняки, реже доломиты		Главные рудные: галенит, сфалерит, пирит, халькопирит. Второстепенные и редкие: арсенопирит, тетраэдрит, теннантит, пирротин, молибденит, гематит, висмутин, галенобисмутит, валлериит, тетрадимит, семсеит, самородное серебро, дискразит, аргентит, акантит, гессит, пираргирит, прустит, штроейерит, стефанит, пирсеит, полибазит, миаргирит, аргентопирит, буланжерит, бурнонит, джемсонит, самородное золото, калаверит, креннерит, самородный висмут, гринокит, гематит, магнетит, молибденит, касситерит. Жильные: кварц, кальцит, флюорит, доломит, барит. Гипергенные: гётит, гидрогётит, гидрогематит, церуссит, англезит, смитсонит, аурихальцит, каламин, самородное серебро, кераргирит, пиролюзит, ярозит, малахит, азурит	Свинцово-цинковый с серебром	Минералообразование происходило в диапазоне температур 450-90°С из преимущественно гидрокарбонатно-кальциевых и сульфатно-кальциевонатриевых растворов. Палеотемпературный градиент равен 10-14°С на 100 м глубины

Окончание таблицы 4.4.1

Такелий-ское	Гайнаккан, Сассыксай, Учочак, Такели, Кафтархона	Известняки, доломиты, гранитоиды, аркозовые песчаники, конгломераты	<p><u>Главные рудные:</u> галенит, сфалерит, арсениопирит</p> <p><u>Второстепенные и редкие:</u> пирит, халькопирит, пирротин, гематит, тетраэдрит, борнит, висмутин, галенобисмутит, бурнонит, буланжерит, джемсонит, энаргит, самородное серебро, дискразит, аргентит, акантит, гессит, сильванит, науманнит, штернбергит, пираргирит, полибазит, аргентит, стефанит, прустит, матильдит, ширмерит, золото, электрум, касситерит, молибденит,</p> <p><u>Жильные:</u> кварц, кальцит, флюорит, доломит, анкерит, сидерит, барит</p> <p><u>Гипергенные:</u> гетит, гидрогетит, скородит, бедантит, церуссит, миметезит, смитсонит, каламин, гематит, малахит, англезит, пироморфит, плюмбоярозит, хризокolla, азурит, куприт, брошантит, кераргирит, ярозит</p>	Свинцово-цинковый с серебром, мышьяковый с серебром	Включения минералообразующих растворов гомогенизируются в интервале температур от 420 до 130°С, причем продуктивное оруденение образовалось в пределах температур от 350 до 180°С. Палеотемпературный градиент равен 10-12°С на 100 м глубины
--------------	--	---	---	---	---

Учкатлы, Ташгезе, Сардоб, Кичиксай) полиметаллических месторождений, а также целый ряд рудопроявлений полиметаллов, меди, флюорита, золота, висмута, радиоактивных и других металлических и неметаллических полезных ископаемых (рисунок 4.4.1).

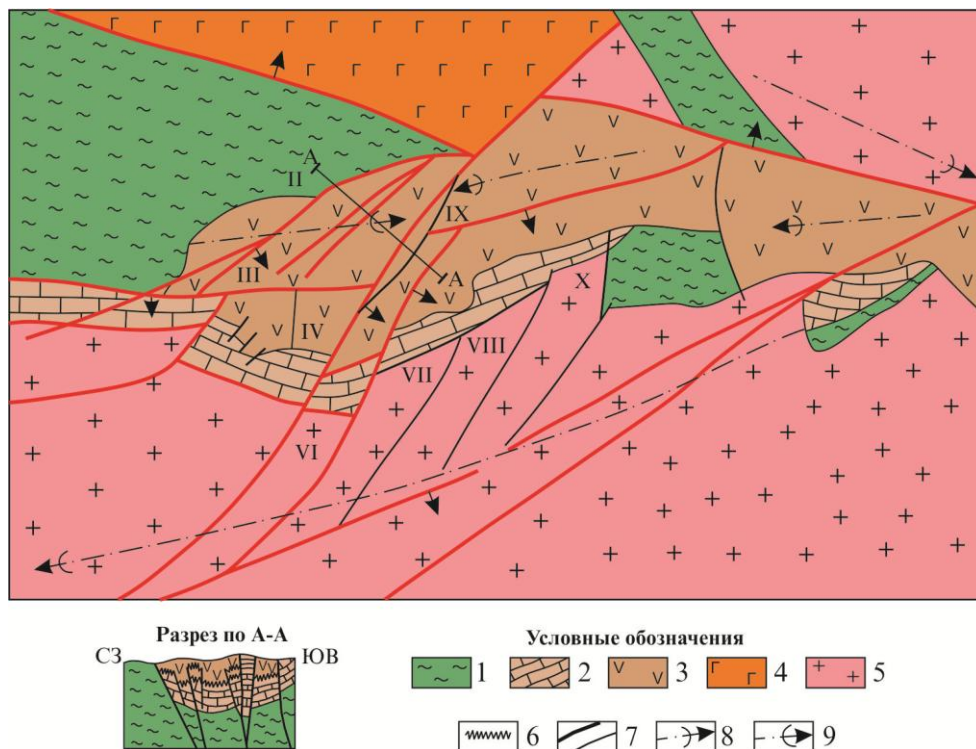


Рисунок 4.4.1. –Схема геологического строения Алтынтопканского рудного узла (по В.А.Королёву). 1 - сланцы; 2 - известняки, 3 - эффузивы, 4 - граниты, 5 - гранодиориты, 6 - полиметаллические оруденения, 7 - разломы, 8 - оси антиклинальных складок, 9 - оси синклинальных складок. Цифрами на схеме обозначены месторождения: I - Ташбулак, II -Перевальное, III - Чашлы, IV - Мышиккол, V - Пайбулак, VI - Чалата, VII - Зарнисор, VIII - Ташгезе, IX - Каскана, X - Сардоб

На севере рудного узла обнажаются песчано-сланцевые отложения ордовика-силура. Они образуют узкую гряду и подстилают в центральной части узла верхнепалеозойские осадочно-вулканогенные породы. На западе на палеозойских образованиях залегают осадочные отложения мезозойско-кайнозойского возраста.

Основными элементами структуры рудного узла являются среднекарбоновые вулcano-тектонические депрессии: Алтынтопканская грабен-синклиналь и Сардобская мульда. Они осложнены дополнительной складчатостью и серией глубинных разломов, в результате перемещений по которым палеозойский комплекс был разделён на несколько субширотных

клиновидных структурных полос. Они, в свою очередь, разделяются поперечными разломами на ряд структурно-тектонических блоков. Внутри блоков породы разбиты более мелкими разрывными нарушениями, прорваны многочисленными малыми интрузиями, жерловыми и субвулканическими образованиями, подвергнуты различным послемагматическим изменениям. Последние выразились в скарнировании, эпидотизации, хлоритизации, серицитизации, ортоклазизации, карбонатизации и окварцевании вмещающих пород. Наиболее интенсивные изменения связаны с ранними дорудными стадиями постмагматического процесса. Эти окolorудные изменения подготавливают благоприятную среду для осаждения руды, изменяя как физико-химические условия, так и физико-механические свойства породы.

В группе месторождений Алтынтопкан присутствует более 80 различных минералов. Основными минералами являются галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и арсенопирит. Меньшее развитие имеют магнетит, гематит, блёклые руды и др. В рудном узле обнаружены также шеелит, молибденит, золото самородное, антимонит, реальгар, аурипигмент и много других минералов. Нерудные минералы включают кварц, кальцит, доломит, флюорит, анкерит, ангидрит и барит. Серебряные минералы включают аргентит, полибазит, матильдит, айкинит, густавит, хейровскит, гессит и самородное серебро. Однако большая часть серебра рассеяна и изоморфна вне видимых субмикронных включений входит в рудных минералах. Основным концентратором серебра является галенит, в котором содержание этого элемента достигает 1057 г/т, хотя серебро содержится и в других сульфидах [75]. Серебряная минерализация в рудах Алтынтопканского рудного узла главным образом сосредоточена в магнетит-полисульфидной, пирит-халькопиритовой, пирит-галенит-сфалеритовой и галенит-сфалеритовой минеральных ассоциациях [217]. В них содержание серебра равно 48.2 г/т (среднее из 49 проб).

Рудные тела на месторождениях Алтынтопканского рудного узла трёх типов: межформационные (контактовые), внутриформационные и

комбинированные. Около 50% запасов сосредоточено в межформационных рудных телах. На долю внутриформационных тел приходится 27% запасов, а комбинированных – около 20%.

На месторождениях встречаются две группы текстур: замещения и заполнения пустот. Наиболее типичными текстурами замещения являются массивные, пятнистые, вкрапленные, угловатые и полосчатые. Текстуры заполнения пустот включают жильные, штокверковые, брекчиевые и метаколлоидные.

Анализ продуктивных ассоциаций в районе Алтынтопканской группы месторождений показывает, что существует определенная зональность в их распределении. Это связано с тем, что Чалатинский разлом разделяет группу месторождений на западную и восточную части. В западной части преобладают сфалерит-галенит-висмут-сереброносные месторождения, к востоку от Чалатинского разлома месторождения представлены продуктивными ассоциациями сфалерит-галенитовой и галенит-серебряной. Специфику каждого района подчеркивает и распределение основных сульфидных элементов. В западной части рудного узла галенит отличается высокими концентрациями серебра, висмута, селена и теллура, тогда как из восточной части свинцовым блескам характерны относительно высокие содержания сурьмы и серебра, а сфалеритам - кадмия.

В дополнение к региональной горизонтальной зональности, распределение минеральных скоплений также указывает на вертикальную зональность. Например, в верхней части известняков каменноугольного возраста (Северный Зарнисор) преобладают волластонит, волластонит-бустамит и волластонит-бустамит-гранатовый скарн. Ниже волластонит-бустамитового скарна формируются пироксен-гранатовый и гранатовый скарны (относительное значение последних увеличивается с глубиной). Одновременно увеличивается толщина эпидозитов. Также наблюдается зональность расположения рудных жил. Сфалерит-галенитовые месторождения редко присутствуют в интервале надскарнов. Они встречаются только в разрезе скарна. Редкие вкрапленники

пирита и, в некоторых разрезах, минералы сурьмы и флюорита (Северный Зарнисор) почти всегда встречаются в пределах надскарнового интервала. Количество сфалерита и галенита увеличивается с глубиной. В нижней части скарнового интервала эти минералы встречаются реже и в незначительных количествах. Магнетит-гематитовые и халькопирит-сульфовисмутитовые минеральные ассоциации появляются под самыми крупными скоплениями сфалерит-галенитовой руды. В этих зонах также встречаются шеелит и самородное золото. В интервале скарна интенсивность рудной минерализации уменьшается по мере удаления от скарна.

Размещение минеральных скоплений и состав вмещающей породы определяют вертикальную зональность распределения элементов-примесей. Свинец, цинк, кобальт, медь, серебро, золото, висмут и сурьма имеют максимальное содержание в скарновых телах; барий, мышьяк, висмут и сурьма преобладают в надскарновой зоне; железо, медь, вольфрам и фтор стремятся к скарновой зоне. Серебро - сквозной элемент. Вместе со свинцом оно рассеяно в породах надскарновой зоны. В интервале скарнов оно встречается либо изоморфно в галените, либо как самостоятельный минерал (полибазит, аргентит, самородное серебро, дискразит и шапбахит). Серебро также постоянно встречается в блёклых рудах. В скарновых зонах серебро рассеяно в пирите, галените и жильных минералах.

Анализ рудоконтролирующих факторов показывает, что наибольшей информативностью в рудном узле обладают литолого-стратиграфические признаки, отражающие состав и возраст осадочных и магматических рудовмещающих пород. Например, на месторождении Ташбулак оруденение приурочивается к определённым горизонтам карбонатной толщи и контактам даек. Здесь, так же, как и на других рудных объектах, наиболее рудоносная свита карбонатного разреза – джарбулакская – расположена ближе всего к контакту с гранитоидами.

Состав вмещающих пород косвенно, через промежуточное звено – скарны, влияет и на интенсивность оруденения. Наиболее благоприятны гранат-

пироксеновые и пироксеновые разности экзоконтактовых зон. В чистых гранатовых скарнах обычно встречаются бедные, вкрапленные и тонкопрожилковые руды. По мнению В.А.Королёва [98] благоприятность скарнов, эпидозитов и серицитовых пород определяется степенью развития по ним вторичных карбонатов и кварца. Первые важны как химический фактор, второй резко повышает хрупкость пород, способствуя их интенсивному дроблению в интратрудное время.

Кансайское рудное поле входит в состав Кураминской структурно-фациальной зоны. Оно представляет собой геоантиклинальное поднятие, образовавшееся в девонское время на фоне общего продолжительного погружения Юго-Западного Тянь-Шаня. Конец островодужного этапа характеризуется широким проявлением магматизма и гидротермальной деятельности²⁶.

В рудном поле выявлены более 60 месторождений и рудопроявлений, главными из которых являются Акташ, Бешкан, Камарсай, Кантау, Карахана, Королёво, Кызыл-Кан, Новый Камарсай, Окурдаван, Смирновское, Северный Кантау, Шевчуковское, Центральный Кансай и Южная Дарбаза. Для этих месторождений характерна скарновая свинцово-цинковая минерализация алтынтопканского типа. Размещение оруденения в пределах поля определяется литологией пород (карбонатная толща) и разрывной тектоникой (разломы Кансайский, Дарбазинский, Кантау-Камарсайский, Копкан-Джакиканский).

В пределах рудного поля в основном развиты известняки верхнего девона-нижнего карбона и верхнекаменноугольные эффузивы, приближающиеся по составу к кварцевым дацитам. Известняки образуют гряду, ограниченную дизъюнктивными нарушениями с севера и юго-запада от верхнекаменноугольных дацитовых порфиритов акчинской свиты, а с юга – от меловых и палеогеновых отложений. На западе породы D₃-C₁ отделены от дацитовых порфиритов Бирюзовым разломом, а на востоке прорваны массивом

²⁶Файзиев Ф.А., Файзиев А.Р., Ятимов С.Б. О сереброносности скарново-полиметаллических месторождений Кансайского рудного поля (Северный Таджикистан). Труды 21-й Международного симпозиума имени акад. М.А.Усова студентов и молодых учёных, посвя. 130-летию со дня рождения М.И.Кучина Томского политех. университета. 2017. – С. 188-189.

гранодиоритов среднекарбонového возраста. Кроме того, широкое развитие получили штоки и дайки малых интрузий пермского и частью, возможно, триасового возраста. Свинцово-цинковое оруденение с серебром, залегающее в виде отдельных рудных тел или групп рудных тел, наблюдается в различных участках известняковой гряды Окуртау на всем её протяжении. Рудные тела имеют линзообразную, жилообразную, трубообразную формы и развиты преимущественно в скарнах, а также встречаются столбы и гнёзда.

В Кансайском рудном поле проявлены разнообразные гипогенные и гипергенные минералы (более 160) [184]. Гипогенные минералы представлены силикатами (диопсид, геденбергит, эпидот, гроссуляр, гроссуляр-андрадит, актинолит, тремолит, флогопит, волластонит, везувиан, манган-салит, хлориты, серпентин, мусковит, шефферит, скаполит, андрадит, клинохлор, пеннин), окислами (кварц, гематит, магнетит, касситерит), сульфидами и сульфосолями (пирит, сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, аргентит, акантит, висмутин, арсенопирит, молибденит, марказит, теннантит, тетраэдрит, буланжерит, гессит, геокронит, менегенит, клапротит, сульфосоли Bi , сульфоантимониды, прустит, пираргирит), самородными элементами (Bi , Ag). Кроме того, встречаются представители группы карбонатов – кальцит, доломит, галоидов – флюорит, сульфатов – барит, вольфрамов – шеелит. Главными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, блёклые руды, сульфоантимониды. Из жильных минералов наиболее развиты во всех месторождениях и проявлениях рудного поля гроссуляр-андрадит, шефферит, магнезиально-железистый пеннин-клинохлор. Кроме того, в некоторых месторождениях встречаются кварц (Таскескен, Окурдаван), тальк, серпентин (Королёво), серицит (Окурдаван), диопсид, андрадит (Янгикан), барит (Вульфенитовая жила), флюорит (Таскескен). Из пострудных жильных минералов развит кальцит.

В пределах рудного поля отчётливо проявляется зональность оруденения, вызванная прерывистым поступлением растворов разного состава на фоне вспышек трещинообразования. Горизонтальная зональность оруденения

выражается в том, что в восточной части рудного поля на ранних стадиях минералообразования проявились интенсивные деформации в зоне контакта известняков с гранитоидами, и здесь кристаллизовались минеральные ассоциации первой стадии минерализации. В западном направлении разрывы проявлялись все позднее и соответственно были выполнены более поздними минеральными ассоциациями. Это привело к тому, что в самом западном фланге рудного поля получило распространение свинцово-цинковое оруденение [67].

Для Кансайского рудного поля характерны различные текстуры и структуры руд. Наиболее распространены вкрапленные или полосчато-вкрапленные, плейчатые и прожилковые текстуры, а также встречаются массивные, брекчиевые. Реже встречаются и радиально-лучистые текстуры руд. Структуры их крупно-, средне-, мелко- и неравномернозернистые.

В пределах рудного тела Чётка месторождения Центральный Кансай наблюдается смена с глубиной минеральных типов руд [74]. От поверхности до глубины 908 м развиты сфалерит-галенит-аргентитовые руды, которые сменяются галенит-сфалеритовыми с пиритом, сульфосолями и самородными элементами. На уровне от 907 до 570 м развит галенит-сфалерит-пиритовый тип с халькопиритом. В местах сопряжения рудного тела с Южно-Дарбазинским разломом также наблюдается пиритовый тип с незначительным содержанием свинца и цинка. На этом протяжении содержание цинка по отношению к свинцу возрастает от 0.8 до 1.7. Ниже до глубины 431 м распространен пирит-галенит-сфалеритовый тип оруденения с халькопиритом.

В распределении серебра также наблюдаются зональность. Сверху вниз уменьшается содержание серебра. Если в приповерхностных частях оно представлено самостоятельными минеральными формами (аргентитом, акантитом, пираргиритом, пруститом, самородным серебром), то на уровне средней части рудного тела серебро входит в виде изоморфной примеси, возможно, и тонкозернистой минеральной формы в главных рудообразующих сульфидах.

Серебро на месторождениях Кансайского рудного поля образует как собственные минералы – аргентит, акантит, прустит, пираргирит, полибазит, гессит, штроейерит, самородное серебро, так и встречается в виде изоморфных и механических примесей в галените, тетраэдрите, теннантите и других минералах. Серебряная минерализация проявлена на всех стадиях минерализации. На первой стадии она проявлена в виде самородного серебра, а на второй - аргентита. Однако основное количество серебра связано с более поздними стадиями минералообразования - третьей и четвёртой. Здесь серебро развито в виде красных серебряных сульфосолей – пираргирита и прустита³³.

Все месторождения и рудопроявления Кансайского рудного поля сереброносны [19-А]. Наиболее высокое содержание металла наблюдается на месторождении Южный Кансай (395.2 г/т), а низкое - Акташ (23.3 г/т). На месторождении Центральный Кансай Ag в среднем составляет 52 г/т.

Если рассмотреть содержание серебра в сульфидах, основных концентраторах этого металла, то оно распределяется следующим образом (г/т): галенит (от 280 до 5000), тетраэдрит (до 2600), сфалерит (30-800), халькопирит (105-610), пирит (16-110) [184, 21-А].

Такелийское рудное поле занимает южную часть площади Юго-Западного Карамазара. В пределах рудного поля известны десять месторождений: Западный Гайнаккан, Средний Гайнаккан, Восточный Гайнаккан, Сассыксай, Учочак, Среднее Такели, Западное Такели, Восточная Кафтархона, Южная Кафтархона и Западная Кафтархона. Естественными границами рудного поля на северо-востоке являются гранитоиды Алмабулакского интрузива, а на северо-западе - Железный разлом. На юго-востоке и юго-западе рудное поле граничит с мезо-кайнозойскими отложениями Мирзарабатской депрессии. Площадь рудного поля сложена карбонатными породами среднего девона-нижнего карбона, вулканогенно-осадочными отложениями верхнего палеозоя и интрузивными породами (рисунок 4.4.2). Главной складчатой структурой рудного поля является Такелийская мульда, полого погружающаяся к юго-востоку. В северо-восточном крыле на поверхности обнажаются карбонатные

породы среднего палеозоя, в направлении ядра мульды они последовательно сменяются более молодыми отложениями. Одновременно наблюдается выполаживание углов падения пород (от 50-65° в известняках до 25-30° в конгломератах). Центральная часть мульды осложнена продольными складками более низких порядков. Среди разрывных нарушений выделяются сколы тутлинской, сараймарданской, алтынтопканской, такелийской, кизылтурской, туранглинской и других систем.

Такелийское рудное поле является единственным объектом в Кармазаре, где мышьяковое оруденение развивается в промышленных масштабах. Однако руды этих месторождений в основном полиметаллические. Серебро же встречается как в мышьяковых, так и собственно полиметаллических рудах. Важной особенностью такелийских руд является резко повышенная их сереброносность и, отчасти, золотоносность.

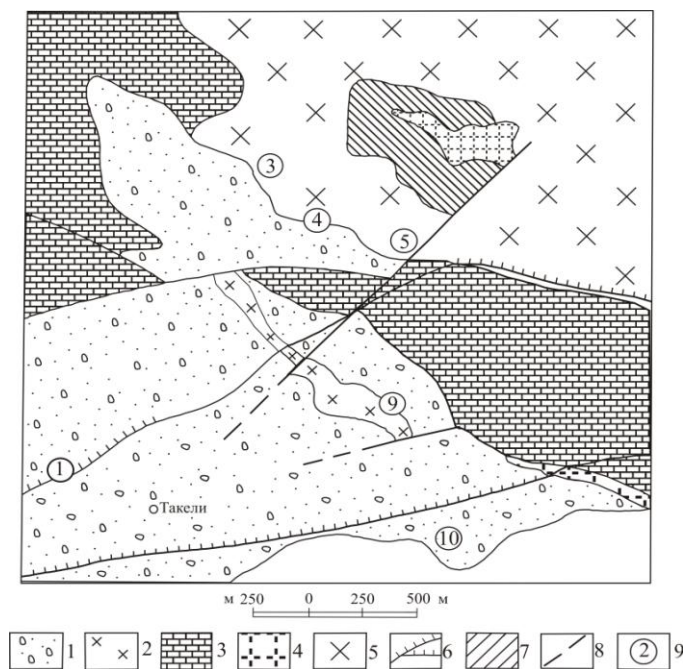


Рисунок 4.4.2. –Схематическая геологическая карта Такелийского рудного поля. По Ю.С.Шихину, В.А.Арапову и Ж.Н.Кузнецову. 1 – известковые аркозовые конгломераты и песчаники (равашская свита, Р₃); 2 – дацитовые порфириты, порфиртуфы (акчинская свита, С_{2,3}); 3 – известняки; 4 – гранодиориты алмабулакского типа; 5 – гранодиориты; 6 – лабрадоровые порфириты; 7 – зоны осветления; 8 – разрывы; 9 – номера месторождений: 1 – Учочак; 2 – Западное Такели; 3 – Западный Гайнаккан; 4 – Средний Гайнаккан; 5 – Восточный Гайнаккан; 6 – Среднее Такели; 7 – Сассыксай; 8 – Восточная Кафтархона; 9 – Западная Кафтархона; 10 – Южная Кафтархона

Содержание серебра в рудах высокое и составляет от 6.2 (Средний

Гайнаккан) до 2500 г/т (Западный Гайнаккан). При этом в месторождениях Такелийского рудного поля с юго-западной части к северо-восточной в рудах содержание серебра увеличивается. Если на месторождении Учочак среднее содержание серебра 166 г/т, то на месторождении Среднее Такели оно составляет от 59 до 883 г/т, в Среднем Гайнаккане от 6.27 до 926.5 г/т, а Западном Гайнаккане - от 336 до 2500 г/т. Кроме того, серебро установлено на месторождении Сассыксай в количестве от 21.6 до 135.9 г/т, Южная Кафтархана - до 34 г/т, Западное Такели - 212 г/т. В рудах Такелийского рудного поля содержится и золото, количество которого колеблется от 0.4 до 2.8 г/т.

Оруденение размещается в известняках и доломитах, гранитоидах, аркозовых песчаниках, конгломератах и других породах. Рудные тела имеют форму жил, линз, столбообразных, трубчатых и неправильных залежей. Мощность и протяженность рудных тел колеблется в широких пределах. Например, мощность рудных тел на месторождении Западный Гайнаккан варьирует от 0.12 до 1.6 м при протяженности от 26 до 40 м. Мощность и протяженность рудных тел месторождения Средний Гайнаккан равны 0.5-2.6 и 7-56 м, а Восточного Гайнаккана – 1.6-2.5 и 20-40 м соответственно.

Минеральный состав месторождений Такелийского рудного поля изучался Ф.И.Вольфсоном [51], З.А.Королёвой [104], М.И.Моисеевой [152]. Максимальной полнотой и детальностью отличаются исследования М.И.Моисеевой [152]. Основными рудными минералами являются арсенопирит, сфалерит, галенит, пирит, пирротин, халькопирит. Второстепенными - молибденит, касситерит, тетраэдрит, а редкими - буланжерит, джемсонит и др. Из серебряных минералов здесь установлены самородное серебро, аргентит, прустит и кераргирит. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, баритом, анкеритом. В зоне окисления развиты ярозит, скородит, бедантит, церуссит, миметезит, смитсонит, каламин, гематит, гётит, гидрогётит, малахит, англезит, пироморфит, плюмбоярозит, хризоколла, азурит, куприт, брошантит.

Анализ минералов позволяет прийти к выводу, что содержание серебра в рудных телах в основном определяется минеральным составом последних. Минимальное количество его (51.2-143.9 г/т) наблюдается в рудных телах, обогащённых халькопиритом и блёклыми рудами (Западный Гайнаккан). В галенит-сфалеритовых рудах серебро устанавливается в количестве 146.7 г/т (месторождение Учочак) и до 316.9 г/т (рудопроявление Навигари).

По нашим данным и по М.И. Моисеевой [152], содержание серебра в сульфосолях и сульфидах Такелийского рудного поля, которые являются основными концентраторами этого металла, распределяются следующим образом (г/т): тетраэдрит (от 25008 до 31912, среднее из трёх анализов 28440), галенит (от 624 до 3800, среднее из 15 анализов 1571.5), сфалерит (28 – 1352, среднее из шести анализов 692.33), пирит (20 – 272, среднее из 5 анализов 165.08), арсенопирит (18–534, среднее из 12 анализов 318.5), халькопирит (2120-4244.5).

В полиметаллических месторождениях в галенитах отмечаются повышенное содержание серебра и висмута, присутствие Te, Sb, в тёмных сфалеритах - наличие Co, Ag, Bi, Be, In, Sb, реже Hg и Ge, в светлых сфалеритах - Sb, реже Ge, в пиритах - пониженное содержание Ni, Co и As. О принадлежности сульфидов к самостоятельному полиметаллическому типу свидетельствует полное сходство их состава (по малым элементам) с составом сульфидов собственно полиметаллических месторождений.

За рубежом к серебросодержащим полиметаллическим относятся месторождения США (Франклин Фернас, Лоуренс), Швеции (Сала, Аммаберг), КНР (Тембушань), Японии (Камиона).

Таким образом, в пределах серебряных месторождений отчётливо выделяются 4 рудно-формационных типа: серебро-полиметаллический, серебро-оловянный, серебро-золотой и серебросодержащий скарново-полиметаллический. Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип характеризуется широким спектром минеральных видов и разновидностей. Основными рудными минералами являются галенит и сфалерит, но другие

сульфиды (например, пирит, халькопирит) также могут образовывать значительные скопления. Встречаются также сульфосоли, но они имеют второстепенное значение. Характерной особенностью серебро-полиметаллических месторождений является наличие минералов висмута, которые образуют промышленные скопления.

Серебро-оловянные рудно-формационные типы месторождений характеризуются присутствием в рудном теле наряду с минералами серебра минералов олова – станнина, касситерита, варламовита, гидростанната и, местами, мушистонита, натанита и висмирновита. В рудах также присутствует шеелит. Среди сульфидов арсенопирит, пирротин, марказит, халькопирит и пирит встречаются чаще, чем галенит и сфалерит. Руды также содержат минералы висмута и самородное золото. Основными минералами серебра являются пираргирит, андорит, фрейбергит, полибазит и самородное серебро. Серебро также связано с такими минералами, как блёклая руда и галенит. Примечательно также, что концентрация серебра в рудных телах увеличивается от нижних к верхним уровням месторождений. Размах оруденения по вертикали в них колеблется от 150-200 до 550-800 м.

Серебро-золотой рудно-формационный тип развит ограниченно и невелик по запасам на отдельных объектах и в целом: это месторождения Школьное, Четсу и Караулхона в Канджольском рудном поле (Карамазар). Этот тип представлен убогосульфидными, но высоко сереброносными кварц-золоторудными жилами. Рудные минералы представлены пиритом, пираргиритом, фрейбергитом, самородным золотом, электрумом и кюстелитом. Золото здесь низкопробное.

Серебросодержащий скарново-полиметаллический рудно-формационный тип более интересен, так как выражен на крупнейших полиметаллических месторождениях Алтынтопканского рудного узла, Кансайского и Такелийского рудных полей, запасы серебра в котором оцениваются более чем в 10 000 т. Здесь описан ряд минералов, наиболее важными из которых являются галенит, сфалерит, пирит и халькопирит. Жильные минералы представлены кварцем,

кальцитом, флюоритом, доломитом, анкеритом, ангидритом и баритом. Основное количество серебряной минерализации на месторождениях серебросодержащего скарново-полиметаллического рудноформационного типа связано с более поздними ассоциациями минералов. Большая часть серебра находится в рассеянной форме – невидимые субмикронные включения или изоморфная форма вхождения в кристаллическую решётку рудных минералов. Основным концентратором серебра является галенит, где содержание этого элемента достигает 1057 г/т.

ГЛАВА 5. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Серебряные и серебросодержащие месторождения Северного и Центрального Таджикистана имеют очень сложный минеральный состав (более 160 минеральных видов и разновидностей). Наиболее распространёнными рудными минералами являются галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и тетраэдрит. Большие скопления арсенопирита имеет место в месторождениях Такелийского рудного поля и на Мирханте. В месторождениях Центрального Таджикистана в промышленных масштабах встречается также олово. Оно представлено касситеритом, станнином, тиллитом. В зоне окисления месторождения Мушистон встречаются мушистонит, висмирновит и натанит. Из жильных минералов встречаются кварц, кальцит, доломит, анкерит, барит, флюорит. В отдельных месторождениях наблюдаются анкерит, сидерит, адуляр.

5.1. Основные рудные минералы

Галенит PbS относится к числу основных рудных минералов. Он встречается в виде прожилков, гнёзд, линзовидных обособлений, вкрапленников и цемента тектонических брекчий. В некоторых месторождениях он образует сравнительно мощные жилы. Например, на месторождении Канджол мощность жилы галенита достигает 25 см, а Учочаке – 40 см.

Распределена галенитовая минерализация на месторождениях неодинаково. В одних месторождениях она составляет 3-10 (Мирхант) и 5-30% (Большой Канимансур) от общего количества рудных минералов, в других галенит встречается в ничтожно малом количестве (Школьное, Мушистон).

Агрегаты галенита крупно-средне-мелкозернистые с изометрическими и эллипсоидальными формами. На месторождении Большой Канимансур описаны колломорфные агрегаты минерала радиально-лучистого строения

[223], округлые стяжения которых имеют размеры от 2 до 20-25 см в поперечнике.

Кристаллы галенита встречаются не часто и имеют, главным образом, кубическую форму. Реже встречаются октаэдрические габитусные формы. На месторождении Большой Канимансур кубические формы осложнены дополнительными гранями октаэдра, а октаэдрические – гексаэдра. Встречаются и кубо-октаэдрические кристаллы с одинаковым развитием граней октаэдра и куба. На этом месторождении установлена смена октаэдрической формы галенита, через кубо-октаэдр на кубическую снизу-вверх, от глубоких горизонтов месторождения к дневной поверхности. Размер кристаллов галенита на месторождении Большой Канимансур колеблется от 0.2 до 2.0 см, а на месторождении Такели и Кафтархона они достигают 5 см, а Канджола - даже 7 см.

На этих месторождениях галенит ассоциирует с различными минералами. Наиболее распространены следующие минеральные ассоциации: галенит-сфалеритовая, кварц-кальцит-сфалерит-галенитовая, кальцит-сфалерит-галенитовая, кварц-сфалерит-галенитовая, карбонат-галенитовая, барит-флюорит-кварц-сфалерит-галенитовая, сфалерит-галенит-висмутово-серебросодержащая, галенит-блёклорудно-серебряная, галенит-фрейбергитовая, барит-галенитовая, барит-кварц-сфалерит-галенитовая и др.

Наиболее тесно галенит ассоциирует со сфалеритом, пиритом, тетраэдритом (рисунки 5.1, 5.2), аргентитом, халькопиритом, полибазитом, пираргиритом, бурнонитом, штернбергитом, фаматинитом, самородным серебром, кварцем, кальцитом, баритом и др.

Галенит в серебряных и серебросодержащих месторождениях образует от одной до четырёх генераций. Если в Мирханте он выделяется в одну генерацию, то в Мышикколе, Северной группе рудных тел, Такели образует две, в Зарнисоре, Ташбулаке - три, в Большом Канимансуре, Канджоле - четыре генераций.

Параметры элементарной ячейки галенита колеблются от 5.912-5.935

(Кармазар) до 5.924-5.945Å (Центральный Таджикистан). Экспериментальными исследованиями, проведенными М.М.Болдыревой и В.Ф.Чернышевой [39], установлено, что параметр решётки галенита из серебросодержащего скарново-полиметаллического месторождения Перевальное (Кармазар) заметно уменьшается с увеличением в нем висмута и серебра от 5.9350 до 5.6128 Å при колебании Вi 0.06-5% и Ag 0.026 – 2.0%. Спайность галенита совершенная по кубу. Излом ступенчатый. В галените из месторождения Перевальное (Кармазар) М.М.Болдыревой с соавторами [40] описана октаэдрическая отдельность, которая свойственна висмутсодержащим галенитам. Микротвёрдость равна 64-90 кг/мм² (Центральный Таджикистан) и 66-93 кг/мм² (Кармазар) (таблица 5.1).

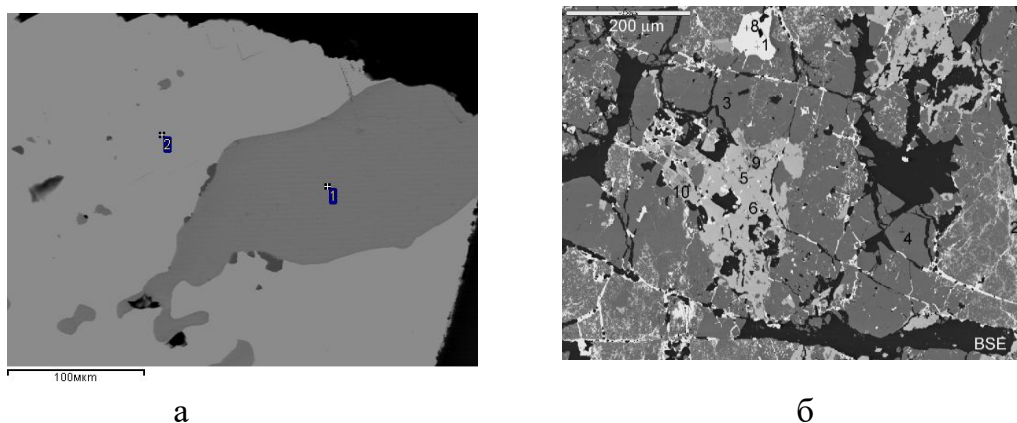


Рисунок 5.1. –Изображение участка шлифа в отраженных электронах (BSE), полученное на рентгеновском микроанализаторе JCXA 733 JEOL, при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 1 нА. А) 1 - серебросодержащий тетраэдрит, 2 – галенит (Канджол). Б) 1, 2, 8 – галенит, 3, 4 – пирит, 5, 6, 7 – тетраэдрит, 9, 10 – сфалерит, черное – кальцит (Мирхант)

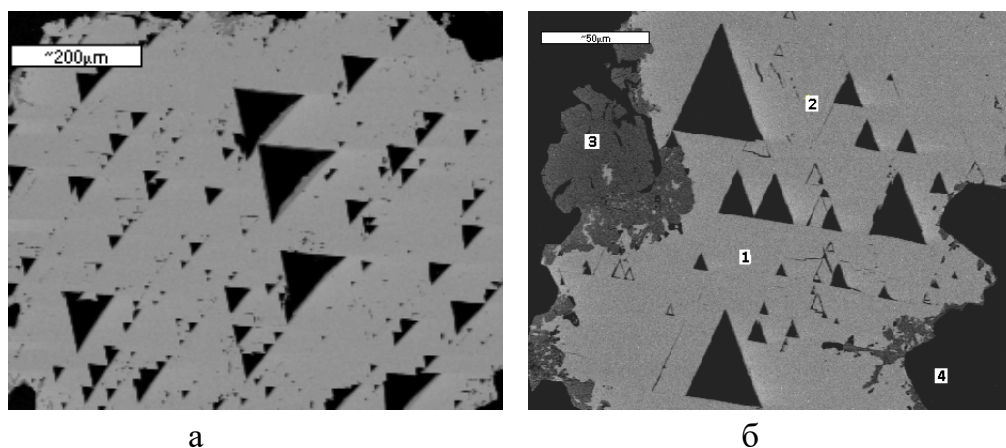


Рисунок 5.2. –А) Треугольники галенита из Кансае. Б) Срастание галенита со сфалеритом. 1, 2 – галенит, 3 – сфалерит, 4 – кварц

Удельный вес галенитов из различных серебряных и серебросодержащих месторождений колеблется в значительных пределах - 7.30-7.80 (таблица 4.2).

Таблица 5.1. –Микротвёрдость галенита, кг/мм²

Месторождение	Микротвердость, от и до, среднее	Месторождение	Микротвердость, от и до, среднее
Канджол	79-89, 86 (6)	Кони Нукра	88
Чукурджилга	66-82, 73.66 (3)	Такфон	90
Такели	78.1	Мирхант	64-85, 74.4 (25)
Тарыэкан	92.1-93, 92.55 (2)	Токузбулак	93.5

Таблица 5.2. –Удельный вес галенита, г/см³

Месторождение	Удельный вес, среднее	Месторождение	Удельный вес, среднее
Зарнисор	7.496 (7)	Канджол	7.58
Западный Ташгезе	7.30	Чукурджилга	7.4-7.8, 7,6 (2)
Восточный Ташгезе	7.369	Канимансур	7,4-7,7 (7,55) (2)
Центральный Ташгезе	7.371	Замбарак	7,35-7,70 (7,52) (2)
Северный Ташгезе	7.567 (6)	Кони Нукра	7.70
Перевальное	7.42	Такфон	7.51

Отражательная способность галенита из месторождения Перевальное – 43.63 [38], Кони Нукра – 43, а Такфона - 44.5 [61].

Химические анализы галенитов показывают, что содержание главных элементов довольно стабильно (таблица 5.3). В галенитах часть серебра, сурьмы, висмута, селена, теллура входит в них в виде изоморфных примесей, а другая часть образует сингенетические микровключения самостоятельных минералов. В них установлены микровключения аргентита, стефанита, шапбахита, матильдита, галеновисмутита, висмутина, бурнонита, тетраэдрита, самородного серебра, сульфосолей серебра и других минералов [51-А, 130, 152, 167, 223 и др.].

В галените наблюдается прямая зависимость между концентрациями Ag, Bi, Se и Te. Это говорит о том, что в данном случае наблюдается изоморфное вхождение в галените соединений $AgBiSe_2$, $AgBiTe_2$. В галенитах гетеровалентный изоморфизм между Ag^+ и Pb^{2+} ограничен: при 600°С растворимость Ag_2S в PbS не превышает 0.6 мол.% [86]. Однако при одновременном вхождении в серебро ионов висмута и сурьмы растворимость серебра в галенитах резко возрастает: полная смесимость фаз $AgSbS$ и PbS

достигается при температуре примерно 400°C, а AgBiS₂ и PbS - уже при температуре 215°C [251]. А.А.Калининым [86] такие низкие температуры смесимости фаз объясняются широким распространением структур распада твёрдых растворов в системах PbS-Ag₂S-Sb₂S₃ и PbS-Ag₂S-Bi₂S₃.

Таблица 5.3. –Содержание серебра в галенитах некоторых месторождений Алтынтопканского рудного узла, г/т

№№ п/п	Количество исследованных проб	Ag	Месторождение	Автор
1	2	4604	Зарнисор	М.Р.Еникеев [75]
2	18	771		
3	8	609	Северная группа	
4	5	1853	Айгырбулак	
5	5	500	Акташкан	
6	3	361	Сардоб	
7	12	292	Ташгезе	

Среди элементов-примесей в галенитах серебро является главным (таблица 5.4 и рисунок 5.3). Ещё А.Бируни [32] отмечал, что «в свинце имеется некоторое количество серебра, которое обнаруживается при его обжиге». В большинстве анализированных галенитов обнаружено серебро. Из 74 проб в 62 установлено серебро, а в 13 из них содержание элемента более 1 мас.%. Максимальные концентрации серебра в галенитах установлены в серебро-полиметаллическом месторождении Большой Канимансур (до 5.16 мас.%), оловянно-серебряном месторождении Мушистон (5000 г/т) и серебросодержащем скарново-полиметаллическом месторождении Перевальное (Кармазар) - до 2.1 мас.%. Полуколичественными спектральными анализами в галенитах Мирханта обнаружено серебро в количестве от 600 до 1000 г/т, в среднем 830 г/т.

На месторождении Замбарак верхние горизонты рудного тела обогащены серебром, сурьмой и висмутом. Наблюдается корреляционная связь между серебром и висмутом, серебром и сурьмой. Наличие галенита с высоким содержанием серебра и лишённого продуктов распада твёрдых растворов говорит об образовании его при температуре 196-179°C, что подтверждается геологическими термометрами (аргентитом) и температурами гомогенизации

Таблица 5.4. –Химический состав галенита из серебряных и серебросодержащих месторождений, мас.%

№ №	Месторождение, рудопроявление	Содержание элементов, мас.%													
		Pb	Ag	Cu	Zn	Fe	Bi	As	Cd	Sb	Se	Te	Нераст. остатки	S	Сумма
1	Зарнисор	84,12	0,03	0,28	0,78	-	0,16	-	-	0,05	-	-	0,54	14,31	100,27
2		85,49	0,12	0,07	0,42	-	0,23	-	-	0,04	-	-	0,34	14,17	100,88
3		85,59	0,07	-	0,03	-	0,01	-	-	0,07	-	-	-	14,27	100,04
4		85,76	0,09	0,20	-	0,18	-	-	-	0,02	-	-	0,30	13,60	100,15
5		84,71	0,074	-	0,10	-	0,04	-	-	0,026	-	-	-	13,08	98,03
6		85,0	1,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13,2	99,4
7	Северная группа	81,05	0,07	0,29	0,22	1,00	-	-	0,26	-	-	4,40	13,31	100,54	
8		80,51	0,044	-	0,65	0,45	-	-	0,09	-	-	4,42	13,26	99,43	
9	Айгырбулак	83,19	-	0,13	0,19	-	-	0,0002	-	0,06	-	-	-	12,43	96,00
10		82,81	0,167	0,10	0,19	-	-	-	-	0,064	-	-	-	12,92	96,25
11		78,39	0,31	1,02	-	0,14	-	-	-	0,062	-	-	-	13,2	93,12
12	Ташгезе	82,70	0,04	-	1,10	0,22	-	-	-	0,22	-	-	2,56	13,4	100,24
13		82,15	0,03	-	0,74	0,34	-	-	-	0,05	-	-	3,24	13,2	99,75
14	Перевальное	85,90	0,1	0,01	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	13,30	99,71
15		85,90	0,1	0,02	-	-	0,33	-	-	-	-	-	-	13,50	99,85
16		84,30	0,8	0,05	-	-	1,7	-	-	-	-	-	-	13,4	100,25
17		83,60	1,0	0,04	-	-	1,7	-	-	-	0,6	-	-	13,5	100,44
18		81,90	1,1	0,05	-	-	2,6	-	-	-	-	-	-	13,5	99,15
19		83,60	1,0	0,04	-	-	2,2	-	-	-	-	-	-	13,5	100,34
20		81,80	1,2	0,05	-	-	2,6	-	-	-	0,4	-	-	13,5	99,55
21		81,90	1,5	0,01	-	-	3,1	-	-	-	0,5	-	-	13,4	100,41
22		79,80	2,1	0,04	-	-	4,0	-	-	-	0,6	-	-	13,5	100,04
23	Центральный Кансай	80,02	0,058	-	4,10	0,48	0,006	-	-	-	-	0,004	-	15,10	99,77
24		86,00	0,067	-	-	-	0,003	-	-	0,001	-	0,003	-	13,60	99,67
25		86,00	0,21	-	0,60	-	0,38	-	-	0,20	0,002	0,02	-	13,15	100,56
26		84,81	-	0,16	0,87	0,10	0,008	-	-	0,16	-	-	1,00	14,55	101,66
27	Кансай	85,25	-	0,07	0,18	0,40	0,01	-	-	-	-	0,16	13,69	99,76	
28	Западный Кансай	86,67	0,016	0,035	-	0,40	0,025	-	0,7	-	-	0,02	0,085	13,40	101,35
29		86,21	-	-	-	0,09	0,01	-	-	-	-	-	-	13,39	99,7
30	Шевчуковское	83,45	0,007	0,08	1,22	0,165	0,026	-	-	0,32	-	-	0,40	14,43	100,10
31		81,25	-	0,09	2,20	0,03	-	-	-	0,012	-	-	-	12,20	95,78

Продолжение таблицы 5.4

32	Окурдаван	86,27	0,01	-	-	-	-	-	-	-	0,003	-	-	13,40	99,68	
33		85,56	0,15	0,18	0,19	0,042	0,46	-	-	0,13	-	0,006	1,09	14,08	101,88	
34	Акташ	82,35	0,32	-	0,28	0,48	0,006	-	-	0,11	-	-	1,0	14,30	98,84	
35	Южная Дарбаза	84,09	-	0,05	-	0,33	-	-	-	-	-	-	-	13,51	97,98	
36	Такели	84,33	0,09	0,05	0,12	0,38	0,03	0,12	-	-	-	-	-	13,34	98,46	
	Среднее	83,68	0,335	0,087	0,397	0,306	0,577	0,003	0,019	0,055	0,058	0,001	0,542	13,554	99,417	
37	Канджол	83,08	0,32	0,76	1,25	0,28	0,008	0,01	0,042	0,19				13,26	99,20	
38		83,44	0,07	0,63	0,52	0,37	0,17	-		0,51				13,33	99,04	
39		84,40	0,07	2,13	0,52	0,09	-	-	0,01	0,27				13,59	101,08	
40		84,80	1,56	0,27	0,48	0,25	0,01	0,07		0,11				13,40	100,95	
41	Большой Канимансур	81,43	1,58	-	-	-	2,79	-	-	-	-	-	-	13,35	99,15	
42		79,41	1,52	0,20	-	-	4,77	-	-	-	-	-	-	13,47	99,37	
43		78,34	1,54	0,13	-	-	5,48	-	-	-	-	-	-	13,41	98,90	
44		74,56	3,34	0,79	-	-	7,01	-	-	-	0,20	-	-	13,18	99,08	
45		69,50	5,16	0,10	-	-	11,95	-	-	-	-	-	-	14,09	100,8	
46		83,37	0,06	0,25	0,60	0,40	0,02	0,31	-	-	-	-	-	1,32	13,40	99,73
47		83,30	0,09	0,30	0,75	0,35	0,03	0,14	-	-	-	-	-	1,40	13,10	99,46
48		84,37	0,02	0,19	0,63	0,25	-	-	-	-	-	-	-	1,14	13,38	99,98
49		84,64	0,19	0,16	0,38	0,12	0,06	-	-	-	-	-	-	0,55	13,50	99,60
50		84,53	0,07	0,05	0,19	0,15	0,03	-	-	-	-	-	-	0,84	13,53	99,39
51		82,91	0,04	0,34	0,91	0,18	0,01	-	-	-	-	-	-	1,70	13,00	99,09
52		83,81	0,13	0,39	0,98	0,14	0,04	-	-	-	-	-	-	0,98	12,95	99,42
53		84,19	0,03	0,23	1,24	0,06	0,00	0,21			0,27			-	13,77	100,0
54		79,47	0,05	0,80	4,48	-	0,003	0,15			0,05			0,36	15,40	100,76
55		80,60	0,05	0,30	3,73	-	0,004	0,19			0,06			0,32	15,27	100,52
56		81,16	0,05	0,40	3,73	-	0,003	0,11			0,05			0,12	14,57	100,20
57	Замбарак	83,33	-	-	0,80	0,11	0,08	0,06	-	0,69	-	-	0,60	13,38	99,05	
58		80,90	2,18				4,42							13,70	101,20	
59	Тарьэкан	84,33	-	-	0,12	0,38	0,03	0,12	-	-	-	-	1,05	13,34	99,37	
	Среднее	81,27	0,787	0,376	0,946	0,121	1,933	0,061	-	0,058	0,008	0	0,451	13,673	99,713	

Окончание таблицы 5.4

60	Мирхант	84,92	-	-	-	0,25	-	-	-	-	1,38	-	-	12,90	99,45
61		84,60	-	-	-	0,26	-	-	-	-	1,37	-	-	13,24	99,47
62		83,99	-	-	-	1,63	-	-	-	-	0,28	-	-	14,10	100,0
63		87,26	-	-	-	0,29			-	0,06	-	-	-	13,15	100,76
64	Такфон	84,35	0,07	0,02	0,11	0,03	-	0,1	-	-	-	-	1,38	13,10	99,16
65	Пшанза	83,85	0,03	0,12	0,15	0,02	-	0,13	-	-	-	-	1,72	12,97	98,99
	Среднее	84,828	0,016	0,023	0,043	0,413	0	0,038	0	0,01	0,505	0	0,516	13,243	99,63

Примечание. Анализы 1-3, 7-13 - по М.Р.Еникееву [73], 4 – по В.К.Мельниченко, 5 – по Е.Д.Зив, 6 – по А.Х.Турсебекову и др. [206], 14-22, 58 - по М.М.Болдыревой, 23-25 – по В.С.Попову, 26, 30, 31, 33 – по З.М. Протодьяконовой [177], 27 – по Ю.А. Арапову [10], 28, 29, 32, 35 – по В.Ф. Вольфсону, 36 – по М.И.Моисеевой, 37-40, 60-63 - по автору, 41-45 по Н.С.Бортникову и др., 46-52, 57, 59 - по А.Р.Файзиеву, 53 - по Т.И.Ионису, 54-56 - по Е.Г.Краснову, 64-65 – по Л.М.Ступкиной

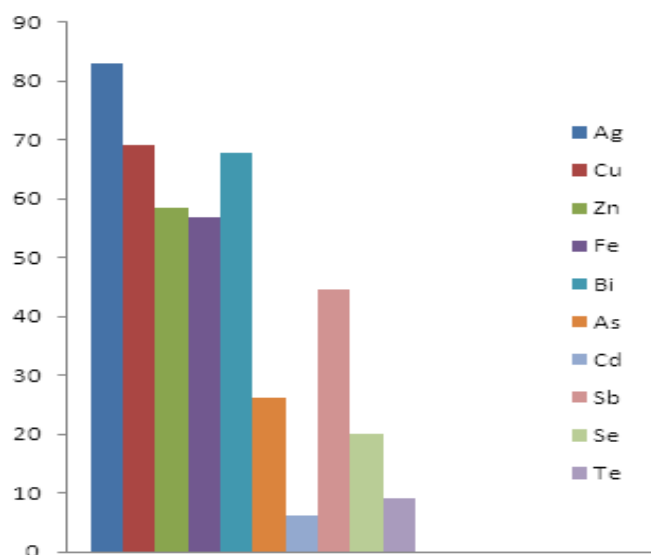


Рисунок 5.3. –Частота встречаемости элементов в галените из различных формационных типов

нерудных и рудных минералов - кварца, флюорита, кальцита, барита, сфалерита, которые сопутствуют галениту.

Г.Л.Дробота с соавторами [66] соотношение серебра и олова в галенитах использовали при отбраковке оловорудных месторождений от полиметаллических. Как видно из таблицы 5.5, галенит месторождения Мушистон характеризуется, по сравнению с галенитом рудопроявлений Хиргасанг и Кони Нукра, пониженными содержаниями серебра и значениями серебро-оловянного отношения, что указывает на присутствие в пределах рудных зон рудопроявлений Хиргасанг и Кони Нукра более высоких уровней развития минерализации поздней стадии рудообразования, представленной галенит-сфалерит-кальцитовой ассоциацией.

Таблица 5.5. –Серебро-оловянное соотношение в галенитах из месторождений и рудопроявлений Казнок-Мушистонского рудного поля

Место взятия образца	Ag, %	Sn, %	Серебро-оловянное отношение
Хиргасанг	0.298	0.020	14.90
Кони Нукра	0.334	0.022	15.18
	0.250	0.018	13.89
Мушистон	0.120	0.193	0.62
	0.072	0.094	0.76

Висмут - второй по частоте встречаемости элемент в галените. Из 74 анализов галенита в 55 обнаружен висмут. Из них в 19 анализах содержание висмута выше 1 мас.%. Максимальные концентрации висмута наблюдаются в галенитах из месторождения Большой Канимансур (до 11.95 мас.%) и Перевальное (до 4 мас.%). В целом, среднее содержание висмута в галенитах серебряных и серебросодержащих месторождений выглядит так (мас.%): в Большом Канимансуре - 2.14 (среднее из 16), Перевальном - 2.07 (9). В большей части месторождений концентрация Вi находится в пределах 0.01-0.62 мас.%.

По данным Н.В.Нечелюстова и других [167], М.М.Болдыревой и В.Ф.Чёрнышевой [39] и нашим данным, в содержании Ag и Вi в галенитах устанавливается прямая корреляционная зависимость. При повышении концентрации Вi соответственно повышается содержание Ag. Например, если содержание Вi в галените 0.005 мас.%, Ag составляет 0.002 мас.%. При повышении Вi до 2.5 мас.%, концентрация Ag составляет 1.1 мас.%.

Сурьма из 74 образцах галенита обнаружена в 40 из них. В них содержание ее колеблется от 0.001 до 0.69 мас.%, в среднем составляет 0.078 мас.%.

Вопросы влияния геологических и физико-химических факторов на концентрацию сурьмы и висмута в галенитах некоторых месторождений Таджикистана изучены А.А.Малаховым [130]. По его данным, часть этих элементов входит в галенит изоморфно, а другая часть образует сингенетические микровключения самостоятельных минералов (шапбахит-матильдит, галеновисмутит, беергерит, бурнонит, блёклые руды, сульфосоли серебра и др.). Им показано, что отношение сурьмы к висмуту в галенитах указывает на температуры и давления образования галенитов. Для галенитов, образовавшихся при относительно высокой температуре и давлении (свыше 250 атм), характерны очень малые значения $Sb:Bi < 0.06$. К этим месторождениям относятся галениты ранней стадии из месторождений Зарнисор, Мышиккол и Пайбулак. Большие значения $Sb:Bi > 6.0-13.0$ характерны для низкотемпературных галенитов из месторождений Зарнисор, Пайбулак, Ташгезе, Айгырбулак, Центральный Кансай, Королёво, Окурдаван, Южная

Дарбаза, Шевчуковское, Канимансур, Тарыэкан и других, которые образовались при относительно низких (150-70 атм) и низких (ниже 70 атм) давлениях.

Медь входит в состав большинства проанализированных образцов (56) галенита. Её содержание колеблется от 0.01 до 0.80 мас.%. Только в одной пробе из месторождения Канджол и пробе из проявления Айгырбулак её концентрация выше 1 мас.%.

Присутствие меди в галените связано с механическими примесями. Почти во всех месторождениях галенит ассоциирует с медными минералами – халькопиритом, блёклой рудой, борнитом и др.

Следующими элементами по распространенности в галенитах являются цинк и железо. Они встречаются соответственно в 49 и 37 анализах. Эти элементы в галенитах связаны также с механическими примесями цинковых и железистых минералов (сфалерита, пирита, халькопирита и др.).

Селен установлен в химических анализах всего 10 проб, а теллур ещё меньше – в 5. Содержание первого элемента колеблется от 0.2 до 0.6 мас.%, если не считать сравнительно высокую концентрацию селена (0.28-1.38 мас.%) в галенитах месторождения Мирхант.

Теллур же зафиксирован только в галенитах скарновых месторождений Кансайской группы в количестве 0.003-0.02 мас. %.

В опубликованных работах также указывается на низкое содержание Se и Te в галенитах. Например, по данным Н.В.Нечелюстова и других [167], содержание этих элементов в галенитах Карамазара варьирует от 0.002 до 0.6 мас.%. Ещё меньше (по 5 г/т) содержание Se и Te в галенитах месторождений Большой Канимансур и Чукурджилга [223]. Присутствие Se и Te в галенитах можно объяснить изоморфизмом S^{2-} на Se^{2-} и Te^{2-} , что, по данным Р.И.Назировой [161], носит неограниченный характер.

В 14 образцах галенита обнаружен мышьяк. В них его содержание колеблется от 0.0002 до 0.35 мас.%. По-видимому, содержание мышьяка в галенитах связано с микровключениями прустита, тетраэдрита и других

минералов.

Кроме того, в галенитах встречается кадмий. Он также, по-видимому, связан с механическими примесями сфалерита в галенитах.

На месторождении Кансай от ранних генераций галенита к поздним увеличивается содержание Ag, Te, Bi, Sb.

Таким образом, резюмируя вышеизложенное, можно констатировать, что галениты являются основными минералами в серебряных и серебросодержащих месторождениях. Они являются основными концентраторами серебра и висмута. В этих месторождениях содержание элементов-примесей таких, как серебро, висмут, медь, выше кларка этих элементов в сотни и даже тысячи раз.

Сфалерит ZnS встречается в большинстве скарновых и гидротермальных рудных месторождений (полиметаллических, серебряных, золоторудных, ртутно-сурьмяных и других) Таджикистана. В них он занимает ведущее место.

Формы выделения сфалерита разнообразные. Он образует жилы, прожилки, полосы в сульфидных жилах, мелкую вкрапленность во вмещающих породах, гнездовые скопления, кристаллы, а также колломорфные и землистые агрегаты.

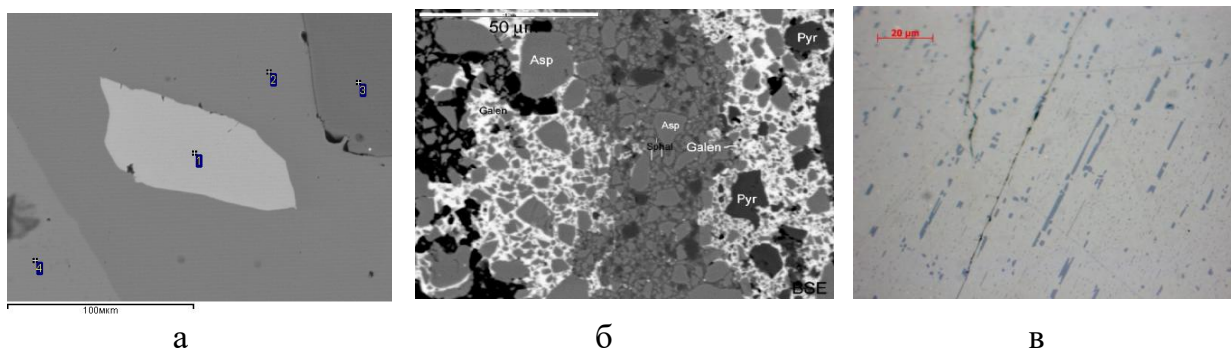
На некоторых месторождениях Западного (Канджол, Такели) и Восточного Карамазара (Большой Канимансур, Чукурджилга, Замбарак) цинковая обманка образует мелко-, средне- и крупнозернистые агрегаты. Здесь он формирует как мономинеральные образования, так и ассоциируется с галенитом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, блёклой рудой, кварцем, флюоритом, баритом и другими минералами.

Кристаллы сфалерита тетраэдрического и ромбододекаэдрического габитусных типов [12, 223]. По данным А.Р.Файзиева [223], тетраэдрические формы кристаллов характерны для ранних генераций, а ромбододекаэдрические - для поздних. Размеры кристаллов сфалерита в этих месторождениях колеблются от 0.01-0.5 см (Канджол, Гайнаккан, Мирхант) до 1-3 см (Большой Канимансур, Кансай, Такели, Зарнисор). Кристаллики

сфалерита растут в друзах вместе с кварцем, в виде вростков в кальците (Кансай), а также в пустотах (Гайнаккан).

На месторождении Мушистон наблюдается эмульсионная вкрапленность сфалерита в станнине, что свидетельствует о распаде твёрдого раствора (рисунки 5.6). Сфалерит присутствует в рудах в переменных количествах - от единичных выделений до 8-12 мас.% в Мушистоне, 2-10 мас.% в Мирханте и 20-40 мас.% в Большом Канимансуре.

В некоторых серебряных месторождениях (Зарнисор, Центральный Кансай, Мирхант и др.) наблюдается изменение соотношения ZnS и PbS по вертикали. Если на верхних и средних горизонтах месторождений галенит и сфалерит развит примерно в одинаковых концентрациях, то с глубиной количество свинца существенно уменьшается. Здесь наблюдается ещё одна особенность сфалеритов. Она заключается в том, что в более ранней стадии минералообразования он ассоциирует с арсенопиритом, пирротинном, пиритом, халькопиритом и имеет чёрную окраску (Мирхант, Канджол), тогда как с более поздними минералами он образует парагенетическую ассоциацию с галенитом, пираргиритом, пруститом, миаргиритом, самородным серебром и другими минералами и имеет светлую окраску.



Рисунки 5.6. –Изображение рисунков в обратно-рассеянных электронах (BSE): а) 1 – Ag-тетраэдрит, 2 – халькопирит, 3 – пирит, 4 – сфалерит (Канджол); б) - Asp – арсенопирит, Pyr – пирит, Galen – галенит, Sphal – сфалерит (Мирхант); в) эмульсионная вкрапленность сфалерита в станнине (Мушистон)

Макро- и микроскопические исследования сфалеритов показывают о наличии в рудах до четырех генераций минерала. Если на месторождении Мушистон, Такфон сфалерит образует одну генерацию, то в Гайнаккане,

Кафтархане, Учочаке, Кызылкане, Королёво – две, на Канджоле, Канташе, Шевчуковском, Акташе, Окурдаване, Камарсае, Мирханте - три, Большом Канимансуре, Центральном Кансае - четыре генерации.

Сфалерит в аншлифе серый, с невысокой отражательной способностью. Отметим, что отражательная способность сфалерита в некоторых месторождениях, например, Канджоле от ранних генераций к поздней уменьшается. Если на сфалеритах второй генерации, измеренной в 4 образцах отражательная способность, колеблется от 19.75 до 21.49 (в среднем 20.43), то в третьей генерации она варьирует от 18.84 до 19.48 (в среднем 19.13). Различие в величине отражательной способности сфалеритов некоторые исследователи [238, 257], связывают с изменением содержания Fe, т.е. от ранних генераций к поздним уменьшается концентрация железа, которая подтверждается и в нашем случае.

Минерал изотропен. Имеет густые красные внутренние рефлексии. Обычно просвечивает бурым цветом. При травлении выявляются редкие полисинтетические двойники. Микротвёрдость сфалерита из различных месторождений колеблется от 135 до 262.8 кг/мм² (таблица 5.6). Удельные веса сфалеритов из серебряных месторождений колеблются от 3.935 (Зарнисор) до 4.254 (Ташгезе) (таблица 5.7). В общем, удельные веса сфалеритов в большинстве месторождений чуть выше (на 0.1 г/см³), чем в справочных данных [145]. Колебание удельного веса в сфалеритах из этих месторождений связано с изоморфными элементами (Fe, Cd, Mn) и тонкодисперсными вростками многочисленных минералов меди, свинца, серебра и др.

Таблица 5.6. –Микротвёрдость сфалерита, кг/мм²

Месторождение	Микротвёрдость, средняя	Источник
Чукурджилга	204 (10)	М.И.Моисеева [150]
Такели	215 (5)	
Большой Канимансур	135-216	
Мирхант	204 -236, 218 (20)	По нашим данным

Параметры элементарной ячейки сфалерита из Курусая 5.394 - 5.540Å [195], Такели - 5.415Å, а на месторождении Перевальное колеблется от 5.4125 до 5.4168Å, в среднем из 12 замеров составляет 5.4136Å [39]. По данным последних авторов с увеличением содержания суммы примесей параметр решётки сфалерита увеличивается. Например, при общей сумме сульфидов железа, кадмия и марганца до 1.90 мас.% параметр элементарной ячейки сфалерита составляет 5.4125Å, а при повышении суммы примесей до 3.16 и 11.87 мас.% параметры элементарной ячейки цинковой обманки соответственно увеличиваются до 5.4128 и 5.4168Å.

Таблица 5.7. – Удельный вес сфалерита, г/см³

Месторождение	Удельный вес	Источник	Месторождение	Удельный вес	Источник
Канджол	3,96-4,06	[59]	Ташгезе	4,0-4,25	[80]
Школьное	4,15		Чукурджилга	3.9-4.2	[152]
Зарнисор	3,93-4,19	[80]	Замбарак	3.9-4.18	

А.А.Малахов [130], изучая сфалериты из некоторых месторождений Юго-Западного и Восточного Кармазара (Зарнисор, Кансай, Мышиккол, Пайбулак, Чалата, Гудас, Замбарак, Тарыэкан, Чукурджилга), в основном из сфалерит-галенитовых парагенетических ассоциаций, установил зависимость изменения параметра кристаллической решётки от количества изоморфных примесей.

Им составлена диаграмма и нанесены фигуративные точки сфалеритов, образовавшихся на различных глубинах (рисунок 5.6). Из их расположения на диаграмме видно, что наименее плотные (3.95-4.03 г/см³) сфалериты с наибольшими параметрами решётки ($a_0=5.414-5.424$ Å) образовались в области гипабиссальных глубин, и, наоборот, наиболее плотные (4.04-4.08 г/см³) с наименьшими параметрами решётки ($a_0=5.408-5.414$ Å) в приповерхностных зонах.

Окраска сфалеритов в разных месторождениях меняется от чёрной, коричневой до жёлтой, красной с разными оттенками. По преобладающему цвету сфалеритов среди серебряных месторождений можно выделить следующие окраски. Так, например, тёмный серо-коричневый, светло-

коричневый, жёлтый, красноватый характерен для сфалеритов из Кансая, тёмно-коричневый, коричневый, светло-коричневый - Центрального Кансая, коричневый, светло-коричневый – Шевчуковского, тёмно-коричневый, коричневый - Учочака, Сассыкхая, тёмно-коричневый, серый – Акташа, мёдово-коричневый - Гайнаккана и Чукурджилги, тёмно-бурый, светло-бурый, красно-бурый, буровато-красный, жёлтый – Канджола, жёлтовато-бурый - Караулханы, чёрный, коричневый разных оттенков, зелёный, буровато-зелёный, мёдово-жёлтый - Большого Канимансура, чёрный – Караташкатана, тёмно-коричневый, мёдово-жёлтый, светло-жёлтый – Замбарака, тёмный, коричневый, красный – Мирханта, чёрный – Мушистона и т.д.

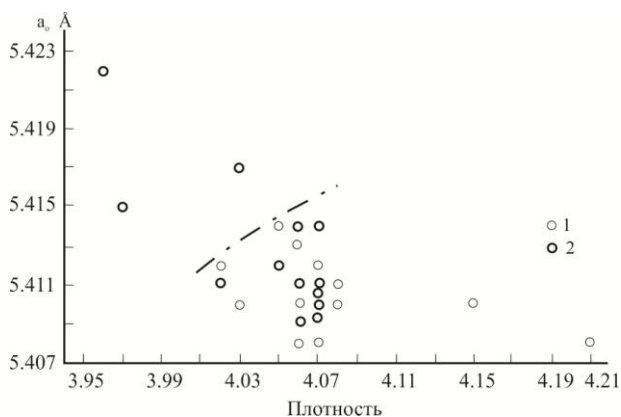


Рисунок 5.6. – Диаграмма плотности сфалеритов в зависимости от параметров кристаллических решёток [130]. Фигуративные точки сфалеритов из месторождений: 1 – образовавшихся в приповерхностных глубинах (Замбарак, Гудас, Лашкерек, Тарыэкан, Чукурджилга), 2 – скарново-гидротермальных, образовавшихся в приповерхностных, переходных и гипабиссальных глубинах (Зарнисор, Кансай, Мышиккол, Пайбулак, Чалата). Прерывистая линия – граница между полями точек сфалеритов из приповерхностных и переходных глубин

Распределение окраски в большинстве случаев равномерное, а реже пятнистое и зональное. Часто на сфалеритах месторождений Канджол и Мирхант можно видеть зональное окрашивание сфалерита в пределах одного штуфа и даже отдельных кристаллов (в периферических частях сфалерит светлый, а в центральных частях – тёмный).

Наиболее детальная характеристика сфалеритов некоторых скарново-полиметаллических месторождений Юго-Западного Карамазара приведена в работах М.И.Моисеевой [153]. При обобщении имеющихся данных из месторождений этого региона она пришла к выводу, что чем выше содержание

железа, тем сфалерит темнее. Характерной примесью сфалерита являются галлий (140 г/т).

В зональных кристаллах тетраэдрической формы сфалерита из месторождения Замбарак Л.М.Лурье [125] установила, что центр тёмно-коричневый и характеризуется максимальным содержанием железа (2.22%) и минимальным кадмия (0.41%). Периферийная часть сфалеритов имеет светло-жёлтый цвет, и для них, напротив характерны относительно меньшее количество железа (0.45%) и наиболее высокие содержания кадмия (0.61%).

В сфалеритах указанных месторождений установлено много элементов - Fe, Cd, Mn, Cu, Pb, Ag, Sn, Hg, In, Ga, Se (таблицы 5.8, 5.9). В сфалеритах выделяются как изоморфные примеси, так и микро- и субмикроскопические включения самостоятельных минералов. К изоморфным примесям в составе сфалеритов относятся железо, кадмий, марганец, галлий, индий, ртуть и селен. А значительная часть элементов - медь, свинец, серебро и олово обязана присутствием в них включений посторонних минералов.

Частота встречаемости элементов-примесей в сфалерите приведена на рисунок 5.8.

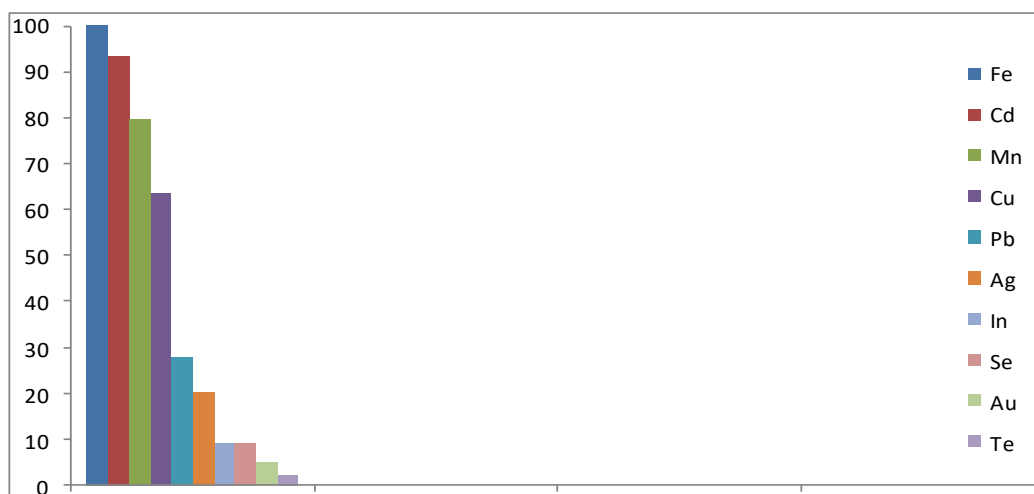


Рисунок 5.8. - Частота встречаемости элементов-примесей в сфалерите

Среди изоморфных элементов-примесей главенствующее место занимает железо. Во всех анализах обнаружен этот элемент. Содержание его варьирует от 0.06 до 14.68, в среднем 3.57 мас.%. Причем в 57 анализах количество железа выше 1 мас.%. Отметим, что наиболее ранние генерации сфалерита

Таблица 5.8. –Химический состав сфалеритов из серебряных и серебросодержащих месторождений, мас. %

№№	Месторождение, рудопоявление	Содержание элементов													Нераст. остатки	Сумма
		Zn	Fe	Mn	Cu	Pb	Cd	In	Sn	Ga	Se	Ag	S			
1	Зарнисор	60.67	3.40	-	2.40	-	0.80	-	-	-	-	-	33.36	-	100.63	
2		65.67	1.12	-	-	-	1.22	-	-	-	-	0.0014	33.64	-	101.65	
3		64.30	1.50	0.50	0.28	-	1.06	-	-	-	-	-	32.92	-	100.56	
4	Чалата	65.50	0.99	0.22	-	0.30	-	-	-	-	-	-	32.23	-	99.24	
5		66.04	0.35	0.06	0.57	0.08	0.72	-	-	-	-	-	32.23	-	100.05	
6	Перевальное	65.78	0.59	0.25	-	-	0.54	-	-	-	-	-	32.84	-	100.0	
7		65.92	0.59	0.25	-	-	0.37	-	-	-	-	-	32.87	-	100.0	
8		65.40	1.10	0.30	-	-	0.37	-	-	-	-	-	32.83	-	100.0	
9		64.94	1.62	0.30	-	-	0.37	-	-	-	-	-	32.77	-	100.0	
10		64.64	1.98	0.25	-	-	0.38	-	-	-	-	-	32.75	-	100.0	
11		63.72	2.94	0.30	-	-	0.37	-	-	-	-	-	32.67	-	100.0	
12		63.45	3.97	0.12	-	-	0.52	-	-	-	-	-	33.46	-	101.52	
13		63.30	3.6	0.12	-	-	0.38	-	-	-	-	-	33.32	-	100.72	
14		63.11	3.75	0.11	-	-	0.38	-	-	-	-	-	33.19	-	100.54	
15		62.65	4.26	0.17	-	-	0.38	-	-	-	-	-	32.54	-	100.0	
16		62.50	4.41	0.18	-	-	0.38	-	-	-	-	-	32.53	-	100.0	
17		59.09	8.10	0.11	-	-	0.54	-	-	-	-	-	32.70	-	100.54	
18		Центральный Кансай	61.00	5.00	0.24	0.42	-	0.62	-	-	-	-	-	33.23	-	100.51
19			65.00	1.48	0.22	1.20	-	0.68	-	-	-	-	-	31.96	-	100.54
20	62.50 ¹		1.54	0.73	-	-	1.54	-	-	-	-	0.0052	33.00	-	99.31	
21	62.30		1.98	0.60	0.42	0.53	-	-	-	-	-	-	33.55	0.56	99.94	
22	Западный Кансай	66,03	0,64	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32,46	-	99,13	
23		65,6	0,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32,59	-	98,89	
24	Восточный Кансай	57.63	8.44	0.75	-	-	-	-	-	-	-	-	32.97	-	99.79	
25		59.41	8.72	0.54	-	-	-	-	-	-	-	-	32.93	-	101.60	
26		63,64	3,69	-	-	-	0,34	-	-	-	-	-	32,01	-	99,68	
27		63,98	3,75	-	-	-	0,26	-	-	-	-	-	32,39	-	100,38	
28	Шевчуковское	61.00	3.92	0.24	-	-	1.30	-	-	-	0.001	0.0034	33.62	-	100.08	
29		51.00	6.76	0.40	2.34	3.07	0.92	-	-	-	-	-	33.76	1.90	100.15	
30		59.13 ¹	2.82	0.40	1.34	1.87	0.85	-	-	-	0.0001	0.0192	32.61	1.20	100.24	

Продолжение таблицы 5.8

31		51.59	2.98	0.31	0.78	9.85	0.92	-	-	-	-	-	30.70	-	97.13
32	Акташ	51.58	6.20	-	1.57	3.17	0.71	-	-	-	-	-	31.96	5.35	100.54
33		51.00	6.76	0.40	2.34	3.07	0.92	-	-	-	-	-	33.76	1.90	100.15
34	Южная Дарбаза	60.88	3.30	1.23	0.35	1.16	-	-	-	-	-	-	32.45	-	99.37
35	Такели	61,02	4,89	-	2,46	-	-	-	-	-	-	-	31,23		99,6
36	Зап. Кафтархана	61.02	4.11	0.05	-	-	0.74	-	-	-	-	0.0512	33.31	0.81	100.09
37	Вост. Гайнаккан	60.88	3.30	1.23	0.35	1.16	0.28	-	-	-	-	-	32.45	-	99.65
38	Сассыксай	59.26	4.58	0.97	0.25	-	0.70	-	-	-	-	-	32.04	1.87	99.67
39	Учочак	62.07	4.91	0.12	0.15	0.12	0.75	-	-	-	-	0.0276	32.64	-	100.78
40		64.30	0.32	0.008	-	0.28	0.74	-	-	-	-	-	32.77	-	98.41
41	Канджол	64.53	1.90	-	0.18	-	0.83	0.0015	-	-	-	0.027	32.99	-	100.45
42		65.19	1.30	-	-	-	0.78	0.0003	-	-	-	-	32.80	-	100.07
43		64.53	1.30	-	-	-	0.77	0.0012	-	-	-	0.0050	33.03	-	99.63
44		66.03	0.40	0.009	0.04	-	0.80	0.0005	-	-	-	-	32.57	-	99.84
45		61.65	2.66	-	0.063	-	1.62	-	-	-	-	-	32.78	-	98.77
46		61.32	1.68	-	0.13	1.38	0.89	-	-	-	-	-	33.25	-	98.65
47		64.32	1.07	-	0.19	0.76	0.53	0.0016	0.008	0.007	-	0.011	32.26	-	99.15
48		56.23	9.74	-	4.00	-	-	-	-	-	-	-	29.93	-	99,9
49		62.93	3.95	-	1.80	-	-	-	-	-	-	-	30.62	-	99,3
50		66.29	0.88	-	-	-	0.89	-	-	-	-	-	33.3	-	101.36
51	Школьное	65,5	1,02	-	-	-	1.23	-	-	-	-	-	32,41	-	100.16
52		65,67	1.0	-	-	-	1.28	-	-	-	-	-	32,23		100.18
53	Караулхона	66.03	0.4	0.009	0.04	-	0.80	0.0005	-	-	-	-	32.57	-	99.85
54	Большой Канимансур	63.12	1.80	0.35	0.36	1.05	0.94	-	-	0.02	-	0.01	32.72	-	100.37
55		62.77	1.95	0.30	0.38	0.63	0.96	-	-	0.01	-	0.01	32.79	-	99.80
56		63.72	1.38	0.25	0.18	0.95	0.77	-	-	0.03	-	0.01	32.70	-	99.99
57		65.56	0.20	0.35	0.22	0.37	0.85	-	-	0.02	-	0.01	32.84	-	100.42
58	Чукурджилга	65.80	1.75	0.10	-	1.74	0.37	-	-	0.0004	-	-	30.16	0.20	100.12
59		60.00	1.82	0.22	-	4.15	0.21	-	-	0.0005	0.001	-	32.50	0.75	99.62
60		63.40	1.83	0.08	-	0.52	0.26	-	-	0.0004	0.001	-	33.40	0.48	99.97
61		60.13	0.12	0.18	0.00	2.25	0.70	-	-	0.0012	-	0.01	31.79	4.39	99.57

Окончание таблицы 4.8

62	Замбарак	64.00 ²	1.02	0.20	0.84	1.48	0.68	-	-		0.0002	0.0076	32.17		100.39
63		64.50 ²	0.55	0.04	3.00	0.47	0.56	0.0003	-	0.0002	0.0005	-	30.66	0.40	100.18
64		63.31 ²	1.62	0.21	0.72	1.12	0.61	-	-	-	0.0000	0.001	32.63	-	100.22
65	Мирхант	49.24	14.19	0.19	1.22	-	1.28	-	0.0	-	-	-	33.63	-	99.75
66		49.63	13.34	0.37	2.40	-	0.73	-	0.08	-	-	-	34.02	-	100.57
67		50.09	14.68	0.25	0.48	-	0.86	-	0.0	-	-	-	33.22	-	99.58
68		53.29	10.69	0.37	0.47	-	2.40	-	0.0	-	-	-	32.61	-	99.83
69		54.87	9.94	0.23	0.52	-	1.48	-	0.0	-	-	-	33.64	-	100.68
70		45.98	9.34	0.61	5.53	-	0.53	-	5.27	-	-	-	32.31	-	99.57
71		46.91	7.62	0.05	12.29	-	0.50	-	0.54	-	-	-	31.71	-	99.62
72		46.74	7.83	0.09	11.41	-	0.49	-	2.27	-	-	-	32.04	-	100.87
73		52.23	6.17	0.35	5.06	-	0.60	-	3.34	-	-	-	32.17	-	99.92
74		58.99	6.50	0.0	0.04	-	1.59	-	0.03	-	-	-	32.97	-	100.12
75		60.99	4.07	0.30	0.30	-	0.69	-	0.15	-	-	-	32.86	-	99.36
76		62.56	1.71	0.03	2.30	-	1.32	-	0.49	-	-	-	32.34	-	100.75
77		65.32	1.31	0.02	0.53	-	0.69	-	0.10	-	-	-	32.81	-	100.78
78		66.84	0.29	0.02	0.06	-	0.02	-	-	-	-	-	32.70	-	99.93
79		Мушистон	54.62	8.27	-	-	-	2.35	-	-	-	-	-	31.83	-
80	54.5 ³		9.48	-	-	-	2.62	-	-	-	-	-	32.84	-	99.47
81	55.94		9.83	-	0.97	-	2.32	-	-	-	-	-	29.57	-	98.62
82	57.48		8.14	-	0.59	-	1.61	-	-	-	-	-	30.27	-	98.11
83	60.09		9.88	-	-	-	1.86	-	-	-	-	-	31.08	-	102.91

Примечание. Анализы 1-3, 36-38, 58-60, 62-64- по М.И.Моисеевой, 4-5 по Т.М.Мацокиной, 6-17 по М.М.Большдыревой, 18-20 по В.С.Попову, 21, 34 – по Ю.А.Арапову [10], 28-33 по З.М. Протодьяконовой [183], 39-40 по В.И. Вольфсону, 41-46 по В.М.Турлычкину, 54-57 по А.Р.Файзиеву, 61 – по А.С.Кудрявцеву, И.М.Мирходжаеву [112], 22,23, 27, 35, 47-53, 65-83 по данным автора. ¹Au (%) – 0.0023, 0.0008, ²Te(%) – 0.0003, 0.0005, 0.0001, Ge (%) – 0.0001, 0.0003, 0.0004, ³As (%) – 0.18, ⁴Sb (%) – 0.31.

Таблица 5.9. –Содержание железа, кадмия, индия и галлия в сфалеритах

№№	Месторождение	Рудная формация	Содержания			
			Fe, %	Cd, %	In, г/т	Ga, г/т
Сфалериты и клейофаны из серебросодержащих скарново-свинцово-цинковых месторождений						
1	Зарнисор	Скарново-сфалерит-галенитовая	6.79	0.73	Не обн.	Не обн.
2			2.26	0.56	5.5	-
3			1.50	0.74	7.5	-
4			1.12	1.36	5	Не обн.
5			1.50	1.05	2.5	Не обн.
6	Мышиккол		2.88	0.45	5	-
7	Ташгезе Восточное		4.61	0.90	6	Не обн.
8	Ташгезе Центральное		2.85	0.77	7	Следы
9	Пайбулак		1.82	0.59	11	-
10			1.75	0.61	1	-
11			1.70	0.65	Не обн.	Не обн.
12			1.61	0.61	6	-
13			1.60	0.54	1	3
14			1.54	0.62	Не обн.	-
15			1.54	0.61	Не обн.	-
16			1.47	0.59	1	-
17			1.40	0.64	3	-
18			1.26	0.61	4	-
19			1.16	0.95	5	-
20			1.05	0.56	1	-
	Среднее		2.07	0.70	4.47	
Клейофаны и сфалериты из серебряных месторождений в гранитоидах (г), эффузивах (э)						
21	Канджол (г)	Барито-кварцево-сфалерит-галенитовая с флюоритом	1.82	2.24	20	137
22	Терекликан (г)	Кварцево-сфалерит-галенитовая	9.07	0.40	10	6
23	Галдыкан (г)		7.28	0.42	5	11
24	Караташкатан (э)		8.41	0.46	10	6
25	Замбарак (э)	Кварцево-карбонатно-барито-сфалерит-галенитовая	3.20	0.42	Не обн.	7
26			1.01	0.83	9	-
27			0.93	0.63	17	6
28	Тарызкан (э)	0.42	0.65	10	6	
29	Чукурджилга (э)	Кварцево-карбонатно-полиметаллическая с флюоритом	0.87	0.59	13	6
30			1.00	0.52	4	18
	Среднее		3.40	0.71	10.88	22.55

Примечание: Химические анализы заимствованы из работ М.Р.Еникеева (1-3), А.А.Малахова (4-8, 21-30), С.Я.Клемперта (9-20)

относительно богаты железом, а поздние, напротив, относительно бедны им. Эта особенность наиболее характерна для сфалеритов из месторождения Мирхант. Если в сфалеритах ранней генерации среднее содержание Fe (среднее из 8 анализов) достигает 10.95 мас.%, то во второй и третьей генерациях оно уменьшается - 3.95 (5) и 0.29 мас.% соответственно. Следовательно, в этом направлении меняется их окраска - от чёрной и коричневой до красной.

Вторым по распространённости элементом в составе сфалерита является

кадмий. Из 74 химических анализов в 69 определен этот элемент. Концентрации его колеблется от 0.02 до 2.62 мас.%. Среднее содержание кадмия в сфалеритах из серебряных и серебросодержащих месторождений составляет 0.81 мас. %, что в 2.8 раза выше минерального кларка.

В литературе приводятся относительно высокие содержания (до 3 мас.%) кадмия в сфалеритах из месторождения Школьное (Карамазар) [153]. Нами установлены высокие содержания элемента на месторождении Мушистон (2.47 мас.%). Такие высокие содержания кадмия относятся уже к пршибрамиту [52-А].

В сфалеритах из серебросодержащих скарново-полиметаллических месторождениях среднее содержание кадмия из 33 анализов равно 0.68 мас.%, тогда как в сфалеритах собственных месторождений серебра концентрация элемента составляет 0.91 мас.% (среднее из 44). Наши исследования [52-А] показывают, что не только сфалериты Кураминского хребта, но и сфалериты из серебряных месторождений Центрального Таджикистана являются кадмиеносными. Почти для всех сфалеритов из этих месторождений характерна обратная зависимость между железом и кадмием (таблица 5.9). Марганец также относится к изоморфным примесям сфалеритов. Из отмеченных анализов он обнаружен в 59. В них концентрация марганца колеблется от 0.008 до 1.23, в среднем 0.32 мас.%. В большинстве анализов (39) концентрация этого элемента находится в пределах 0.10-0.60 мас.%.

Медь определена в 47 анализах. Здесь содержание её колеблется от 0.001 до 12.29, в среднем 1.37 мас.%. Присутствие меди в сфалеритах объясняется включениями или эмульсиевидными скоплениями халькопирита, станнина, а также в серебросодержащих скарново-полиметаллических месторождениях связано с кубанитом. Однако примерно в 35% анализов (25 анализов) из месторождений Зарнисор, Чалата, Перевальное, Центральный Кансай, Западная Кафтархана, Учочак, Канджол, Чукурджилга, Мушистон при наличии железа медь не наблюдается. Видимо, это связано с включениями пирита и марказита.

Свинец обнаружен в 29 анализах. Концентрация его колеблется от 0.08 до

9.85, в среднем 1.43 мас.%. Он связан в основном с примесями галенита в сфалеритах.

Серебро встречается в 20 анализах сфалеритов. Содержание его варьирует от 0.0014 до 0.44, в среднем 0.032 мас.%. Оно связано не только с тонкими включениями галенита, тетраэдрита, но и с собственными минералами серебра – аргентитом, пираргиритом, пруститом, самородным серебром и др. Отметим, что среднее содержание серебра в сфалеритах кварц-серицит-кальцит-арсенопиритовой формации из 7 проб составляет 1078 г/т, кадмия - 0.74 %, железа - 2.51 %, марганца - 0.46 %, а в сфалеритах из скарново-полиметаллических месторождений содержание серебра в среднем из 82 проб составляет 162 г/т, золота - 0.02 г/т, кадмия - 0.41%, железа - 4.43%, марганца - 0.43% [144].

Олово обнаружено в 14 образцах из месторождений Мирхант и Канджол в количестве 0.01-5.27 мас.%. Оловом наиболее богаты «светлые» участки сфалерита из месторождения Мирхант – от 0.52 до 5.27 мас.%. Изоморфизм олова в сфалерите весьма ограниченный, растворимость олова в цинковой обманке не превышает 0.1 мас.% [165]. Повышенное содержание олова в сфалерите, вероятно, связано с очень мелкими (<1мкм) включениями оловосодержащих минералов (в основном станнина) в сфалерите, а не с изоморфным включением олова в кристаллическую решетку минерала.

Галлий установлен только в месторождениях Восточного Карамазара (Большой Канимансур, Чукурджилга, Замбарак). Он установлен в 9 пробах. Сфалериты из месторождения Большой Канимансур содержат в своем составе в среднем 0.02 мас.%, а сфалериты из Чукурджилги и Замбарака - соответственно 0.0006 и 0.0002 мас. %. В сфалеритах из Кансайской группы месторождений (Кансай, Южная Дарбаза, Северный Кантау) отмечается галлий - от 0.001 до 0.0035 мас.%.

Галлий в сфалеритах изоморфно замещает цинк. О.В.Вершковская и В.С.Салтыкова [49], изучая цинковые обманки, пришли к выводу, что существует изоморфизм между ZnS и Ga_2S_3 .

Индий обнаружен только в 6 пробах из месторождений Канджольского рудного поля (Канджол, Караулхона) и одной пробе из Замбарака, в количестве 0.0003-0.005, в среднем 0.0007 мас. %.

Селен обнаружен в низких количествах в 7 пробах - от 0.00001 до 0.001 мас. %.

Пирит FeS является одним из наиболее распространённых минералов в серебряных и серебросодержащих месторождениях [54-А]. Он развит очень неравномерно. В одних месторождениях минерал встречается в ничтожных количествах (Такели, Гайнаккан, Мушистон, Кони Нукра, Симич), а в других его содержание настолько велико, что может быть использовано в промышленных масштабах (Камаркутан, Южная Дарбаза). Количество пирита в рудах колеблется в разных месторождениях от 1 до 40 мас. %, а иногда до 70 мас. % (Зарнисор). В некоторых месторождениях (Большой Канимансур, Южная Дарбаза) содержание пирита от верхних горизонтов к нижним увеличивается.

Пирит встречается на месторождениях в виде разнозернистых агрегатов и кристаллов. Форма зёрен пирита чаще всего неправильная. Агрегаты его зернистые, сферолитовые, колломорфные, почковидные, радиально-лучистые и др. Кроме того, встречаются плотные зернистые массы пирита, а также пиритовая сыпучка (Большой Канимансур, Южная Дарбаза). На месторождениях Кансайского рудного поля встречаются крупные массивные пиритовые линзы, состоящие из почти мономинеральных средне- и мелкозернистых скоплений [72]. В этом рудном поле обнаружен гипергенный пирит. Мелкие сростки пирита наблюдались на кристаллах гипергенного кальцита в Акташе, а в Окурдаване на галлуазите.

Кристаллы пирита имеют форму куба, пентагондодекаэдра, октаэдра и их комбинаций. Размер кристаллов колеблется от 0.01 до 15 мм, достигая иногда 2-3 см. В некоторых месторождениях наблюдаются относительно крупные друзы пирита кубической формы, достигающие в ребре 10 см - Южная Дарбаза, Кансай [189]. В средних и глубоких горизонтах месторождения Большой Канимансур развиты октаэдрические формы кристаллов пирита [223]. Нередко

на гранях пирита наблюдается характерная штриховка.

Микротвёрдость пирита из месторождения Большой Канимансур колеблется от 750 до 1200 [223], а в Мирханте в среднем составляет 991 кг/мм². Удельный вес пиритов (г/см³) из Акташа – 5.00, Окурдавана – 5.20 [189], Зарнисора – 5.02-5.12, Восточного Ташгезе – 4.88-5.16, Центрального Ташгезе – 4.88-5.19 [81], Большого Канимансура – 4.9-5.2 [223], Мирханта – 5.1.

Пирит на серебряных и серебросодержащих месторождениях образует от одной до пяти генераций. Он в этих месторождениях ведёт себя по-разному. В одних месторождениях пирит сопровождает весь процесс рудообразования и образует 5 (Канджол, Большой Канимансур) и 4 генерации (Центральный Кансай, Шевчуковское, Окурдаван, Кантав, Камарсай, Акташ, Школьное), а в других 2 (месторождения Зарнисорского рудного узла, Мирхант). На месторождениях Такелийского рудного поля, Мушистона, Кони Нукры, Симича встречена только одна генерация.

Минераграфические исследования пиритов показывают, что взаимоотношения его с другими минералами очень сложны. Обычно он, в большинстве месторождений Северного Таджикистана, образует выделения идиоморфной формы, особенно среди других сульфидов, тогда как в месторождениях Центрального Таджикистана (Мирхант, Мушистон, Кони Нукра, Симич) он образует тонкую вкрапленность в рудах.

Зёрна и кристаллы пирита очень часто дробятся или корродируются более поздними тонкими прожилками минералов, образуя катакластические структуры. Раздроблённые кристаллы цементируются другими минералами, как рудными, так и жильными, образуя цементационные структуры. Во многих случаях зёрна пирита в разной степени корродируют с краев, образуя реликтовые или скелетные структуры замещения. Замещение происходит как по краям зёрен, так и вдоль трещин (петельчатая и прожилковая структуры).

Разнообразные минералы, включая галенит, сфалерит, пирит и хлорит, разъедают и замещают пирит (рисунки 5.9, а, б). На месторождении Канджол В.М.Турлычкин с соавторами [217] отмечал срастание пирита с самородным

золотом и блёклой рудой. Здесь в более крупных зёрнах пирита наблюдаются скопления пираргирита в виде удлинённых зёрен. Вблизи поверхности очень распространён переход от пирита к различным гидроксидам железа (гётит, гидрогётит и лепидокрокит), сохраняющим свои кристаллические формы.

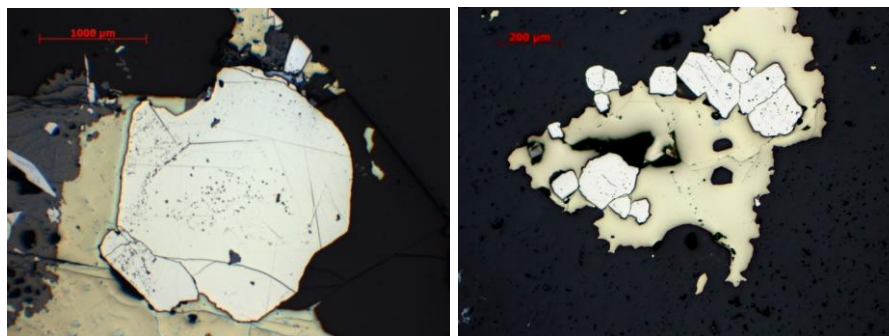


Рисунок 5.9. –А) кристалл пирита (белый) в халькопирите (жёлтый) и кварце (чёрный); б) агрегат пирита (белый) и халькопирита (жёлтый) в кварце (чёрный). Изображения в отраженных светах при одном николе

Физические свойства пиритов соответствуют справочным данным. Цвет латунно-жёлтый, местами встречаются пириты с сероватым или зеленоватым оттенками. На поверхности зёрен местами видна пестрая побежалость.

Поведение примесей в пирите изучено многими авторами [80, 152, 180 и др.]. В таблице 5.10 даются средние содержания элементов-примесей в пиритах из месторождений Северного Таджикистана. Как видно из этой таблицы, содержание серебра в них колеблется от 36 (Шевчуковское) до 462 г/т (Зарнисор), а золота от 0.01 до 16.0 г/т. По данным пробирного анализа относительно повышенные содержания золота (до 10 г/т) характерны для пиритов Главной рудной зоны Зарнисора. В пробирных анализах пиритов в Канджоле обнаружено золото – 4-5 г/т [221]. Серебро связано с тончайшими вростками минералов серебра.

Из других элементов-примесей в пирите наиболее развитыми являются мышьяк, медь и кобальт. Концентрация мышьяка достигает 5025, меди - 2400, а кобальта - 350 г/т. Наличие As, Cu и Co в пирите связаны, по-видимому, с включениями рудных минералов этих элементов. В отдельных пробах минерала обнаружены также примеси Cd, Bi, Se и Te.

Таблица 5.10. –Среднее содержание элементов-примесей в пиритах, в г/т

Месторождение	Ag	Au	As	Cu	Co	Cd	Bi	Se	Te	Автор
Перевальное	159	16	150	-	125					[81]
Зарнисор	462	0.6	150	2400	160	90	322	82	8.5	
Айгыр-Булак	100	11.2	-	1200	-	-	-	-	-	
Ташгезе	116	-	-	2400	-	-	-	-	-	
Шевчуковское	36	-	-	-	-	-	-	-	-	[183]
Кансай	184	0.5	50	-	-	-	-	-	33	
Акташ	118	8.0	100	-	250	-	-	-	-	
Окурдаван	40	-	4800	-	-	-	-	-	-	
Чалата	-	-	-	-	120	-	-	-	-	[89]
Мискан	-	-	-	-	350	-	-	-	-	
Сассыксай	196,3	0,38	5025	1000	180	-	-	-	-	[152]
Средний Гайнаккан	272,0	0,01	2300	1200	150	-	-	-	-	
Восточный Гайнаккан	268,0	8,0	-	-	-	-	-	-	-	
Западный Гайнаккан	248,0	4,0	-	1800	120	-	-	-	-	

В таблице 5.11 приводится средний химический состав пирита. Из 20 проанализированных проб в 14 установлено As. Концентрация его колеблется от 0.005 до 0.90, со средним содержанием 0.23 мас.%. В половине проанализированных проб обнаружено Zn. Количество его варьирует от 0.04 до 1.80 мас.%, в среднем 0.79 мас.%.

Серебро обнаружено в 9 пробах. Его содержание колеблется от 48 до 890 г/т. Рядом исследователей [82, 114, 152, 183, 223] химическими и пробирными анализами в пиритах из 162 проб в 151 анализе обнаружено серебро. Ими установлена широкая заражённость пирита серебром – от 0.9 до 10376 г/т. В 7 пробах установлена медь. Её содержание колеблется от 0.02 до 2.41 мас.%. В тех пиритах, в которых обнаружены относительно высокие содержания меди, они ассоциируют с медными минералами, в частности, с халькопиритом.

Никель и кобальт установлены соответственно в 7 и 6 анализах проб из месторождения Большой Канимансур и Чукурджилга [223]. Концентрация никеля варьирует от 0.001 до 0.013 (0.005 мас.%), а кобальта - от 0.005 до 0.17 (0.07 мас.%). Также в 6 анализах из этих месторождений обнаружен Bi. Концентрация его колеблется от 0.02 до 0.13 (0.062 мас.%).

В пиритах из месторождения Большой Канимансур [223] и Чукурджилга

Таблица 5.11. –Химический состав пирита из серебряных и серебросодержащих месторождений, в мас.%

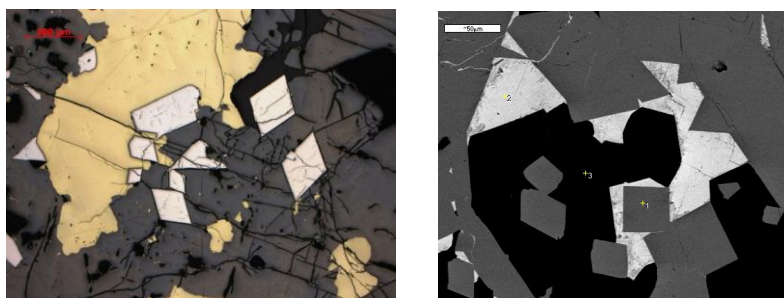
№ № пп	Месторожде- ние, рудопро- явление	Содержание элементов													
		Fe	Cu	Zn	Ag	As	Sb	Ni	Co	Bi	Se	Te	S	Нераст. остатки	Сумма
1	Зарнисор	44,74	0,24	0,31	0,04	0,015	-	-	-	-	-	-	51,48	3,80	100,61
2		49,14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	49,39	1,84
3	Ташгезе	44,74	0,24	0,62	0,0184	-	-	-	-	-	-	-	51,51	3,06	100,1
4		42,48	0,24	1,03	0,0048	-	-	-	-	-	-	-	49,15	6,16	100,33
5	Кансай	46,41*	-	0,04	0,018	0,005	0,069	-	-	-	-	-	53,32	1,00	100,86
6	Шевчуковское	45,02	-	0,08	-	0,02	-	-	-	-	-	-	52,03	2,88	100,03
7	Окурдаван	46,38	-	0,61	-	0,48	0,099	-	-	-	-	-	51,15	1,04	99,84
8	Акташ	46,40	-	0,89	-	0,01	0,055	-	-	-	-	-	51,02	1,64	100,04
9	Канджол	46,05	0,51	1,04	-	0,17	-	-	-	-	-	-	52,93	-	100,7
10		44,63	2,41	1,48	-	-	-	-	-	-	-	-	51,65	-	100,17
11		45,55	0,13	1,80	-	0,5	-	-	-	-	-	-	51,85	-	99,83
12	Большой Канимансур	44,7	-	-	-	0,15	-	0,003	-	-	-	-	52,23	-	97,08
13		45,7	-	-	0,018	0,90	-	0,001	0,005	0,095	0,001	0,001	52,10	-	98,82
14		45,9	-	-	0,0115	0,055	-	0,005	0,011	0,030	0,0014	0,0014	52,40	-	98,41
15		45,8	-	-	0,0075	0,220	-	0,008	0,130	0,020	0,001	0,0010	52,30	-	98,49
16		45,7	-	-	0,890	0,410	-	0,006	0,045	0,130	0,0015	0,0012	52,20	-	98,58
17	45,9	-	-	0,0124	0,220	-	0,003	0,075	0,040	0,002	0,0016	52,40	-	98,65	
18	Чукурджилга	44,03	0,0248	-	-	0,137	-	0,013	0,17	0,060	0,0012	0,0012	51,92	-	96,36
19	Мирхант	46,51	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	53,17	-	99,68
20		46,53	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	53,11	-	99,64

Примечание. Анализы 1-4 - по М.Р.Еникееву, 5-8 – по З.М. Протодьяконовой, 9 -11, 19, 20 - по данным автора, 12 - по М.И.Моисеевой, 13-17 по А.Р.Файзиёву, 18 – по А.С.Кудрявцеву [111]. В анализе 4 обнаружен Pb в количестве 1.76 мас.%

обнаружены селен и теллур. Среднее содержание селена в этих месторождениях 11.8 г/т, а теллура 11.5 г/т.

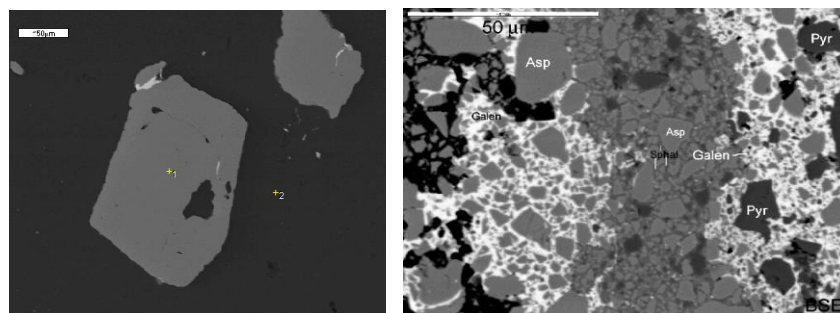
Арсенопирит $FeAsS$ в рудах встречается в виде отдельных зёрен, прожилок, гнёзд и мелких кристалликов, с содержанием до 5% (Зарнисор, Центральный Кансай, Акташ, Окурдаван, Школьное, Мушистон). На некоторых месторождениях он образует крупные скопления с содержанием до 50-60 и даже 80 % от суммы рудных минералов (Мирхант, Такфон, Мышиккол, Новая зона, Такели, Гайнаккан, Сассыксай).

В шлифах арсенопирит образует мелкие идиоморфные кристаллы, размером до 0.1-0.2 мм (рисунки 4.10, 4.11). По форме кристаллов в месторождениях Такелийского рудного поля М.И.Моисеева [152] выделяет три типа мышьяковистого колчедана: призматического, короткостолбчатого и таблитчатого. Призматический габитус представлен комбинацией ромбических призм и пинакоида. Среди них довольно часто встречаются крестообразные и полисинтетические двойники, сросшиеся по ромбической призме. В кальцит-арсенопиритовых жилах, кристаллы арсенопирита имеют короткостолбчатый габитус. Кристаллы арсенопирита из Западной Кафтарханы имеют таблитчатый габитус в виде сплюснутых ромбических призм. На месторождениях Большой Канимансур, Канджол, Мирхант, Мушистон, Такфон он образует короткостолбчатые, длиннопризматические, шестоватые, пирамидальные кристаллы, размером от 0.01-0.5 до 6 мм. На гранях кристаллов отчётливо выражена вертикальная штриховка.



Рисунки 5.10. –А) взаимоотношение минералов: 1 - арсенопирит, 2 - галенит, 3 - кварц. Такели; б) взаимопрораствание сульфидных минералов: белый - арсенопирит, жёлтый - халькопирит, серый - гетит, чёрный - кварц. Зёрна арсенопирита идиоморфные.

Канджол



Рисунки 5.11. –А) взаимопроращение сульфидных минералов: 1 - арсенопирит, 2 - кварц. Галенит (белый) корродирует арсенопирит. Кансай: б) изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE). Asp - арсенопирит, Pyr - пирит, Galen - галенит, Sphal - сфалерит. Галенит цементирует обломки арсенопирита и пирита. Мирхант

Цвет арсенопирита серебряно-белый, черта серовато-чёрная. При ударе издаёт чесночный запах. Удельный вес 5.85 г/см^3 (Мирхант). Твёрдость по микровдавливанию равна 889 кг/мм^2 (Мирхант), 900 кг/мм^2 (Мушистон), 920 кг/мм^2 (Канимансур) [223], в Такели изменяется от 717 до 929 кг/мм^2 [152]. В отражённом свете обнаруживает характерные для него свойства, высокую отражательную способность (Мушистон – 53, Мирхант - 54.2) и сильную анизотропию с цветным эффектом - от синего до красноватого.

Арсенопирит в некоторых месторождениях является одним из ранних минералов (Мирхант, Мушистон, Такфон, Канджол). Он раздроблен, разбит многочисленными трещинами, корродируется и цементируется галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, станнином, кальцитом. На месторождении Мушистон арсенопирит по трещинам проникает в касситерит, т.е. он образовался позже касситерита. Под электронным микроскопом в арсенопиритах месторождения Мирхант Н.А.Блохиной [33] установлено тонкодисперсное золото. Оно образуется в одну стадию с самородным золотом. В рудопроявлении Икки-Джелон (Алтынтопканский рудный узел), арсенопирит-пиритовая ассоциация является продуктивной на золото.

Наблюдаются раскрошенные (Гайнаккан), коррозионные (Такели), скелетные (Канджол) структуры арсенопирита. Массивные текстуры характерны для арсенопиритов из Такелийского рудного поля [152] и месторождения Мирхант [29-А, 30-А].

Арсенопириты из месторождений Западного Кармазара (Канджол,

Восточный Гайнаккан, Сассыксай, Кафтархана) образуют 2 генерации. В Восточном Гайнаккане арсенопирит I отчётливо разъедается хлоритом, кальцитом и кварцем. В проходящем свете в кварце наблюдаются скелетные формы разъедания арсенопирита и мутные скопления, имеющие характерные ромбические сечения, свойственные арсенопириту [152]. В полированных шлифах в этой генерации арсенопирита отмечается очень слабая поляризационная способность и сильно разъедённые грани. Арсенопирит II представляет резко огранённые зёрна, с отчётливой поляризацией в скрещенных николях. Кроме того, в некоторых случаях эта генерация арсенопирита несёт в себе включения идиоморфных зёрен джемсонита. Последний образует вкрапленность и в породе, но был выщелочен последующими процессами. В породе сохранились лишь пустоты, по форме совершенно аналогичные включениям в арсенопирите. Арсенопирит I обладает слабой анизотропией, в то время как другая генерация весьма интенсивно поляризуется - от розоватых до голубоватых тонов.

В полуокисленных рудах видно замещение арсенопирита скородитом, гидроокислами железа и другими минералами.

Состав арсенопиритов изучался химическим, микронзондовым и пробирным анализами (таблицы 5.12, 5.13). В составе арсенопиритов месторождений Канджол, Мирхант и Мушистон наблюдается несоответствие в отношении S к As. В своё время М.С.Сахарова и Н.Н.Кривицкая [206], изучая арсенопириты месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье), пришли к выводу, что арсенопириты, обогащенные мышьяком, образуются при более высокой температуре (около 600°), а обогащенные серой – более низкой (около 350°). Отклонение к теоретическому составу также наблюдается и в отношении Fe. В первом и шестом анализах оно меньше теоретического состава соответственно на 1.85 и 0.06 мас.%, а во 2-5 пробах железа больше - от 0.2 до 1.23 мас.%.

Свинец зафиксирован в одном образце из Западного Гайнаккана. Повидимому, он связан с механической примесью галенита.

Таблица 5.12. –Химический состав арсенопирита, мас.%

П/п	Э л е м е н т ы									Сумма
	Fe	As	Pb	Sb	Co	Ag	Mn	S	Нер. ост.	
1	32.45	44.45	0.65	0.04	0.14	-	0.01	19.35	2.20	99.29
2	35.53	42.78	-	-	-	-	-	22.62	-	100.93
3	35.46	42.70	-	-	-	-	-	22.62	-	100.78
4	34,88	42,10	-	0,73	0.007	0.002	-	21,46	-	99.18
5	34.50	44.45	-	-	-	-	-	20.74	-	99.69
6	34.24	45.06	-	0.24	-	-	-	20.01	-	99.55

Примечание: 1 – Западный Гайнакан [150], 2-4 – Канджол, 5 – Мирхант, 6 – Мушистон (по данным автора). В образце 4 установлена 0.001 % Au

Таблица 5.13. –Элементы-примеси в арсенопиритах [150]

Месторождение	Содержание					
	г/т		мас. %			
	Au	Ag	Co	Sb	Cu	Mn
Западный Гайнакан	0,5	31,5	-	-	-	-
Средний Гайнакан	0,00	20,0	-	-	-	-
	0,00	2672,0	-	-	-	-
	0,00	228,0	0,02	0,02	0,00	0,008
	0,3	39,7	0,14	0,11	0,00	0,000
	0,00	18,0	-	0,17	0,00	0,000
	0,00	116,0	0,00	0,12	0,00	0,010
Восточный Гайнакан	0,5	31,5	-	0,10	0,00	0,000
	0,5	63,5	0,08	0,05	0,00	0,003
Западная Кафтархана	14,0	22,0	0,55	0,10	0,00	0,012
	0,0	40,0	0,075	0,09	0,00	0,006
Сассыксай	2,0	534,0	0,025	0,08	0,28	0,055
Среднее	1,5	318,5	0,13	0,09	0,03	0,010

В трёх пробах обнаружена сурьма. Содержание её колеблется от 0.04 до 0.73, в среднем 0.38 мас.%.

Кобальт встречается в двух образцах, от 0.007 (Канджол) до 0.14 мас.% (Западный Гайнакан). М.И.Моисеева [152] химическими анализами из 13 проб арсенопирита из Такелийского рудного поля в 7 установила кобальт в количестве 0.00 до 0.55, в среднем 0.13 мас.%.

Кроме того, в арсенопиритах Такелийского рудного поля М.И.Моисеевой [152] в сотых и тысячных долях процента установлены Sb, Cu и Mn.

В составе арсенопиритов из серебряных и серебрясодержащих месторождений наряду с отмеченными элементами определены золото и серебро (таблица 4.13). Так, М.И.Моисеева [152], изучая арсенопириты из

месторождений Такелийского рудного поля (Западный Гайнакан, Средний Гайнакан, Восточный Гайнакан, Западная Кафтархана, Сассыксай), определила, наряду с кобальтом, сурьмой, медью и марганцем, золото и серебро. Среднее содержание золота и серебра соответственно 1.5 и 318.5 г/т.

Пробирно-химическим анализом в двух пробах арсенопирита из месторождения Канджол определено золото в количестве 23 и 27 г/т и серебро соответственно 20 и 40 г/т. В арсенопирит-пиритовой ассоциации из Канимансура обнаружено Au в количестве 5 г/т (56).

Блѣклые руды $Cu_3(As,Sb)S_3$ характеризуются сложным и чрезвычайно непостоянным химическим составом среди класса сульфосолей. Химический состав блѣклых руд индивидуален для разной рудной формации. Многообразие парагенезисов этих минералов отражает различие в геохимической обстановке их образования, то есть изменение состава ассоциаций может указать на изменение условий образования руд.

Блѣклые руды являются концентраторами и носителями ряда ценных металлов, в том числе и серебра. Содержание серебра, которое считается типоморфным примесным элементом блѣклых руд, достигает 6.20-15.26 мас.% [145] и даже больше – 11.20-17.71 мас.% [71]. В серебряных и серебросодержащих месторождениях блѣклые руды являются основными рудными минералами, содержание которых в отдельных рудных телах может быть выше концентрации других рудных минералов в целом. Например, в гигантском месторождении Большой Канимансур в отдельных рудных скоплениях содержание блѣклых руд достигает 20 % от суммы рудных минералов, а содержание серебра в них доходит до 20 мас.% [223].

Встречаются блѣклые руды в виде редких мелких эвгедральных зѣрен (Кансай), идиоморфных (Южная Дарбаза) и крупных выделений (Гайнаккан, до 1.5-4 см), каплевидных включений (Перевальное), округлых и нитевидных форм (Северный Зарнисор, Такели), неправильных и таблитчатых образований (Мирхант), мономинеральных прожилков (Большой Канимансур) и т.д.

Сингония блѣклых руд кубическая. Параметры элементарной ячейки

блѣклых руд меняется от 10.32 (Мирхант) до 10.47 (Тарызкан). В свежем изломе блѣклые руды из серебряных месторождений серо-белый. Агрегаты блѣклой руды имеют стально-серый до железно-чѣрный (Мирхант). В отражѣнном свете блѣклые руды имеют коричневато-серый (Северный Зарнисор), серовато-белый с голубоватым оттенком (Перевальное), бесцветный, с заметным зелѣноватым оттенком (Мирхант).

Блѣклые руды изотропны. Отчѣтливы буровато-красные внутренние рефлексy, особенно отчѣтливо видимые в масле по краям зерен. Черта чѣрная с буроватым оттенком. Микротвѣрдость блѣклых руд колеблется в значительных количествах. В Мирханте 220-313, Зарнисоре 247-379 [92], Большом Канимансуре 247-386 [223], Перевальное 340-375 кг/мм². Удельный вес блѣклых руд колеблется от 4.4 до 5.14 г/см³.

Блѣклые руды зафиксированы в проявлениях всех рудно-формационных типов серебра. Например, на серебро-полиметаллическом месторождении Большой Канимансур они встречаются в ассоциации с серебро-висмутин-айкинит-халькопиритовыми и серебро-галенит-сфалеритовыми минеральными комплексами [223]. На серебро-полиметаллическом месторождении Канджол (Северный Таджикистан) блѣклые руды по времени образования близки к халькопириту и образуют с ним взаимные прорастания (рисунок 4.12). Здесь блѣклые руды иногда обволакивают зѣрна халькопирита и галенита. В массивном галените они образуют угловато-округлые выделения размером до 3 см.

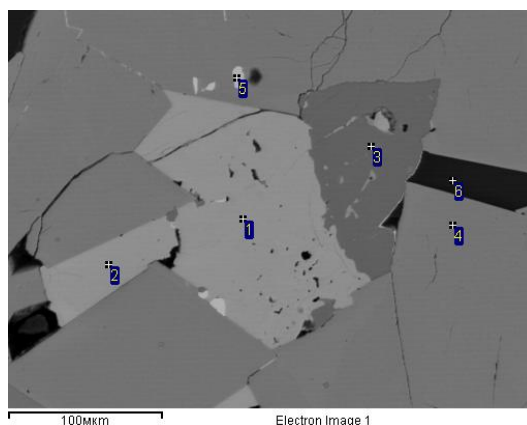
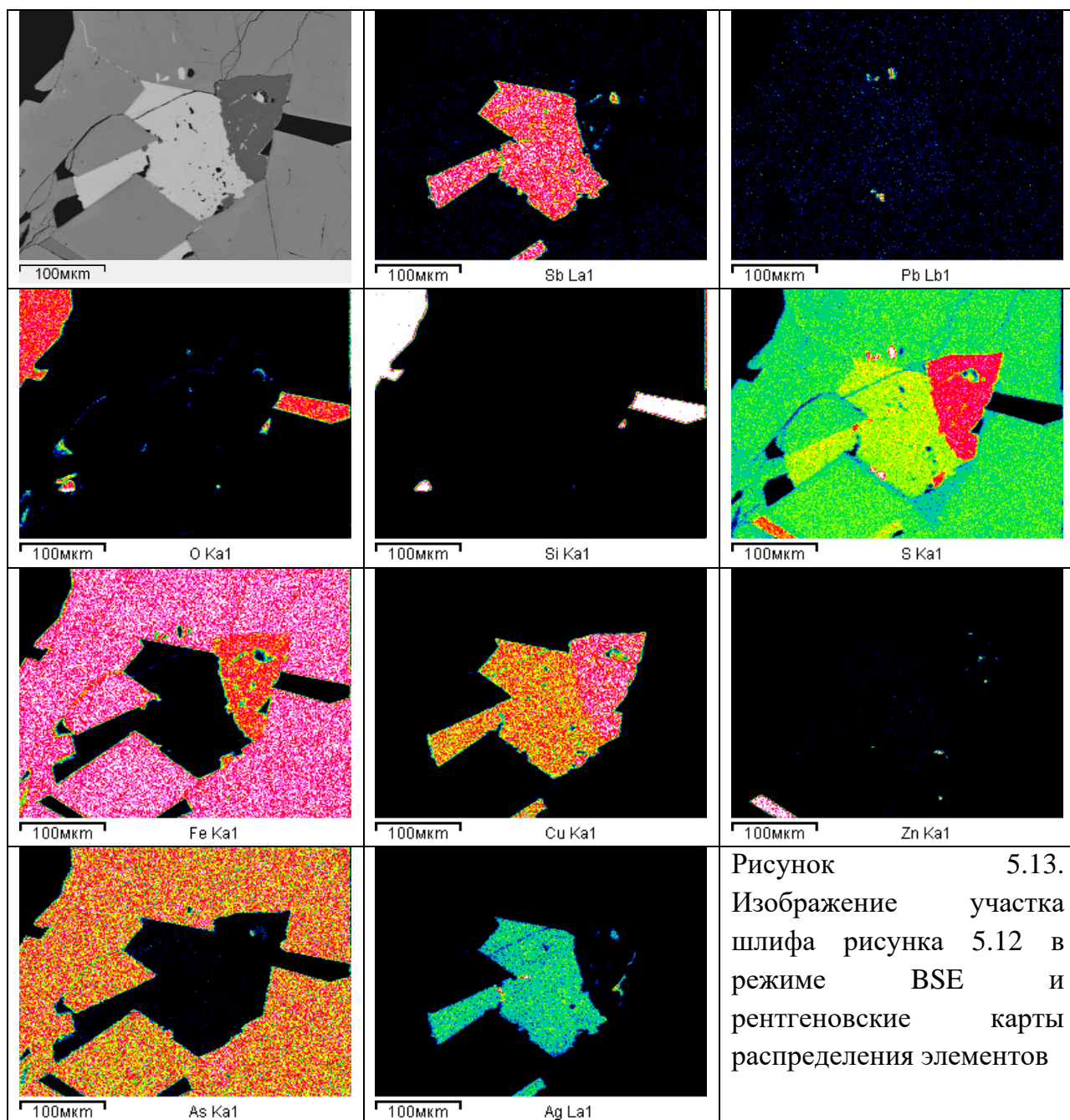


Рисунок 4.12. –Изображение участка шлифа в отражѣнных электронах (BSE): 1, 2 - тетраэдрит, 3 – халькопирит, 4 – арсенопирит, 5 – галенит, 6 – кварц

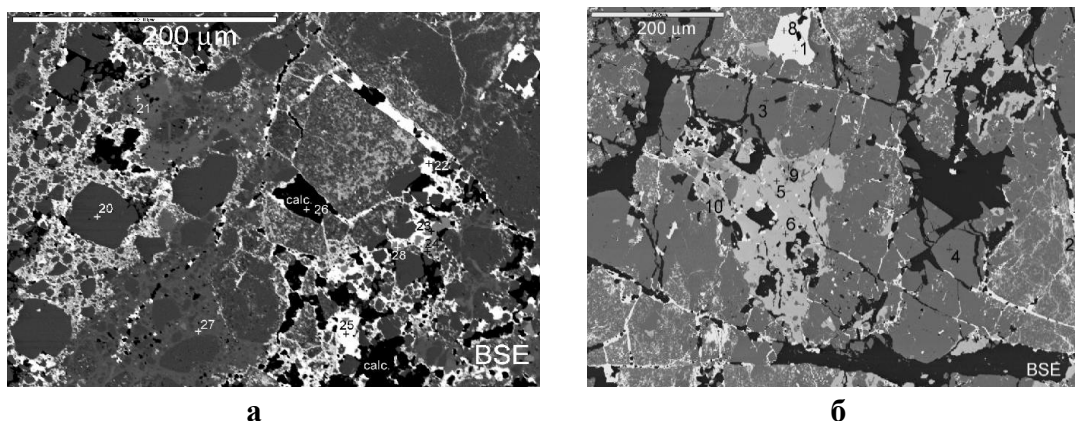
В ряде случаев тетраэдрит с арсенопиритом образуют скопления, причём в арсенопирите он находится в виде мелких включений удлинённой и округлой формы [220]. В пустотах с шестоватым кварцем тетраэдрит образует относительно крупные кристаллы (3-4 мм). В блёклых рудах изредка видны выделения электрума. На рисунке 5.13 приводится изображение шлифа рисунка 5.12 в режиме BSE и рентгеновские карты распределения элементов в нем.



На серебро-оловорудном месторождении Мирхант (Центральный Таджикистан) блёклые руды находятся в ассоциации с галенитом, тиманнит-клаусталитом, Fe-сфалеритом, халькопиритом, станнином, пиритом,

сульфосолями серебра. На рисунке 5.14 видны реликты раннего сфалерита в тетраэдрите. Трещины в нем выполнены кальцит-галенистовыми прожилками.

На месторождении Школьное (Северный Таджикистан), относящегося к серебро-золоторудной формации, встречаются три генерации блёклых руд [155]. Ранняя генерация образовалась в золото-сульфосольную стадию и ассоциирует с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, пиритом и электрумом. Их выделения обладают неправильной изометричной формой. Из жильных минералов присутствуют кварц, кальцит, сидерит, хлорит и адуляр. Блёклые руды второй генерации кристаллизовались в серебро-сульфидную стадию. Они находятся в виде изометричных или вытянутых выделений в галените. Кроме того, они образуют полосы, вытянутые вдоль трещин спайности в галените. Третья генерация блёклых руд выделялась в барит-галенистовую стадию минералообразования. Встречаются они с комплексом сульфоантимонитов и селенидов серебра, сурьмянистым серебром, алларгентумом и дискразитом. От ранних генераций к поздним уменьшаются размеры блёклых руд. Если в ранней генерации размеры их варьируют от 0.05 до 0.5 мм, то во второй 0.02-0.001 мм, а в третьей генерации - менее чем 0.005 мм.



Рисунки 5.14. –А) шашки №985 (месторождение Мирхант, режим BSE). 1, 2, 8 – галенит, 3, 4 – пирит, 5, 6, 7 – тетраэдрит, 9, 10 – сфалерит. Реликты раннего сфалерита в тетраэдрите. Трещины выполнены кальцит-галенистовыми прожилками; б) шашки №986 (месторождение Мирхант, режим BSE): крестиками отмечены анализы под соответствующими номерами. 20 – пирит, 21, 27 – сфалерит, 22, 25 – галенит, 23, 24, 28 – тетраэдрит, 26 - кальцит. Пирит и сфалерит в кальцит-галенистовом цементе

В серебросодержащих скарново-полиметаллических месторождениях Северного Таджикистана (Зарнисор, Такели, Гайнаккан) блёклые руды ассоциируют с пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, арсенопиритом, кварцем, кальцитом, баритом и флюоритом. В месторождениях Кансай и Такели кроме того, отмечается прустит. На основании изучения взаимоотношений блёклых руд с другими сульфидами, ассоциирующими с ними, можно сделать вывод о том, что блёклые руды являются более поздними образованиями. В процессе формирования руд они замещали сфалерит, галенит, пирит и др. Особенно часто блёклые руды образуются за счёт замещения халькопирита. По данным Э.М.Спиридонова и других [211] при замещении халькопирита блёклыми рудами избыточное железо сбрасывается в виде пирита. Таким образом, блёклые руды являются реакционными минералами, возникающими в результате воздействия рудоносных растворов на ранее отложенные сульфиды.

К настоящему времени по блёклым рудам серебряных и серебросодержащих месторождений Северного и Центрального Таджикистана имеется 191 химический анализ. Все пробы, за редкими исключениями, сереброносны. Концентрация серебра в них варьирует от 0.13 (Кансай) до 33.91 мас.% (Школьное). Согласно классификации Н.Н.Мозговой и А.И.Цепина [151], они представлены рядом теннантит-тетраэдрит-фрейбергит, среди которых нами выделены 15 разновидностей [21-А], средний химический состав которых приведён в таблице 5.14. Как видно из этой таблицы наиболее широким распространением пользуются блёклые руды с преобладанием тетраэдритовой молекулы. Из всех анализов блёклых руд только 7 относятся к теннантиту и 23 из них - к фрейбергиту. Это согласуется с мнениями Е.К.Радкевич [185] и Е.К.Лазаренко [121], согласно которым для серебро-полиметаллических и полиметаллических месторождений наиболее характерны тетраэдриты. В этих месторождениях преимущественно развиты серебросодержащие разновидности блёклых руд.

Изучение блёклых руд из месторождений различных формационных типов показывает изменчивость их химического состава. Так, для серебросодержащих скарново-полиметаллических месторождений характерны Zn-теннантит и Pb-Ag-содержащий Zn-теннантит-тетраэдрит (Кансай) и Zn-аннивит-тетраэдрит (Перевальное). На месторождении Северный Зарнисор блёклые руды представлены Ag-Fe-тетраэдритом, а для блёклых руд из месторождения Гайнаккан характерен Zn-тетраэдрит. Фрейбергиты встречаются в месторождениях серебро-золотого формационного типа (Школьное). Концентрация серебра во фрейбергите варьирует от 23.58 до 33.91, составляя в среднем 27.82 мас.%. Для серебро-полиметаллического типа минерализации характерны главным образом, Ag-Zn-тетраэдриты (Большой Канимансур, Канджол). В этом типе также встречается Ag-содержащий Zn-тетраэдрит (Чукурджилга).

Висмутсодержащие разности блёклых руд обнаружены на серебро-полиметаллическом месторождении Тарыэкан. Содержание висмута в них колеблется от 3.87 до 13.61 мас.%. На этом месторождении встречаются также Ag-содержащий Zn-тетраэдрит и Ag-содержащий Zn-аннивит-теннантит. Висмут обнаружен и в блёклых рудах месторождения Большой Канимансур.

Для месторождений серебро-оловянного формационного типа характерны Zn-тетраэдриты и Zn-содержащие Ag-тетраэдритовые разности блёклых руд.

В составе блёклых руд, помимо основных компонентов – меди, серы, сурьмы, мышьяка и серебра, обнаружены цинк, железо, а также менее характерные – ртуть, висмут, селен, кадмий, олово, свинец.

Во всех проанализированных блёклых рудах обнаружен цинк. В 162 из них концентрация этого элемента больше 1 мас.%, а максимальное его содержание равно 20.7 мас.% (Кансай). В значительных количествах цинк содержится в 11 выделенных разновидностях блёклых руд. В подавляющем большинстве проб блёклых руд обнаружено железо. Его содержание варьирует от 0.05 (Большой Канимансур) до 5.56 мас.% (Канджол). Висмут определен в составе 80 образцов блёклых руд. Концентрация его колеблется от следов до 13.61 мас.%

Таблица 5.14. –Средний химический состав блёклых руд из серебряных и серебросодержащих месторождений, в мас. %

№ №	Кол-во анализов	Cu	Ag	Zn	Fe	Cd	Pb	Hg	Sb	As	Bi	Sn	S	Se	Сумма	Месторождение
Zn – теннантит																
1	7	41,98	0,13	5,69	3,13	-	-	-	5,18	15,64	-	-	27,56	-	99,31	Кансай
Фрейбергит																
2	23	17,44	27,82	2,01	4,32	0,24	0,1	0,06	26,27	0,22	0,07	0,16	21,26	0,01	99,98	Школьное
Zn – тетраэдрит																
3	51	35,28	3,72	5,62	1,97	0,27	0,07	0,34	25,78	1,40	0,26	0,07	24,93	-	99,71	Мирхант, Гайнаккан
Ag – Zn – тетраэдрит																
4	47	25,67	17,02	3,86	3,22	0,55	0,1	0,28	26,63	1,01	0,06	0,03	22,41	-	100,84	Большой Канмансур, Канджол
Ag – Fe – тетраэдрит																
5	13	29,73	13,44	1,06	5,37	0,35	0,1	0,04	24,33	2,11	0,36	0,09	23,84	-	100,82	Северный Зарнисор
Ag – содержащий Zn – тетраэдрит																
6	3	37,34	0,35	6,96	0,95	-	-	-	27,87	1,01	-	-	25,21	-	99,69	Тарыэкан
Ag (Hg) – содержащий Zn – тетраэдрит																
7	3	34,66	5,86	4,30	2,67	-	-	0,13	26,65	2,71	-	-	24,7	-	101,68	Канджол
Zn – аннивит – тетраэдрит																
8	2	36,05	-	7,45	-	-	-	-	15,0	-	18,85	-	23,15	-	100,5	Перевальное
(Ag) – содержащий Zn – аннивит – тетраэдрит – теннантит																
9	3	32,01	6,42	6,58	-	-	-	-	17,14	3,18	10,44	-	22,59	-	98,36	Тарыэкан
Pb – Ag – содержащий Zn – теннантит – тетраэдрит																
10	2	18,75	2,05	13,25	1,84	-	9,17	-	19,92	4,72	-	-	25,85	-	95,55	Кансай
Ag – содержащий Zn – тетраэдрит																
11	5	35,24	4,21	6,91	1,62	0,17	-	0,26	23,26	3,24	0,52	-	24,25	-	99,68	Чукурджилга
Zn – содержащий Ag – тетраэдрит																
12	13	30,43	10,82	2,14	4,55	-	-	0,11	27,07	0,44	-	-	23,88	-	99,44	Мирхант
Ag – Bi содержащий Zn – тетраэдрит																
13	8	34,38	4,50	7,31	0,36	0,23	0,59	0,1	21,40	3,31	5,55	-	23,96	0,15	101,84	Тарыэкан
Ag – содержащий Zn – аннивит – теннантит																
14	7	34,43	4,35	6,90	0,48	0,25	0,40	0,11	15,26	5,39	9,78	-	23,85	0,11	101,20	Тарыэкан
Bi – содержащий Ag – тетраэдрит																
15	4	28,1	13,26	3,53	3,13	-	-	-	26,11	0,40	2,79	-	24,03	-	101,35	Большой Канмансур

Примечание: В шести образцах из Школьного обнаружены Se от 0,02 до 0,6, в среднем 0,2 мас.%. В пяти образцах Канджолы и двух образцах Большого Канмансура в тетраэдрите установлен Mn в количестве от 0,22 до 0,84, в среднем 0,56 мас.%

(Тарызкан) и 19.7 мас.% (Перевальное). Свинец определен не во всех блёклых рудах. В обнаруженных образцах его содержание измеряется десятками и сотнями долей процента. Только в Pb-Ag-содержащем Zn-теннантите-тетраэдрите его концентрация в среднем равна 9.17 мас.%. Ртуть также обнаружена не во всех выделенных разновидностях блёклых руд. Наибольшее её количество (0.85 мас.%) зафиксировано в Zn - содержащем Ag - тетраэдрите и Fe - тетраэдритах. В ряде проб блёклых руд обнаружен кадмий, среднее содержание которого достигает 0.85 мас.% в Zn-содержащем Ag-тетраэдрите. В некоторых пробах определены олово, селен и марганец, содержания которых не превышают десятых долей процента.

Халькопирит $CuFeS_2$ встречается во всех серебряных и серебросодержащих месторождениях, хотя распространён он весьма неравномерно. В одних месторождениях халькопирит составляет десятые и сотые доли процента от массы руды (Мирхант, Гайнаккан, Такели), в других - (Мушистон, Такфон, Акташ) его содержание поднимается до 5-6 и даже 7-10 мас.% (Большой Каннимансур, Северный Зарнисор, Акташ). В значительных количествах он встречается в кварц-галенит-тетраэдрит-халькопиритовых рудах месторождения Канджол, где он слагает до 30-40%. На месторождениях Большой Каннимансур и Северный Зарнисор он, как и пирит, относится к «сквозным» минералом, присутствует во всех парагенетических ассоциациях и сопровождает весь процесс рудообразования. Халькопирит наиболее широко развит в нижних, более глубоких частях рудных тел.

Отложение халькопирита связано с арсенопирит-пиритовой, медно-висмутовой, медно-пиритовой, ранней и поздней полиметаллической, а также пострудной стадиями гидротермального процесса.

Халькопирит встречается в виде эмульсионных выделений (Канджол, Большой Каннимансур, Мышиккол), вкрапленников, мельчайших зернышек, мелкой вкрапленности неправильной формы и нередко обособляется в мономинеральные гнездообразные скопления и прожилки. Мощность последних колеблется от 2-3 мм до 1.5-2.0 см. Халькопирит из Северного

Зарнисора сопровождается незначительным количеством блёклой руды, изредка самородного золота. Последнее находится в сростании с сульфидами и размещается в свободном состоянии среди кварца. В трещинах халькопирита месторождения Мирхант Н.А.Блохиной [33] установлены мелкие (0.001-0.01 мм) золотинки. На его выделениях встречаются оторочки пирита, иногда валлериита.

В месторождениях Кансайского рудного поля местами зёрны вкрапленного халькопирита имеют несколько большие размеры и носят характер пойкилитовых вростков. В этих образованиях зёрна халькопирита имеют округлые, реже червовидные очертания, часто они располагаются в виде «цепочек» вдоль направлений двойниковых швов в сфалерите. Как правило, эмульсии больше в центре зёрен сфалерита. Количество эмульсии халькопирита колеблется от 1 до 10 мас.% от объёма сфалерита.

В месторождениях Такелийского рудного поля халькопирит встречается в виде мелких зёрен, редко превышающих 0.05 мм, и обычно находится в сростках с тетраэдритом или рассеян в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите [51]. В Учочаке халькопирит образует две генерации. Первая генерация выделяется до галенита, вместе с тетраэдритом. Халькопирит второй генерации встречается в сульфидных рудах центральной зоны Учочак, где он развивается по трещинам спайности галенита.

На месторождении Канджол халькопирит макроскопически обнаруживается в виде сплошных масс в ассоциации с гребенчатым кварцем, блёклой рудой, галенитом и пиритом, либо в виде включений размером 0.1-3 см в кварце или галените. Под микроскопом видно, что зёрна халькопирита располагаются либо по периферии зёрен сфалерита, либо галенита, или заполняют интерстиции между зёрнами кварца. Очень характерно для руд этого месторождения образование псевдоморфоз халькопирита по пириту.

В средних горизонтах месторождения Большой Канимансур халькопирит в ассоциации со сфалеритом и кварцем образует мощные (до 3.0 м) массивные руды [223]. В глубоких горизонтах этого месторождения по данным этого

автора, халькопирит часто содержит включения висмутовых минералов, ближе к поверхности в халькопирите появляется блёклая руда. Здесь обнаружены редкие кристаллы халькопирита. Он имеет тетраэдрический габитус, осложнённый гранями скаленоэдра.

Халькопирит на месторождении Такфон встречается в двух генерациях. Первая генерация образует отдельные вкрапленники, а также и сростки с пирротинном и пиритом [163]. Он замещается в виде каёмок и жилочек лимонитом, ковеллином и борнитом. Халькопирит второй генерации встречается редко в виде небольших зёрен во вторичном кварце.

Халькопирит в серебряных и серебросодержащих месторождениях ассоциирует с галенитом, сфалеритом, пиритом, блёклыми рудами, арсенопиритом, самородным серебром, пираргиритом, кварцем, кальцитом и другими минералами (рисунки 5.15, а, б).

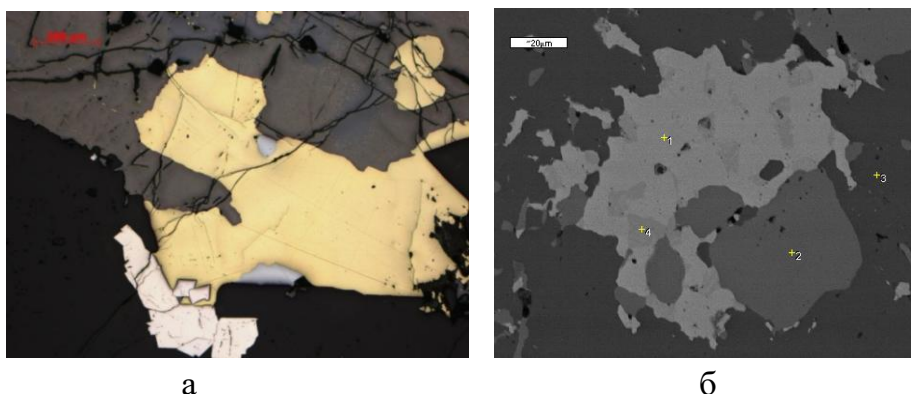


Рисунок 5.15. –А) шашка 1875. Ярко-жёлтый – халькопирит, белый – пирит, чёрный – кварц, серый – гётит. Отражённый свет при одном николе; б) шашка 1874. 1 – галенит, 2 – тетраэдрит, 3 – халькопирит, 4 – матильдит. Отражённый свет при одном николе. Месторождение Кансай

Цвет халькопирита ярко-жёлтый, блеск металлический. Некоторые халькопириты из месторождения Такели имеют коричневую плёнку побежалости, которая по данным П.Рамдора [187], характерна селенсодержащим разностям. Микротвёрдость халькопирита варьирует в больших количествах - от 159 до 245 кг/мм². На месторождении Мирхант микротвёрдость халькопирита колеблется от 174 до 212, в среднем 187 кг/мм², в Такфоне чуть выше - 233 кг/мм². В месторождениях Такели она равно 207-230 кг/мм² [152], Большого Канимансура колеблется от 197 до 230 кг/мм²

[223], в Чукурджилге – 159-245 кг/мм² [60]. Удельный вес 4.07-4.20 г/см³. Отражательная способность халькопирита из месторождения Такфон 39.7, Мирханта - 42.2, а из месторождения Канджол составляет 47.98.

Выделяются от одной до пяти генераций халькопирита. В месторождениях Такелийского рудного поля, Мушистон, Такфон он образует единственную генерацию, тогда как в месторождениях Кансайского рудного поля, Учочак – 2, месторождениях Такелийского рудного поля, Мирханта, Канджол – 3, Большой Канимансур, Северный Зарнисор – 5.

Химический состав халькопиритов неоднократно приводился в печати разными исследователями [11, 15, 19, 52, 81, 114, 130, 152, 223 и др.]. Если обобщить как собственные, так и имеющиеся материалы по особенностям химического состава халькопиритов, то можно прийти к заключению, что они обычно нечистые, часто с мелкими включениями других минералов, особенно галенита и сфалерита. Обращает на себя внимание присутствие серебра, содержание которого непостоянно. Из 28 анализов халькопиритов в 13 обнаружено серебро (таблица 5.15) в количестве от 0.02 до 0.23, в среднем 0.087 мас.%. Отдельно для халькопиритов из изученных объектов атомно-абсорбционным методом проведены анализы. Максимальные концентрации серебра в халькопиритах отмечаются в Канджоле (4298 г/т), в Западном Гайнаккане - 4222 г/т [152] и в Зарнисоре - 4132 г/т [81]. Об особенностях распространения редких элементов в сульфидных минералах месторождений Зарнисорского рудного узла пишет М.Р.Еникеев [81, 82]. Он отмечает, что халькопириты из этого рудного узла геохимически обогащены в отношении некоторых элементов, таких, как серебро и кадмий. И.М.Голованов [60] отмечает, что «серебро накапливается в халькопиритах относительно низкотемпературных рудных формаций – серебро-галенит-сфалеритовой (415 г/т), кварц-галенит-сфалеритовой (364 г/т), золото-полисульфидной (645 г/т) и медно-висмутовой (515 г/т)». В скарнах относительно высокие содержания серебра встречаются в полиметаллических рудах (около 400 г/т). В целом, халькопириты из серебро-полиметаллических и серебросодержащих

месторождений Восточного и Западного Карамазара богаты серебром.

Таблица 5.15. –Химический состав халькопирита, мас.%

№п/п	Э л е м е н т ы												Сумма
	Cu	Fe	Pb	Zn	Sb	As	Bi	Ag	Cd	S	Se	Te	
1	31.80	31.28	2.00	0.90	-	-	0.060	0.02	0.02	34.00	0.001	0.001	100.08
2	31.43	32.90	-	-	0.023	-	0.018	0.10	0.01	35.50	-	-	99.98
3	33.75	30.70	0.89	0.55	0.080	0.02	0.020	0.05	0.02	33.85	-	-	99.93
4	33.50	30.40	0.55	0.40	0.040	0.01	0.030	0.14	-	34.24	0.0004	0.0004	99.31
5	34.13	30.31	0.60	0.50	0.060	0.02	0.020	0.18	-	34.14	0.0005	0.0006	99.97
6	33.94	30.89	0.65	0.60	0.030	0.01	0.030	0.05	0.02	33.84	0.0003	0.0003	100.06
7	34.40	30.55	0.75	0.65	0.050	0.02	0.030	0.04	-	33.49	0.0002	0.0002	99.98
8	33.09	30.37	0.90	0.80	0.020	0.01	0.040	0.23	0.01	34.69	0.0001	0.0001	100.16
9	33.54	30.79	-	-	-	-	-	-	-	34.09	-	-	98.37
10	35.43	30.31	-	-	-	-	-	0.10	-	34.14	-	-	99.98
11	34.94	30.89	-	-	-	-	-	-	-	33.84	-	-	99.67
12	35.40	29.55	-	-	-	-	-	-	-	33.49	-	-	98.42
13	32.89	30.07	-	-	-	-	-	0.05	-	34.52	-	-	97.53
14	32.66	30.04	0.97	0.83	0.17	0.03	0.017	0.03	-	35.17	-	-	99.92
15	34.05	29.96	-	-	-	-	-	-	-	35.13	-	-	99.14
16	35.02	28.82	-	-	-	-	-	-	-	34.33	-	-	98.17
17	32.52	31.57	0.00	0.15	0.028	-	0.005	-	-	36.00	-	-	100,27
18	30.20	31.40	0.77	-	-	-	-	-	-	35.50	-	-	97.87
19	34.51	30.05	0.07	0.20	0.012	-	0.005	-	-	34.76	-	-	99,61
20	33.26	31,04	0.96	0.87	0.19	0.09	0.016	0.09	-	34.26	-	-	100.67
21	34.05	29.96	-	-	-	-	-	-	-	35.13	-	-	100.93
22	35.02	28.82	-	-	-	-	-	-	-	34.33	-	-	98.17
23	31.75	31.54	0.11	0.11	0.023	0.05	0.465	0.05	0.175	35.17	-	-	101.90
24	30.62	34.38	-	-	-	-	-	-	-	35.61	-	-	100.61
25	31.33	31.11	-	-	-	-	-	-	-	36.20	-	-	98.64
26	32.35	32.30	-	-	-	-	-	-	-	33.84	-	-	98.50
27	35.02	28.82	-	-	-	-	-	-	-	34.33	-	-	98.17
28	33.19	29.18	0.45	0.96	-	-	-	-	-	34.27	-	-	98.05

Примечание: 1 – Чукурджилга [114], 2 – Канимансур [114], 3-8 – Большой Канимансур [223], 9-13 – Большой Канимансур (Амосов и др., 1986), 14, 17-22 – Канджол, 15, 16- Мирхант, 23 – Караулхона, 24-28 – Мушистон (по данным автора)

Сурьма встречается в 12 анализах халькопиритов. Концентрация его варьирует от 0.012 до 0.19, в среднем 0.06 мас.%. Более высокие его содержания отмечаются в халькопиритах Канджола (0.19 мас.%). Мышьяк встречается эпизодически. Он обнаружен в 9 пробах, в количестве от 0.01 до 0.09, в среднем 0.03 мас. %. Интересно отметить, что относительно высокие содержания мышьяка наблюдаются там, где повышенная концентрация сурьмы. Относительно высокое содержание висмута в халькопиритах

встречается на серебро-золотом месторождении Караулхона (4650 г/т). В других серебро-полиметаллических месторождениях (Большой Канимансур, Чукурджилга, Канджол) висмут определен в количестве от 0.005 до 0.060 мас.%. Кадмий установлен в халькопирите из серебро-полиметаллических месторождений (Большой Канимансур и Чукурджилга), в количестве 0.1-0.2 мас.%. Однако максимальное содержание элемента (0.175 мас.%) обнаружено на месторождении Караулхона.

Селен и теллур встречаются от тысячных до десятитысячных долей процента в халькопиритах серебро-полиметаллических месторождений Большой Канимансур и Чукурджилга.

Примерно в половине проанализированных проб халькопирита обнаружен свинец в количестве 0.55-2.00 мас.%. Такое высокое содержание элемента связано, по-видимому, с микровключениями галенита. В минерале определены также повышенные концентрации цинка (0.11-0.96 мас.%), что также нужно связать с включениями сфалерита.

Станнин Cu_2FeSnS_4 является первым по распространённости минералом олова в месторождениях Центрального Таджикистана и он преобладает над касситеритом. На месторождении Такфон он чрезвычайно редкий минерал и образуется из одной порции растворов, тогда как на других месторождениях образует две (Мирхант) и даже три генерации (Мушистон).

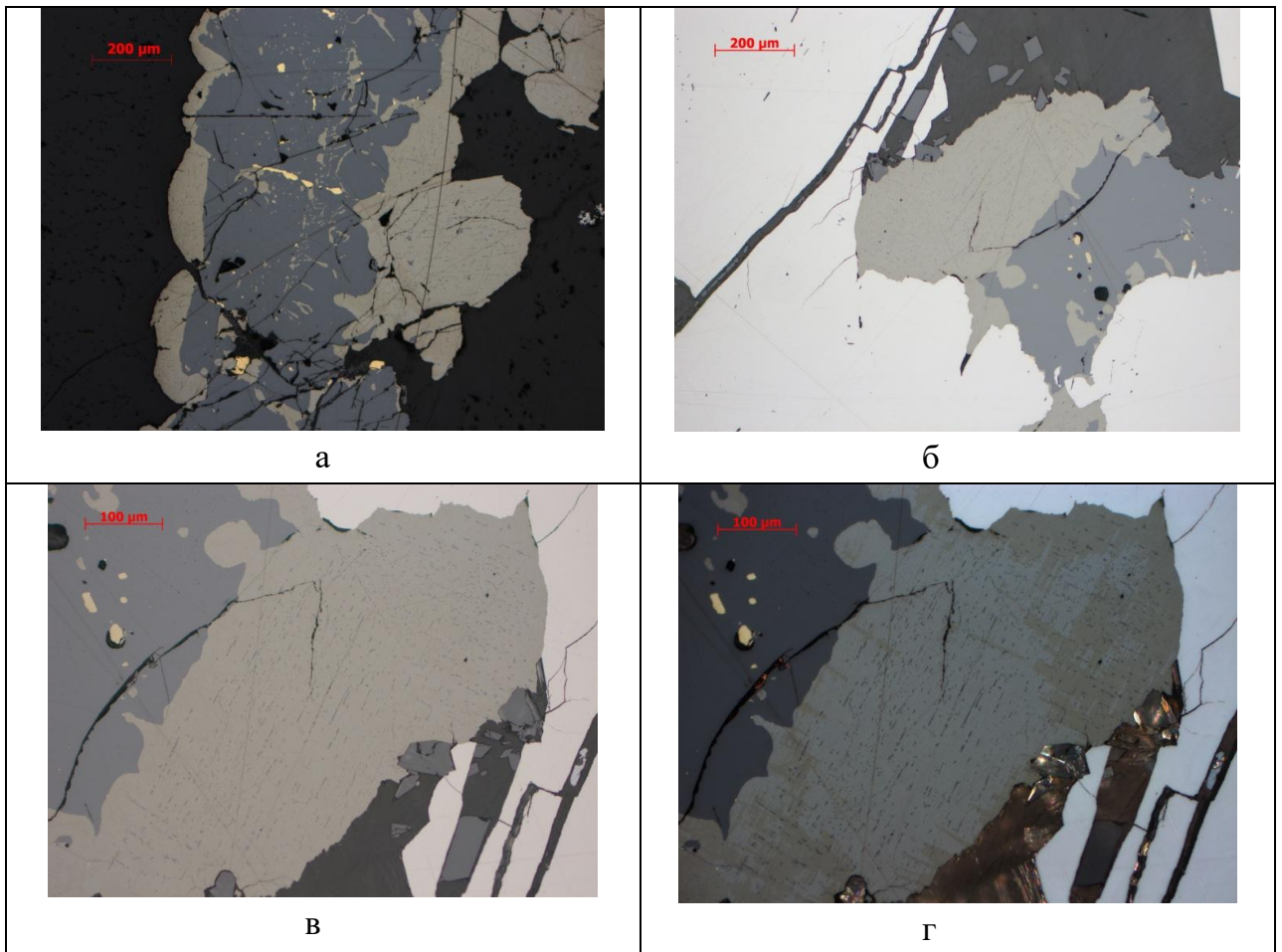
На Такфоне станнин встречается в виде каёмок, жилок, сростков, прожилков и примазок и ассоциирует с халькопиритом и арсенопиритом [163]. Он парагенетически связан со сфалеритом и марказитом. Зёрна его имеют размер от 0.01 до 1 мм. Вокруг зёрен арсенопирита, касситерита и кальцита он часто образует кокардовые каёмки.

Как уже отметили, на месторождении Мирхант станнин образует две генерации. Станнин I образует мирмекитовые, эмульсионные и прожилковидные срастания со сфалеритом, что указывает на совместное образование этих минералов [223]. Размеры эмульсионных и таблитчатых станнинов колеблются от 0.005 до 0.10 мм. Известны псевдоморфозы станнина

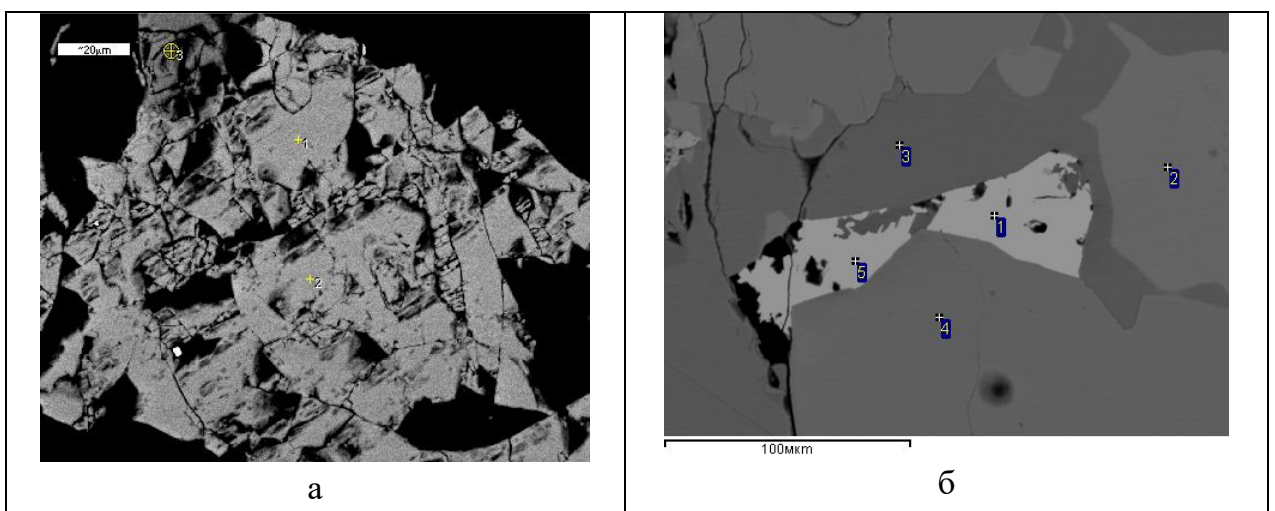
по сфалериту. Пржилки этого минерала встречаются в арсенопирите и пирите. Небольшие включения станнина размером менее 1 мкм могут быть обнаружены в тетраэдрите и бурноните. Выделения станнина имеют самые разнообразные формы и размеры – от тысячных долей миллиметра до сотых долей миллиметра. Направления выделений подчиняется кристаллографическому направлению сфалерита (скрытые зоны роста, двойникование, трещины спайности и т.д.). Станнин II образует мирмекитовые, эмульсионные, каёмочные сростания с халькопиритом II, реже с блёклой рудой и галенитом.

Станнин на месторождения Мушистон в гипогенных рудах преобладает над касситеритом. Его выделения и особенно агрегатные скопления имеют неправильную форму и достигают в поперечнике нескольких сантиметров [174]. Он представлен тремя генерациями [47-А]. Первая генерация станнина образовалась в процессе кристаллизации растворов ранней кварц-касситерит-арсенопиритовой стадии минерализации. Он обнаружен как в кварцевых жилах, так и в виде вкрапленников в метасоматически измененных доломитах. Вторая генерация станнина связана с более поздней сульфидной ассоциацией и образовалась при интенсивном растворении касситерита и раннего станнина, переотложении олова в форме станнина II, цементирующего реликтовые зерна касситерита. Третья генерация станнина образовалась в результате перекристаллизации ранних минералов олова (касситерита, станнина I и II) под действием гидротермальных растворов.

Станнин ассоциирует с окислами – кварц, касситерит и сульфидами – арсенопирит, халькопирит, сфалерит и др. (рисунки 5.16 а, б, в, г, 5.17 а, б). Он выделялся позже арсенопирита, халькопирита и сфалерита, но раньше галенита. Оловянный колчедан образует вокруг зёрен халькопирита узкие каёмки и находится в тесном взаимопрорастании со сфалеритом. Кроме того, он в ассоциации с интенсивно корродированными мельчайшими зёрнами касситерита образует микровключения в зёрнах сфалерита. Содержание его повышается в составе



Рисунки 5.16. –Взаимоотношение станина, сфалерита, халькопирита и кварца в рудах месторождения Мушистон. А) выделения станина, сфалерита, халькопирита в кварце; б) срастания пирита, сфалерита и станина; в) выделения станина с эмульсионной вкрапленностью сфалерита. Отраженный свет при одном николе; г) тот же участок шлифа, что и на предыдущем снимке, в скрещенных николях. Хорошо видны двойниковые срастания в станине



Рисунки 5.17. –Взаимоотношение станина и сфалерита в рудах месторождения Мушистон. а) 1, 2 – станин, 3 – сфалерит; черное – кварц; б) 1, 5 – станин, 3 – арсенопирит, 4, 5 – сфалерит

халькопирит-пирит-сфалерит-галенитовой минеральной ассоциации в кварцевых жилах. В большинстве случаев зёрна станнина покрыты плёнками гипергенных минералов – мушистонита, варламовита, малахита, азурита и других, а также прожилки станнина отмечаются в арсенопирите и пирите.

На месторождении Мушистон станнин образует крупные скопления и имеет изометричные, реликтовые, пятнистые, удлинённые, интерстициальные [136], вкрапленные и гнездообразные выделения. Размеры их варьируют от 0.005 до 12 мм. Размеры агрегатных скоплений станнина, которые имеют неправильные формы, достигают 2-3 см. В отражённом свете минерал имеет серый с коричнево-зелёным оттенком цвет. Отражательная способность выше (28%), чем у сфалерита (18%). Двухотражение слабое. Оптические свойства, характерные для станнинов с отношением цинка к железу, около 1. Анизотропен, с цветным эффектом от зелёновато-коричневого до коричневатого-серого. Плотность 4.3-4.4 г/см³. Твёрдость по микровдавливанию колеблется от 250-260 (Мушистон) до 257-280 кг/мм² (Мирхант). Рентгено-структурными исследованиями станнинов из рудных тел месторождения Мушистон установлен тетрагональный характер их решётки с отношением $c/a=1.96$ [139]. Размеры элементарной ячейки станнинов, образованных в условиях карбонатных толщ ($a=5.463$, $c=10.744$), несколько ниже, чем у станнинов, образованных в условиях алюмосиликатных сред ($a=5.473$, $c=10.76$).

Химический состав станнинов изучен на рентгеновском микроанализаторе. Состав его достаточно неоднороден как по содержанию основных компонентов, так и элементов-примесей (таблица 5.16). Минерал не стехиометричен. Наблюдаются незначительные вариации содержаний всех элементов, что является отражением изменений физико-химических условий минералообразования. По данным Н.К.Маршуковой и других [139], различная химическая активность катионов меди, цинка и железа при рудоотложении не только обусловила эволюцию химического состава станнинов, но и явилась определённым фактором в изменениях состава. Содержание олова колеблется в пределах 22.89-28.50%, меди - 27.21-33.47%, железа - 6.50-13.82%, цинка - 1.44-

7.46%, серы - 24.05-31.6%. Также в некоторых образцах за счёт механических примесей и микровключений сфалерита и серебряных минералов встречаются (мас.%) Cd (до 0.33), Mn (до 0.11) и Ag (до 0.9).

Средняя кристаллохимическая формула станнина (за исключением марганца, кадмия, серебра) соответствует – $(\text{Cu}_{1.95} \text{Sn}_{1.00} \text{Fe}_{0.68} \text{Zn}_{0.33})_{3.96} \text{S}_4$.

Таблица 5.16. –Химический состав станнина, в мас.%

№№ проб	Содержание элементов								
	Sn	Cu	Fe	Zn	Mn	Cd	Ag	S	Сумма
1	27.26	29.90	9.16	4.74	-	-	0.03	29.58	100.67
2	26.65	30.21	7.96	5.03	-	-	0.19	29.82	99.86
3	25.97	29.36	8.33	5.76	0.02	0.0	-	30.54	99.98
4	26.93	29.49	7.31	6.95	0.11	0.03	-	29.98	100.80
5	26.65	29.13	7.91	7.46	0.0	0.0	-	28.92	100.07
6	26.61	28.94	7.40	7.46	0.0	0.0	-	28.90	99.31
7	22.89	30.61	12.51	2.57	0.07	0.0	-	31.31	99.96
8	26.46	28.42	12.14	1.44	-	0.33	-	29.24	98.03
9	25.79	28.82	12.46	2.13	-	0.12	-	29.05	98.38
10	26.66	33.47	13.82	1.91	-	-	-	24.05	99.90
11	27.87	29.1	10.61	4.47	-	-	-	26.77	98.82
12	27.39	27.21	11.44	3.72	-	-	-	27.10	97.41
13	27.8	29.1	8.7	5.1	-	-	0.7	30.4	101.8
14	27.6	27.5	8.8	5.1	-	-	0.9	30.0	99.9
15	28.5	27.3	6.9	6.0	-	-	0.4	31.6	100.7
16	28.3	29.2	6.5	6.4	-	-	0.4	27.9	98.8
17	28.0	29.3	6.6	6.4	-	-	0.5	28.4	99.2

Примечание: 1-7 - Мирхант, 8-12 - Мушистон (по данным автора), 13-17 - по Н.К.Маршуковой и др. [137]

Касситерит SnO_2 является одним из главных концентраторов олова в серебряных и серебросодержащих месторождениях Центрального Таджикистана. Он образует как гипогенные, так и гипергенные разности. В ничтожных количествах оловянный камень также встречается в некоторых месторождениях Северного Таджикистана (Большой Канимансур, Зарнисор, Ташбулак, Такели).

В ряде месторождений Центрального Таджикистана касситерит представлен в трёх разновидностях (Мирхант, Мушистон), в других (Такфон) - в двух. Например, на месторождении Мирхант первая разновидность представляет собой рассеянные вкрапленники мелких (сотые доли миллиметра)

призматических кристаллов в доломитизированных известняках, охваченных арсенопиритом, железистым сфалеритом, пирротинном. Вторая разновидность образует выходы кристаллических зерен размером до 1.5 мм в гематитовой массе. Третья разновидность встречается в виде мелких, деформированных зёрен в галените и тетраэдрите.

На месторождении Мушистон он присутствует в массе кварца в виде отдельных зёрен и агрегатных скоплений неправильной формы, а также в виде просечек [173]. Размеры зёрен колеблются от 0.5 до 10 мм и более.

Первая разновидность касситерита на этом месторождении образует удлиённо-призматические кристаллы, часто завершённые пирамидой и образующие коленчатые двойники. В центре кристаллы обычно имеют тёмно-коричневый до чёрного цвета, к периферии окраска становится менее интенсивной – светло-коричневой с серым оттенком. Касситерит образуется вместе с арсенопиритом (рисунки 5.18 а, б), станнином, сфалеритом, пиритом, самородным висмутом [136]. Трещины в нём выполнены мелкими (до 0.02 мм) включениями пирита, арсенопирита, станнина, сфалерита, нередко окаймлен станнином, сфалеритом и халькопиритом. Кроме того, трещинки залечены самородным висмутом. Вторая разновидность касситерита имеет изометричную форму и представлена в массе метасоматически изменённых карбонатов. Он мелкий, тёмноокрашенный. Зональность окраски в них почти не проявлена. Третья разновидность образует реликтовые зёрна. Эти зёрна сильно раздроблены и интенсивно корродированы. Очень часто они сохраняются только в виде мелких реликтовых зёрен в массе вторичных минералов олова. Обычно чем интенсивнее корродирован касситерит, тем светлее он окрашен.

На рисунке 5.19 приведены изображение участка шлифа 5.18 б в режиме BSE и рентгеновские карты распределения указанных элементов.

На месторождении Такфон касситерит первой разновидности представлен призматическими кристаллами (0.5-1.5 мм), которые равномерно окрашены в чёрно-бурый цвет. Он местами образует скопления зёрен и эвгедрален по отношению к сульфидным минералам. Характерны коленчатые двойники с

чётко выраженной продольной штриховкой граней. Касситерит второй разновидности образует мелкие (0.1-0.3 мм) призматические кристаллы и агрегаты аллотриоморфных зёрен, также равномерно окрашен, но в более светлые - красновато-коричневые, мёдово-жёлтые и жёлтые цвета. Отдельные зёрна касситерита неправильны и близки к округлому контуру. Величина призматических зерен 0.48 мм по длине, 0.36 мм по ширине. Диаметр округлых зёрен от 0.18 до 0.24 мм.

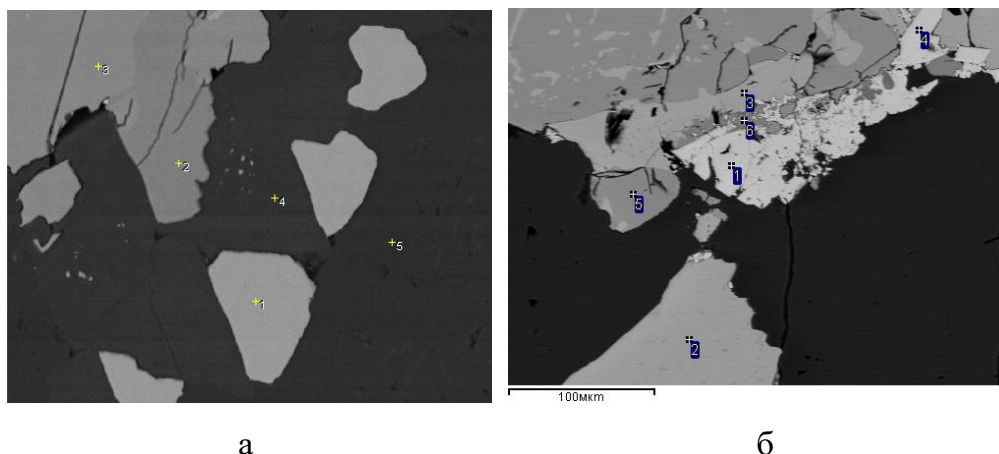


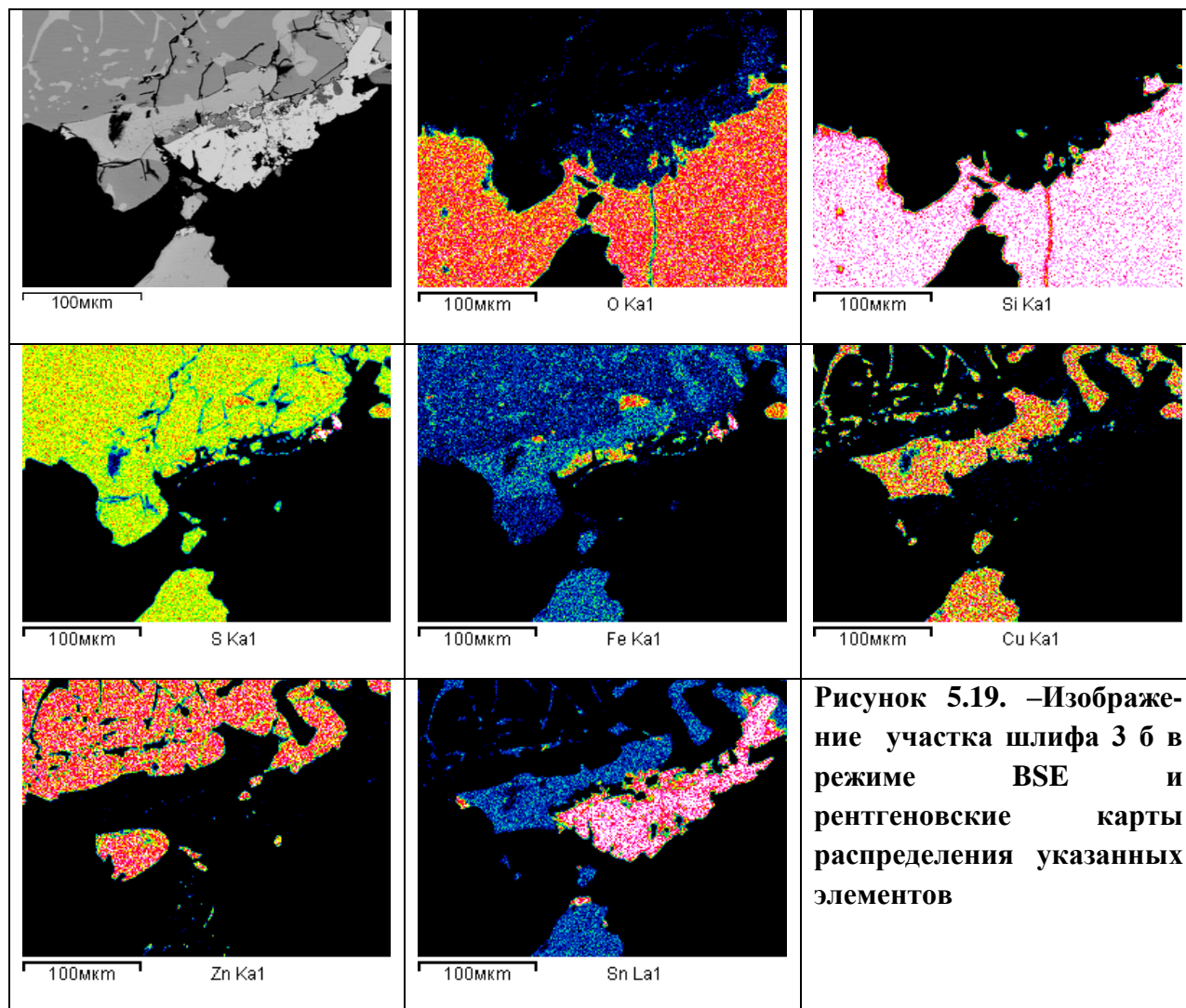
Рисунок 5.18. –А) кварц второй генерации корродирует касситерит-арсенопиритовую минеральную ассоциацию. Мушистон: 1, 3 касситерит, 2 – арсенопирит, 4, 5 - кварц.

Изображение участка шлифа в отраженных электронах (BSE), полученное на рентгеновском микроанализаторе JCXA 733 JEOL, при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 1 нА; б) Взаимоотношение минералов на месторождении Мушистон. 1, 4 – касситерит, 2, 3 – станнин, 5 – сфалерит, черное – кварц

Гипергенный касситерит встречается в порошковой массе продуктов окисления станнина. Представлен он удлинённо-призматическими до игольчатых кристаллами размера в сотые, реже тысячные доли миллиметра. Он почти бесцветен.

В единичных зёрнах касситерит обнаружен в глубоких горизонтах месторождения Большой Канимансур в тесной ассоциации с ранним гематитом [223]. В дайках диабазовых порфиритов в ассоциации с кварц-пирит-халькопиритовой минерализацией касситерит обнаружен Е.Г.Красновым [112]. Кристаллы касситерита достигают 3 мм и обрастают скопления пирита. На месторождении Такели касситерит установлен в кварц-касситеритовых жилах [51]. Затем был подтверждён З.А.Королёвой [104] и М.И.Моисеевой [152]. Он

образует единичные неправильные зёрна и призматические кристаллы с пирамидальными окончаниями, размером 0.001-0.07 мм. В гайнаккановских рудах содержание олова достигает 0.13%, изредка 0.42% [51]. Касситерит представляет лишь минералогический интерес.



Микроскопические выделения касситерита установлены в Зарнисоре и Ташбулаке. Самостоятельную ассоциацию он не образует. Касситерит приурочен к кварц-хлоритовым породам или зонам окварцевания гранатового скарна.

Параметры элементарной ячейки касситерита, определённые А.Б.Павловским [176], ближе к справочным данным [145]: из Мушистона а - 4.7370, с - 3.1854, а из Такфона а - 4.7372, с - 3.1852.

Химические исследования показали высокий процент SnO_2 в касситеритах.

Характерными элементами-примесями в касситеритах месторождении Центрального Таджикистана являются: Fe, W и Ta. В некоторых образцах обнаружены ниобий и титан (таблица 5.17).

Таблица 5.17. –Химический состав касситерита из некоторых месторождений Центрального Таджикистана, мас.%

№№	Месторождение	Sn	Fe	Ta	Nb	W	Ti	O	Сумма
1	Мирхант	76.92	1.20	-	-	0.28	-	21.08	99.48
2		78.2	0.40	-	-	0.16	-	21.14	99.92
3	Мушистон	75.49	1.25	1.23	-	-	-	21.31	99.22
4		74.93	0.84	1.83	-	0.76	-	21.25	99.63
5		74.76	1.10	1.44	-	0.64	-	20.30	98.24
6		78.58	0.25	0.01	0.01	-	0.60	21.22	100.67
7		78.20	0.10	0.01	0.01	-	0.01	20.98	99.31
8		78.94	0.30	0.01	0.01	0.01	0.70	21.06	101.03
9		78.8	0.25	0.01	0.01	-	0.6	19.73	99.4
10		78.0	0.10	0.01	0.001	-	0.4	19.91	98.42
11		79.0	0.30	0.01	0.01	0.01	0.7	20.03	100.06
12		74.91	0.82	2.01	-	1.00	-	21.15	99.90
13		75.76	1.10	1.44	-	0.64	-	20.30	99.24
14		75.47	1.18	1.85	-	-	-	21.31	99.85
15	Такфон	77.97	0.12	-	-	0.02	0.42	21.32	99.85

Примечание: 1-8, 15 – по автору, 9-14 – по А.Б.Павловскому [176]

Химическими и спектральными методами анализа А.Б.Павловским [176] определены элементы-примеси в касситеритах Центрального Таджикистана. Наиболее значимыми примесями являются (в мас.%): вольфрам – до 0.03, титан – 0.2 (Такфон), ниобий – 0.0037 (Мушистон). В касситеритах региона ими отмечены (в мас.%) Nb (до 0.03), Sc (0.0021), In (0.00025, Такфон). В касситеритах из этих месторождений отношения Nb/In колеблются от 8.43 до 15.18.

Висмирновит $ZnSn(OH)_6$ впервые обнаружен на месторождении Мушистон Н.К.Маршуковой с соавторами [140]. Он образуется в результате гипергенного изменения станнина, наряду с брошантитом, малахитом, азуритом, розазитом, гётитом, штрмейеритом и акантитом. Образует агрегатные скопления концентрически-зонального строения и самостоятельные обособления. Мощность зон агрегатных скоплений достигает 1.5 мм. Размеры зёрен колеблются в пределах десятых долей микрона. Сингония висмирновита

кубическая. Цвет палевый. Блеск стеклянный. Черта минерала светло-жёлтая. Спайность отсутствует.

Твёрдость микровдавливания висмирновита 173 кг/мм². Удельный вес 4.13. Он оптически изотропен. Показатель преломления 1.737.

Химический состав висмирновита определен на рентгеновском микроанализаторе Camebax (таблица 5.18). Состав висмирновита составляет (в мас.%) - Zn – 22.9, Sn– 41.5, OH – 35.6. Кроме того, в его составе встречаются (в мас.%) железо (0.6-1.4) и медь (0.1-0.5). Средняя кристаллохимическая формула висмирновита из шести анализов соответствует $(Zn_{0.89}Fe_{0.05}Cu_{0.01})_{0.94}Sn_{1.00}(OH)_{6.04}$.

Таблица 5.18. –Химический состав висмирновита из месторождения Мушистон, мас.%

№№	Sn	Fe	Cu	Zn	OH	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	42.1	0.6	0.3	20.4	35.9	99.3	$(Zn_{0.90}Fe_{0.03}Cu_{0.01})_{0.94}Sn_{1.01}OH_{6.05}$
2	41.6	0.9	0.3	21	35.7	99.5	$(Zn_{0.92}Fe_{0.05}Cu_{0.01})_{0.98}Sn_{1.00}OH_{6.02}$
3	41,0	0.9	0.2	21.4	36.6	100.1	$(Zn_{0.92}Fe_{0.05}Cu_{0.01})_{0.98}Sn_{0.97}OH_{6.05}$
4	42.2	0.7	0.1	20.6	36.0	99.6	$(Zn_{0.90}Fe_{0.04}Cu_{0.01})_{0.95}Sn_{1.01}OH_{6.04}$
5	41.8	1.1	0.5	19.7	35.9	99.0	$(Zn_{0.86}Fe_{0.06}Cu_{0.02})_{0.94}Sn_{1.01}OH_{6.05}$
6	42,0	1.4	0.3	19.6	36.1	99.4	$(Zn_{0.86}Fe_{0.07}Cu_{0.01})_{0.94}Sn_{1.01}OH_{6.05}$

Примечание: Анализы по данным Н.К.Маршуковой с соавторами [138]

Натанит $FeSn(OH)_6$ вместе с висмирновитом впервые был обнаружен и описан на месторождении Мушистон Н.К.Маршуковой и другими [140]. Он образовался в результате изменения первичных руд месторождения совместно с висмирновитом и другими вторичными минералами (брошантитом, малахитом, азуритом, розазитом, гётитом, штромейеритом, акантитом). Образует также агрегатные скопления концентрически-зонального строения и самостоятельные обособления. Чаще мощность зон не превышает 0.1 мм. Самостоятельные обособления натанита имеют неправильную лапчатую форму. Отдельные выделения достигают 1-2 мкм в поперечнике. Сингония натанита кубическая. Он наряду с висмирновитом изоструктурен с викманитом [267]. Цвет натанита зелёновато-коричневый. Под микроскопом в отражённом свете цвет тёмно-серый. Блеск стеклянный. Черта минерала серо-коричневая. В тонких осколках прозрачен. Спайность отсутствует. Твёрдость микровдавливания натанита 315 кг/мм². Удельный вес 4.04. Он оптически изотропен. Показатель преломления

1.755. Хорошо растворяется в разбавленной HCl.

Химический состав натанита, в отличие от других минералов достаточно неоднороден. Содержание олова колеблется в пределах 42.9-44.8%, Fe - 18.7-20.5%, OH - 36.0-36.6% (таблица 5.19).

Таблица 5.19. –Химический состав натанита из месторождения Мушистон. мас.%

№пп	Sn	Fe	OH	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	44.8	18.7	36.6	100.1	Fe _{0.94} Sn _{1.05} (OH _{6.01})
2	43.1	20.5	36.0	99.6	Fe _{1.03} Sn _{1.02} (OH _{5.95})
3	42.9	20.3	36.4	99.6	Fe _{1.01} Sn _{1.01} (OH _{5.98})

Примечание: Анализы по данным Н.К.Маршуковой с соавторами [140]

Теоретический состав натанита составляет (в мас.%) - Fe - 20.2, Sn - 42.9, OH - 36.9. Средняя кристаллохимическая формула из трёх анализов соответствует – Fe_{0.99}Sn_{1.02}(OH)_{5.98}.

Мушистонит (Cu, Zn, Fe) Sn (OH)₆ также впервые был обнаружен и описан на месторождении Н.К.Маршуковой с соавторами [141] и назван по месту находки. Он является наиболее широко развитым из гидростаннатов. На его долю приходится до 35-40% олова, заключённого в окисленных рудах.

Мушистонит, тесно прорастая с варламовитом замещает зёрна станнина, при этом образуется ячеистая структура. Он имеет концентрически-зональное строение. В массе мушистонита обычно сохраняются реликтовые зёрна станнина. В массе тонкозернистого мушистонита присутствуют обильные выделения серебряных минералов (штрмейерита и акантита). Вдоль контактов зон, которые состоят преимущественно из мушистонита и варламовита, присутствуют розазит, малахит и азурит. Интерстиции между отдельными ячейками выполнены гётитом. Размеры агрегатов вторичных минералов находятся в пределах 0.1-1 см и более.

Мушистонит изоструктурен с викманитом [266], висмирновитом и натанитом [140, 141]. Цвет и черта мушистонита желтовато-коричневые, в шлифах почти бесцветный, а блеск стеклянный. Спайность отсутствует. Твердость (по Моосу) изменяется от 4 до 4.4. Твердость по микровдавливанию от 240 до 254 кг/мм². Он оптически изотропен. Показатель преломления 1.740-

1.745. Хорошо растворяется в разбавленной HCl.

Результаты микронзондового анализа показали, что основными элементами мушистонита являются олово, медь, железо, цинк и кислород (таблица 5.20). В минерале наблюдается изоморфизм между Fe и Zn. Однако медь и олово, видимо, занимают самостоятельные позиции в структуре минерала.

Таблица 5.20. –Химический состав мушистонита из месторождения Мушистон, мас.%

№	Sn	Fe	Zn	Cu	Ag	ОН	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	41.1	2.6	8.9	10.8	0.1	35.9	97.4	$Cu_{0.48}Zn_{0.39}Fe_{0.13}Sn_{0.98}(OH)_{6.02}$
2	42.0	3.4	9.0	10.8	0.2	35.7	98.8	$Cu_{0.48}Zn_{0.39}Fe_{0.17}Sn_{1.01}(OH)_{5.95}$
3	41.6	3.4	9.0	10.8	0.2	36.6	98.4	$Cu_{0.48}Zn_{0.39}Fe_{0.17}Sn_{1.00}(OH)_{5.95}$
4	37.0	8.2	5.6	10.1	-	36	97.2	$Cu_{0.45}Zn_{0.42}Fe_{0.24}Sn_{0.88}(OH)_{6.00}$
5	41.3	9.2	3.7	10.9	-	35.9	98.7	$Cu_{0.48}Zn_{0.46}Fe_{0.16}Sn_{0.98}(OH)_{5.91}$
6	41.3	9.2	2.7	11.9	-	36.1	98.7	$Cu_{0.53}Zn_{0.46}Fe_{0.11}Sn_{0.98}(OH)_{5.92}$

Примечание: Анализы 1-6 по данным Н.К.Маршуковой с соавторами [140]

Усреднённая кристаллохимическая формула мушистонита из шести анализов соответствует - $Cu_{0.48}Zn_{0.42}Fe_{0.16}Sn_{0.97}(OH)_{5.96}$.

Варламовит (Sn,Fe) (O, OH)₂ образуется на поздних стадиях гипергенного процесса в результате дегидратации гидратных минеральных форм олова – мушистонита и висмирновита [173]. Он находится в виде редких мелких зерен и кристаллов. В основном варламовит характерен для пород, распространенных в зонах окисления гипогенных руд, обладающих брекчиевидной текстурой.

Содержание варламовита постепенно увеличивается ближе к периферийным участкам в зонах, обогащенных тонкодисперсными агрегатами мушистонита. Варламовит представлен тонкодисперсными агрегатами, развивающимися по станнину, тетраэдриту и бурнониту. В пределах месторождений Центрального Таджикистана варламовит в общем балансе окисленных руд составляет от 10 до 36 % от общего объема олова.

В отражённом свете тонкозернистый, темно-серый, слабо анизотропный. Цвет его буровато-желтый, блеск матовый, восковой, землистый. Черта минерала светло-желтая, спайность отсутствует.

Состав варламовита из месторождения Мирхант определен на микронзонде

«Самебахе» (таблица 5.21). Из таблицы видно, что, кроме основных компонентов (SnO_2 , FeO), в минерале встречаются Sb_2O_5 - 10.60-12.28 мас.% и CuO - 0.39-0.85 мас.%.

Таблица 5.21. –Химический состав варламовита, в мас.%

№№ проб	Содержание компонентов				
	CuO	FeO	Sb_2O_5	SnO_2	Сумма
1	0.39	6.48	12.28	79.32	98.48
2	0.39	6.48	12.28	81.08	100.23
3	0.85	6.02	10.60	81.94	99.41
4	0.67	6.15	10.96	81.93	99.71

5.2 Жильные минералы

Флюорит CaF_2 в серебряных и серебросодержащих месторождениях Срединного Тянь-Шаня встречается повсеместно. Однако он распространен неравномерно. В одних месторождениях флюорит выделяется в виде жил, прожилков, вкрапленников, линз, гнёзд (месторождения Канджолского, Такелийского рудных полей, Южная Дарбаза, Шевчуковское, Копкан, Гайнаккан, Зарнисор, Мышшикколсай, Курбанкул, Чалата, Кокташкан, Ункасай, Кархана, Баритовое), а в других образует мощные жилы с промышленными концентрациями (Большой Канимансур, Каскана, Чашлы, Ташкескен).

Флюорит на Большом Канимансуре развит весьма широко [223]. Он отмечается совместно с основными рудными и жильными минералами. Мощность отдельных мономинеральных жил достигает 0.5-1.5, иногда 8-10 м, при протяженности 10-12, реже 45-50 м (участок Восточный Канимансур). Нередко на месторождении встречаются зоны с интенсивным развитием прожилковой флюоритовой минерализации, общая мощность которых достигает 10-12 м. Также флюорит встречается в виде метасоматических залежей сложного строения.

Агрегаты флюорита мелко-средне-крупнозернистые массивного сложения. Кристаллы разнообразной формы: гексаэдр, октаэдр, ромбододекаэдр, иногда с осложненными гранями. Размеры их достигают от нескольких миллиметров до

2-3 см. Здесь изменение кристаллов флюорита от нижних горизонтов к верхним происходит от октаэдра через кубо-октаэдр, кубо-ромбододекаэдр и ромбододекаэдр к кубу [226]. Это позволяет оценить уровень эрозионного среза и вертикальный размах оруденения.

Флюорит месторождения отличается большим разнообразием окраски. Преобладают зеленые и фиолетовые тона. Реже он белый, серый, серовато-белый и бесцветный.

Выделяются четыре генерации флюорита. Флюорит I образует мелкие прожилки, гнезда и вкрапленность. Агрегаты флюорита первой генерации являются мелко-среднезернистыми. Цвет бледно-зеленый, бледно-фиолетовый, зеленовато-фиолетовый и бесцветный. Он находится в кварцевых прожилках и встречается в тесной ассоциации с халькопиритом и пиритом, а также с висмутовыми минералами (айкинитом, висмутином, эмплектитом, виттихенитом, матильдитом и др.).

Флюорит II крупнокристаллический массивного сложения. Цвет его зелёный, обычно тёмных тонов, и голубовато-зелёный. Образует парагенетическую ассоциацию с мелкозернистым галенитом, сфалеритом, блёклыми рудами и другими минералами.

Флюорит III образует крупнокристаллические агрегаты. Окрашен флюорит III в бледные тона зелёного цвета. Реже он бледно-фиолетовый, зелёный с фиолетовым оттенком, серо-зелёный, белый, бесцветный. Он встречается как в виде самостоятельных жил и прожилков, так и находится в залежах совместно с галенитом, сфалеритом, борнитом, самородным серебром и другими минералами.

Флюорит IV встречается в виде мелко- среднезернистых агрегатов. Кристаллы более распространены и разнообразны, чем в других генерациях флюорита (октаэдр, куб, ромбододекаэдр). Цвет флюорита IV от фиолетового до чёрно-фиолетового. Совместно с наиболее поздним баритом и поздними сульфидами - галенитом, сфалеритом, блёклыми рудами, халькопиритом, пиритом и другими минералами образует парагенетическую ассоциацию.

Химический анализ плавиковых шпатов из месторождений Большой Канмансур (в мас.%) показывает, что, кроме основного компонента CaF_2 (90.20-95.78), в качестве примесей в них присутствуют (от-до): SiO_2 (1.17-4.66), CaO (1.49-2.86), MgO (0.00-0.32), FeO (0.03-0.23), Fe_2O_3 (0.15-0.30), Al_2O_3 (0.00-0.31), TiO_2 (0.00-0.03), MnO (0.00-0.07), P_2O_5 (0.00-0.02), S (0.05-0.16), CO_2 (0.00-1.14), H_2O (0.00-0.03) [226].

Флюорит имеет незначительное распространение в Канджольском рудном поле. Отмечается в поздних кварц-кальцитовых жилах с галенитом в виде вкрапленности и небольших включений фиолетовых тонов. В одной жиле встречен почти прозрачный бесцветный флюорит кубической формы размером 2-3 мм.

На Кансайском рудном поле флюорит распространен в целом незначительно. Исключение составляют месторождения Ташкескен и некоторые участки Центрального Кансая. Плавиковый шпат образует здесь зёрна и зернистые агрегаты. Размеры зёрен флюорита изменяются от 0.01 до 3-5 мм, иногда до 1 см. Форма минерала обычно неправильная. Реже встречаются мелкие кубические кристаллы. Окраска флюорита различная: чаще фиолетовая, реже зелёная, светло-зелёная и белая.

Парагенетические ассоциации флюорита и характер его залегания на Кансайском рудном поле разнообразны: на месторождении Центральный Кансай наблюдаются парагенетические ассоциации кварца, барита, флюорита, и, редко, с сульфидными вкрапленниками. Флюорит образует здесь как отдельные зёрна, так и небольшие скопления. Он разъедает и цементирует кварц и барит. На Южной Дарбазе флюорит встречается во вмещающих оруденение известняках. В виде вкрапленников флюорит наблюдается в тектонических швах на западе месторождения Копкан. Тонкие жилы флюорита, секущие известняки, на Акташе отмечены З.М.Протождяконовой [183]. В баритово-кальцитово-кварцевых жилах месторождения Шевчуковское флюорит присутствует в виде вкрапленников. На месторождении Ташкескен, крупнозернистый флюорит в тесной ассоциации с галенитом сечет

верхнепалеозойские эффузивы.

Во флюоритах Кансайского рудного поля отмечается много примесей (Cu, Mg, Ba, Al, Si, Ti, Pb, Mn, Fe, TR, Y). Большинство из них механически входят во флюорит. Но наиболее интересны примеси редких земель. Суммы редких земель во флюоритах увеличивается от зеленых (в среднем из двух анализов 0.05%) к фиолетовым разностям флюорита (0.15%).

Флюорит на Алтынтопканском рудном узле распространен неравномерно [225]. Здесь он представлен в основном кварц-флюоритовыми жилами. Реже встречаются кварц-флюоритовые с кальцитом (Курбанкул, Ункасай), кварц-барит-флюоритовые (Баритовое) жилы. В этих объектах, из растворов кроме кварца и флюорита, также отлагаются кальцит, барит, пирит, гематит (Каскана), кальцит, пирит (Чашлы), пирит, халькопирит, сульфосоли висмута (Мышшикколсай), галенит (Баритовое).

На месторождениях Каскана и Чашлы обнаружено до трёх генераций флюорита [225]. Флюорит I крупнокристаллический массивного сложения, реже полосчатый густо-зелёного и тёмно-фиолетового цвета. На месторождении Чашлы флюорит ранней генерации образует кристаллы октаэдрической формы. И.Г.Хельвас [233] здесь отмечает флюориты зонального строения: в центре находятся октаэдрические кристаллы фиолетового цвета, а их окружает зелёный флюорит кубического габитуса.

Флюорит II бледно-зелёный, бесцветный, средне-крупнокристаллический. Нередко он встречается в качестве цемента тектонических брекчий из обломков раннего флюорита и ассоциирующих с ним минералов. Обнаружены мелкие (3-4 мм) кристаллы флюорита II кубического габитуса, усложнённые иногда слабо развитыми гранями октаэдра (Каскана).

Флюорит III образует тонкие прожилки и мелкие гнёзда, сложенные мелко-среднезернистым агрегатом бледно-фиолетового цвета. Реже он бывает сиреневый и бесцветный. Флюорит III также образует кристаллы кубической формы.

Кальцит CaCO_3 является одним из самых распространенных минералов в

серебряных и серебросодержащих месторождениях. Он образует жилы, прожилки, зернистые скопления, гнёзда, корочки, отдельные зёрна и наросты в пустотах кристаллы. Размеры кристаллов разнообразны и обычно до 1 см. Иногда встречаются кристаллы до 7-8 см (Мирхант) и даже до 15 см (Восточный Камарсай, Казнок). Кристаллы, встречающиеся в пустотах, имеют формы ромбоэдров, а также скаленоэдров и табличек. На Центральном Кансае (V горизонт) обнаружены сталактиты. Цвет минерала в основном белый.

Кристаллы кальцита бесцветны и прозрачны. Часто встречаются бледно-розовые и молочно-белые разновидности. Кальцит также окрашен в различные оттенки, включая красноватый, голубоватый, чёрный и шоколадно-коричневый. На Шевчуковском месторождении образуется крупнозернистый кальцит различной интенсивности, окрашенный в голубой цвет. Кальцит мёдово-жёлтого или коричневого цвета встречается в зонах окисления месторождений Окурдаван и Мирхант. На месторождении Мирхант в пустотах выщелачивания встречаются друзы кальцита, размером до 1.2x1x1 м.

Удельный вес кальцита из месторождения Чукурджилга колеблется от 2.73 до 2.80, а из Замбарака – 2.80 [150]. Эти значения несколько выше теоретического состава, что, видимо, связано с примесью марганца, железа и магния. Однако в Кансайском рудном поле З.М.Протожьяковой [189] описаны кальциты голубого цвета, удельный вес которых колеблется от 2.55 до 2.69, в среднем 2.63. Удельный вес этих кальцитов ниже теоретического (2.71).

Химический состав кальцитов (таблица 5.2.1) показывает, что в них постоянно присутствуют марганец, железо и магний, эти компоненты характерны для всего Карамазара [152]. Отметим, что марганецсодержащий кальцит из месторождений Кансайского рудного поля (Южная Дарбаза, Центральный Кансай) уже отмечался в работе Ю.А.Арапова [10]. Максимальное содержание MnO (до 6.19 мас.%) наблюдается в кальцитах из месторождения Акташ, а минимальное - из месторождения Шевчуковское (0.01 мас.%). Среднее содержание оксида марганца из 30-и анализов составляет около 2 мас.% (1.99%).

Таблица 5.2.1. –Химический состав кальцитов из серебряных и серебросодержащих месторождений Карамазара, в мас.%

Компо- ненты	CaO	MgO	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	CO ₂	SO ₃	Сумма
1	49.64	0.5	6.19	0.04	-	43.80	0.27	100.44
2	54.46	0.09	2.09	-	0.39	42.72	0.27	100.02
3	55.91	0.28	-	0.01	0.0	43.15	0.16	99.51
4	51.20	0.73	2.10	0.84	0.96	43.93	-	99.76
5	53.27	1.40	1.02	0.34	0.05	43.78	0.65	100.51
6	54.49	1.00	0.03	0.04	0.06	43.68	0.13	99.43
7	54.33	1.00	0.01	0.02	0.10	43.78	0.34	99.58
8	54.15	1.20	0.06	0.02	0.12	43.82	0.17	99.54
9	54.90	0.28	0.93	0.05	-	43.73	-	99.89
10	54.10	0.76	0.36	0.05	-	43.66	-	99.93
11	54.05	0.56	0.39	0.38	-	43.44	-	98.92
12	54.85	0.52	0.56	0.15	-	43.86	-	99.94
13	51.67	0.71	4.61	0.06	-	42.91	-	99.96
14	51.80	0.31	2.35	0.98	0.97	42.93	-	99.34
15	51.62	0.20	2.91	0.91	1.08	42.48	-	99.2
16	50.44	0.80	1.79	1.12	1.76	43.49	-	99.4
17	48.68	0.92	0.92	4.46	1.72	43.96	-	100.66
18	48.40	1.52	1.54	4.01	-	43.62	-	99.09
19	52.36	0.41	2.51	0.99	-	43.73	-	100.0
20	52.40	0.00	3.03	0.96	-	43.61	-	100.0
21	51.04	1.16	2.45	1.55	-	43.80	-	100.0
22	53.43	0.11	2.59	0.89	-	43.60	-	100.62
23	54.34	0.05	1.89	0.58	-	43.60	-	100.46
24	48.31	0.24	6.04	1.75	-	42.70	-	99.04
25	51..53	0.60	1.56	1.30	-	43.30	-	98.29
26	48.60	0.30	2.13	0.91	4.06	43.09	-	99.09
27	50.00	0.32	2.24	2.74	1.86	42.77	-	99.93
28	49.76	0.90	0.74	1.41	3.11	43.86	-	99.78
29	50.12	0.89	1.40	1.33	3.92	43.78	-	101.44
30	49.83	4.89	0.76	0.71	0.86	43.98	-	101.30

Примечание: 1 - Акташ, 2 - Окурдаван, 3 - Центральный Кансай, 5 - Верхний Камарсай, 6-8 - Шевчуковское (в шестой – 0.6, а в седьмой – 1.0 мас.% SiO₂) – [183], 9-12 – Учочак, 13 - Сассыксай, 21 - Чукурджилга [153], 4 - Кансай, 14, 15 - Сассыксай, 16 - Восточный Гайнаккан, 17 - Кафтархона, 22-25 - Канджол, 26-30 - Зарнисор – по автору, 18, 19 - Старый Сассыксай, 20 - Кафтархона [104]

Примеси MgO в кальцитах также неоднозначные. Максимальное содержание MgO наблюдается в кальцитах из Зарнисора (4.89 мас.%). Среднее содержание MgO в кальцитах равно 0.75 мас.%. За исключением одного анализа из Окурдавана, в 29 образцах встречаются FeO в количестве от 0.01 до 4.46 мас.%. Повышенное количество железа наблюдается в кальцитах из Чукурджилги (4.01 мас.%) и Кафтархоны (4.46 мас.%).

В некоторых образцах кальцита из месторождений Кансайского рудного поля имеется Al_2O_3 – до 0.39 мас.%, SO_3 – до 0.65 мас.%. В двух анализах из Шевчуковского месторождения определён кремнезём, в среднем 0.8 мас.%, который связан с примесью кварца.

Доломит $CaMg(CO_3)_2$. На ряде месторождений описан гидротермальный доломит (Большой Канимансур, Зарнисор, Кансай, Мирхант, Мушистон). Он встречается здесь в небольших количествах.

На основании рентгенометрических и микрозондовых анализов на месторождении Большой Канимансур А.Р. Файзиев [223] описывает, наряду с кальцитом, магниевым олигонитом, и марганцевый доломит. Они вместе образуют тонкие прожилки. В березитизированных породах этого месторождения В.Л. Русиновым и Н.В. Троневой [195] описаны прожилки, в составе которых вместе с другими карбонатами (олигонит, марганцовистый анкерит) встречается другая разновидность доломита – железо-марганцовый.

Прожилки доломита на месторождении Замбарак отмечены Г.И.Ионисом [85]. Цвет его кремовый. Доломит образуется среди вкрапленных полиметаллических руд в эффузивных породах.

Агрегаты ромбоэдрических кристаллов доломита в скарнах отмечены Ю.А.Араповым [10] на Южной Дарбазе. Им определены оптические свойства доломита, которые соответствуют справочным данным (N_o -1.500, N_e -1.681, N_e - N_o 0.181).

На Кансае доломит образует секущие прожилки. Последние имеют непостоянную мощность и достигают 2 см. Длина их составляет до нескольких метров. Границы их с вмещающими породами нечеткие. Часто наблюдается изогнутость и ветвистость. Строение прожилков средне- и мелкозернистое. Цвет белый, кремовый, розоватый. В большинстве случаев минерал тяготеет к оруденелым зонам, что даёт основание относить доломит к гидротермальному образованию.

В виде прожилков доломит обнаружен на некоторых месторождениях Зарнисорского рудного узла (Зарнисор, Сардоб). Мощность их достигает от 1

до 3 см. Он ассоциирует с жильными (кварцем, баритом, сидеритом) и рудными (галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом) минералами [146].

В месторождениях Центрального Таджикистана нами определен доломит на месторождениях Мирхант и Мушистон. Доломит на Мирханте встречается в виде тонкозернистых (0.001-0.1 мм) неправильной формы агрегатов и сравнительно крупных (до 0.1 мм) зёрен. В шлифе буроватый, загрязнен примесью непрозрачных пылевидных частиц. Сечения зёрен ромбическая. Наряду с доломитом всегда наблюдаются кальцит и анкерит. Термическим анализом подтверждена его принадлежность к доломиту.

Zn-доломит был диагностирован микронзондовым анализом. Минерал обнаружен среди гематитизированного карбоната, чётких границ с кальцитом и доломитом не имеет. Состав (среднее по двум анализам): MgO – 17.3%, ZnO – 6.56%, CaO – 30.15%, FeO – 1.27%, CO₂ расчетный – 45.77 . Сумма – 101.05%. Такая относительно повышенная концентрация цинка в доломитах связана с литофильными свойствами элемента. Из литературы известно, что, когда в системе отсутствуют халькофильные анионы (сера, селен, теллур), цинк проявляет свое литофильное свойство [18]. Особенно оно широко проявляется в осадочных породах карбонатного состава, как на месторождении Мирхант. Здесь во время окисления полиметаллического оруденения цинк освобождается и изоморфно входит в структуру доломита, т. е. происходит изоморфизм между магнием и цинком.

Минералогическими исследованиями последних лет на месторождении Мушистон обнаружен доломит. Он определен под микроскопом в виде мелких прожилков, секущих кварц. Доломит ассоциирует с рудными минералами - касситеритом, станнином, сфалеритом, халькопиритом (рисунок 5.2.1). Сам корродируется более поздними кварц-кальцитовыми жилами.

Химические анализы доломита приведены в таблице 5.2.2. В доломитах оксид кальция примерно соответствует теоретическому составу - 30.26 против 30.4 мас.%. Содержание оксида железа колеблется от 1.24 до 7.46 мас.%. В трех анализах обнаружены (мас.%) MnO (1.69-5.20) и ZnO (0.57-6.64).

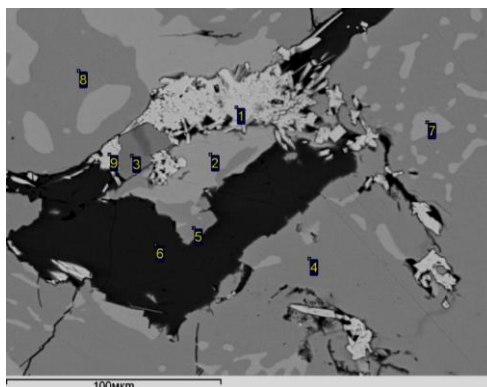


Рисунок 5.2.1. –Взаимоотношение рудных минералов и доломита на месторождении Мушистон. Изображение участка шлифа в отраженных электронах (BSE). 1, 9 – касситерит, 2, 7 – станнин, 3 – халькопирит, 4, 5, 8 – сфалерит, 6 – доломит

Таблица 5.2.2. –Химический состав доломитов из серебряных и серебросодержащих месторождений, мас.%

Компоненты	CaO	MgO	MnO	FeO	CO ₂	ZnO	Сумма
1	30.29	11.75	2.17	7.46	47.63	-	99.30
2	32.20	15.75	5.20	3.11	42.90	-	99.90
3	30.52	13.17	1.69	6.12	47.82	0.57	99.89
4	30.17	17.28	-	1.31	45.79	6.64	101.19
5	30.12	17.32	-	1.24	45.76	6.48	100.92

Примечание: 1 – Большой Канмансур по В.Л.Русинову, Н.В.Троневой [193], 2 – Замбарак по Г.И.Ионис (с учётом 0.8 мас.% нарастворимого остатка), 3 - Мушистон, 4, 5 – Мирхант - по автору

Анкерит $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{CO}_3)_2$. В большинстве серебряных и серебросодержащих месторождений (Канджол, Большой Канмансур, Чукурджилга, Айгырбулак, Учочак, Сассыксай, Восточный Гайнакан, Кафтархана, Окуртау, Окурдаван, Каттакан, Мирхант и др.) обнаружен анкерит. Это позволяет отнести его к числу распространенных карбонатов на этих объектах.

На месторождении Кафтархана З.А.Королёва [104] отмечает, что анкерит отлагается ранее кальцита и кварца. Он замещался кварцем, сульфидами и кальцитом. В свою очередь, он замещает гранат и минералами эпидотовой группы.

Анкерит из некоторых месторождений Юго-Западного Кармазара описан М.И.Моисеевой [152]. Он образует мелко- и среднезернистые агрегаты белого, светло-кремового и розового цвета с размерами зёрен от 0.1 до 4 мм. В

пустотах он выделяется в виде кристаллических щёток, сложенных мелкими, 2-4 мм, кристалликами седловидной формы. Блеск на плоскостях спайности стеклянный (перламутровый). Удельный вес 2.80-2.97. Минерал одноосный, отрицательный. Оптические свойства минерала колеблются в следующих пределах: N_o -1.726-1.745, N_e -1.530-1.540, $N_o-N_e=0.186-0.205$, что отражает непостоянство химического состава минерала (таблица 4.2.3).

На Канджоле анкерит почти всегда находится в ассоциации с родохрозитом. Отличается от последнего более светлыми тонами окраски. И.П.Златогурской с соавторами (1965) были определены показатели преломления минерала: N_e - 1.530, N_o -1.722. Этот показатель соответствует анкериту и по литературным данным. Ими также определены удельный вес минерала, который равен 3.06 и термограммы анкерита. Для анкеритов характерны три эндотермических эффекта. Первый отвечает распаду анкерита на составляющие ($CaCO_3$, $FeCO_3$, $MgCO_3$) при 810-830°, второй - при температурах 844-884° происходит разложение карбонатов железа и магния, затем при температурах 888-920° происходит процесс диссоциации карбоната кальция на CaO и CO_2 .

На месторождении Школьное в продуктивной стадии наряду с кварцем II, адуляром, пираргиритом, фрейбергитом, самородным золотом образуется анкерит [221]. Он имеет темно-серый цвет. Анкерит выделяется в виде неправильной формы ромбоэдров, но чаще всего в виде вкраплений. Сохранившиеся анкеритовые скопления скорлуповатого облика состоят из крупных, до 3-4 см в сечении, кристаллов, имеющих форму ромбоэдров. Иногда ромбоэдры изогнуты, разбиты на тончайшие пластины, что можно объяснять влиянием тектонических деформаций.

Анкерит на месторождении Мирхант развит повсеместно, но в небольших количествах. Обычно сопровождает рудные (сульфидные) минералы. Помимо рудных минералов он ассоциирует с магнезиально-железистым хлоритом. В шлифах он узнается по высоким тонам интерференции, большому показателю преломления и резко шагренево́й поверхности.

Химический состав анкеритов приводятся в таблице 5.2.3. Как видно из этой таблицы, по сравнению с теоретическим составом некоторые компоненты анкеритов больше (CaO, MgO), а другие - меньше (MnO, FeO). Однако в некоторых образцах наблюдается более высокое содержание марганца (образцы 3-5, 8) и железа (1, 2, 6-8, 10, 11), чем теоретическое. В среднем из 11 анализов CaO больше на 2.24 мас.%, а MgO - на 3.21 мас.%. В связи с этим можно выделить магниевый анкерит (Канджол, Школьное, Учочак, Северная группа рудных тел) и мангананкерит (Чукурджилга, Восточный Гайнаккан).

Таблица 5.2.3. –Химический состав анкеритов из серебряных месторождений

Компоненты	CaO	MgO	MnO	FeO	CO ₂	Нер. ост.	Сумма
1	28.04	10.55	1.54	16.89	40.00	-	99.33
2	32.65	6.8	0.8	15.89	42.28		98.42
3	30.00	13.05	5.44	7.15	42.45	-	98.29
4	32.40	13.41	6.02	3.77	42.98	-	99.56
5	28.70	15.00	4.80	6.20	45.36	-	100.62
6	29.77	8.45	0.93	17.20	43.05	-	100.0
7	26.75	8.79	0.57	20.65	43.39	-	100.15
8	29.35	7.84	4.41	13.97	42.63	-	100.05
9	30.35	14.65	3.53	8.75	42.73		100.01
10	28.29	6.58	2.31	17.58	44.00		98.76
11	30.32	6.71	2.29	17.66	44.00		100.98

Примечание: 1 – Канджол, 2 – Школьное – по автору, 3-5 – Чукурджилга, 6, 7 – Учочак, 8 – Восточный Гайнаккан – по М.И.Моисеевой [152], 9 – Зарнисор – по М.Р.Еникееву [80], 10-11 – Канимансур – по В.Л.Русинову, Н.В.Троневой

В Карамазаре анкерит сопровождает различные типы оруденения [152]. В одних месторождениях анкерит завершает рудный процесс, в других предшествует или сопровождает оруденение. Например, в Такелийском рудном поле анкерит выделяется одним из последних минералов (Гайнаккан). Цементирует рудную брекчию, пространственно связан с рудными телами и пересекает их жилками мощностью 5-20 см или выделяется за пределами рудных тел, слагая самостоятельные трубчатые и жилообразные тела анкерит-баритового состава (Восточная Кафтархона и Среднее Такели). Анкерит находится в тесной парагенетической ассоциации с такими минералами, как

барит и кварц. В единичных случаях в них имеются вкрапленники клейофана и халькопирита.

В других месторождениях (Учочак, Сассыксай, Окурдаван, Кызылкан, Северный Зарнисор и др.) анкерит предшествует оруденению. Он слагает в боковых частях рудных тел анкеритизированные зоны, развивающиеся или по дайкам диабазового и лабрадоритового порфирита (Учочак, Сассыксай), или по вмещающим известнякам. В порфиритах анкерит замещает плагиоклаз и темноцветные минералы в ассоциации с серицитом, кварцем, пиритом, пронизанных тончайшими иголочками рутила. Анкерит здесь тонкозернистый и представлен агрегатом зерен с ромбическими сечениями размером, в-десятых, и сотых долях миллиметра. В этих породах анкерит отлагается и в виде тончайших просечек. Для некоторых серебросодержащих полиметаллических месторождений Забайкалья аналогичная анкеритизация даек диабазового порфирита на контакте с рудными жилами описана С.С.Смирновым с соавторами [209].

В серебро-золоторудных месторождениях Карамазара (Школьное, Четсу, Караулхона) анкерит сопровождает оруденение. Он выделяется по сети трещин катаклаза в рудном кварце в ассоциации с тюрингитом, кальцитом и адуляром [152, 221]. Присутствие темно-серого анкерита в жилах, по данным В.М.Турлычкина с соавторами [221], указывает на наличие промышленного серебро-золотого оруденения.

Барит $BaSO_4$. В серебряных и серебросодержащих месторождениях Карамазара о присутствии барита сообщали первые его исследователи [7, 51, 104]. Здесь он образует значительные скопления в последних стадиях минералообразования.

Барит на месторождении Южная Дарбаза образует крупные сплошные массы, нередко вместе с кварцем [10]. Он имеет белый и розовато-белый цвет. Образует отчетливо пластинчатые агрегаты. Содержит вкрапленность зерен галенита. На Кансае барит встречается с кварцем вблизи рудных тел в известняках. Здесь он замещает первичный кальцит известняков.

Барит совместно с кварцем является основным жильным минералом в «Вульфенитовой жиле» и слагает центральную часть. Также встречаются флюорит и вкрапленность сульфидов. Барит образует крупные пластинчатые агрегаты. Длина их достигает 5 м. Цвет его белый, иногда розоватый.

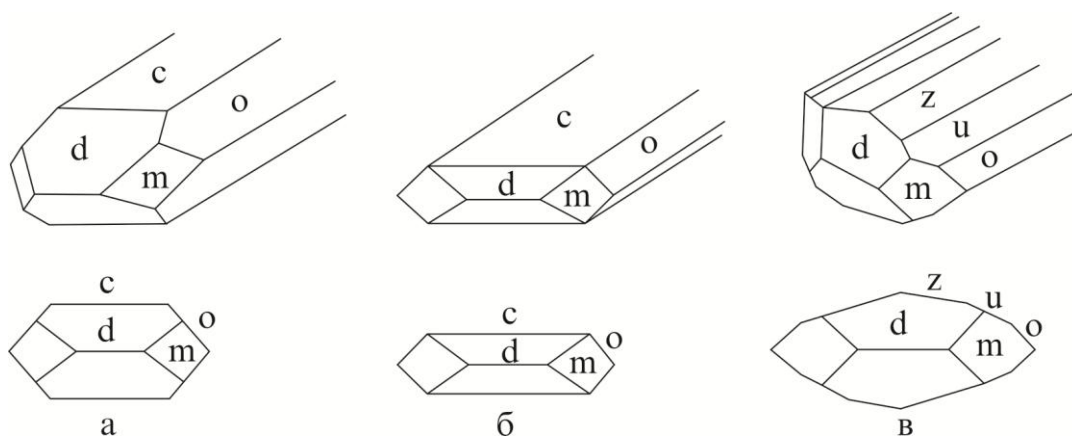
На месторождении Шевчуковское известны ряд баритово-кварцево-кальцитовых жил. Они пересекают сильно измененные породы. Их мощность достигает до 0.5 м, а протяженность до 8 м. В некоторых местах они содержат вкрапленники флюорита, галенита и халькопирита. В зальбанде жил наблюдается хлоритизация. Здесь барит образует скопления крупных пластинчатых агрегатов длиной до 6 см, реже плотные массы. В пустотах наблюдаются щётки мелких плохо ограненных кристаллов барита. Цвет барита белый, грязно-белый, желтоватый. Блеск изменяется от стеклянного до перламутрового.

На Окурдаване баритовые жилы пересекают верхнепалеозойские кварцевые порфиры и расположены к северо-западу от самого месторождения. Минерал имеет белый цвет и грубокристаллическое строение. Барит пророс большим количеством кристаллов того же минерала красновато-коричневого цвета. Наблюдается редкая вкрапленность сульфидов. Барит образует агрегаты размером до 1.5 см. Они располагаются в белом жильном барите беспорядочно, и часто имеют пойкилитовый характер. Барит коричневого цвета, сильно просвечивает. Окраска его однородная. Многие кристаллы имеют огранённую форму, заметны грани ромбических призм и пинакоида.

Баритовые жилы на Алтынтопканском рудном узле встречаются на всех месторождениях [78]. Барит образует довольно мощные жилообразные тела, секущие полиметаллические руды, или находятся вне связи с ними.

Бариты Алтынтопканского рудного узла имеют молочно-белый и розовый цвет. Также встречаются прозрачные, бесцветные, медово-желтые, слабо-оранжевые, молочно-белые разновидности. Барит образует плотные тонкопластинчатые агрегаты. Длина их до 3-4 мм, ширина до 2 мм, толщина до 1 мм. Среди кристаллов барита выделены три типа [78]. Первый тип

распространен на месторождениях Сардоб и Мискан (рисунок 5.2.2 а). Он имеет призматический габитус, состоит из комбинации трех ромбических призм d , m , o и пинакоида c . Кристаллы второго типа установлены на месторождениях Акташкан и Арабулак. Они представлены сильно уплощенными формами. В комбинации встречаются три ромбические призмы d , m , o и сильно развит третий пинакоид c (рисунок 5.2.2 б). Третий тип кристаллов также характерен для месторождений Акташкан и Арабулак. Сечение перпендикулярное удлинению, эллиптической формы за счет равномерного развития граней ромбических призм. Они состоят из комбинации пяти ромбических призм: d , m , o , z и u (рисунок 5.2.2 в).



Рисунки 5.2.2. – Кристаллы барита: а – тип первый, б – тип второй, в – тип третий, по [78]

Барит совместно с кварцем на Алтынтопканском рудном узле образует кварцево-баритовые жилы. В зависимости от составляющих, выделяются следующие его типы. Кварцево-баритово-халькопиритовые жилы развиты в восточной части рудного узла на месторождениях Акташкан и Арабулак. Они образуют протяженные жилы мощностью до 2 м. Баритовые жилы с галенитом обнаружены в южной части месторождения Каскана. Баритовые и кварцево-баритовые жилы на месторождении Сардоб содержат бедную сульфидную минерализацию, представленную блёклыми рудами (тетраэдритом, Ag-тетраэдритом), реже халькопиритом и очень редко галенитом с клейофаном. Кварцево-баритовые жилы на месторождении Айгырбулак наряду с галенитом, халькопиритом, сфалеритом и пиритом содержат также сульфосоли – бенжаминит, Ag-тетраэдрит, шватцит. В кварцево-кальцитово-баритовых

жилах Западной группы Зарнисора имеются гематит и в меньшей степени галенит и пирит.

М.Р.Еникеевым [78] для баритов Алтынтопканского рудного узла установлены три генерации. Они отличаются по физическим свойствам, минеральным ассоциациям и химическому составу.

А.Р.Файзиевым [223] выделяет три генерации барита в Большом Канимансуре. Самый ранний барит I имеет белый, серовато-белый или бледно-розовый цвет. Он образуется в конце третьей стадии минерализации, заполняя оставшееся пространство после своеобразной кристаллизации флюорита и рудных минералов и будучи тесно связанным с галенитом, сфалеритом и реже блёклыми рудами. Барит II имеет тёмно-коричневый, коричнево-красный цвет. Он также ассоциируется с флюоритом и минералами свинца, цинка и серебра. Агрегаты варьируются от мелко-до крупнозернистых кристаллов. Барит III наиболее распространен на месторождении, образуя крупные пластинчатые агрегаты розового, бледно-коричневого, белого и других цветов. Эта генерация минерала тесно связана с тёмно-фиолетовым флюоритом, позднее с галенитом, сфалеритом, пиритом и другими минералами. Последняя генерация кальцита кристаллизуется несколько позже, чем барит III.

На месторождении Четсу наблюдаются выходы баритовых жил с бедной вкрапленностью сульфидов: пирита, халькопирита, арсенопирита, галенита. Мощность баритовых жил 0.1-1.5 см. Он несколько красноватого оттенка. Барит встречается в виде таблитчатых и пластинчатых кристаллов. Пластинчатый барит находится в галените III и сечется им. Соотношение барита и халькопирита не совсем ясно. Пирит, арсенопирит и кварц в виде реликтов наблюдаются в барите.

Удельный вес баритов колеблется от 4.30 (Чукурджилга), 4.49 (Шевчуковское) до 4.60 г/см³ (Каскана).

Химический состав баритов приводится в таблице 5.2.4. Содержания BaO в баритах из серебряных и серебросодержащих месторождений колеблются от 58.78 (Айгырбулак) до 65.68 мас.% (Окурдаван). Содержание SO₃ в баритах

близко к теоретическому составу (34.30 против 34.11 мас.%).

Таблица 5.2.4. –Химический состав баритов из серебряных и серебросодержащих месторождений, мас.%

№№ пп	Компоненты	BaO	SrO	CaO	MgO	SO ₃	Нераст. ост.	Сумма
1	Кансай	59.93	-	1.89	0.11	34.30	3.57	99.80
2	Шевчуковское	65.57	0.08	-	-	34.31	0.05	100.01
3	Окурдаван	65.63	0.36	-	-	34.34	0.07	100.40
4		65.68	0.00	-	-	34.33	0.064	100.074
5	Учочак	61.70	0.50	0.60	0.47	33.30	3.02	99.59
6	Среднее Такели	64.38	0.61	0.50	0.21	34.26	0.30	100.26
7	Чукурджилга	62.65	0.50	0.30	0.24	33.00	2.84	99.53
8	Айгырбулак	58.78	1.64	0.69	1.34	34.16	2.88	99.49
9	Айгырбулак	61.28	1.10	0.40	0.63	33.57	2.54	99.52
10	Зарнисор	62.61	0.84	0.36	0.28	34.33	1.80	100.22
11	Учкатлымискан	62.41	0.90	0.70	0.25	34.70	1.80	100.76
12	Учкатлымискан	63.86	0.40	0.12	0.10	34.02	1.88	100.38
13	Учкатлымискан	62.94	1.04	0.24	0.15	34.30	1.84	100.51
14	Сардоб	63.07	1.00	0.20	0.21	34.40	1.96	100.84
15	Сардоб	62.28	0.76	0.40	0.27	34.21	2.16	100.08
16	Каскана	62.59	1.02	0.28	0.20	34.25	2.52	100.86

Примечание: 1 – Кансай [51], 2 - Шевчуковское, 3, 4 – Окурдаван, 5 - Учочак, 6 - Среднее Такели, 7 - Чукурджилга (по М.И.Моисеевой [152]), 8, 9 – Айгырбулак, 10 – Зарнисор, 11-13 Учкатлымискан, 14-15 – Сардоб, 16 – Каскана (по [78])

Химический состав баритов из Кармазарского рудного района показывает, что, за исключением некоторых образцов почти во всех наблюдается SrO. Содержание окиси стронция варьирует от 0.01 (Окурдаван) до 3.27 мас.% (Канимансур), в среднем 0.77 мас.%.

Также в составе баритов обнаруживаются CaO и MgO. Высокое содержание окиси кальция (до 1.89 мас.%) в баритах из месторождений Кармазара определено в Вульфенитовой жиле (Центральный Кансай), а минимальное - из Учкатлымискана (0.12 мас.%). Концентрация MgO варьирует от 0.10 (Учкатлымискан) до 1.34 мас.% (Айгырбулак). Кроме того, в баритах установлены (в мас.%): Fe₂O₃ – до 0.45, MnO – до 0.04, TiO₂ – до 0.04, Al₂O₃ – до 0.91, SiO₂ – до 2.58, Pb – до 0.20, U – до 0.04, Th – до 0.002.

Кварц SiO₂ - распространенный жильный минерал серебряных месторождений, при этом он распределён неравномерно. Формы выделений, структурно-текстурные особенности, парагенетические ассоциации

разнообразны. С одной стороны, это рудообразующий минерал, с другой стороны, вторичное окварцевание распространяется вдоль разломов и местами приводит к образованию почти сплошных, плотных скоплений кварца. Часто встречаются гнездовые скопления. Размеры кварцевых выделений и прожилок варьируются от очень тонких, видимых только под микроскопом, до очень крупных. Хорошо известны крупные жилы аметистизированного кварца, расположенного в пределах Срединного Тянь-Шаня - Канджольского (Аметистовая жила), Кансайского и Такелийского рудных полей.

Аметистовая жила выполняет зону разрыва и имеет широтное и северо-восточное простирание с падением к юго-востоку под углом 80° [58]. Протяженность ее около 10 км при мощности 20-100 м. Жила выполнена кварцем, местами аметистом. Аметист заполняет пустоты, образует гнезда (0.7 м). Кварц серый, розовато-серый, иногда белый с фиолетовым оттенком. Строение зональное. Иногда образует крупные кристаллы густой фиолетовой окраски. Состав кварца (в %): SiO_2 -95.68-96.18, Al_2O_3 -1.81-1.99, CaO -0.25-0.27, P_2O_5 -0.01-0.02, SO_3 -0.01-0.02.

Севернее гребня Окуртау находится Кансайское месторождение жильного кварца, приуроченного к Бирюзовому разлому. Мощность жилы достигает 50 метров, а протяженность - нескольких километров, ширина окварцованных пород вдоль неё местами доходит до 300 метров. Строение кварца этого типа плотное или сахаровидное, реже грубозернистое, переходящее в гребенчатое, или шестоватое. Состав кварца (в мас.%): SiO_2 -95.76-96.48, Al_2O_3 -1.71-1.74, CaO -0.10-0.36, P-0.01-0.02, S-0.01-0.02.

Кварцевая жила в пределах Такели прослеживается по правому борту сая Сараймардон и хорошо обнажена в виде прерывистого гребня [58]. Мощность жилы составляет до 15 м. Жила выполнена кварцем серого и розовато-серого цвета. Кварц мелкозернистый, кусковатый, иногда брекчированный, дробленый. Состав кварца (в %): SiO_2 -95.70, Al_2O_3 -1.42, CaO -0.22, P_2O_5 -0.02, S-0.01.

На серебряных и серебросодержащих месторождениях каждую стадию

минералообразования сопровождается кварц. Выделяется более 15 гипогенных минеральных ассоциаций кварца: кварц-касситерит-арсенопиритовая, кварц-арсенопиритовая, кварц-гематитовая, кварц-пирит-халькопиритовая, кварц-серицитовая, кварц-карбонат-хлоритовая, кварц-полиметаллическая, кварцево-сфалерит-галенитовая, кварц-галенитовая, кварцево-карбонатно-барито-сфалерит-галенитовая, кварцево-карбонатно-полиметаллическая с флюоритом, кварц-барит-флюоритовая, барито-кварцево-сфалерит-галенитовая с флюоритом, кварц-кальцитовая и др. На месторождении Мушистон широко развита гипергенная кварц-гидростаннат-варламовитовая минеральная ассоциация.

Разнообразие парагенетических ассоциаций кварца говорит о том, что процесс его образования был длительным и многоактным. Наблюдаются различные морфологические типы кварца – начиная от тонко-, мелко-, средне- и крупнозернистого, кончая шестоватым кристаллом, величина которых достигает 7 см. Также встречаются его сростки и друзы. На месторождении Шевчуковское встречаются своеобразные сростки кристаллов кварца. В центре находится крупный индивид, к которому со всех сторон приросли в параллельном положении, в виде отходящих вверх ветвей, более мелкие ограненные кристаллы. В поперечном сечении видно зональное строение центрального кристалла, внутренняя его часть более прозрачна, чем наружная, граница между зонами резкая. Здесь отмечены разные габитусы кристаллов горного хрусталя – коротко- и длиннопризматические, плоские кристаллы (рисунок 5.2.3).

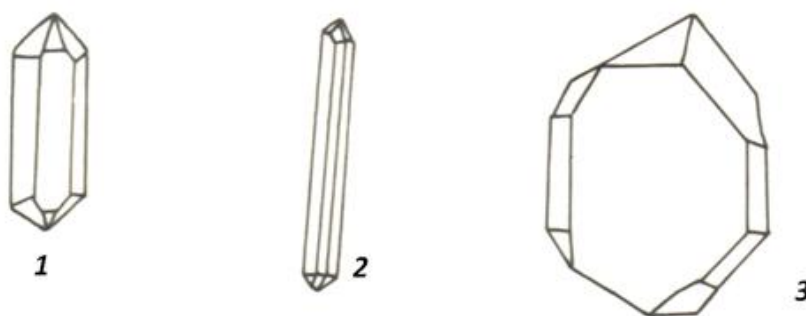


Рисунок 5.2.3. –Разный габитус кристаллов горного хрусталя из месторождения Шевчуковское: 1-короткопризматический, 2- длиннопризматические, 3-плоские кристаллы

Цвет кварца в подавляющей массе молочно-белый. Также встречается кварц сероватой, красноватой или буроватой окраски. Ещё реже можно встретить фиолетовую разновидность типа аметиста, прозрачный кварц типа горного хрусталя и скрытокристаллический халцедон. Блеск стеклянный. Твердость всегда стандартная. Удельный вес, по имеющимся данным, иногда немного превышает норму, что связано с тонкими механическими примесями гидроокислов железа.

На серебро-золоторудных месторождениях Карамазара кварц образует четыре генерации [221]. Кварц I отлагается в ранних стадиях минералообразования. Он образует пологопадающие жилы и зоны окварцевания меридионального и северо-западного простирания и практически не содержит золота. Для него характерны различные оттенки, обусловленные цветом замещаемых кремнеземом вмещающих пород и особенностями его кристаллизации. В зальбандах жил встречается плотный роговиковый кварц, ближе к центру сменяется сероватым мелкозернистым. В кварце часты реликты гранодиоритовых обломков и включения каолинита, серицита, хлорита. В парагенетической ассоциации с кварцем II встречаются адуляр, анкерит, пираргирит, фрейбергит и самородное золото (продуктивная стадия). Кварц III имеет темно-серую окраску, халцедоновидный, образует мелкие прожилки, сечет ранние выделения кварца и других минералов продуктивных стадий. Только единичные зерна пирита проявляют признаки почти одновременного отложения с кварцем III. Этот минерал с белым крупнокристаллическим кальцитом образует симметрично-полосчатые прожилки. Кварц IV с кальцитом образует прожилки с редкой вкрапленностью пирита. Они секут все ранние образования и, в свою очередь, секутся дайками диабазовых порфириров.

На месторождении Мирхант на основании комплексного геолого-минералогического изучения объекта выделены две генерации кварца. Кварц I встречается в качестве цемента тектонических брекчий. Имеет тонкозернистое сложение, халцедоновидный. Он ассоциирует с ранними сульфидами (арсенопиритом, иногда с пиритом и марказитом). Цвет его серый. В нем атомно-абсорбционным методом обнаружены (в г/т) – Ag (0.017), Pb (2.0), Zn, Cd (1.0), Cu (1.5), Mn (103). Кварц II находится в виде жил и прожилков,

мощностью до 2 см. Он образуется в начале второй стадии минералообразования. Цвет его молочно-белый. Встречаются также прозрачные бесцветные его кристаллы игольчатой формы. В нем установлены (в г/т) – Ag (0.6), Pb (2.0), Zn (1.5), Cd (2.5), Cu (3.0), Mn (19.0). Результаты электронно-зондового анализа показывают, что кварцы этого месторождения являются чистыми, почти без примесей (SiO_2 - 99.90%).

Атомно-абсорбционные, химические, пробирно-химические, спектральные анализы кварца разных типов показали, что в них очень много элементов-примесей (медь, магний, кальций, алюминий, марганец, железо, серебро, цинк, свинец и др.). Но они встречаются в малом количестве (до 0.01 мас.%). В некоторых пробах в виде следов обнаружены висмут, мышьяк, хром и никель. Очень мало примесей в изученном аметисте.

В различных генерациях кварца из месторождения Канджол химическим методом установлено наличие серебра. В кварце 1 (1 проба) – отсутствует, кварц 3 (5 проб) – в трёх пробах нет, в двух остальных в среднем 176 г/т, в кварце 4 – 386 г/т. В последних двух пробах наличие серебра зависит от примеси в них сульфидов и сульфосолей. Пробирные анализы кварца из месторождения Канджол и Вульфенитовой жилы (Кансай) показали, что золото в них практически отсутствует, а количество серебра доходит от 3.6 до 192 г/т.

Таким образом, изучение вещественного состава главных рудных и жильных минералов серебряных и серебросодержащих месторождений показало, что они богаты разными минералами. Одни и те же сульфиды в рудах различных рудно-формационных типов различаются набором и содержанием ведущих элементов-примесей. Эти особенности указывают на принадлежность сульфидов серебряных месторождений к той или иной рудной формации. Ещё одна отличительная особенность серебряных месторождений заключается в том, что в большинстве месторождений Северного Таджикистана встречается барит, тогда как в объектах Центрального Таджикистана более широко распространены минералы ртути, в основном, киноварь. Кроме того, в последнем ртуть входит в структуру ряда минералов, таких, как самородное серебро, сфалерит, тетраэдрит. Типоморфным минералом серебряных месторождений является доломит, который сопровождает оруденение.

6. СОБСТВЕННО СЕРЕБРЯНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В серебряных и серебросодержащих месторождениях Северного и Центрального Таджикистана обнаружены и описаны 33 собственно серебряных минерала (таблица 6.1). По составу серебряные минералы можно сгруппировать на *самородные элементы и интерметаллические соединения* - самородное серебро, золотосодержащее серебро (кюстелит), электрум, арсенаргентит, дискразит, *сульфиды: простые* – аргентит, акантит, *сложные* – штрмейерит, прустит, фрейбергит, пираргирит, миаргирит, матильдит, рамдорит, фрейеслебенит, андорит, штернбергит, аргентопирит, бетехтинит, полибазит, пирсеит, стефанит, ширмерит, овихиит, густавит, берриит, *селениды* – науманнит, агвиралит, крукесит, *теллуриды* – сильванит, гессит, *галлоиды* – кераргирит, *сульфаты* - аргентоярозит. Наиболее распространены пираргирит, аргентит, акантит, прустит и самородное серебро. Второстепенное значение имеют электрум, матильдит, шапбахит, полибазит, пирсеит, фрейбергит, науманнит. Редко встречаются дискразит, кюстелит, штрмейерит, миаргирит, рамдорит, фрейеслебенит, андорит, штернбергит, аргентопирит, бетехтинит, стефанит, ширмерит, овихиит, густавит, берриит, арсенаргентит, сильванит, агвиралит, крукесит.

Серебро самородное Ag. В серебряных и серебросодержащих месторождениях самородное серебро бывает, как гипогенное, так и гипергенное. Оно образует вкрапленники, проволочные, волосовидные, чешуйчатые, дендритовидные, пластинчатые, округлые, каплевидные, крючковидные, пленочные, неправильные и изометричные образования, а также корочки, пластинки, листочки, гнезда, сростки (рисунки 6.1-6.3). Размер зерен самородного серебра составляет от 0.001 до 2 мм. Отдельные его пластинки в Большом Канимансуре достигают 1.5-2.0 см [223].

Первые сведения о самородном серебре из месторождения Тарыэкан мы находим в статье В.Г.Соловьева [210]. Он отмечает, что проволочные

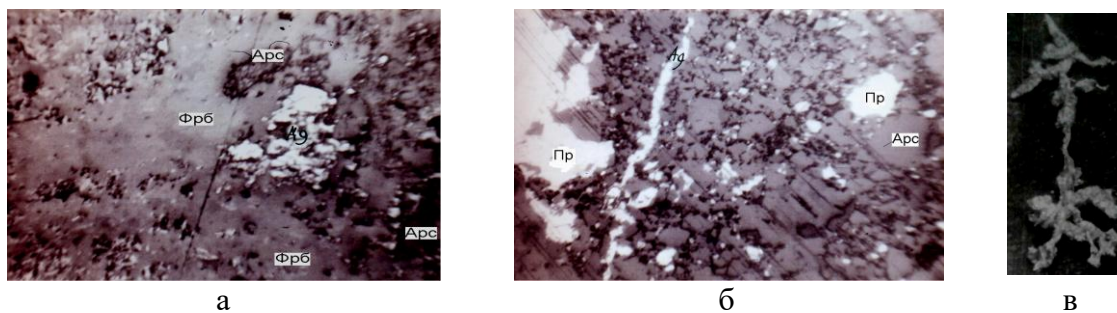
скопления самородного серебра в пустотах образуются за счёт выщелачивания халькопирита в кварцевых жилах.

Таблица 6.1. –Список собственно серебряных минералов Северного и Центрального Таджикистана

№пп	Название минерала	Химическая формула
Самородные элементы		
1	Самородное серебро	Ag
2	Золотосодержащее серебро (кюстелит)	Ag
Интерметаллические соединения		
3	Электрум	Au,Ag
4	Арсенаргентит	Ag ₃ As
5	Дискразит	Ag ₃ Sb
Сульфиды		
<i>Простые</i>		
6	Аргентит	Ag ₂ S
7	Акантит	Ag ₂ S
<i>Сложные</i>		
8	Штроемейерит	CuAgS
9	Прустит	Ag ₃ AsS ₃
10	Фрейбергит	(Ag, Cu, Fe) ₁₂ (Sb, As) ₄ S ₁₃
11	Пираргирит	Ag ₃ SbS ₃
12	Миаргирит	AgSbS ₂
13	Матильдит	AgBiS ₂
14	Рамдорит	Ag ₂ Pb ₆ Bi ₆ Sb ₅ S ₉
15	Фрейеслебениит	(Ag,Pb,Sb)S ₃
16	Андорит	AgPbSb ₃
17	Штернбергит	AgFe ₂ S ₃
18	Аргентопирит	AgFe ₂ S ₃
19	Бетехтинит	(Cu,Fe) ₁₁ (Pb,Ag)S ₇
20	Полибазит	(Ag,Cu) ₁₆ Sb ₂ S ₁₁
21	Пирсеит	Cu(Ag,Cu) ₆ Ag ₉ As ₂ S
22	Стефанит	Ag ₅ SbS ₄
23	Ширмерит	Ag ₄ PbBi ₄ S ₉
24	Овихиит	Ag ₂ Pb ₅ Sb ₆ S ₁₅
25	Густавит	PbAgBi ₃ S ₆
26	Берриит	(Ag ₂ Cu ₃) ₅ Pb ₃ Bi ₇ S ₁₆
Селениды		
27	Науманнит	Ag ₂ Se
28	Агвиралит	Ag ₄ SeS
29	Крукесит	(Cu,Tl,Ag) ₂ Se
Теллуриды		
30	Сильванит	AuAgTe ₄
31	Гессит	Ag ₂ Te
Галогениды		
32	Кераргирит	AgCl
Сульфаты		
33	Аргентоярозит	AgFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆

При изучении сульфидных руд Такфона Б.Н.Наследов с соавторами [163] описали самородное серебро в виде обособленных мелких (0.001-0.01 мм) зерен

в ассоциации с самородным висмутом, висмутином, а также в кварц-касситеритовых жилах в ассоциации со сфалеритом и галенитом.



Рисунки 6.1. –Гнездообразное (а) и прожилкообразное (б) скопления самородного серебра на месторождение Мирхант. Ag - самородное серебро, Арс - арсенопирит, Фрб – фрейбергит, Пр - пирит. Ув. 10^x; в - древовидное образование самородного серебра на месторождении Канджол. Увел. 10^x. По В.М.Турлычкину [219]

В Зарнисоре отмечают мелкие включения (0.12 мм) самородного серебра в галените и в жильном кальците. На этом месторождении самородное серебро в виде микровключений (0.003-0.005 мм) встречается в блёклой руде, галените, халькопирите, сфалерите и в интерстициях между ними, а также в нерудных минералах – кальците, кварце [217]. На Северном Зарнисоре самородное серебро обнаружено в виде микровключений в пирите, марказите, галените, халькопирите, тетраэдрите, аргентите [93]. Относительно крупные скопления серебра в ассоциации с акантитом, полибазитом, штернбергитом, пираргиритом распространены среди березитизированных эффузивов. Реже самородное серебро развито по трещинам в сфалерите, а также образуется при распаде сложных висмутсодержащих сульфидов.

З.М. Протодряконовой [183] самородное серебро обнаружено в виде мельчайших зерен неправильной и округлой формы на месторождениях Окурдаван и Западный Кансай. Здесь в парагенетической ассоциации с тетраэдритом и аргентитом самородное серебро образует небольшие скопления в крупнокристаллическом галените. По данным И.В.Дубровой и В.Н.Титовой [67], в Кансае серебро образует мелкие каплевидные включения (0.05 мм) в галените.

В рудах месторождения Большой Канимансур выделяются три разновидности серебра [223]. Первая разновидность серебра в кварц-

галенитовых жилах с аргентитом откладывается в промежутках между аргентитом и галенитом. С аргентитом оно образует тесное скелетообразное сростание, причем аргентит замещается серебром. Вторая разновидность серебра находится в агрегатах полибазит-фрейбергит-галенитового состава. С полибазитом, пирсеитом и пираргиритом тонкое порошковидное серебро образует тесные взаимопрорастания. Серебро третьей разновидности представлено наиболее крупными выделениями, приуроченными к участкам руд с преимущественным развитием халькопирита, борнита, галенита, штроемeyerита. Третья разновидность также ассоциируется с «пленочным» галенитом и откладывается по мелким трещинам в хлоритизированных вмещающих породах. Первые две разновидности серебра, по нашим представлениям, образовались в конце формирования серебро-свинцовой стадии, конечные порции растворов которой были значительно обогащены серебром. Возникновение третьей разновидности, по-видимому, связано с переотложением его под воздействием динамических усилий, получивших развитие в конце формирования стадии. Свидетельством этому являются постоянная приуроченность плёнок галенита с самородным серебром, аргентитом к хлоритизированным породам, тонкозернистый их характер образований на плоскостях трещин, наличие колломорфных текстур галенита. Также в жильных минералах (кварце, кальците, флюорите и др.) серебро выполняет трещинки, образуя пластинки размером до 2-3 мм. Интересен тот факт, что серебро обычно на этом месторождении откладывается по мельчайшим трещинам ниже уровня богатых галенитовых руд (скв. 435, глубина 304-305 м, Восточный участок). Причем частыми спутниками серебра являются тончайшие пленки галенита и аргентит.

По данным Н.Н.Королёвой с соавторами [107], на этом месторождении гипергенное самородное серебро образует черно-бурые охры в пустотах, в виде спутанно-проволочных выделений. Отдельные проволочки вырастают в массу крупноручейстых агрегатов галенита в местах соприкосновения их с окисленными мелкими стяжениями.

На месторождении Канджол установлены две генерации самородного серебра. Самородное серебро первой генерации констатировано в виде крайне мелких (размером 0.007-0.02 мм) зерен в галените в кварцевых жеодах [220]. Оно образует на кварце проволочные выделения длиной 2-3 мм, представляющие сплетение мелких волосовидных форм. Самородное серебро также имеет округлую, реже грушевидную и угловато-округлую, в единичных случаях, дендритовидную форму. Иногда эти выделения наблюдаются в халькопирите и тетраэдрите, на границе зерен халькопирита и бурнонита. В единичных случаях наблюдались тонкие (0.01 мм) и короткие (0.16 мм) прожилки серебра на границе зерен халькопирита и галенита (штольни №№25, 7). В одном случае вокруг зёрна серебра была видна каёмка аргентита.

Самородное серебро второй генерации встречается в поздних серебряных прожилках с пираргиритом, аргентитом и другими минералами. В них серебро образует отдельные довольно крупные выделения (до 0.3 мм) в кварце или в виде сростков с пираргиритом, халькопиритом и пиритом (размер их от 0.05 до 0.2 мм). В виде коротких прожилкообразных выделений (размером 0.16 мм) серебро наблюдается на границе кварца и кальцита. Мелкие выделения серебра (0.012 мм) находятся в метаколлоидном пирите и в виде точек рассеяны в аргентите.

Самородное серебро на месторождении Мирхант установлено во всех типах минерализации [27-А, 29-А]. Здесь оно встречается в двух генерациях. Первая генерация встречается в виде округлых и угловатых зёрен в гипогенном галените и тетраэдрите на границе с арсенопиритом, марказит-пиритом и в нерудной массе в виде включений. Размер зерен серебра составляет от 0.001 до 2 мм. Вторая генерация дает неравномерную тонкую пылевидную вкрапленность в гематите (0.1 мм), реже в сростании с гематитом или его замещающая. Распределение его в гематитизированных известняках весьма неравномерное и колеблется от 0.08 до 0.61 мас. %.

В гипергенном типе руды месторождения Мирхант самородное серебро чаще всего ограничено рыхлыми марганцево-охристыми

лимонитизированными карбонатными породами, содержащими от 20 г/т до 10 кг/т серебра. Размер зёрен серебра варьируется от 0,001-0,009 мм, очень редко до 0,1 мм. В большинстве случаев зёрна самородного серебра покрыты плёнкой малахита, азурита и других гипергенных минералов. Самородное серебро также было обнаружено на месторождении Мирханта вместе с малахитом и гидроксидом марганца в жилах кальциофольбортита. Кальциофольбортитовые жилы содержат многочисленные мелкие выделения самородного серебра, иногда содержащие отдельные овальные зерна размером 0.10-0.15 мм. На границе между кальциофольбортитовыми жилами и кальцитовыми прожилками встречаются тонкие прожилки серебра толщиной до 1 мкм. Кальциофольбортит цементирует обломки карбоната, пересекает в прожилках вмещающие породы. Концентрация ванадия – основного элемента кальциофольбортита увеличивается в зоне окисления руд почти в десять раз. Вероятно, при разрушении первичных сульфидов происходило высвобождение ванадия и серебра и затем их одновременное переотложение.

Золотосодержащее серебро (кюстелит) описано из месторождения Школьное Н.Н.Королевой [108]. Оно образует зерна различной формы и ассоциирует с электрумом и пираргиритом. В отражённом свете желто-белый. Через несколько дней в шлифе кюстелит покрывается побежалостью. Кюстелит изотропный, но в скрещенных николях не дает полного угасания. По морфологии и химическому составу выделяются три разновидности кюстелита: 1) оолитоподобные, веретенообразные и короткостолбчатые образования (0.5-1 мм). В свежем изломе серебристо-белый, на воздухе покрывается тусклой серой пленкой. Легко расплющивается иглой. При растирании превращается в блестящие пластинки с бронзовым отливом. Из элементов примесей определены (в г/т): Hg-3000, Bi-100, Pb, As, Zn-1000; 2) угловатые и толстотаблитчатые выделения, размером 0.1-0.5 мм. Цвет белый, на поверхности покрывается неравномерной желто-коричневой побежалостью; 3) крючковатые и тонкопластинчатые формы (0.1-0.3 мм), микроскопически отличаются кремово-белым цветом, с сильным металлическим блеском.

Рентгеноструктурные исследования кюстелита показали, что, наряду с основными линиями золота и серебра отмечаются несколько характерных линий ауростибита (таблица 6.2). Руды, содержащие кюстелит, сложены кварцем, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, пираргиритом, блёклой рудой, миаргиритом, электрумом, ауростибитом, тесно ассоциируя с последними и замещая их.

Таблица 6.2. –Межплоскостные расстояния кюстелита месторождения Школьное (по Н.Н.Королёвой). Излучение – Fe.

J	d/n	J	d/n	J	d/n
10	2.32	10	1.227	9	0.913
9	2.016	6	1.176	6	(0.818)
1	(1.590)	4	1.037	1	0.853
9	1.434	5	1.021	1	0.843
3	1.353	3	(1.009)	10	0.834
1	(1.291)	9	0.936		

Цвет серебряно-белый с кремовым оттенком. Ковкое. Микротвердость самородного серебра из Северного Зарнисора 43.5-55 кг/мм² [92], а из месторождения Школьного варьирует от 79 до 133, в среднем 91.3 кг/мм². Удельный вес минерала из Школьного колеблется от 9.5 до 13.

Пробность самородного серебра неоднозначная. Например, в Северном Зарнисоре пробность серебра меньше 480 (84), в Школьном колеблется от 576 до 759 (88), а в Мирханте - от 562.5 до 967.5.

В полированных шлифах под микроскопом в отраженном свете самородное серебро обладает яркой кремово-желтой с розоватым оттенком окраской. Изотропен, но при скрещенных николях остается слабо просветленным.

В таблице 6.3 приведён химический состав самородного серебра. Как видно из этой таблицы, из 20 проанализированных проб в 16 обнаружено золото. Содержание золота варьирует от 0.38 (Мирхант) до 31.5 (Школьное), в среднем 12.52 мас.%. В 11 образцах обнаружена ртуть - от 0.03 (Большой Канимансур) до 4.05 (Мирхант), в среднем 2.44 мас.%. В 4 пробах установлен селен - от 0.00 до 0.55, в среднем 0.28 мас.%. В трех анализах обнаружены медь

и сурьма, соответственно 0.02-0.66 и 0.10-0.50 мас.%. А в 2 анализах установлены мышьяк и теллур, в среднем соответственно 0.43 и 0.02 мас.%.

Таблица 6.3. –Химический состав самородного серебра, в мас.%

№№ пп	Элементы									Сумма
	Ag	Au	Hg	Cu	Sb	As	Se	Te	Нер. ост.	
1	94.89	-	3.28	-	0.13	0.54	-	-	-	98.84
2	93.95	-	3.61	-	0.10	0.32	-	-	-	97.98
3	98.25	0.63	1.88	0.11	-	-	-	-	-	100.87
4	96.25	0.38	3.80	-	-	-	-	-	-	100.43
5	96.75	0.38	2.33	-	-	-	0.55	-	-	100.01
6	98.25	0.63	1.62	-	-	-	0.00	0.00	-	100.5
7	96.00	0.38	2.27	-	-	-	0.03	0.04	-	98.72
8	93.25	2.00	4.05	-	-	-	-	-	-	99.30
9	91.98	2.00	3.97	-	-	-	-	-	-	97.95
10	75.9	18.9	-	-	0.50	-	-	-	4,36	99.66
11	74.7	18.3	-	-	-	-	-	-	6,8	99.8
12	66.20	16.9	-	-	-	-	-	-	16,8	99.9
13	75.3	21.8	-	-	-	-	-	-	3,1	100.2
14	63.6	22.2	-	-	-	-	0.55	-	12,05	98.4
15	57.6	22.0	-	-	-	-	-	-	14,1	93.7
16	61.9	20.2	-	-	-	-	-	-	15,4	97.5
17	63.9	22.2	-	-	-	-	-	-	13,9	100.0
18	61.9	31.5	-	-	-	-	-	-	6,5	99.9
19	98.9	-	0.06	0.66	-	-	-	-	-	99.62
20	99.8	-	0.03	0.02	-	-	-	-	-	99.85

Примечание: 1-9 – Мирхант (по данным автора), 10-18 – Школьное [104], 19-20 – Большой Канимансур [223]

Электрум Au,Ag встречается в некоторых серебряных месторождениях Карамазара (Канджол, Школьное, Караулхона, Большой Канимансур). Здесь он наблюдается в галените и висмутине в виде включений размером от 0.001 до 2 мм. Точно такие же выделения электрума наблюдались на границе зерен галенита и кальцита. Иногда электрум и самородное серебро встречаются в одних и тех же зернах галенита.

Электрум в основном находится в тонкодисперсном состоянии в кварце [220]. В молочно-белом кварце электрум ассоциирует с пираргиритом и фрейбергитом, иногда концентрируется в виде тонких полосочек, ориентированных в плоскости жилы. По форме выделений он комковатый, пластинчатый, проволокообразный, а крупные выделения, ассоциирующие с пираргиритом и фрейбергитом, имеют светло-желтый цвет с разным оттенком.

Например, розовый оттенок электрума обусловлен тонкой пленкой пираргирита, а зеленый – примесью меди.

Относительно крупные зерна электрума (до 0.1-1.0 мм) наблюдаются в кварце, а мелкие включения встречаются в пираргирите, фрейбергите и пирите, а также в сростаниях с ними. Электрум встречается в виде мелких удлиненных или комковатых выделений, расположенных по контактам зерен. Чаще всего форма зерен электрума осложняется отпечатками кристаллов кварца, благодаря чему образуются весьма сложные причудливые сростания.

Макроскопически электрум наблюдается в аншлифах из Школьного и Караулханы, в кварцевых жилах. Различаются две разновидности этого минерала по цвету – светло-желтая и желтая, иногда отмечаются зерна очень ярких тонов, отличные от двух первых. Подмечено, что последние находятся в участках пересечения кварц-карбонатных золото-сереброрудных жил более поздними (последайковыми) сульфидными прожилками. Так, в одном из участков пересечения жилы Северная месторождения Школьное с сульфидным прожилком, выполненным преимущественно фрейбергитом, галенитом, халькопиритом и сфалеритом, отдельные зерна электрума приобретают ярко-желтый цвет, что, вероятнее всего, вызвано «очищением» золота от серебра.

В ряде случаев относительно крупные зерна электрума имеют разную окраску на отдельных участках – от ярко-желтой до бледно-желтой. В участке Западный месторождения Школьное, электрум, находящийся в кварце совместно с пираргиритом и халькопиритом, приобрел золотисто-зеленый оттенок. Такое явление вызвано, по-видимому, местным изменением его состава за счет примеси меди. Парагенетическая ассоциация электрума, халькопирита и пираргирита подтверждает это.

Электрум на месторождении Большой Канимансур описан Н.С.Бортниковым и другими [44]. Он относится к числу редких минералов и пространственно приурочен к кварц-гематит-пирит-халькопиритовому минеральному парагенезису и находится в тесной ассоциации с висмутовыми минералами. Электрум присутствует в виде прожилков в пирите и

халькопирите, что свидетельствует о более позднем его образовании.

По цвету и отражательной способности электрум с трудом можно отличить в месторождениях Канджольского рудного поля от самородного серебра. Основными отличиями являются большая исштрихованность, чистота (без побежалости) и низкая микротвердость - 52-58 (Школьное) и 90-105 кг/мм² (Канджол). Пробность электрума из месторождения Школьное 550-600, а в Канджолле - 650-700.

Гипергенный электрум развит незначительно. На дневной поверхности в коренных выходах кварцевых жил наблюдается вторичный электрум с самородным серебром. Он обычно весьма мелкий, пылевидной формы. Размер его сотые доли миллиметра, иногда отмечается в виде пластинок размером от 0.1 до 1 мм. Электрум ярко-жёлтый, по-видимому, за счёт лимонитовой оторочки. Судя по отражательной способности, он является более высокопробным по сравнению с гипогенным электрумом. Значительной миграции золота в зоне окисления не наблюдается.

Дискразит Ag_3Sb описан на месторождении Канимансур Н.Н.Королёвой и другими [107] и на Зарнисоре. В первом найден он в аншлифах из образцов карбонатно-сульфидных жил в ассоциации с клаусталитом, лёллингитом, висмутином, аргентитом. Встречается совместно с галенитом, арсенопиритом. Выделяется в виде очень тонкой (менее 0.01 мм) оторочки в краевой части зерен галенита, арсенопирита, реже покрывает тонкой пленкой мельчайшие кристаллы горного хрусталя или другие нерудные минералы. При больших увеличениях наблюдается послойное чередование галенита с дискразитом в виде своеобразных фестонобразных полос.

В колломорфных образованиях галенита на Канимансуре дискразит корродирует микровключения фрейбергита [107]. Межплоскостные расстояния дискразита из Канимансура приводятся в таблице 6.4.

В отражённом свете цвет дискразита белый с очень легким кремовым оттенком. Минерал хорошо полируется. Он довольно мягкий и ковкий. Отражательная способность намного ниже, чем у самородного серебра.

Двуотражение едва заметно в воздухе и более отчётливо в иммерсии. На воздухе покрывается побежалостью. Эффект анизотропии слабый, в иммерсии несколько усиливается. Относительный рельеф низкий. На отдельных участках наблюдается распад твёрдого раствора дискразита в виде олеандровых листьев.

Таблица 6.4. –Межплоскостные расстояния дискразита из Канимансура. Излучение - Cu

J	d/n	J	d/n	J	d/n
6	(2.56)	8	1.434	7	0.933
2	2.39	6	1.350	1	(0.021)
10	2.31	3	1.321	7	0.911
4	(2.234)	2	1.288	1	0.894
5	2.069	8	1.226	8	0.833
9	2.020	3	1.201	2	0.821
4	1.772	6	1.172	99π	0.786
5	1.701	3	1.018		
2	1.465	3	0.986		

Аргентит Ag_2S . В серебряных и серебросодержащих месторождениях аргентит встречается в виде двух полиморфных модификаций: кубической, устойчивой выше 179° - аргентита, и ромбической, образующейся ниже 179° - акантита. Аргентит и акантит встречаются как в гипогенных, так и гипергенных образованиях на месторождениях Канджол, Мирхант, Кансай, Южная Дарбаза, Окурдаван, Шевчуковское. Встречаются они в приповерхностных частях месторождений. Макроскопически их трудно отличать в рудах друг от друга.

Гипогенный аргентит образует прожилки мощностью 0.01-0.04 мм и включения (0.05-0.5 мм) (Кансай, Джаманкудук), округлые эмульсионные выделения в галените размером 0.005-0.01 мм (Канджол). На Мирханте аргентит встречается в виде ксеноморфных выделений размером 0.005-0.05 мм в массивных рудах, связанных с фрейеслебенитом. На месторождении Большой Канимансур серебряный блеск образует кубические кристаллы с подчинёнными октаэдрическими гранями и неравномерной выделений, обычно толщиной менее десятой доли миллиметра, в тонких срезах толщиной до сотых долей миллиметра [223]. Аргентит широко присутствует развит в галенитовых и сажистых агрегатов в виде мирмекитовых сростаний. На Канджоле серебряный блеск с пирагиритом образует относительно крупные скопления

длиной до 2-3 мм. Он связан с рудными (пираргирит, тетраэдрит, галенит, сфалерит, стефанит, самородный висмут и самородное серебро) и жильными (кальцит, кварц и флюорит) минералами. На месторождении Такели он встречается совместно с полибазитом, пираргиритом, миаргиритом, вюрцитом, гринокитом, самородным золотом [51]. Самостоятельные скопления кристалликов аргентита в пустотах кальцитовых жил встречаются в Канджоле [220]. Кристаллики его кубической формы с подчиненными гранями октаэдра. Аргентит иногда находится на границе блёклой руды и сфалерита.

Аргентит на месторождении Зарнисор найден в виде микровключений в кварце на контакте его со сфалеритом, а также в галените и сфалерите. Кроме того, он тесно ассоциирует с пиритом, галенитом и самородным серебром. Размеры выделений от 0.02 до 0.08 мм. На месторождении Северный Зарнисор акантит встречается в сростках с галенитом, блёклой рудой, вюрцитом, гринокитом, полибазитом, пираргиритом, миаргиритом, самородным золотом и серебром [97].

Изучение шлифов из руд месторождения Канджол показывает, что аргентит образует три генерации. Аргентит I наблюдается в виде округлых эмульсионных выделений в галените, размером 0.005-0.01 мм. Он редко в виде более крупных выделений размером 0.1 мм находится на границе блёклой руды и сфалерита. Изредка выделения аргентита I в галените принимают очертания кубиков. Аргентит I в отражённом свете серо-белого цвета, отражательная способность ниже, чем у галенита. Зёрна его имеют обычно характерную буроватую плёнку (от быстрого окисления) и исштрихованы (из-за низкой твердости минерала). Минерал анизотропен, внутренних рефлексов нет, при слабом прочерчивании стальной иглой наблюдается черта с заусенцами, иногда видны двойники.

Аргентит II концентрируется в виде единичных мелких выделений в галените. Аргентит III встречается вместе с пираргиритом и другими сульфидами в поздних серебряных прожилках. Он образует крупные выделения длиной до 2-3 мм, сечением до 0.3 мм в зальбандах пираргиритовых

прожилков, редки угловато-округлые выделения пираргирита размером до 0.016 мм. Он ассоциирует с пираргиритом, сфалеритом, самородным висмутом, чаще всего в кальцитовых прожилках [220]. В некоторых случаях он цементирует мелкие выделения арсенопирита.

В.М.Турлычкиным [220] аргентит III изучался рентгенометрически. При сопоставлении результатов расчета со справочными данными исследуемый минерал оказался близким к аргентиту (таблица 6.5).

Таблица 6.5. –Межплоскостные расстояния аргентита из Канджола

№№ пп	J	d/n	№№ пп	J	d/n
1	4	3.134	7	4	1.903
2	4	2.951	8	4	1.810
3	4	2.804	9	10	1.733
4	4	2.613	10	8	1.513
5	2	2.348	11	6	1.105
6	2	2.133			

Гипергенные разности аргентита и акантита обнаружены в зоне окисленных руд месторождений Большой Канимансур, Такели и ряда месторождений Кансайского рудного поля (Западный Окуртау, Кансай, Южная Дарбаза). Они образуют сажистые налеты. Сажистый аргентит находится совместно с кальцитом, кварцем и сидеритом.

Ю.А.Арапов [9] обнаружил серебряный блеск в виде мелких зёрен в окисленном галените. На Южной Дарбазе он ассоциирует с галенитом в зонах полуокисленной руды и наблюдается в виде неправильных включений, каёмки и субграфических прорастаний на границе между англезитом и серицитом. Л.В.Радугина и Б.Б.Розина [186] связывают это минеральное образование с вторичным сульфидным обогащением. В зоне окисления аргентит замещается штрмейеритом, халькозином, ковеллином, самородным серебром.

На месторождение Большой Канимансур серебряный блеск, встречается в небольших количествах в полуокисленной руде в зоне вторичного сульфидного обогащения [223]. В зоне цементации, серебряный блеск, вероятно, образовался при разложении сульфосолей серебра и блёклых руд типа фрейбергита, стефанита и полибазита. Аргентит часто ассоциирует с халькозином, образуя

тесные сростания типа мирмекита, а также с ковеллином и англезитом. Агрегаты аргентита часто отчётливо замещают галенит и пемзовую руду, образуя тонкий каёмку вокруг зёрна и тонкую вкрапленность внутри него. Серебряный блеск в зоне окисления легко разлагается с образованием самородного серебра и пирагирита.

Цвет минерала черный со свинцовым блеском, ковок, черта серая. Отражательная способность ниже, чем у галенита (35%). Под микроскопом в отраженном свете серебряный блеск светло-белый, по сравнению с свинцовым блеском имеет слабый голубовато-зеленоватый оттенок. Акантит в отражённом свете серый с голубоватым оттенком. Минерал анизотропен. Двуотражение слабое, внутренних рефлексов нет. Микротвёрдость аргентита варьирует от 20-30 в Северном Зарнисоре и Такели, до 44-65 на Чукурджилге и 44-70 кг/мм² на Канимансуре.

Химический состав аргентита из Зарнисора следующий [217]: Ag – 85.60%, S – 13.20%. Кроме того, по результатам анализа акантита из месторождения Мирхант состав следующий (%): Ag – 87.06, S – 13.12.

Штрмейерит CuAgS в серебряных и серебросодержащих месторождениях образует как гипогенные, так и гипергенные разности. Он описан Л.М.Болдыревой [34] в зоне вторичного сульфидного обогащения на Кансайском рудном поле и А.Р.Файзиевым [223] на Большом Канимансуре.

В Кансае он представлен агрегатами, размером от 0.1 до 0.7 мм. Ассоциирует с борнитом, халькозином, сажистым аргентитом, ковеллином. Из элементов-примесей интерес представляют Zn и Sb. Дебаеграмма штрмейерита из Кансая совпадает со справочными данными (таблица 6.6).

На месторождение Большой Канимансур штрмейерит образуется как гипогенным, так и гипергенным путями. Гипогенный вид является вторым по распространенности минералом серебра в месторождении и часто появляется как член семейства самородного серебра [223]. В халькозиновых жилах серебро обычно окружено венчиком светло-фиолетовых, очень мелких (до 0.01 мм) зёрен купроаргирита. Купроаргирит можно наблюдать в местах контакта

самородного серебра с вкрапленниками халькозина. Медно-серебряный блеск также встречается в агрегатах самородного серебра, борнита и халькопирита. В этом случае зёрна штромейерита крупнее (0.1-0.2 мм) и состоят из множества очень тонких субиндивидов. В скважинах на глубине 340-350 м наблюдаются относительно крупные (до 0.3-1.0 мм) выделения борнита, штромейерита и самородного серебра, причём купроаргирит развивается по центру борнита, а самородное серебро замещает медно-серебряные сульфиды.

Таблица 6.6. –Дебаеграмма штромейерита. Излучение Fe

I	d/h	I	d/h
10	3.1	3	2.09
2	(3.09)	3	1.997
6	3.01	5	1.919
6	(2.83)	3	1.812
6	2.64	3	1.634
7	2.52	10	1.545
5	2.42	2	1.424
4	2.37	8	1.381
3	2.20		

Химический состав штромейеритов из месторождения Большой Канмансур по данным микрозондирования, приведен в таблице 6.7.

Таблица 6.7. –Химический состав штромейерита, в мас.%

№ п/п	Элементы				
	Ag	Cu	S	Fe	Сумма
1	53.23	31.41	16.85	0.00	100.49
2	63.10	23.06	14.54	0.00	100.70
3	52.42	32.74	12.76	0.00	97.22
4	58.63	27.64	12.61	0.10	98.98
5	53.76	31.23	14.63	0.03	99.65
6	53.47	31.48	14.75	0.02	99.72
7	51.78	32.46	15.12	0.00	99.26

Примечание: 1-7 - Большой Канмансур (Амосов и др., 1986)

Гипергенный штромейерит является редким минералом руд зоны окисления на месторождении Большой Канмансур. Обнаружен он в зоне цементации. Встречается штромейерит в виде включений в борните [223]. Размер его зерен в этом минерале достигает 1 мм.

Сингония ромбическая. Цвет тёмно-серый, с сильным металлическим

блеском, мягкий. Слабо анизотропен.

Прустит Ag_3AsS_3 впервые установлен на месторождении Кансай Л.В.Радугиной и Б.Б.Розиной [186], на Южной Дарбазе - Ю.А.Араповым [10], а в рудах Такели - Ф.И.Вольфсоном [51]. Образует мелкозернистые агрегаты.

Исследованиями Р.Л.Радугиной и Б.Б.Розиной [186] было выявлено связь прустита исключительно с галенитом, где он образует рассеянные вкрапленники с тетраэдритом, придавая сходство с эмульсионной структурой распада. А.Арапов [10] отметил, что на месторождении Южная Дарбаза призматические зерна прустита также тонко рассеяны в галените.

Ф.И.Вольфсон [51] в первичных сульфидных рудах Учочака, Гайнаккана и Такели обнаружил прустит в виде мелких зерен (0.001-0.03 мм) в галените, который хорошо выявляется после протравления галенита HNO_3 .

З.А.Королёва [104] также отметила присутствие прустита в виде самостоятельных выделений (до 0.1 мм) в промежутках между зернами цинковой обманкой и арсенопирита. М.Р. Еникеев [77] сообщил, что наличие большого количества мышьяка в галените месторождения Такели связано с тонкими вростками прустита. В галените местами удлиненные зерна прустита приурочиваются к кристаллическим направлениям галенита. Образует решетку распада твердого раствора.

Прустит был установлен также М.И.Моисеевой [152] в Чукурджилге в ассоциации с галенитом. Минерал встречается в виде отдельных шестоватых индивидов (0.01-0.05 мм) с ромбическим сечением по границам зерён или в виде тонких включений в самом галените.

На месторождении Канджол прустит обнаружен в единичных случаях. Образует мелкие зерна (иногда вместе с пираргиритом) в галените. От пираргирита отличается более густо-синей окраской зерен в отражённом свете.

В прожилково-вкрапленных рудах месторождения Мирхант в ассоциации с самородным серебром, акантитом, полибазитом, науманнитом и фрейбергитом встречается прустит.

Окраска прустита ярко-красный. Цвет черты кирпично-красная. Блеск

алмазный. Хрупок. Микротвёрдость 86 кг/мм² [152]. В отражённом свете светло-серый с голубоватым оттенком. Двуотражение отчётливое, значительно усиливается от голубовато-серого до более тёмного синевато-серого в иммерсии. Сильно анизотропен. Внутренние рефлексы кроваво-красные. Отражательная способность 23% (Такели), 24% (Кансай).

Химический состав прустита из месторождения Мирхант ближе к справочным данным (29): Ag – 64.42, As – 15.98, S – 19.58. Сумма 99.98.

Фрейбергит – $(\text{Ag,Cu,Fe})_{12} (\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$ встречается в серебро-золоторудных месторождениях Канджольского рудного поля. Он образуется в двух продуктивных стадиях – золото-сульфосольной и серебро-сульфидной [155]. Первая генерация сформировалась вместе с редкими маломощными жилами, прожилками, линзовидными скоплениями, сложенными ритмично-полосчатыми и реже массивными агрегатами кварца, кальцита, адуляра, серицита, хлорита. В парагенетической ассоциации с жильными минералами образовались пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, арсенопирит, Ag-тетраэдрит, электрум, самородное серебро, кюстелит, аргентит, алларгентум, дискразит, науманнит, пираргирит, полибазит, миаргирит. Нередко рудные минералы образуют тонкие прожилки и вкрапленность в дорудных кварц-карбонатных агрегатах. Выделения фрейбергита имеют неправильную изометричную форму, размером 0.05-0.5 мм. Он присутствует в виде включений в жильных минералах. Кроме того, фрейбергит сростается со сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом, пиритом, электрумом и пираргиритом.

Минералы серебро-сульфосольной стадии образуют маломощные жилы и прожилки, сложенные кварцем и карбонатами с пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, фрейбергитом. В единичных случаях во второй стадии образуются пираргирит, электрум, самородное серебро, буланжерит, овихиит и семсеит. Здесь фрейбергит образует изометричные или вытянутые включения в галените, имеющие размеры 0.001-0.02 мм. Фрейбергит иногда образует полосы, вытянутые вдоль трещин спайности в

галените. В одном случае наблюдалось пересечение галенита прожилком фрейбергита.

Концентрация основных компонентов как в первой, так и во второй генерациях фрейбергита изменчива (таблица 6.8). В первой генерации минерала содержания элементов составляют (мас.%) - Cu - 15.08-21.41, Ag - 25.30-28.89, Zn - 0.22-2.90, Fe - 3.29-4.40, Sb - 26.49-28.61, As - 0.08-1.02, S - 21.37-22.63. Кроме того здесь встречаются (мас.%): Cd - 0.11-0.45 и Se - 0.12-0.60.

Таблица 6.8. –Химический состав фрейбергитов, мас.%

№ анализов	Содержание элементов, мас.%									Сумма
	Cu	Ag	Zn	Fe	Cd	Sb	As	S	Se	
Фрейбергит I генерации										
1	15,08	27,33	2,78	3,31	0,45	28,61	-	21,70	0,12	99,38
2	16,59	28,89	2,90	3,38	0,32	26,56	0,39	21,99	0,12	101,14
3	16,87	28,60	0,33	5,42	0,17	26,65	0,08	21,93	0,23	100,28
4	18,90	25,58	2,85	3,32	0,23	26,40	0,70	22,32	0,12	100,42
5	19,17	25,77	0,22	3,77	0,16	27,41	-	22,48	-	98,98
6	19,28	25,66	2,28	3,92	0,17	26,49	1,02	22,53	-	101,33
7	19,29	25,32	2,25	3,29	0,11	27,85	0,08	21,37	0,60	100,16
8	21,41	25,30	0,41	4,40	0,11	27,81	0,55	22,63	-	102,60
Фрейбергит II генерации										
9	13,43	32,54	1,74	4,91	-	25,17	0,92	20,91	-	99,62
10	13,66	33,91	1,60	4,90	-	24,90	1,14	19,84	-	99,95
11	14,38	33,46	1,49	4,93	-	26,35	0,09	19,07	-	99,77
12	14,59	33,77	1,58	5,03	-	25,30	0,56	20,11	-	100,94
13	17,21	29,14	4,35	2,59	-	27,43	0,40	18,71	-	99,83
14	17,78	25,53	4,55	2,51	-	27,13	0,33	19,02	-	96,85
15	19,33	24,92	3,85	2,31	-	25,83	-	20,5	-	96,89
16	19,74	23,66	2,17	4,39	-	25,13	-	22,55	-	99,47
17	19,98	23,58	2,87	3,78	-	26,96	-	22,26	0,02	100,01

Примечание: Анализы (мас.%): 15- Те – 0.08; 16- Pb – 1.75; Те – 0.08; 17 - Pb – 0.55; Те – 0.01.

Во фрейбергитах второй генерации широко варьирует концентрация серебра - от 23.58 до 33.91 мас.%. А остальные компоненты составляют (мас.%): Cu 13.43-19.98, Zn 1.49-4.55, Fe 2.31-5.03, Sb 24.09-27.43, As 0.09-1.14, S 18.71-22.55. В минерале из этой генерации отсутствует кадмий. Из девяти анализов в одном случае обнаружен в ничтожном количестве селен - 0.02 мас.%.

Пираргирит Ag_3SbS_3 - один из основных минералов на серебряных

месторождениях (Канджол, Мирхант, Большой Канимансур). В этих месторождениях он распределен неравномерно. Наибольшее содержание пираргирита наблюдается в массивных рудах Мирханта. Он имеет размер 0.05-0.1 мм и образует изометричные и относительно удлинённые выделения. Они образуют линзовидные, жилообразные и гнездообразные структуры, в основном за счёт заполнения пустот. Часто встречаются в сростании с фрейслебенитом и галенитом [29-А]. Изометричные включения галенита размером 0.005 мм и менее, почти всегда наблюдаются в пираргирите. Пираргирит может также встречаться в бурноните, рамдорите и тетраэдрите. Изометричные зёрна и таблитчатые кристаллы пираргирита встречаются в тонких секущих прожилках кальцита.

В Канджоле пираргирит макроскопически встречается в виде мелких выделений размером 1-2 мм в кварц-кальцит-сульфидных и кварц-пираргиритовых жилах, где выделения его иногда достигают размера 1-5 см. Форма кристаллов призматическая (столбчатая), иногда отмечаются скаленоэдры и ромбоэдры, в отдельных случаях наблюдается штриховка на гранях. Иногда прожилки пираргирита секут халькопирит, пирит и арсенопирит. Хорошо образованные крупные кристаллы пираргирита встречаются в друзовых пустотах в ассоциации с кристаллами галенита, сфалерита и полибазита. Кристаллы пираргирита здесь призматического габитуса, часто образуют двойники и тройники прорастания. Длина кристалликов 1-3 мм, поперечное сечение 0.5 мм (рисунок 6.2). На гранях $[11\bar{2}0]$



пираргирита наблюдается штриховка параллельно ребру $[1\bar{1}05][145]$.

Рисунок 6.2. Кристалл пираргирита в пустотке, выполненный шестоватым кварцем, длина кристалла 1.5 мм, сечение $\frac{1}{2}$ мм

Мелкие (0.005-0.01 мм) округлые и амёбовидные пираргиритовые включения встречаются в свинцовом блеске. Они ассоциируют с серым кварцем, кальцитом, арсенопиритом, галеновисмутитом, сафлоритом и полибазитом.

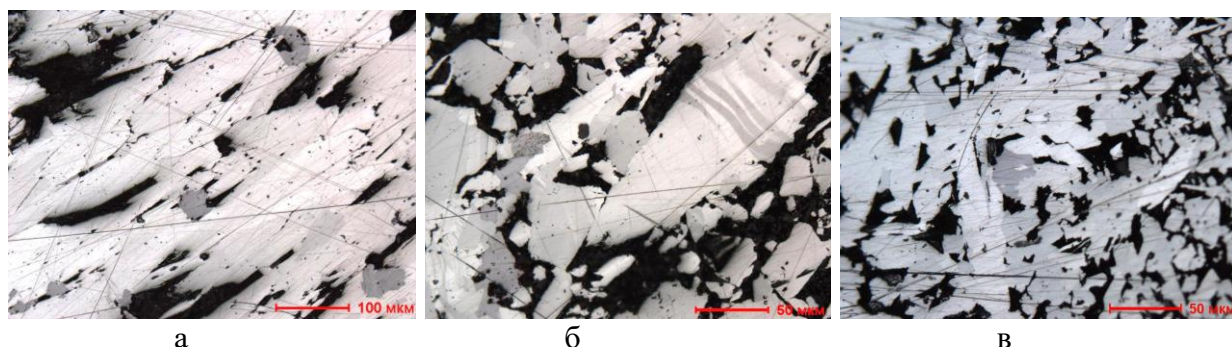
В месторождение Большой Канимансур сурьмяная серебряная обманка образует неправильные амёбовидные, иногда округлые и удлинённые формы размером от 0.001 до 0.05 мм, ориентированные вдоль кристаллического направления свинцового блеска [223]. Пираргирит может также образовывать в галените мирмекитовые вроски. Вроски также были обнаружены в кварце, тетраэдрите и халькопирите. Пирагирит ассоциирует с галенитом, сфалеритом, штроейеритом, акантитом, полибазитом, галенобисмутитом. Замещается самородным серебром, которое неравномерно развивается над миаргиритом. Максимальное количество пираргирита наблюдается в средних и более глубоких частях месторождения.

На месторождении Школьное пираргирит часто образует мелкую, пылевидную, прожилковидную вкрапленность, выполняющую промежутки между выделениями кварца, в сочетании с тонкими сростаниями с фрейбергитом, самородным золотом и пиритом. Тонкие включения пираргирита в кварце придают последнему вишнево-красный оттенок. Иногда в выделениях золота отмечается вкрапленность пираргирита, а в значительных скоплениях пираргирита наблюдаются включения пирита, галенита, сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита.

На месторождении Северный Зарнисор пираргирит установлен в ассоциации с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, тетраэдритом, штернбергитом, ширмеритом, матильдитом в кварц-кальцитовых жилах среди березитизированных эффузивов [93]. Он образует микроскопические скопления в интерстициях нерудных минералов, просечки и округлые включения в галените и сфалерите, замещается самородным серебром и повсеместно развивается по миаргириту. В отражённом свете темнее миаргирита на 3-5%. Голубовато-серый. Анизотропия ясная. Двухотражение слабое, заметное на границах зёрен. Внутренние рефлексы многочисленные, светло-красные, тёмно-красные, фиолетовые.

Пираргирит и аргентит на месторождениях Такфон и Симич, встречаются в ассоциации с антимонитом в массивных рудах в виде единичных включений

размерами 0.025-0.04 мм (рисунки 6.3). Промежутки зёрен антимонита выполняют углистые включения в виде линз, зёрен остроугольной, неправильной формы от 5 до 35% площади шлифа.



Рисунки 6.3. –А) Линейчатые кристаллы антимонита с включениями пираргирита (серое). По границам зерен антимонита прослойки углистых сланцев (черное). Такфон; б) Включения пираргирита (серое) в антимоните. Антимонит с двойниками смятия. Симич; в) Включения пираргирита (в центре) в антимоните. Промежутки между зерен антимонита выполнены углистыми сланцами. Симич

Пираргирит в небольших количествах встречается в серебросодержащих полиметаллических месторождениях Карамазара (Замбарак, Тарыэкан, Чукурджилга, Такели, Кансай, Южная Дарбаза, Джаманкудук). Минерал образует каплевидные и призматические формы размером 0.005-0.01-1 мм в галените [145]. В Замбараке отмечают графические сростания пираргирита с галенитом. В отмеченных месторождениях пираргирит ассоциирует с галенитом, тетраэдритом, пруститом, полибазитом, изредка сфалеритом, халькопиритом, пиритом, аргентопиритом, стефанитом, аргентитом.

Сингония пираргирита тригональная. Кристаллы псевдокубического (Джаманкудук) и призматического (Канджол) габитуса. Цвет пираргирита в свежем изломе темно-красный, блеск алмазный (Канджол), однако в Джаманкудуке темно-бурый и блеск матовый, хрупок, излом раковистый. На изломе быстро тускнеет и становится темным с фиолетовым оттенком. В тонких пластинках просвечивает. Анизотропен. Микротвёрдость пираргирита из месторождения Школьное колеблется от 91 до 97, в среднем составляет 94 кг/мм², на Мирханте равна 109 кг/мм². Микротвёрдость пираргиритов Северного Зарнисора варьирует от 102.8 до 131.7 кг/мм².

В проходящем свете пираргирит густо-красный. В отраженном свете

минерал белый с серовато-голубоватым оттенком (Канджол), белый с сине-фиолетовым оттенком (Джаманкудук). Слабо двуотражает. В иммерсии явление двуотражения усиливается. Иногда выявляются пластинчатые двойники. Для пираргирита характерны карминово-красные, с фиолетовым оттенком, внутренние рефлексии, особенно сильные в иммерсии. В воздухе они заметны по периферии зерен и в микротрещинках. Основные линии рентгенограммы из Джаманкудука – 3.35, 2.79, 2.53, 1.710 – соответствуют эталону пираргирита [150].

Состав пираргирита приводится в таблице 6.9. Как видно из нее, в составе пираргиритов наблюдается несоответствие. В первых шести анализах (1-6) содержание серебра меньше теоретического (54.77 мас.%, против 59.76 мас.%), а сурьмы больше (27.46 мас.% против 22.48 мас.%). В других (7-10), напротив, серебра в среднем из 4-х анализов больше теоретического (61.32 мас. %, против 59.76 мас.%), а сурьмы меньше (21.79 мас.% против 22.48 мас.%).

Таблица 6.9. –Химический состав пираргирита, в мас.%

№№ проб	Содержание элементов								
	Ag	Cu	Pb	Bi	As	Sb	S	Se	Сумма
1	51.90	0.1	-	-	0.32	30.74	17.36	-	100.42
2	55.81	1.02	-	-	0.62	24.45	17.42	-	99.32
3	52.10	0.30	-	-	0.30	30.74	17.36	-	100.80
4	52.60	0.30	-	-	0.65	30.74	17.36	-	101.65
5	56.51	-	-	-	-	24.50	17.44	-	98.55
6	59.71	-	-	-	0.60	23.64	17.42	0.21	101.58
7	61.76	0.02	0.09	-	-	20.33	16.11	-	98.31
8	63.91	-	0.06	0.62	-	21.06	16.51	-	102.16
9	59.78	0.02	-	-	0.57	23.13	17.70	0.26	101.46
10	59.85	0.03	-	-	0.28	22.66	17.71	0.01	100.54

Примечание: 1-3 Канджол (по автору), 4 - по [219], 5-10 Мирхант (по автору)

В пираргиритах серебряных месторождений встречаются также медь до 1.02 мас.% (в среднем 0.43 мас.%) и мышьяк от 0.28 до 0.65 мас.%. Наличие Cu, по-видимому, связано с изоморфным замещением меди серебра, а As изоморфно замещает S. Из других примесей отмечаются селен (0.01 - 0.26 мас.%) и висмут (до 0.62 мас.%). Анализы ряда проб с пираргиритом из

Канджола указывают на наличие повышенного количества золота, которое достигает 30 г/т. Видимого золота не обнаружено.

Миаргирит AgSbS_2 обнаружен в рудах месторождения Северный Зарнисор С.Я.Клемпертом и другими [93], Г.И.Ионисом [85] на Большом Канимансуре. Он установлен также в Канджоле и Мирханте. На Северном Зарнисоре миаргирит наблюдается в кварц-кальцитовых жилах с поздним галенитом, халькопиритом, сфалеритом, блёклой рудой, самородным серебром и штернбергитом. Удлиненно-пластинчатые кристаллы минерала размером 0.001-0.2 мм псевдоморфно замещаются пираргиритом. В отражённом свете миаргирит имеет соломенно-жёлтый оттенок. Сильно анизотропен с цветным эффектом: светло-зелёный - светло-жёлтый - фиолетово-чернильный. Внутренние рефлексы многочисленнее, чем у пираргирита. При сильном освещении вольтовой дугой быстро травится с образованием тёмной плёнки.

На месторождении Большой Канимансур миаргирит относится к числу сравнительно редких минералов. Он обычно встречается в виде мельчайших вростков в галените.

В Канджоле миаргирит редок. Встречается он в виде мелких округлых и удлиненных выделений размером 0.02-0.4 мм в галените наряду с пираргиритом и аргентитом. Иногда миаргирит и пираргирит образуют совместные выделения. В одном случае зёрна миаргирита пересечены пираргиритом. По сравнению с пираргиритом миаргирит бесцветный. Он сильно анизотропен, двуотражение хорошо видно: от жёлтоватого до светло-серого с голубоватым оттенком. Внутренние рефлексы густо-красные. В зёрнах видна спайность по неровным линиям.

Миаргирит из месторождения Мирхант встречается в виде включений размером менее 0.02 мм во фрейбергите. В отражённом свете он имеет серовато-голубой цвет, сильно анизотропен, цветовой эффект слабый. Состав, измеренный микрозондом: Ag - 33.47%, Cu - 2.20%, Sb - 39.87%, S - 21.51%. Итого 97.05 мас.% и соответствует формуле: $(\text{Ag}_{0.92}\text{Cu}_{0.10})\text{Sb}_{0.98}\text{S}_{2.00}$.

Матильдит AgBiS_2 встречается в различных количествах во многих

серебряных и серебросодержащих месторождениях в двух полиморфных модификациях: высокотемпературном псевдокубическом (шапбахит), стабильном выше 225°C, и низкотемпературном ромбическом (матильдит), стабильном ниже 225°C [262].

Шапбахит и матильдит описаны на месторождении Перевальном [39], на Чукурджилге [114], Алмадоне и Джузуме [106], Тарыэкане [43], Северном Зарнисоре [92], Канимансуре [47], Зарнисоре [217] и на месторождениях Мирхант и Канджол [17-А].

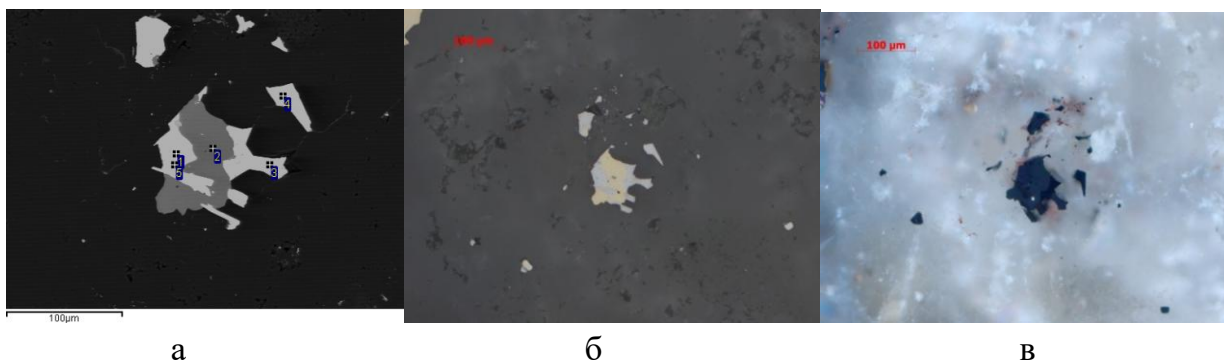
По данным М.М.Болдыревой и В.Ф.Чернышевой [39] на месторождении Перевальное шапбахит в галените образует твердый раствор с содержанием от 0.06 до 6.44 мас. %. Ими отмечено, что при увеличении количества AgBiS_2 уменьшается параметр элементарной ячейки галенитов - от 5.9350 до $5.9157 \pm 0.005 \text{ \AA}$.

Шапбахит из Большого Канимансура встречается в виде ксеноморфных скоплений лапчатой формы и редко образует игольчатые и копьевидные кристаллы [223]. Минерал является продуктом разложения галенита и содержит избыток серебра и висмута.

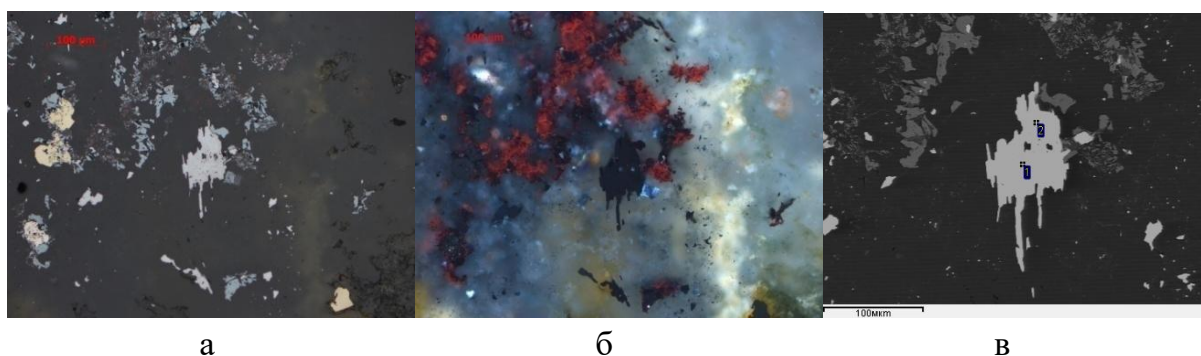
Шапбахит из Тарыэкана образуются вместе с халькопиритом, галенитом и следами сфалерита, часто образуя сростания с эмплектит-виттихенитовыми минералами [106]. Шапбахит образует игольчатые и копьевидные кристаллы (до 2 мм). Цвет стально-серый, иногда с жёлтой побежалостью. Блеск металлический (слабее, чем у висмутита). Микротвёрдость шапбахита 127-131, в среднем 129 кг/мм^2 . В отражённом свете минерал похож на галенит, но имеет серебристо-белый или слегка кремовый цвет и двупреломление. Травление слабым раствором соляной кислоты выявляет характерную систему сдвоенных зёрен с небольшими включениями галенита между ними. Основные линии дебаеграммы: (8) 3.45; (8) 3.30; (9) 2.96; (10) 2.82; (8) 2.091; (7) 1.785.

Матильдит был обнаружен при микроскопическом исследовании тонких срезов. В них матильдит ассоциирует с различными минералами. В ассоциации с халькопиритом он встречается в Канджоле (рисунки б.4, а, б, в) и образует

неправильные зёрна (рисунки 6.5, а, б, в). В кварце матильдит образует искажённые выделения.



Рисунки 6.4. –А) изображение участка шлифа в отражённых электронах (BSE). 1, 3, 4, 5 – матильдит, 2 – халькопирит, черный – кварц; б) срастание матильдита с халькопиритом в кварце, отраженный свет при одном николе; в) – тот же участок шлифа, что и на предыдущем снимке в скрещенных николях



Рисунки 6.5. –А) выделения матильдита в кварце, отраженный свет при одном николе, б) тот же участок шлифа, что и на предыдущем снимке, в скрещенных николях, в) изображение участка шлифа в отраженных электронах (BSE). 1, 2 – матильдит, серый – халькопирит, черный - кварц

Шапбахит из Большого Канимансура встречается в виде ксеноморфных скоплений лапчатой формы и редко образует игольчатые и копьевидные кристаллы [223]. Минерал является продуктом разложения галенита и содержит избыток серебра и висмута.

Шапбахит из Тарыэкана образуется вместе с халькопиритом, галенитом и следами сфалерита, часто образуя срастания с эмплектит-виттихенитовой ассоциации [106]. Шапбахит образует игольчатые и копьевидные кристаллы (до 2 мм). Цвет стально-серый, иногда с жёлтой побежалостью. Блеск металлический (слабее, чем у висмутита). Микротвёрдость шапбахита 127-131, в среднем 129 кг/мм². В отражённом свете минерал похож на галенит, но имеет серебристо-белый или слегка кремовый цвет и двупреломление. Травление

слабым раствором соляной кислоты выявляет характерную систему сдвоенных зёрен с небольшими включениями галенита между ними. Основные линии дебаеграммы: (8) 3.45; (8) 3.30; (9) 2.96; (10) 2.82; (8) 2.091; (7) 1.785.

Матильдит был обнаружен при микроскопическом исследовании тонких срезов. В них матильдит ассоциирует с различными минералами. В ассоциации с халькопиритом он встречается в Канджоле и образует неправильные зёрна. В кварце матильдит образует искажённые выделения.

Матильдит из Большого Канимансура образуется в тесной ассоциации с густавитом [223]. Матильдит вместе с галенитом цементирует игольчатые кристаллы беррита. Минерал обычно образует тесные соединения с айкинитом, галенитом и халькопиритом.

Матильдит встречается в виде игольчатых агрегатов, мелких призматических кристаллов до 0.15 мм на месторождение Мирхант вместе с козалитом. Содержит зёрна арсенопирита и тетраэдрита, размером 0.01-0.05 мм. Также образует мелкие призматические кристаллы.

На месторождение Тарыэкан матильдит встречается преимущественно в виде прорастаний в галените [37] (рисунок 6.6). Решетчатая структура сростаний матильдита и галенита также заслуживает внимания. Морфология матильдита пластинчатая и линзовидная, размером от 0.1 до 8 мм и шириной 1-2 мм. Отражательная способность матильдита колеблется от 41.1 до 48.1, в среднем 44.7.

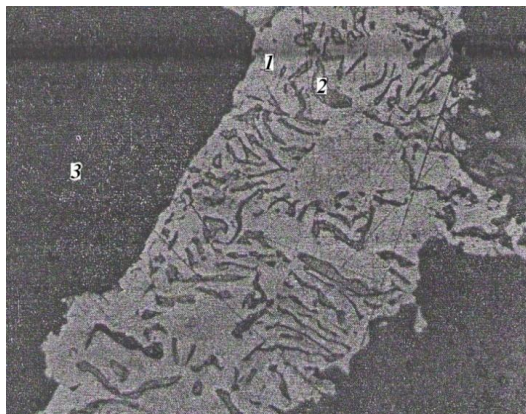


Рисунок 6.6. –Мирмекитовые сростания матильдита (1) с галенитом (2) и мангансидеритом (3) из Тарыэкана [37]

На серебро-полиметаллическом месторождении Замбарак матильдит

встречается в ассоциации с Bi и Ag -содержащим галенитом, халькопиритом и сидеритом [41]. Он встречается в основном в интерстициях роста с галенитом, с решетчатой структурой, образованной тремя системами веретенообразных пластин матильдита в галените, с примерно одинаковым соотношением минералов в интерстициях роста. Изредка матильдит образует в галените мелкие гетероморфные зерна размером 0.05-0.2 мкм.

Матильдит встречается в ассоциации с висмутином, креннерит-калаверитом, самородным золотом и висмутом в кварц-сульфидных жилах Джузума; в кварцевых жилах Алмадона – с гематитом и пиритом.

В Северном Зарнисоре он встречается в двух парагенетических ассоциациях: золотосодержащий арсенопирит с висмутином, козалитом и галенобисмутитом и халькопирит-сульфовисмутитовой с самородным висмутом, айкинитом и ширмеритом [92]. Матильдит I образуется при разложении твердого раствора галенит-айкинит-халькопиритовых прожилок в галените, образуя пластинчатые и решетчатые продукты. Матильдит II встречается в виде удлинённых призматических и копьевидных включений в галените полиметаллической ассоциации, образуя обильные вкрапленники халькопирита в сфалерите.

Матильдит обнаружен на месторождении Зарнисор А.Х.Туресебековым и другими [213]. Матильдит образует эмульсионные выделения (распад твёрдых растворов) в галените и халькопирите и ассоциирует с гесситом и сфалеритом. Размер эмульсии составляет 0.006-0.05 мм. Зерна матильдита укрупняются по периферии зёрен галенита и в контакте с халькопиритом.

Матильдит имеет белый, стально-серый цвет, с желтой побежалостью на поверхности зёрен. В отраженном свете он белый, с желтоватым оттенком при погружении в воду. В плоскости, параллельной направлению удлинения, он имеет кремовый цвет, светлее, чем галенита, а в перпендикулярной плоскости - зелёноватый. Двуотражение на воздухе очень слабое и усиливается при погружении, со слабым эффектом серого до жёлтовато-белого цвета. Анизотропия выражена отчётливо, со слабым синим, розовым, голубым,

коричневым и фиолетовым цветовым эффектом. Параллельно направлению удлинения кремового цвета, бледнее галенита, перпендикулярно – зелёноватого цвета, темнее галенита. Внутренних рефлексов отсутствуют. Микротвёрдость 74-128, средняя 97 (Тарыэкан), 89.3-94.7 кг/мм² (Северный Зарнисор).

Матильдит обнаружен на месторождении Зарнисор А.Х.Туресебековым с соавторами [213]. Матильдит образует эмульсионные выделения в галените и халькопирите и ассоциирует с гесситом и сфалеритом. Размер эмульсии составляет 0,006-0,05 мм. Зерна матильдита укрупняются по периферии зёрен галенита и в контакте с халькопиритом.

Матильдит имеет белый, стально-серый цвет, с желтой побежалостью на поверхности зёрен. В отраженном свете он белый, с жёлтоватым оттенком при погружении в иммерсии. В плоскости, параллельной направлению удлинения, он имеет кремовый цвет, светлее, чем галенита, а в перпендикулярной плоскости - зелёноватый. Двухотражение на воздухе очень слабое и усиливается при погружении, со слабым эффектом серого до жёлтовато-белого цвета. Анизотропия выражена отчётливо, со слабым синим, розовым, голубым, коричневым и фиолетовым цветовым эффектом. Параллельно направлению удлинения кремового цвета, бледнее галенита, перпендикулярно – зелёноватого цвета, темнее галенита. Внутренних рефлексов отсутствуют. Микротвёрдость 74-128, средняя 97 (Тарыэкан), 89.3-94.7 кг/мм² (Северный Зарнисор).

Всего имеется три анализа шапбахита – два из Канджола и один из Тарыэкана (таблица 6.10). Наряду с основными элементами – серебром, висмутом и серой, в составе минерала из Канджола, обнаружено в среднем 27.41 мас.% свинца и 6.33 мас.% меди. В минерале из Тарыэкана содержится в количестве 27.25 мас.% только свинец. Высокие концентрации свинца и меди связаны со смесью галенита и халькопирита.

Химический состав матильдитов (4-6) из месторождения Канджол (таблица 6.10) также характеризуется примесью свинца, но в меньшем количестве (среднее 5.29 мас.%). О переменном количестве свинца в матильдитах приводятся в литературе [256]. Соотношение атомных количеств

основных элементов (Bi, Pb, Ag) в составе минералов этого ряда хорошо согласуется с принятой для минералов лиллианитовой гомологической серии схемой изоморфного замещения $2Pb \rightarrow Bi^{3+} + Ag^+$. Из экспериментальных исследований системы $PbS-Ag_2S-Bi_2S_3$ [253, 263, 264] следует, что при высоких температурах (выше 195-250°C) наблюдаются непрерывные твердые растворы между кубическими модификациями матильдита (β -матильдит) и галенита, а при более низких температурах (ниже 195°C) происходит переход от кубической к ромбической (α -матильдит). Известно, что по составу минерал сходен с матильдитом из месторождения Лейк-Сити (Колорадо, США) [145].

Таблица 6.10. –Химический состав шапбахита и матильдита, мас.%

№№ пп	Bi	Pb	Ag	Cu	Te	Se	S	Сумма
1	43.03	26.89	7.67	6.51	-	-	15.42	99.52
2	42.81	27.93	7.30	6.15	-	-	15.54	99.73
3	34.36	27.25	23.70	-	-	-	14.60	99.91
4	49.76	5.92	28.70	-	-	-	15.47	99.85
5	50.21	5.92	28.38	-	-	-	15.26	99.87
6	51.94	4.02	28.08	-	-	-	15.51	99.54
7	54.40	1.00	26.30	0.10	0.50	2.90	15.20	100.40
8	51.00	2.10	27.50	0.30	0.10	3.70	15.00	99.70
9	54.70	1.20	25.00	0.20	0.10	4.00	13.90	99.10
10	45.76	-	32.68	-	-	-	22.18	100.62
11	58.30	-	26.10	0.40	-	-	15.90	99.91
12	54.7	4.7	22.6	-	-	-	16.8	98.8

Примечание: шапбахит 1-2 – Канджол (по автору), 3 - Тарыэкан [106], матильдит 4-6 – Канджол (по автору), 7-9 – Северный Зарнисор [92], 10 – Зарнисор [217], 11 – Тарыэкан [43], 12 – Замбарак [37]

Разница заключается в том, что матильдит месторождения Канджол содержит почти на 2 мас.% больше серебра и меньше висмута и серы, 2.25 мас.% и 1.25 мас.% соответственно. Основной элементный состав матильдита месторождения Северный Зарнисор (7-9) также очень похож на матильдит месторождения Лейк-Сити. Только в этом случае появляются примеси (в среднем, в мас.%): Se (3.53), Te (0.23) и Cu (0.2). Химический состав матильдитов Тарыэкана и Зарнисора отличается от вышеуказанных месторождений отсутствием примесей свинца. Однако в образце 11 из Тарыэкана висмут на 3.46 мас.% выше теоретического состава, а серебра и серы меньше – 2.23 мас.% и 0.93 мас.% соответственно; в образце 10 из Зарнисора

наблюдается обратная картина. Висмут на 9.08 мас.% меньше теоретического состава, а серебро и сера на 4.35 мас. % и 5.35 мас.% больше, соответственно. Матильдит из месторождения Замбарак характеризуется наличием примесей свинца в количестве 4.7 мас. %.

Рамдорит $Ag_2Pb_6Bi_6Sb_5S_9$ встречается в массивной руде из штрека 1 штольни №1 месторождения Мирхант. Минерал представлен призматическими и игольчатыми кристаллами размером 5-10 мкм и гетероморфными выделениями с отдельными игольчатыми выступами в карбонатах в гнездах марказита. Эти выделений рамдорита имеют размер 0,01-0,05 мм и содержат каплевидные включения пирагирита размером около 1-2 мкм. Рамдорит выделен вместе с другими сульфосолями, в юго-восточной части месторождения Контактная.

По химическому составу минерал относится к висмут-рамдориту (таблица 6.11). Это вторая подобная находка в мире [43]. Состав определен на микрозонде. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 15 нА, аналитические линии: L α -Ag, Bi, Sb, K α -Cu, S, Fe, As, M α -Pb. Образцы сравнения: CuFeS₂, CuSbS₂, PbS, Bi, Ag, GaAs, HgS.

Таблица 6.11. –Химический состав рамдорита, в мас.%

№№ проб	Содержание элементов						
	Ag	Cu	Pb	Bi	Sb	S	Сумма
1	9.77	0.085	25.75	30.64	14.07	17.74	98.055
2	9.84	0.09	25.78	30.75	14.18	17.86	98.50
3	10.02	0.08	25.92	30.69	14.43	17.87	99.01
4	7.76	0.15	34.24	0.65	34.08	20.34	97.22

Висмутовая разновидность рамдорита содержит серебро – 9.84 мас.%, медь – 0.09 мас.%, свинец – 25.78 мас.%, сурьму – 14.18 мас.%, висмут – 30.75 мас.%, серу – 17.86 мас.% (средний состав трех анализов), что соответствует кристаллохимической формуле: $(Ag_{3.92}, Pb_{5.38}, Cu_{0.06}) Bi_{6.35} Sb_5 S_{24}$. Сурьмянистая разновидность рамдорита, представленная гетероморфным выделением, имеет следующий состав (мас.%): серебро – 7.76, медь – 0.15, свинец – 34.24, сурьма – 34.08, висмут – 0.65, сера – 20.34. Сумма – 97.22 мас.% и соответствует

формуле $(\text{Ag}_{2.72}, \text{Pb}_{6.24}, \text{Cu}_{0.09})\text{Bi}_{0.12}, \text{Sb}_{10.57} \text{S}_{24}$. Рамдорит - минерал переменного состава с варьирующимися пропорциями различных полуметаллов и формулообразующих компонентов. Благодаря нестехиометрической природе рамдорита и легкости его разложения, он может рассматриваться как геотермометр. Bi-содержащий рамдорит может служить индикатором температур выше 250°C [43].

Фрейслебенит $(\text{Ag}, \text{Pb}, \text{Sb})\text{S}_3$ относится к редким сульфосолям серебра из группы сульфоантимонидов свинца и серебра. Минерал встречается в массивной руде шторка 1 штольни №1 (рассечки 7, 8, 9, 10) месторождения Мирхант. Он довольно обильно встречается в аншлифах в виде ксеноморфных выделений размером 0.01-0.10 мм. Она сростается с пирагиритом и галенитом, образуя линзы и гнёзда. Цвет голубовато-белый, двулучепреломление слабое, анизотропия выражена. Может наблюдаться пластинчатое двойникование. Фрейслебенит вместе с другими сульфосолями выделяется после минералов тетраэдрит-галенитового парагенезиса.

Химический состав фрейслебенита (таблица 6.12) соответствует справочным данным [235]. В целом, этот минерал из месторождения Мирхант характеризуется высоким содержанием висмута (0.89-1.40%). Средняя (по трём анализам) кристаллохимическая формула фрейслебенита выглядит следующим образом: $(\text{Ag}_{0.93}\text{Pb}_{1.00}\text{Bi}_{0.03}\text{Sb}_{0.96})_{2.92}\text{S}_3$.

Таблица 6.12. –Химический состав фрейслебенита, в мас.%

№№ проб	Содержание элементов						
	Ag	Cu	Pb	Bi	Sb	S	Сумма
1	17.95	0.02	40.75	1.40	21.87	17.93	99.92
2	19.20	-	38.49	1.37	21.99	17.64	98.69
3	19.64	0.05	38.16	0.89	22.52	18.50	99.76

Андорит AgPbSb_3S представлен вкрапленниками и микропрожилками на месторождении Мирхант. Минерал находится в сростаниях с сульфидами (арсенопирите, сфалерите, измененном пирротине, галените) и заключён в них,

а также в карбонатной матрице. Размеры выделений минерала составляют 0.5-1 мм [29-А].

Штернбергит AgFe_2S_3 установлен С.Я.Клемпертом и другими [93] на месторождении Северный Зарнисор и нами на месторождении Мирхант. В первом месторождении штернбергит встречается в виде единичных выделений в березитизированных эффузивах с прожилково-вкрапленной галенитовой минерализацией. Он замещает поздние халькопирит и галенит, образует тесные сростания с самородным серебром и пираргиритом. Отражательная способность около 20-25%. Цвет коричневато-серый. Ясно анизотропен, заметно двуотражает. Микротвердость 52-59.9 кг/мм², средняя 58 кг/мм². В штернбергите в сростках с халькопиритом и сфалеритом определены (мас.%): Ag и Fe - более 10, Cu - около 5, Zn - более 1, Pb - 0.06, Sb - 0.03.

Штернбергит из месторождения Мирхант встречается в виде редких мелких зёрен в халькозине. Этот минерал ассоциирует с самородной сурьмой. Последняя корродирует и замещает его. В отражённом свете он имеет розовато-коричневый цвет. Отражательная способность составляет около 40%. Двулучепреломление выраженное, с эффектом от белого до коричневого (в иммерсии) цвета. Сильно анизотропен. Внутренних рефлексов нет. Мягкий. Под действием концентрированной HNO_3 покрывается коричневым налетом. Азотнокислый раствор минерала с $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ дает положительную реакцию на серебро.

Аргентопирит AgFe_2S_3 описан Л.М.Болдыревой [35] на месторождении Джаманкудук (Кансайское рудное поле). Минерал образует сгустки мельчайших кристаллов. Цвет тёмно-бронзовый с бурым оттенком. Порошок серовато-зеленого цвета. Блеск металлический. Магнитен. В отражённом свете серовато-кремовато-жёлтый. Отражательная способность, как у халькопирита. В иммерсии отражательная способность понижается, цвет густо-жёлтый. Двуотражение очень слабое, заметно анизотропен. В зоне гипергенеза замещается борнитом.

Аргентопирит совместно с тетраэдритом и кубанитом выделяется в рудах

пирит-сфалерит-галенитового состава.

Межплоскостные расстояния аргентопирита из Джаманкудука, по Л.М.Болдыревой [35], приводятся в таблице 6.13.

Таблица 6.13. –Межплоскостные расстояния аргентопирита из Джаманкудука

I	d/n	I	d/n	I	d/n
Большой фон	5.41	4	2.99	2	1.540
	4.58	5	2.22	2	1.506
	4.16	4ш	2.11	3	1.458
	(3.73)	2ш	2.01	5	1.381
10	3.75	5	1.928	2	1.361
10	3.04	3	1.888	1	1.295
2	2.85	3	1.825	5	1.184
3	2.70	3	1.710	5	1.157
3	2.58	2	1.642	5	1.107
3	(2.43)	2	1.609	3	1.082

Полибазит $(Ag,Cu)_{16}Sb_2S_{11}$. Сведения о наличии полибазита в ряде серебряносодержащих месторождениях Карамазара отмечены в середине тридцатых годов прошлого столетия Ю.А.Араповым, Ф.И.Вольфсоном, Б.И.Наследовым, Л.В.Радугиной и Б.Б.Розиной.

Полибазиты в виде очень мелких зёрен неправильной формы наблюдаются в виде вростков в галените месторождений Кансай и Южная Дарбаза [10]. По данным Г.И.Иониса [85] полибазит из Замбарака встречается чаще всех минералов серебра. Он ассоциирует с галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, стефанитом, аргентитом, пираргиритом и выделяется одним из последних. По данным Л.М.Лурье [125], полибазит из этого же месторождения обычно образует эмульсиевидные выделения в галените.

Полибазит описан на месторождении Северный Зарнисор С.Я.Клемпертом и другими [93], на Зарнисоре – А.Х.Туресебековым и другими [217], а в Такелийском рудном поле - нами [22-А]. В первом месторождении полибазит присутствует в виде ксеноморфных агрегатов в нерудной массе, образуя округлые, таблитчатые и мирмекитовые сростки в галените, халькопирите, периферийных каймах блёклых руд. В пирите, сфалерите и халькопирите полибазит выполняет трещины и пустотки. Часты сростания его с самородным

серебром и золотом.

Полибазит из Зарнисора тесно ассоциирует с галенитом, часто образуя структуру замещения. Размеры выделений от 5 до 15 мкм. Минерал анизотропен. Эффект анизотропии в сиреневатых, зеленовато-голубоватых тонах. На этом месторождении полибазит со стефанитом ассоциирует с галенитом, сфалеритом и халькопиритом в кварцевой жиле, секущей пироксеновый скарн.

Полибазит встречается крайне редко в друзовых пустотах совместно с пираргиритом (Канджол). На кристаллах, обнаруженных в пустотах, наблюдалось ориентированное нарастание халькопирита по полибазиту. Кристаллы его размером до 1.5-2.5 мм, тонкопластинчатые, с характерной штриховкой на гранях пинакоида.

А.Р.Файзиев [223] отмечает, что полибазит из месторождения Большой Канимансур является широко распространенным минералом, но не образует крупных скоплений. Минерал встречается в ассоциации с галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, халькопиритом и минералами серебра. Полибазит образует круглые, каплевидные, неправильные, червеобразные и удлинённые мелкие эмульсионные выделения в галените. Реже он встречается в виде крупных (0,5-2,5 мм) выделений вокруг катаклазированных зерен пирита и галенита. Крупные зёрна полибазита имеют грубополосчатое сложение, обусловленное развитием двойников.

Полибазит на месторождении Такели обнаружен нами совместно с С.Б.Ятимовым [22-А]. Минерал образует интерстициальные, аллотриоморфные, неправильные формы выделения, размером 0.004-0.07 мм. Они срastaются с галенитом (рисунок 6.7). Полибазит оторочен идиоморфными, каплевидными и точечными зёрнами железистого сфалерита и кварца.

Энергодисперсионный спектр полибазита приведен на рисунке 6.8. Анализ проводился с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-7001F (JEOL) в Институте окружающей среды города Сиань, провинция Шэньси Академия наук Китайской Народной Республики.

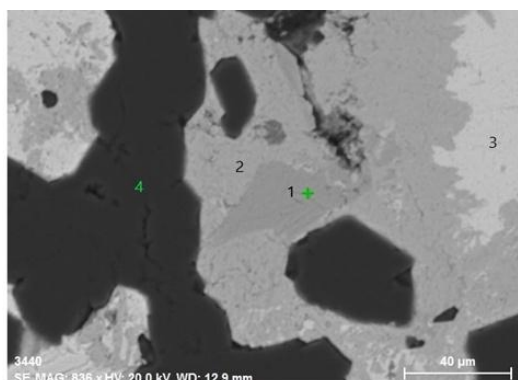


Рисунок 6.7. –Взаимоотношения минералов на месторождении Такели. 1 - полибазит, 2 - галенит, 3 - карминит, 4 - кварц. Изображение участка шлифа в отраженных электронах (BSE)

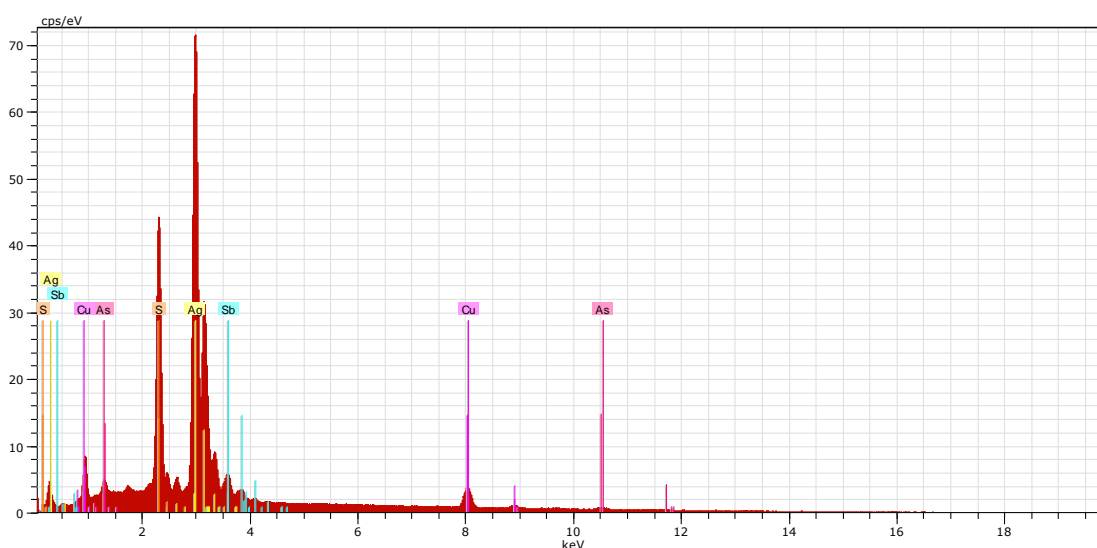


Рисунок 6.8. –Энергодисперсионный спектр полибазита в точке анализа №1, полученный с помощью Si(Li) – полупроводникового детектора и системы анализа INCAOxford

Полибазит ассоциирует с галенитом в серебро-сурьмяно-полиметаллических рудах месторождения Мирхант. Свинцовый блеск вместе с полибазитом образует субграфические вроски или мелкие (0.01-0.02 мм) изометричные и пластинчатые зёрна. Изредка тонкие выделения полибазита образуют жилоподобные и гнездообразные скопления, размером до 0.03-0.4 мм.

Сингония полибазита моноклинная. Цвет его железно-черный, иногда в мелких осколках просвечивает густо красным. Блеск металлический, алмазовидный, излом неровный, раковистый. Спайность слабая. Удельный вес 6.308. Микротвёрдость минерала 107.5-114.4 кг/мм² (Зарнисор) и 123-143, в среднем 133 кг/мм² (Северный Зарнисор).

В аншлифе он светлый, серовато-белый с зеленоватым оттенком, темнее, чем галенит. Отражательная способность около 30%. Умеренно анизотропен. Минерал похож на блёклую руду, но двуотражает от серого до голубоватого цвета, двуотражение слабое. Внутренние рефлексы полибазит не обнаруживает, но после прочерчивания его иглой порошок даёт тёмно-красные внутренние рефлексы. Под влиянием вольтовой дуги подвергается быстрому травлению с появлением золотистых точек и темно-бурой пленки.

Химический состав полибазита из месторождений Северный Зарнисор, Зарнисор, Большой Канимансур и Такели (таблица 6.14) отвечает общей формуле $(Ag_{16.58}Cu_{1.46}Fe_{0.04}Zn_{0.04}Pb_{0.05})_{17.72}(Sb_{1.56}As_{0.18})_{1.74}S_{9.55}$. В составе полибазита, наряду с основными элементами (Ag, Cu, Sb, S), установлены (в среднем из пяти анализов, в мас.%): Fe-0.084, Zn-0.066, Pb-0.13, Hg-0.033, As-1.39.

Таблица 6.14. –Химический состав полибазита, в мас.%

№ п/п	Э л е м е н т ы									Сумма
	Ag	Cu	Fe	Zn	Pb	Hg	Sb	As	S	
1	73.20	3.6	0.10	0.10	-	-	11.0	0.90	11.90	100.80
2	68.37	8.63	0.22	0.13	0.27	0.10	5.05	0.40	15.40	98.57
3	74.70	3.40	0.10	0.10	0.40	-	7.60	0.80	13.10	100.20
4	67.96	8.31	-	-	-	-	6.45	2.52	14.70	99.94
5	68.39	7.54	-	-	-	-	7.03	2.36	14.75	100.07

Примечание: 1 - Северный Зарнисор [93], 2 – Зарнисор [80], 3 - Большой Канимансур [223], 4-5 по нашим данным [22-А]

Пирсеит $Cu(Ag,Cu)_6Ag_9As_2S_{11}$ - довольно редкий минерал. В Кармазаре известны две находки пирсеита. Первая находка была сделана на месторождении Джаманкудук Л.М.Болдыревой [35], а вторая на месторождении Большой Канимансур А.Р.Файзиевым [223]. В этих месторождениях пирсеит встречается в виде обломков 0.5-1 мм (Джаманкудук), единичных ксеноморфных, округлых и удлинённых выделений размером 0.005-0.01 мм или их агрегатов размером до 0.1 мм (Большой Канимансур). Пирсеит встречается в жилах пирит-сфалерит-галенита, вместе с тетраэдритом, полибазитом, фрейбергитом и галенитом.

Пирсеит был обнаружен на месторождении Кансай [23-А]. Он был обнаружен на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8230 (EPMA). Пирсеит в месторождение Кансай встречается в виде редкого минерала неправильной, вытянутой, овальной формы с размером 0.001-0.06 мм. Он связан с арсенопиритом, галенитом и редким минералом геохронит (рисунок 6.9). Как видно из рисунка, галенит, пирсеит и геохронит образуют микровключения в арсенопирите. Энергетический дисперсионный спектр минерала показан на рисунке 6.10.

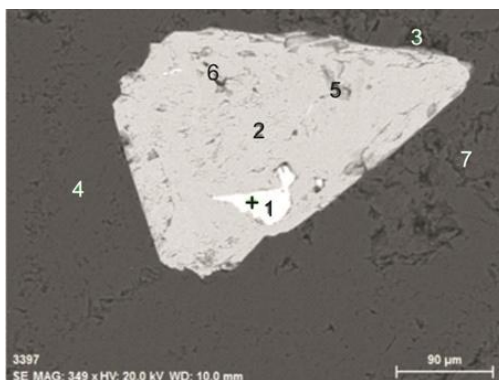


Рисунок 6.9. –Включение пирсеита (1) в арсенопирите (2), 3 - карминит, 4 - кварц, 5 - галенит, 6 - геохронит, 7 - грейгит. Кансай

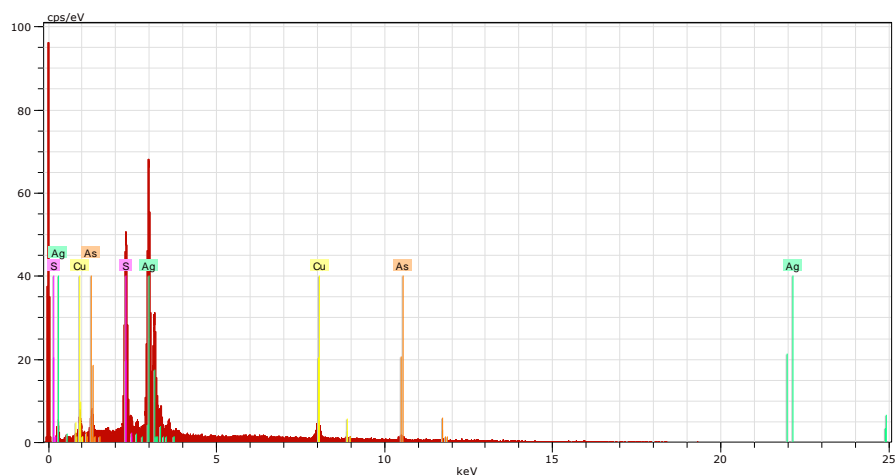


Рисунок 6.10. –Энергодисперсионный спектр пирсеита в точке анализа №1, полученный с помощью Si (Li) – полупроводникового детектора и системы анализа INCA Oxford

Было проведено три микрозондовых анализа пирсеита (таблица 6.15). Из таблицы видно, что химический состав пирсеита из месторождения Кансай отличается от теоретических значений, как для катионов, так и для анионов (в мас.%): Ag колеблется от 66.5 до 71.62 при среднем значении 69.57, Cu от 3.47

до 9.49, As от 3.76 до 7.08 и S от 16.72 до 21.04, причем Cu и Ag и мышьяк и ионы находятся в фазе. Тут медь изоморфно заменяется серебром, а мышьяк - серой. Среднее значение трех анализов даёт соотношение Ag:Cu 11.78.

Таблица 6.15. –Химический состав пирсеита, мас.%

№№п	Элементы				Сумма
	Ag	Cu	As	S	99.89
1	71.62	3.47	3.76	21.04	
2	70.56	4.75	4.21	20.40	99.92
3	66.55	9.49	7.08	16.72	99.84
Среднее	69.58	5.90	5.02	19.39	99.88

Пирсеит из месторождения Кансай по составу очень близок к минералу из месторождения Санта Джоахим Стхол, Богемия [252, 255], но с разным количеством анионов. В богемском месторождении общее количество анионов немного выше – 76.32 мас.%, тогда как в нашем месторождении оно немного ниже – 75.48 мас.%. С другой стороны, общее количество катионов, наоборот, выше в нашем случае (24.40) и 23.08 мас.% в месторождении Санта Джоахим Стхол.

Стефанит Ag_5SbS_4 образует микровключения в галените. Формы включений (0.1-0.5 мм) изометричные, округлые. Находится в сростании с полибазитом (Зарнисор) и аргентитом (Джаманкудук).

По данным Л.М.Болдыревой [35], в свинцово-цинковых рудах Джаманкудука стефанит в ассоциации с аргентитом образует микровключения размером 0,1-0,5 мм в галените. Форма включений овальная и изометричная. В зоне окисления он замещается штромейритом и ковеллином.

Стефанит на Канимансуре отмечен Е.Г.Красновым. Он образует единичные изометрические включения в галените. Размеры выделений стефанита не превышают сотых долей миллиметра. В отраженном свете он серый с розовым оттенком. Анизотропия отчетливая, внутренних рефлексов нет. В полированных шлифах белый, с заметным розовым (Джаманкудук) и серовато-белым и фиолетово-розовым (Зарнисор) оттенками. Отражательная способность высокая, близка к аргентиту. Двуотражение заметное с цветным

эффектом от серовато-белого до розовато-коричневого. Слабо анизотропен. Внутренние рефлексы отсутствуют. Микротвердость минерала колеблется в пределах 25.6-46.9 (Джаманкудук), 86-132 кг/мм² (Канимансур).

Ширмерит $\text{Ag}_4\text{PbBi}_4\text{S}_9$, был описан на Северном Зарнисоре [92], на Большом Канимансуре [44] и на Замбараке [40].

Ширмерит обнаружен в составе халькопирит-айкинит-галенитовых прожилков Северного Зарнисора, где образует включения размером 0.01 мм в халькопирите [92].

На Большом Канимансуре минерал обнаружен в виде мелких (десятые доли мм) зёрен в ассоциации с матильдитом, халькопиритом и пиритом.

В Замбараке ширмерит в сростаниях с висмутином и самородным висмутом располагается среди зерен галенита [40]. Количественные соотношения минералов в агрегатах различные, обычно ширмерит преобладает. Ширмерит характеризуется пластинчатой формой зерен шириной 2-10 мкм и до 35 мкм длиной.

В отражённом свете ширмерит имеет белый цвет со слабым кремоватым оттенком, светлее галенита, но темнее айкинита. Очень похож на последний. Обнаруживает отчётливую анизотропию в скрещенных николях и прямое погасание. Внутренних рефлексов нет. Полученные спектры отражения минерала из Замбарака колеблются от 38.0 до 48.8 [40], которые весьма близки к спектрам отражения густавита, лиллианита и промежуточных членов ряда густавит-лиллианит [249]. Твёрдость по микровдавливанию из Северного Зарнисора составляет от 163 до 173, а на Замбараке 187 кг/мм², что ближе литературным данным [269]. Ширмерит из Северного Зарнисора зафиксирован на растровых картинках распределений элементов, снятых в характеристических рентгеновских лучах серебра, висмута, свинца и серы С.Я.Клемпертом с соавторами [92].

По химическому составу описываемые минералы из Большого Канимансура и Замбарака занимают промежуточное положение в узком ширмеритовом поле составов (таблица 6.16).

Таблица 6.16. –Химический состав ширмерита, мас.%

№ п/п	Элементы					Кристаллохимическая формула
	Pb	Bi	Ag	S	Сумма	
1	20.11	52.97	10.95	18.90	102.93	$Pb_{1.77} Bi_{3.19} Ag_{1.21} S_{7.06}$
2	18.90	54.90	11.20	15.60	100.60	$Pb_{1.6} Bi_{3.23} Ag_{1.23} S_{7.06}$

Примечание: 1 - Большой Канмансур [44], 2 - Замбарак [40]

Овихиит $Ag_2Pb_5Sb_6S_{15}$ установлен микроскопически Н.Н. Королёвой и другими [44] в Канмансуре [107]. В отражённом свете цвет овихиита нежный серо-голубоватый. Отражательная способность несколько ниже галенита, хотя рельеф одинаковый. Поэтому очень мелкие включения овихиита плохо различимы в массе галенита. Двуотражение отчётливое, особенно в иммерсии. Анизотропия сильная, рефлексы отсутствуют. Изредка встречаются полисинтетические двойники. Овихиит встречается в сростании с фрейбергитом и аргентитом. Образует мирмекитовые сростки с галенитом, а также вроски изометричной и короткостолбчатой формы (0.008-0.04 мм).

Густавит $PbAgBi_3S_6$ найден на месторождениях Зарнисор [217], Большой Канмансур [44] и Мирхант [28-А, 29-А]. На месторождении Зарнисор густавит встречается в тесной взаимной ассоциации с хейровскитом. Размеры выделений микроскопические. На Канмансуре густавит обнаружен в виде мелких изолированных включений в кварце, на границе кварца и халькопирита. Реже он наблюдается в сростании с висмутином и матильдитом размером 0.2-0.7 мм.

Густавит на месторождении Мирхант встречается в гнёздах марказита и арсенопирита, образуя вроски и скопления игольчатых кристаллов. Размер отдельных кристаллов составляет 1-10 мкм. Толщина жил в игольчатых скоплениях составляет 0.05-0.10 мм, а длина - 0.40 мм. Густавит в отражённом свете белый и отчётливо анизотропный.

Химический состав густавита определён с помощью микрозонда (таблица 6.17), содержание (мас.%) - свинца - 17.81-25.50, серебра - 7.74-9.39, меди -0.01-6.25, висмута - 30.32-56.70, серы - 18.28-18.68. В 6-7 анализах из месторождения Мирхант содержание сурьмы варьирует от 14.70 до 16.74 мас.%. Минерал представляет собой сурьмяную разновидность густавита. В

густавите из месторождения Зарнисор, наряду с высоким содержанием меди (6.25 мас.%), также встречается железо (3.10 мас.%). Во второй и третьей пробах из месторождения Большой Канимансур установлен селен (0.11-0.20 мас.%).

Таблица 6.17. –Химический состав густавита, мас.%

№ п/п	Э л е м е н т ы								Сумма
	Pb	Ag	Cu	Bi	Fe	Sb	S	Se	
1	19.89	9.39	6.25	45.70	3.10	-	15.69	-	100.02
2	20.26	9.05	0.24	55.45	-	-	15.56	0.20	100.76
3	19.49	8.34	0.40	54.02	-	-	16.69	0.11	98.95
4	18.81	9.11	0.01	56.70	-	-	15.95	-	100.82
5	17.81	8.05	0.18	56.03	-	-	15.54	-	97.68
6	25.50	7.74	0.31	31.95	-	14.70	18.68	-	99.88
7	25.38	8.04	0.25	30.32	-	16.74	18.28	-	99.01

Примечание: анализы 1 – Зарнисор [217], 2-5 – Большой Канимансур [44], 6-7 Мирхант

Берриит (Ag_2Cu_3) $_5\text{Pb}_3\text{Bi}_7\text{S}_{16}$ описан в месторождениях Восточного Карамазара, в Адрасмане и Кафтархане [42], в Тарыэкане [40, 126], в Канимансуре [44]. Ю.С.Бородаевым и другими [41] при изучении руд месторождений Восточного Карамазара (Адрасман, Кафтархана, Тарыэкан) было установлено, что берриит ассоциирует с эмплектитом, который идентичен беррииту из Гренландии. Отметим, что ранее Э.Ф.Минцером [147] из этих месторождений в ассоциации с эмплектитом был описан бенжаминит. Впоследствии, повторное исследование этих материалов Э.Ф.Минцером [148] подтвердило существование берриита, которые по составу соответствует беррииту из Миссури.

Берриит в рудах Тарыэкана наблюдается в тесных сростаниях с айкинитом, матильдитом, гематитом и манганосидеритом [40]. В Канимансуре по данным Н.С.Бортникова и др. [44] берриит наиболее распространён в ассоциации с матильдитом, айкинитом, густавитом и висмутсодержащим галенитом. На месторождениях Адрасман, Кафтархана, Джузум берриит ассоциирует с халькопиритом, висмутином и сульфовисмутинами [68]. Берриит наблюдается в виде включений (150-200 мкм), отдельных зёрен в халькопирите либо в виде

гнёзд и прожилков (Канимансур). Для него характерны агрегаты резко удлиненных зерен пластинчатой формы, располагающиеся на границе зёрен манганосидерита (0.05-1 мм x 0.01-0.1 мм) в Тарыэкане. Небезынтересно то, что интерстиции между игольчатыми кристаллами берриита, нарастающими на айкинит, цементируются галенитом и матильдитом [223]. Наблюдается микросубграфическая структура срастания его с Cu-Ag-Bi-сульфосолями и галенитом (Канимансур). В Адрасмане берриит ассоциирует с халькопиритом, висмутином и сульфовисмутином. Он здесь широко распространен не только в кварце, но и в жильном хлорите и интенсивно хлоритизированных породах.

Макроскопически берриит похож на айкинит. Однако в полированных шлифах, особенно в срастании с айкинитом, отчётливо отличается от последнего [40].

Берриит в отражённом свете - белый. Двуотражение менее заметно. В скрещенных николях наблюдается эффект анизотропии – от голубого до светло-жёлтого цвета. Часто в зернах обнаруживается тонкое пластинчатое строение, очень сходное с полисинтетическим двойникованием. Оптически отрицательный, двуосный. Весьма хрупкий. Микротвёрдость колеблется в пределах 162.8-210.7 кг/мм². Микротвёрдость параллельно удлинению кристаллов 192.2, а перпендикулярно – 169.6 кг/мм². Главные линии на рентгенограмме для берриита из Тарыэкана [40]: 10 (3.48); 6 (3.22), 10 (2.90); 6 (2.84); 6 (2.19); 6 (2.07); 5 (1.450). Из Адрасмана [44]: 10 (3.51); 7 (3.24); 10 (2.91); 6 (2.82); 6 (2.20); 6 (2.02).

Химические анализы берриита из Адрасмана, Тарыэкана, Кафтарханы и Канимансура (таблица 6.18) указывают на весьма близкий их состав. Беррииты Адрасмана более висмутовые, Тарыэкана – имеют в своем составе Fe - до 0.11%, а Канимансура - Se до 0.37%.

Арсенаргентит Ag_3As констатировался в халькопирите в единичном случае в виде полуидиоморфного выделения размером 0.1 мм в Канджоле. По цвету и отражательной способности (61.1%) несколько напоминает самородное серебро, но он темнее. Твёрдость 5.9. По цвету и отражательной способности

минерал отнесен к арсенаргентиту.

Таблица 6.18. –Химический состав беррита, в мас.%

№ п/п	Э л е м е н т ы							Сумма
	Ag	Cu	Pb	Bi	S	Se	Fe	
Адрасман								
1	7.50	6.50	21.20	51.00	16.60	-	-	102.80
2	7.50	6.50	21.30	51.20	16.60	-	-	103.10
3	7.20	6.80	20.80	51.50	16.20	-	-	102.50
4	6.90	7.00	20.50	50.50	16.10	-	-	101.00
Тарыған								
5	7.0	6.7	21.3	50.6	16.0	-	-	101.6
6	5.0	7.9	20.9	51.0	18.1	-	-	102.9
7	6.9	6.5	19.5	50.9	18.3	-	-	102.1
8	7.52	6.84	21.80	46.30	16.41	-	0.10	98.97
9	7.71	7.07	21.21	46.33	16.36	-	0.11	98.79
10	7.50	6.78	21.20	46.14	16.48	-	0.09	98.21
11	7.62	6.71	21.48	46.20	16.50	-	0.10	98.30
12	7.69	6.88	20.71	46.59	16.40	-	0.10	98.37
Кафтархана								
13	6.5	6.7	20.4	50.50	15.0	-	-	100.0
Канимансур								
14	6.58	6.25	19.50	50.30	16.50	0.37	-	99.50
15	7.31	7.08	20.21	48.11	15.87	0.04	-	98.62
16	7.15	5.91	19.81	50.72	16.46	н/о	-	100.05
17	7.45	6.33	20.46	49.44	17.17	н/о	-	101.45
18	7.31	6.48	20.79	49.85	17.12	0.07	-	101.62
19	7.12	6.06	20.39	50.87	16.52	н/о	-	99.96
20	6.81	6.76	21.14	50.24	15.61	0.15	-	100.71
21	7.58	6.14	21.07	50.20	16.06	н/о	-	101.05
22	7.07	6.49	21.09	49.65	15.30	0.10	-	99.70
23	6.95	6.00	21.13	50.67	16.81	н/о	-	101.56
24	8.05	6.24	21.28	47.42	16.73	0.19	-	99.82

Примечание: анализы 1-5, 13 [42], 6-7 [126], 8-12 [41], 14-24 [44]

Сильванит $AuAgTe_4$ обнаружен микроскопически в шлифах из месторождения Канджол И.П.Златогурской с соавторами (1963), а в рудах месторождения Перевальное - М.Р.Еникеевым [80]. Встречается он в галените в виде прямоугольных и треугольных зерен, мельчайших (0.01-0.08 мм) неправильных выделений извилистой формы, а также в рудовмещающем кальците (до 0.02 мм). О присутствии сильванита в галените свидетельствует также и то, что в нем определено повышенное содержание серебра и наличие золота и теллура. Характерно резко повышенное двуотражение – 47.3. Цвет белый с жёлтоватым и коричневым оттенками.

Минерал сильно анизотропный, в скрещенных николях полностью не погасает, твёрдость ниже 1.7. По отражательной способности, твёрдости, двуотражению и анизотропии минерал определен как сильванит.

Гессит Ag_2Te обнаружен только на месторождениях Зарнисорского рудного узла. На месторождении Северный Зарнисор он находится в виде точечных выделений в галените, айкините, пирите и халькопирите [93]. Совместно с ним встречаются многочисленные включения матильдита и науманнита. Размер включений от 1 до 5 мкм. Отражательная способность значительно меньше галенита. Цвет коричневый с болотным оттенком. Сильно анизотропен с цветным эффектом в коричневых тонах. Внутренних рефлексов нет. Незначительно травится на свету. Относительный рельеф низкий. Состав по данным микрозонда (мас.%): Ag-66.16, Te -36.44. Рентгеновским микроанализом в нем выявлены (мас.%): Ag-66.1, Te-21.9, Se-5.2, S-3.9, Pb-1.4, Bi-0.7, Cu-0.5, Fe-0.3, что соответствует минералу с формулой: $(\text{Ag}_{1.85}\text{Bi}_{0.01}\text{Pb}_{0.02}\text{Cu}_{0.02}\text{Fe}_{0.01})_{1.91}(\text{Te}_{0.52}\text{S}_{0.37}\text{Se}_{0.20})_{1.09}$.

На месторождении Зарнисор гессит обнаружен на контакте зёрен галенита и халькопирита в ассоциации с матильдитом и сфалеритом [217]. Размер зёрен колеблется от 0.03 до 0.07 мм. Состав (мас.%): Ag – 64.20, Te – 36.50.

Науманнит Ag_2Se описан С.Я.Клемпертом и другими [93] на месторождении Северный Зарнисор и нами на месторождении Мирхант. Минерал в отраженном свете зеленовато-голубоватый, слабо анизотропный, с неясным двуотражением. Внутренних рефлексов нет. Быстро подвергается световому травлению и покрывается коричневой пленкой. Микротвёрдость 30-35 кг/мм².

Науманнит представляет собой продукт распада и встречается в виде точечных и пластинчатых микровключений в галените, образующим с кварцем, айкинитом и халькопиритом секущие скарновые тела прожилки.

В минерале из Северного Зарнисора установлены (мас.%): Ag-79, Cu-0.3, Fe-0.1, Se-16.7, Te-5.7, S-1.4.

На месторождении Мирхант науманнит относится к группе редких

минералов. Он встречается в прожилково-вкрапленных рудах в штреках 1 и 2 штольни №1. Он находится в сростании с селенидами – тиманнитом, клаусталитом и богдановичитом. Анизотропен.

Химический состав наумманнита ближе к минералам из месторождения Де-Ламар шт. Айдахо, США [145] и составляет (мас.%): Ag-77.20, Se-22.60, S-0.20 и соответствует кристаллохимической формуле $Ag_{2.04}Se_{0.89}S_{0.07}$.

Агвиралит Ag_4SeS обнаружен В.Л.Шевкаленко [239] на месторождении Школьное. Минерал образует сплошные выделения совместно с тетраэдритом. Цвет железно-черный. Ковкий. Излом зубчатый. Свежие поверхности блестящие, свинцово-серые с индигово-синим, быстро переходящим в чёрный с отливом цвет. На свету минерал становится тусклым с коричневатым оттенком. Микроскопически сходен с блёклой рудой, но отличается от нее ковкостью.

Межплоскостные расстояния агвиралита из месторождения Школьное приводится в таблице 6.19.

Таблица 6.19. –Межплоскостные расстояния агвиралита из месторождения Школьное (по В.Л.Шевкаленко). Излучение – Fe.

I	d/n	I	d/n	I	d/n
3p	4.16	2	(1.942)	2	1.388
4	3.73	7	1.827	1	1.348
10 ш	3.34	6	1.766	3	1.330
6	2.98	2	1.714	4	1.216
8	2.68	2	1.684	1	1.184
8	2.44	5	1.645	3	1.158
2	2.31	2	1.596	3	1.145
2	2.22	3	1.547		
7	2.10	2	1.493		

Крукесит $(Cu,Tl,Ag)_2Se$ описан В.Л.Шевкаленко [239] в рудах месторождения Школьное. Он образует кристаллы, образованные ромбической призмой и пинакоидом. Поперечное сечение призмы близко к квадратному. Одна грань призмы гладкая, другая параллельна оси призмы, со штриховкой. Цвет чёрный. Минерал хрупкий. Спайность несовершенная по пинакоиду и средняя по призме. Излом неровный. В свежем изломе светло-серый с металлическим блеском, который медленно тускнеет с образованием пестрой побежалости, переходящей в коричневатую плёнку. Межплоскостные

расстояния крукесита из месторождения Школьное приводятся в таблице 6.20.

Таблица 6.20. –Межплоскостные расстояния крукесита из месторождения Школьное (по В.Л.Шевкаленко). Излучение – Fe.

I	d/n	I	d/n	I	d/n
2	(3.80)	3	2.33	1	1.771
6	3.45	3	2.21	4	1.729
10	(3.28)	10	2.11	5	1.647
10	3.00	2	(2.02)	3	1.617
1	2.85	2	1.964		1.602
6	2.69	6	1.833	5	1.550
10	2.44	6	1.802	5	1.494

Хлораргирит AgCl. В зонах окисления некоторых серебряных и серебросодержащих месторождений Карамазара (Канджол, Большой Канимансур, Замбарак, Зарнисор, Джаманкудук и др.) описан этот минерал.

В приповерхностной части хлораргирит разлагается и чернеет. Цвет его различный: серый, тёмно-серый, фиолетово-серый, серовато-кремовый с различными оттенками - зелёноватыми, розоватыми, жёлтоватыми.

В серебряных месторождениях хлораргирит тесно ассоциирует с гипергенными минералами – гидроокислами железа, плюмбоярозитом, аргентоярозитом, церусситом, англезитом, самородным серебром. Обычно он образует мелкие выделения – 0.01-0.2 мм. На Канджоле образует фиолетово-серые скопления в виде корок и примазок на кристаллах кварца и на выделениях пиролюзита [220]. Минерал встречается также в виде сажистых пленок в лимоните. В зонах окисления месторождения Джаманкудук хлораргирит наблюдается в тесной ассоциации с аргентитом. Хлораргирит образует мельчайшие (<1 мм) изотропные зёрна тёмно-серого цвета [34]. Дискообразные, лепёшечные формы хлораргирита, полностью замещённые серебряной чернью, были обнаружены локально. Главные линии рентгеновской дифракционной картины хлораргирита составляют 2.75, 1.97 и 1.61, что совпадает с литературными данными [150].

Известно, что хлораргирит образуется при окислении гипогенных серебряных и серебросодержащих минералов в верхних частях зоны окисления. В присутствии кислых вод вместе с англезитом может возникать легкорастворимый сульфат серебра – Ag₂SO₄. Далее при смешивании поверхностных хлоридных вод с подземными, содержащими сульфат серебра,

образуется труднорастворимый осадок - хлораргирит. Экспериментально доказано, что гидрозоль AgCl легко образуется при реакциях обменного разложения растворимых солей серебра со щелочным хлоридом [208].

Аргентоярозит $\text{AgFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ встречается в виде охристых образований в пустотах и трещинах (Большой Канимансур, Канджол). Также образует зернистые агрегаты. В низах зоны окисления (подзона выщелачивания) серебро может содержаться в виде аргентоярозитовой молекулы [69]. Цвет аргентоярозита от умеренно-жёлтого до ярко-жёлтого. Блеск алмазный, твёрдость низкая (чертится ногтем). Аргентоярозит образуется из слабокислых растворов при pH около 4.5 за счет реакции соединения Ag_2SO_4 с сульфатно-гидроокисными соединениями Fe^{3+} или за счет замещения серебром калия обычного ярозита [246]. В связи с этим вполне вероятно преобразование части плюмбоярозита в аргентоярозит. В окисленных рудах Канджола, особенно где отмечается плюмбоярозит, содержание серебра достигает 6500 г/т.

Таким образом, изучение минерального состава месторождений свидетельствует о более сложном их составе. Выявлено, что в серебряных и серебросодержащих месторождениях серебряные минералы развиты широко. В этих объектах обнаружены 33 собственно серебряных минерала, но стоит предполагать, что их гораздо больше. Подтверждение тому – недавно описанные У.А.Якимовым и другими [242, 243] серебряные минералы на месторождении Акташ (Кансайское рудное поле): Ag-виттихенит (в среднем из двух анализов Ag составляет 25.33 мас.%), Ag-айкинит (в среднем из трёх анализов Ag 7.0 мас.%) и Ag-галеновисмутит (Ag 8.59 мас.%). Среди них аргентит, пираргирит, прустит, полибазит, матильдит, самородное серебро и хлораргирит наиболее развиты. Реже встречаются акантит, андорит, пирсеит, ширмерит, фрейбергит, штернбергит, миаргирит, шалбахит, штромейерит, рамдорит, густавит, берриит, аргентоярозит. Дискразит, аргентопирит, стефанит, овихиит, арсенаргентит, сильванит, гессит, густавит, агвиралит, крукесит, науманнит, фрейеслебениит относятся к редким минералам. Серебряные минералы образуют тонко-, мелкозернистую форму размером 0.05-0.1 мм в основных минералах.

7. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СЕРЕБРЯНЫХ И СЕРЕБРОСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Недра Таджикистана богаты различными полезными ископаемыми. Среди них серебро занимает ведущее место. Серебряные и серебросодержащие месторождения и рудопроявления на территории республики обнаружены как в северной и центральной её частях, так и на Памире. Северный и Центральный Таджикистан входят в число основных серебряных районов не только нашей республики, но и мира [170].

Нами на территории Таджикистана были выделены и описаны 5 серебрянорудных формаций: серебро-полиметаллическая, серебро-золотая, серебро-оловянная, серебро-сурьмяная и серебросодержащая скарново-полиметаллическая [12-15-А, 19-А]. Из отмеченных формаций, в пределах Карамазара встречаются первая, вторая и пятая, а в Центральном Таджикистане - третья.

В этом разделе рассматриваются некоторые вопросы размещения серебряных и серебросодержащих полиметаллических месторождений, и рудопоявлений Северного и Центрального Таджикистана. Закономерности образования и размещения этих месторождений по геолого-структурным и минералого-геохимическим особенностям, физико-химическим условиям образования, стадийности минерализации и другим факторам несколько отличаются друг от друга. Они обусловлены тектоническими, структурными, литолого-петрографическими, магматическими особенностями, а также рядом факторов, которые повлияли на рудоотложение и считаются поисково-оценочными критериями.

По данным Г.В.Александрова и П.А.Строна [8], закономерности образования руд разделяются на 3 группы (рудоконтролирующие, рудосопровождающие и рудопреобразующие) и 11 факторов рудообразования. Нами в данном разделе рассматриваются те рудоконтролирующие факторы,

которые наиболее широко проявлены в серебряных и серебросодержащих полиметаллических месторождениях, и рудопроявлениях этого региона. К этим факторам относятся геотектонический, структурный, магматический, литолого-петрографический, стратиграфический, околорудно-метасоматический, послерудный эрозионный срез, глубина формирования и зональность оруденения. Кроме того, в конце этого раздела приводятся сведения о сереброносности этих регионов.

Геотектонический фактор. Исследуемый район охватывает Срединный Тянь-Шань (Карамазар) и Южный Тянь-Шань (Зеравшанский хребет и северный склон Гиссарского хребта). Они входят в состав одноименных металлогенических провинций [23]. По времени проявления Тянь-Шань относится к герцинскому циклу складчатости.

Серебряные и серебросодержащие месторождения и рудопроявления Срединного Тянь-Шаня принадлежат к Кураминской структурно-формационной подзоне [177] Бельтау-Кураминского вулcano-плутонического пояса [11], а объекты Южного Тянь-Шаня относятся к Зеравшано-Гиссарской зоне [116].

Геологическая история развития Срединного Тянь-Шаня охватывает время от протерозоя до четвертичного периода и подразделена на четыре тектоно-магматических цикла: байкальский, каледонский, герцинский и альпийский. При этом основные черты строения современных выходов палеозоя, по мнению большинства исследователей, обусловлены герцинским тектогенезом [11, 55 и др.]. Однако на структурный план герцинского цикла значительное влияние оказывали ранние и поздние структуры, заложенные в течение байкальского и каледонского, а также альпийского циклов.

Ведущими в становлении Кураминской зоны считаются средне- и позднегерцинские вулканогенно-интрузивные образования со серебросодержащим скарново-полиметаллическим, серебро-золотым и серебро-полиметаллическим оруденением. В D_2-C_3 эта зона как геоантиклиналь остаточного типа стала ареной интенсивной, преимущественно наземной

вулканической и интрузивной деятельности, причем в это время преобладал габброидный ряд [11].

В позднем карбоне-ранней перми характер зональности, в общем, остался унаследованным от предыдущего этапа. Наряду с вулканогенными толщами средне-кислого, образуются интрузивные породы разного состава. В поздней перми-раннем триасе в пределах Кураминской зоны, в связи с постконсолидационной активизацией, продолжалось накопление порфировой (липаритовой) формации, сопровождавшееся внедрением аляскитовых гранитов.

В соответствии с возрастом главной складчатости и ролью обычных геотектонических циклов Южный Тянь-Шань относится к герцинидам, и тут слабо развиты каледонские и байкальские циклы. Отложения островодужного (герцинского) этапа в Зеравшано-Гиссарской зоне подразделяются на три комплекса: нижний (ранняя стадия) – эффузивно-терригенный (верхний ордовик-нижний силур), средний – карбонатный, в низах существенно-доломитовый, в верхах – известняковый (верхний силур-нижний карбон) и верхний (поздняя стадия) – терригенно-карбонатно-эффузивный (верхний карбон-нижний триас). Из них Р-Т₁ представлены молассовидными отложениями, возможно, относящимися к платформенному этапу.

Зеравшано-Гиссарская зона протягивается в широтном направлении, ограничиваясь Зеравшанским разломом на севере и Гиссаро-Каратегинским или Главным Гиссарским на юге [116]. Для этой зоны характерен полный разрез отложений островодужного и платформенного этапов.

В металлогеническом отношении регион принадлежит Зеравшанскому золото-Редкометалльному поясу [27]. В нем обнаружены более двадцати (точнее, 26 серебряных и серебросодержащих) объектов [6, 13-А]. О сереброносности этого пояса в конце девяностых годов прошлого века писал также Р.Б.Баратов [23].

Структурный фактор. В локализации серебросодержащих и серебряных месторождений и рудопроявлений Срединного и Южного Тянь-Шаня этот

фактор играет ведущую роль. Он определяет общую закономерность их размещения. В Среднем Тянь-Шане проявления серебра приурочены к грабен-синклиналям, мульдам-проседания, горстам и горст-антиклиналям. Например, месторождения Зарнисор, Ташгезе, Королёво, Гайнаккан расположены в пределах грабен-синклинальной структуры. Месторождения Большой Канимансур, Тарыэкан, Замбарак, Караташкатан, Чукурджилга, Канташ и Новое заключены к мульдам проседания; месторождения Канджол, Школьное, Караулхона, Мыскан, Талдыкан, Окур и другие размещены в пределах горст-антиклинальной структуры.

Для рудно-формационных типов серебряных и серебросодержащих месторождений также характерны свои особенности размещения. Исходя из геолого-структурного положения, их можно разделить на три группы (таблица 7.1): 1) рудные поля и месторождения, приуроченные к складкам, осложнённым разрывными нарушениями; 2) рудные поля и месторождения, приуроченные к разрывным нарушениям, 3) рудные поля и месторождения, приуроченные к зонам контактов интрузивных массивов, осложнённых разрывными нарушениями [3, 4].

К первой группе относятся рудные поля и месторождения, связанные со складчатыми структурами, то есть в них рудоконтролирующая роль принадлежит пликативным нарушениям. В этих рудных полях и месторождениях слоистые толщи (карбонатные, терригенные и карбонатно-терригенные породы) при тектонических процессах проявляют свои пластичные свойства. Рудные тела в этих месторождениях образуются в моноклиналях (Такфон), антиклиналях (Мирхант, Мушистон, Кони Нукра), синклиналях (Перевальное, Пайбулак, Королёво), а также в блокированных горст-антиклиналях (Мышиккол, Школьное). Рудные тела преимущественно согласные²⁷.

Вторая группа месторождений связана с разрывными структурами. Они

²⁷Файзиев Ф.А. Структурно-геологические типы эндогенных серебряных и серебросодержащих месторождений Таджикистана. – ДАН РТ, 2018, т. 61№11-12. – С. 888-892.

формируются в сравнительно однородных по составу толщах. Эти рудные поля и месторождения контролируются продольными и кососекущими разрывными нарушениями. На площади развития месторождений этой группы среди разрывных структур выделяются участки искривления субпараллельных разломов, оперенные разломы, сложные разломы, тектонические пластины и блоки инородных пород в зонах разломов, а также клиновидные тектонические структуры²⁸.

Таблица 7.1. – Структурные типы эндогенных серебряных и серебросодержащих рудных полей и месторождения Таджикистана

Группа	Рудоконтролирующие структуры	Примеры месторождений и рудопроявлений
I. Рудные поля и месторождения, приуроченные к складкам, осложнённым разрывными нарушениями	Моноклинали	Такфон
	Антиклинали	Мирхант, Мушистон, Кони Нукра, Симич
	Синклинали	Королёво, Чашлы, Перевальное, Пайбулак,
	Блокированные горст-антиклинали	Мышиккол, Школьное
II. Рудные поля и месторождения, приуроченные к разрывным нарушениям.	Участки искривления субпараллельных разломов	Учочак
	Оперенные разломы	Гайнаккан, Сардоб
	Сложные разломы	Канджол, Замбарак, Чукурджилга, Тарыэкан
	Тектонические пластины и блоки инородных пород в зонах разломов	Кансай, Ташгезе, Тутлы 3
	Клиновидные тектонические структуры	Большой Канимансур, Каратошкатан, Левобережное
III. Рудные поля и месторождения, приуроченные к зонам контактов интрузивных массивов, осложненных разрывными нарушениями	Сложные приконтактные разломы	Зарнисор
	Контакты интрузивных даек, апофиз, штоков в породах кровли	Чалата, Ташбулак

К третьей группе относятся рудные поля и месторождения, приуроченные к зонам контактов интрузивных массивов, осложненных разрывными нарушениями. К ним относятся серебросодержащие скарново-полиметаллические месторождения Северного Таджикистана (Зарнисор, Чалата, Ташбулак). Рудоконтролирующими структурами в них являются

²⁸ Файзиев Ф.А. Структурно-геологические типы эндогенных серебряных и серебросодержащих месторождений Таджикистана. – ДАН РТ, 2018, т. 61 №11-12. – С. 888-892.

сложные приконтактовые разломы и контакты интрузивных даек, апофиз, штоков в породах кровли. Эти месторождения формируются на площади развития интрузивных тел, прорывающих преимущественно осадочно-метаморфические комплексы пород²⁹.

Эти объекты в Карамазаре связаны с крупными разломами северо-восточного, субширотного, субмеридионального и северо-западного направлений, отделившие Кураминскую структурно-фациальную зону от прилегающих областей. Статистические данные показывают, что основная масса серебряного и серебросодержащего оруденения Карамазара связана с разломами северо-восточного направления, преимущественно по азимуту 10-80° (83.30%). За ними идут субширотные разломы – 9.75%. На структуры субмеридиональных и северо-западных направлений приходится соответственно 5.04 и 0.61%. На более сложные структуры – пересечение или сопряжение северо-западных, северо-восточных, широтных, реже северо-западных – приходится 1.30%³⁵.

Разломы предшествовали гранитоидам среднекаменноугольного возраста [55]. Эти структуры разделили территорию на блоки, отличающиеся режимом осадконакопления, проявлением магматизма и развитием минеральных ассоциаций. Наиболее важными в локализации серебряных и сереброносных полиметаллических месторождений в Карамазаре являются разломы Приконтактовый, Железный, Баштавакский, Бирюзовый и Окурдаванский.

Большинство исследователей признают, что все месторождения Карамазара связаны с крупными разломами [52, 55, 100, 101, 124, 162, 164, 203 и др.]. Месторождения обычно располагаются не на самом разломе, а на связанном с ним разломе более высокого порядка. В большинстве случаев они находятся на расстоянии не более 4-5 км от главного разлома.

В пределах Карамазара месторождения серебра и сереброносные объекты

²⁹ Файзиев Ф.А. Структурно-геологические типы эндогенных серебряных и серебросодержащих месторождений Таджикистана. – ДАН РТ, 2018, т. 61, №11-12. – С. 888-892.

локализованы на изгибах бокового смещения основных разломов, где развито наибольшее количество разрывных нарушений. Например, Зарнисорский рудный узел, несущий полиметаллическую серебряную руду, ограничен зоной разлома Баштавак на севере и Железным разломом на юге. В южной части рудного узла интрузивные породы разделены серией разломов в карбонатных породах и контактной зоне хребта Алтынтопканской гряды, где доминируют месторождения Зарнисор (Главная рудная зона), Чалата, Ташгезе, Ташбулак, Кичиксай, Андабай и Аткулак. Имеется также ряд Ag-содержащих полиметаллических месторождений и проявлений (Мышикколь, Перевальное, Пайбулак и др.) На протяжении более 15 км разлом Контактный представляет собой зону с непрерывной более или менее интенсивной рудоносности [83]. Эти разломы расположены на контакте известняков нижнекаменноугольного возраста с дайками (Северный Алтынтопкан) и интрузивными породами (Сардоб, Мискан) в пределах Алтынтопканской грабен-синклинали. Здесь также имеется ряд сереброносных полиметаллических месторождений и рудопроявлений (Мышиккол, Перевальное, Пайбулак и др.). В целом на протяжении более 15 км разлом Контактный является зоной непрерывной более или менее интенсивной рудоносности [83].

Сереброносные мышьяково-полиметаллические и полиметаллические месторождения Такелийского рудного поля связаны с разломами северо-восточного и северо-западного простираний [241]. Здесь важен первый. К нему относится Железный разлом в районе, граничащем с рудное поле с северо-запада. В северо-восточной части рудного поля находится крупный разлом Редкометалльный. В рудном поле, также широко распространён комплекс разломов, включая диабазовые и лабрадоровые порфиновые дайки, которые образуют юго-западную часть большого дайкового пояса. Е.М.Некрасов [164] изучил структурные особенности месторождений этого рудного поля и обнаружил, что долгоживущие глубокие разломы являются приоритетными в контроле оруденения.

Сереброносные полиметаллические месторождения Кансайского рудного

поля притягиваются к Бирюзовому разлому в его западной части. Все разрывные нарушения рудного поля, контролирующие рудные тела, можно подразделить на три группы: рудовыводящие, рудораспределяющие и рудолокализирующие. К рудовыводящим разломам относятся Окурдаванский и Дарбазинский. Рудораспределяющие разломы – оперяющие или секущие разломы по отношению к основным рудовыводящим структурам. Рудные тела размещаются в местах сопряжения оперяющих трещин с рудовыводящими. К ним относятся Несогласный, Кызылканский, Поперечный, Кантауский и другие разломы. Рудолокализирующие нарушения – это нарушения дорудных тектонических фаз, в том случае, если они являются либо трещинами оперения рудораспределяющих и рудовыводящих структур, либо их пересекают и несут оруденение.

Следует отметить, что иногда на одном гипсометрическом уровне размещено несколько серебрянорудных формаций: серебрянорудная (Окур), серебрянорудно-полиметаллическая (Джаманкудук) и серебрянорудно-скарново-полиметаллическая (Королёво). Это объясняется альпийским вертикальным перемещением, амплитуда которого достигает 750 м.

Канджольское рудное поле, содержащее серебрянорудно-полиметаллическое и серебрянорудно-золотое оруденения, расположено вблизи Канджольского разлома и сопряжённого с Баштавакским разломом.

С Тарыэканским разломом связана висмутоносная серебрянорудно-полиметаллическая минерализация в Тарыэкан-Замбаракском рудном поле, а к сопряженным с этим разломом Свинцовому и Канимансурскому разломам соответственно тяготеют Чукурджилгинское и Канимансурское рудные поля, также несущие серебрянорудно-полиметаллическую минерализацию.

В целом для Карамазара характерны многочисленные разновозрастные разрывные нарушения, главными из которых являются окурдаванская и кызылтурская системы [199]. Структуры первой системы представлены разломами, которые простираются в северо-западном или субширотном направлении и имеют амплитуду вертикального смещения до 1 км. Основные

движения по этим разломам происходили в позднекаменноугольную эпоху. Эти разломы окружены узкими блоками среднепалеозойских карбонатных пород, которые демонстрируют изолированные тектонические останцы в северном (Алтынтопканский блок) и южном крыльях (например, Куруксай, Кансайский и другие блоки) Кураминской антиклинорий. Наиболее крупными структурами окурдаванской системы являются Контактная зона на северном крыле, Окурдаванский, Акчагальский и Южно-Дарбазинский разломы на южном крыле антиклинория.

Кызылтурская система представляет собой сочетание сбросо-сдвиговых разломов северо-восточного простирания (Железный, Редкометалльный, Сассыксайский, Диагональный, Бирюзовый, Замбаракский, Канимансурский и другие разломы).

Месторождения и рудопроявления серебра в Центральном Таджикистане контролируются системой субширотных и северо-западных разломов, как показано на примере месторождения Мирхант [12-А]. Здесь полиметаллические и оловосодержащие серебряные руды расположены в зоне межформационных разломов, т. е. между сланцевыми и карбонатными образованиями. В более поздних исследованиях межформационные и внутриформационные зоны, повлиявшие на размещение серебро-оловянных и олово-серебряных месторождений в Центральном Таджикистане, были описаны вместе [16-А]. Эти образования сформировались на заключительном этапе складчатой системы, когда в результате тектонической активности в позднегерцинскую эпоху образовались долгоживущие глубинные разломы. Поток флюида вдоль этих разломов разделен на серию небольших восходящих струй.

На размещение серебряного оруденения этого региона наряду с дизъюнктивными нарушениями влияют и пликативные. Складчатость проявляется в изгибе рудовмещающих пород в антиклинальные складки (Мирхант, Мушистон), синклинальные складки (Симич, Ремон, Кони Нукра) и даже моноклинальные складки (Такфон). Разрывная тектоника, выраженная в интенсивных дорудных подвижках, привела к образованию субширотных и

северо-западных систем разломов. Это основные рудоподводящие, рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры Месторождения обычно развиваются вдоль контакта между карбонатными и терригенными породами или в карбонатных породах, а иногда и в сланцах. В дорудный этап по ним происходили подвижки, которые сопровождалась дроблением и брекчированием боковых пород, а также трещинными зонами, которые служили местом разгрузки рудоносных растворов.

Промышленные серебряно-оловянные руды с полиметаллами в основном сосредоточены в зоне контакта между карбонатными породами и вышележащими сланцами. Они также встречаются в зоне контакта между слоистым известняком и нижележащим крупнозернистым или массивным известняком с подстилающими их грубослоистыми или массивными известняками, в субсогласных внутриформационных зонах дробления и в полостях отслоения и послойного брекчирования карбонатов. Наиболее продуктивными зонами являются осевые части и крыльев антиклиналей, осложненных разломами – сбросами. При изменении этого соотношения интенсивность минерализации резко снижается.

Отметим, что в локализации серебряного оруденения многих рудных полей и месторождений основную роль играет структурный фактор. Например, серебряное оруденение в Горном Алтае (Коксаирское, Янтаусское, Чибитское, Богутинское серебрянорудных полей и Озёрно-Асхатинской серебрянорудной зоны Калгутино-Юстыдского серебро-редкометалльного рудного района) [63].

Литолого-петрографический фактор. Состав пород, безусловно, оказывает влияние на размещение оруденения. Однако в каждом конкретном случае, степень его проявления различна и в значительной степени зависит от многих факторов. Как видим из таблицы 7.2, серебряные и серебросодержащие месторождения распространены как в изверженных (интрузивных и эффузивных), так и в осадочных породах. Рассматривая степень благоприятности вмещающих пород для свинцово-цинковых месторождений на рудоотложения Карамазара, Ф.И.Вольфсон [53] указывал, что «этот ряд,

очевидно, следует начинать с известняков, но при отсутствии последних благоприятными для рудоотложения могут оказаться и другие породы вплоть до сплошных сланцевых толщ». Наиболее ярким примером этого, могут быть локализации оруденения в пределах Такелийского рудного поля. Так, оруденение в этом рудном поле известно в гранитоидах, лабрадоровых, диабазовых и роговообманковых порфиритах, дацитовых порфирах, известняковых и аркозовых конгломератах и песчаниках, известняках. Но отмечается и некоторая избирательная локализация отдельных типов оруденения к определенным породам [242]. Так, преобладающее большинство мышьяковых месторождений со значительным количеством серебра залегают в алюмосиликатных породах (гранитоиды Гайнаккана, аркозовые конгломераты и песчаники Южной Кафтарханы, дацитовые порфиры Западной Кафтарханы, диабазовые порфиры нижних горизонтов Сассыкся и частично Западного Такели), тогда как полиметаллические руды с промышленным содержанием серебра – в смешанной карбонатно-алюмосиликатной среде (известняково-аркозовые песчаники Учочака, известняково-дацитовые туффиты и конгломераты верхней части Западной Кафтарханы, известняки – на контакте с гранодиорит-порфирами Восточной Кафтарханы). В качестве основного показателя рудоконтролирующего влияния литологического состава пород в Такелийском рудном поле Ю.С.Шихиным [241] было принято соотношение в них карбонатной и алюмосиликатной составных частей. Выяснилось, что оптимальные условия для оруденения возникают при примерно равном (40-60%) соотношении этих компонентов. С изменением этого соотношения интенсивность минерализации резко снижается.

По составу вмещающих пород среди серебряных и сереброносных объектов Северного и Центрального Таджикистана можно выделить пять формаций: карбонатная, карбонатно-терригенная, интрузивная, эффузивная и контактово-метасоматическая (таблица 7.3). Данная таблица составлена на основе учёта 93 месторождений и рудопроявлений. Из таблицы видно, что наибольшее количество месторождений падает на долю эффузивной формации

- 29 (31.17%). Менее пригодными для размещения месторождений серебра являются интрузивные формации - 20 (21.49%). На карбонатные и карбонатно-терригенные формации приходится по 18 (38.72%). Только 8 (8.60%) месторождений локализованы в контактово-метасоматических формациях.

Таблица 7.2. –Влияние типов пород на размещение серебряных и серебросодержащих месторождений Северного и Центрального Таджикистана

Типы пород	Возраст вмещающих пород	Морфогенетические типы рудных тел	Месторождения
Карбонатные отложения (известняки, мергелистые, песчанистые, доломитовые и доломиты) на контакте с гранитоидами	D ₁ - C ₂	Пластообразные, линзовидные, неправильные тела, столбы, гнезда, вкрапленники	Зарнисор, Ташбулак, Чалата, Сардоб, Сассыксай, Кансай, Королёво, Окурдаван, Шевчуковское, Восточный Канташ, Западная и Восточная Кафтархона
Карбонатные отложения на контакте с эффузивами	D ₁ - C ₂	Пласто-, линзо-, гнездобразная, четковидная, неправильные тела	Мышиккол, Перевальное, Пайбулак, Учкатлы
Карбонатные отложения в контакте с терригенными породами	D ₁ -C ₁	Жилы, прожилки, штокверки, пласты	Северный Зарнисор, Перевальное, Ташгезе, Мирхант, Мушистон, Кони Нукра, Такфон, Симич
Песчано-сланцевые толщи	O-S	Жилы, гнезда, линзы, неправильные тела	Караулхона
Аркозовые конгломераты, известняково-кремнистые конглобрекции	C ₁ - C ₂	Жилы, прожилки, пластообразные тела	Южная Кафтархона
Эффузивные породы кислого и среднего состава	C ₂ - P ₁	Жилы, прожилки, лентовидные-, столбо-, линзо- и пластообразные тела	Большой Канимансур, Чукурджилга, Замбарак, Тарыэкан, Караташкатан, Канташ, Пайбулак, Чашлы
Интрузивные породы (гранитоиды)	C ₂ - C ₃	Жилы, жилообразные тела, рудные столбы и сложные крутопадающие залежи	Канджол, Школьное, Четсу, Гайнаккан, Сардоб, Сангисафед

Учитывая связь между определенными рудными формациями и определенными типами пород, основное количество серебряно-полиметаллических месторождений находится в магматических формациях, как интрузивных (например, Канжол, Терекликан), так и эффузивных (например, Большой Канимансур, Замбарак, Тарыэкан, Чукурджилга). С другой стороны, серебро-оловянные месторождения (например, Мирхант, Кони Нукра, Симич) в

основном локализованы в карбонатно-терригенных и карбонатных породах, а основная часть сереброносных полиметаллических месторождений (Зарнисор, Кансай, Дарбаза) расположена в карбонатных отложениях (известняк, доломит). Основное количество серебро-золотого типа сосредоточено в интрузивных породах (Школьное, Четсу). Однако среди серебро-золотого рудноформационного типа есть месторождение, которое локализовано в карбонатно-терригенных отложениях (Караулхона).

Таблица 7.3. –Распределение рудно-формационных типов серебряных месторождений Северного и Центрального Таджикистана по типам вмещающих пород (в %)

Породы	Рудно-формационные типы				Итого, %
	Ag-Pb-Zn	Ag-Au	Ag-Sn	Ag-сод. полиметаллические	
Карбонатные	-	-	5,38 (5)	13,98 (13)	19,36 (18)
Карбонатно-терригенные	-	5,38 (5)	11,83 (11)	2,15 (2)	19,36 (18)
Эффузивные	27,96 (26)	-	-	3,22 (3)	31,18 (29)
Интрузивные	15,06 (14)	1,07 (1)	1,07 (1)	4,30 (4)	21,5 (20)
Контактовые	-	-	-	8,60 (8)	8,60 (8)
Всего	43,02 (40)	6,45 (6)	18,28 (17)	32,25 (30)	100 (93)

В распределении месторождений в породах Зарнисорского рудного узла наблюдается широкий разброс. На месторождении Зарнисор рудные тела расположены на контакте различных пород. В нижних частях месторождения на глубине 1000 м руды размещены на контакте гранодиоритов Кураминского типа с известняками девона. Определенная часть оруденения находится на контакте гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров с песчаниками и известняками. Некоторая часть располагается в зоне экзоконтакта среди известняков девона и массивных известняков карбона. Вмещающими породами оруденения на месторождении Чалата являются известняки, сланцы и гранодиориты. На Ташбулаке руды локализованы на контакте известняков и гранодиоритов карамазарского типа. Благоприятными условиями для локализации оруденения на месторождение Ташгезе являются экзоконтактовая зона, то есть среди известняков и доломитов $D_{2+3}+C_1$, редко в песчаниках и

конгломератах. На месторождении Сардоб руды распределены на контакте сланцев и порфиroidными гранитами и гранодиоритами, тогда как в Перевальном они локализованы между эффузивными с одной стороны, и сланцами и известняками с другой. В Мышикколе – на стыке карбонатных пород и эффузивов (андезитовых порфиритов) С₂, которые прорваны дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов. На месторождении Пайбулак оруденение наблюдается среди эффузивов и в подчиненном количестве известняков с дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Карбонатная среда, как вмещающая, является наиболее благоприятной для развития полиметаллического оруденения в Кансайском рудном поле. 90% всех известных месторождений (Кансай, Новый Камарсай, Шевчуковское, Акташ и др.) приурочены к известнякам живетского и низов франского (джарбулакская свита) ярусов и к инфильтрационным скарнам, развитым по ним, в меньшей степени – к биметасоматическим скарнам, в ещё меньшей степени – к биметасоматическим скарнам, развитым на контакте интрузий (преимущественно гранодиоритов, гранодиорит-порфиров и сиенитов) с известняками.

В локализации оруденения в Кансайском рудном поле существенную роль играет химический состав скарнов. Ю.А.Розанов [193] отмечает, что пористость гранатовых скарнов с сульфидами в 1.5-3 раза меньше, чем пористость неоруденелых скарнов. Также им отмечена преимущественная приуроченность богатых, нередко сплошных сульфидных руд, к пироксеновым и пироксен-гранатовым скарнам, имевшим до оруденения наибольшую эффективную пористость. Вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение расположены в относительно менее пористых гранатовых и эпидот-гранатовых скарнах.

Иногда рудоносные растворы, циркулируя вдали от карбонатных пород, в основном известняков и доломитов, локализуются в очень плотных породах - в песчано-сланцевых толщах, аркозовых конгломератах, известняково-

кремнистых конглобрекциях (Караулхона, Южная Кафтархана).

На месторождении Караулхона вмещающая среда влияет на формирование рудных тел и перераспределение парагенезисов по вертикали [20-А]. Например, в жиле 25 кварц метасоматический, брекчиевидный, с тонкораспыленным пиритом, при выходе из песчаников в гранодиориты сменяется мелко-тонкозернистым с анкеритом, а на горизонте штольни 3 – серебро-золото-кварц-кальцитовым минеральным парагенезисом.

О литологическом контроле оруденения на месторождении Замбарак писал А.Азизов [5]. Например, рудные тела северо-западной части рудного поля расположены в висячем боку Северо-Западного разлома в андезито-дацитовых порфиритах и их туфоконгломератах, а в лежащем боку наиболее благоприятные рудоносные породы – сферолиты шурабсайской свиты. Элементы залегания рудных тел примерно одинаковые: азимут простирания 225° , угол падения 65° юго-восток, склонение северо-восточное.

Строгий литологический контроль оруденения наблюдается в серебряных и серебросодержащих месторождениях Центрального Таджикистана. Он выражается в приуроченности оруденения к карбонатным породам сланцево-известково-доломитовых толщ. Это в первую очередь связано с повышенной способностью карбонатов к обменным реакциям и их благоприятным влиянием на процессы метасоматического замещения.

Также этому способствует понижение давления в связи с реакциями растворения, интенсивным выносом углекислоты, уменьшением объемов метасоматически изменяемых известняков и доломитов и образованием в них зон повышенной трещиноватости [175]. Литологический фактор связан не только с повышенной реакционной способностью карбонатов, но и с анизотропностью физико-механических свойств вмещающих пород, то есть свойствами проницаемости, пористости, пластичности, хрупкости, различно реагирующих на тектонические усилия.

Карбонаты, как хрупкие породы, легко поддающиеся разрывам под воздействием одностороннего давления, дробились, образуя среду,

благоприятную для циркуляции растворов. Рудоносные растворы интенсивно выщелачивали карбонаты с образованием прожилок, гнезд и вкрапленников и способствовали развитию метасоматических процессов. В ряде случаев серебро-оловянное оруденение размещается не только в приконтактной зоне карбонатов со сланцами, но и перемещается на более значительные расстояния в карбонатную (доломит) среду. Подобная тенденция наблюдается на Казнок-Мушистонском (на месторождениях Мушистон, Кони Нукра и др.) и Пети-Такфонском (Такфон, Симич) рудных полях.

Сланцы перекрывают карбонатные толщи и являются своеобразным экраном, преграждающим путь восходящим рудоносным растворам. Сланцы, помимо экранирующей роли, могли служить кислотно-щелочными контрастными барьерами на пути движения растворов, что служило стимулом для выпадения серебряных и сопутствующих им минералов.

При интенсивных предрудных межформационных подвижках на контакте сланцев с карбонатами нередко образуется сплошной слой глинки трения, или милониты. Действительно, этот слой, как слабо проницаемый для ювенильных флюидов, служит дополнительным экраном на пути рудообразующих растворов. Эти процессы очень четко выделяются на месторождениях Мирхант и Кони Нукра. Также в ряде случаев на контакте двух литологически разных пород – карбонатов и терригенных пород – наблюдаются зоны брекчирования, мощностью до 50 м, и зоны милонитизации терригенных пород, мощностью до 180 м. Отметим, что в зонах межформационного и внутриформационного срыва также наблюдается основная часть ртутно-сурьмяных и флюоритовых месторождений Центрального Таджикистана.

Е.Г.Краснов и И.Н.Брагин [112], изучая эффузивные породы Адрасман-Канимансурского рудного поля, обращали внимание на литологический контроль отдельных типов минерализации. Кварц-гематитовая минерализация имеет наибольшее развитие в средних по составу породах верхнекушайнакской толщи, тогда как барит-свинцовая и свинцово-цинковая минерализации локализуются преимущественно в кислых по составу породах тарыэканской и

сферолитовой толщ. Эффузивные породы, к которым приурочена медно-висмутовая минерализация, характеризуются средним и умеренно кислым составом.

Исследованиями М.М. Фозилова [231] на различных участках месторождения Большой Канимансур также установлено влияние литологических факторов на расположение жил. По его данным, кварц-барит-карбонатные и барит-флюорит-галенитовые жилы и прожилки располагаются в кислых эффузивах, особенно там, где эффузивы и туфы взаимно отлагаются. Серебряные жилы, с другой стороны, локализуются как в кислых, так и в промежуточных породах, но большая часть этой минерализации притягивается к кислым эффузивам и туфам.

Стратиграфический фактор. На серебряных и серебросодержащих проявлениях Северного Таджикистана этот фактор имеет определенное значение. Например, на месторождении Караулхона и некоторых серебросодержащих проявлениях Зарнисорского рудного узла, Кансайского и Такелийского рудных полей. В этих объектах роль стратиграфического контроля выражается в приуроченности оруденения в основном к песчано-глинистым отложениям, карбонатным породам, а также к смешанным осадочным образованиям.

Основываясь на обнаруженных в карбонатных породах Кансайского рудного поля остатках фауны, Ю.С. Шихин с соавторами [242] расчленил этот комплекс на 5 ярусов: известняки и доломиты живета, франса, фамена, общей мощностью более 1000 м, толсто- и среднеслоистые серые известняки и доломиты турнейского яруса, около 490 м, тонкослоистые известняки с многочисленными кремнистыми желваками и прослоями визейского яруса, мощностью около 200 м. Рудные тела этого рудного поля в основном залегают в светлых известняках (Кансай, Шевчуковское, Камарсай, Окурдаван, Акташ и др.) и имеют трубообразную и реже жилообразную форму. Иногда оруденение размещено среди белых сахаровидных доломитов (Северный Кантау, Королёво). Полиметаллические руды с серебром имеют форму сильно

уплощенных труб и линз.

Ряд объектов Такелийского рудного поля приурочен к определенным стратиграфическим горизонтам. Например, к аркозовым конгломератам (Южная Кафтархана), известнякам (Западное и Среднее Такели), смешанным известняково-аркозовым песчаникам и конгломератам равашской свиты (Учочак).

Анализ рудоконтролирующих факторов показывает, что наибольшей информативностью в Зарнисорском рудном узле обладают литолого-стратиграфические признаки, отражающие состав и возраст осадочных и магматических рудовмещающих пород. Например, на месторождении Ташбулак оруденение приурочивается к горизонтам карбонатной толщи и контактам даек. Здесь, так же, как и на других рудных объектах, наиболее рудоносная свита карбонатного разреза – джарбулакская – расположена ближе всего к контакту с гранитоидами.

Многие исследователи Карамазара в локализации серебросодержащих скарново-полиметаллических руд решающую роль отводят карбонатным породам [83, 149 и др.]. Наибольшее количество месторождений размещено в джарбулакском горизонте среднего девона и турнейских массивных известняках нижнекаменноугольного периода. Такая неравномерная приуроченность месторождений к отдельным горизонтам, по данным И.М.Мирходжаева [149], связана с литологическим составом карбонатных пород (с повышенным содержанием терригенных примесей), наличием в них ослабленных зон (на контакте с Кураминским и другими батолитами, а также малыми интрузиями) и повышенной химической активностью благоприятных горизонтов карбонатной толщи. По запасам руды в джарбулакском свите размещено чуть менее 90%.

Роль стратиграфического контроля более чётко выражена на месторождениях Центрального Таджикистана. Серебро-оловянное оруденение с полиметаллами размещаются в приконтактной зоне известняков со сланцами и в трещинах отслоения известняков (доломитизированных известняков),

иногда доломитов. На месторождении Мирхант отложения купрук-хавзакской свиты (S_2 - D_1 kr+hv) является рудовмещающей продуктивной толщей. Свита представлена тёмно-серыми и серыми полосчатыми массивными известняками с прослоями доломитизированных известняков, известняковых брекчий, листоватых и тонкослоистых известняков. В случае месторождения Мушистон наиболее подходящими зонами для локализации минерализации являются доломиты кутуракской свиты S_1 , иногда сопровождаемые терригенными породами агбасайской свиты (D_{1-2} ак, кварцевыми песчаниками, кремнистыми сланцами), то есть зоной, повышенной трещиноватости северо-западного простирания. Площадь месторождения Такфон состоит из осадочно-метаморфического комплекса верхнего силура (S_2), который стратиграфически подразделяется на две свиты – известково-сланцевую и ягнобскую. Рудные тела этого месторождения пространственно связаны в основном с породами известняково-сланцевой свиты.

Следует отметить, что стратиграфический контроль не характерен объектам серебро-полиметаллической формации. Большинство объектов этой рудной формации сосредоточены в эффузивных (Большой Канимансур, Тарызкан, Замбарак, Чукурджилга и др.), реже в интрузивных (Канджол) породах [4-А]. Не характерен стратиграфический контроль также для некоторых месторождений серебро-золоторудной формации (Школьное, Четсу).

Магматический фактор. Связь гидротермального оруденения с конкретными типами магматических пород имеет важное значение для правильного ведения поисковых работ.

Прямой генетической связи большинства серебряных месторождений как Северного, так и Центрального Таджикистана с конкретными проявлениями магматизма отсутствует. Однако, и пространственная и, видимо, парагенетическая связи серебряного оруденения с поздними продуктами магматизма имеется.

Основная рудная минерализация в Северном и Центральном

Таджикистане связана с герцинским тектоно-магматическим циклом. Герцинский цикл по времени укладывается в рамки верхнего палеозоя, и частично захватывает начало мезозоя [1, 13, 14, 119, 220 и др.].

Приуроченность месторождений к глубинным разломам, по мнению ряда исследователей [33, 204, 222] свидетельствует о возможности связи оруденения с ними. Установлено, что [127, 128] в составе глубинных веществ Тянь-Шаня, связанные с региональными разломами присутствуют высокие концентрации халькофильных элементов, в том числе и Ag. Ещё одним доводом о связи оруденения с мантийным источником является то, что в районах современного вулканизма наблюдается выброс большого количества фтористого водорода [48, 88, 159, 160], что наряду с летучими компонентами (CO₂, H₂O, HCl, HF и др.), содержат серебро, золото и другие компоненты. Халькофильные элементы (Cu, Pb, Zn, Ag) характеризуют специализацию эксгаляций над очагами магмы основного состава.

Главным источником рудообразующих флюидов, по всей вероятности, является верхняя мантия, что подчеркивается не только огромным масштабом оруденения и околорудных метасоматитов, но и высокими концентрациями в мантийных ксенолитах Ag, Pb, Zn, Cu и др., т. е. главных рудообразующих элементов [127, 128, 213 и др.].

Кроме того, практически во всех месторождениях Карамазара флюорит входит в число распространенных минералов и находится в тесной парагенетической ассоциации с рудной минерализацией. В Большом Канимансуре, Зарнисоре, в некоторых месторождениях Кансайского и Такелийского рудных полей он образует промышленные руды. А.Д.Щеглов [245], А.Р.Файзиев и др. [224] отмечают, что флюорит является типоморфным минералом мантийных образований.

Следует отметить, что в Карамазаре развиты наиболее молодые по времени образования дайки основных пород – диабазовых порфиритов позднекарбонического – нижнепермского возраста (277±4 млн лет и 263-267±8 млн лет), а возраст эндогенной минерализации соответствует раннепермской эпохе

[268]. Это дает основание предположить о возможной парагенетической связи оруденения с дайками диабазовых порфириров. Ещё Ф.И.Вольфсон [52] высказал мнение, что эндогенное оруденение в Карамазаре возникло после внедрения наиболее поздних магматических образований – даек диабазовых порфириров. Отметим, что содержание серебра в дайках основного состава как в Карамазаре, так и в Центральном Таджикистане в 4-5 раз превышает кларковые значения и соответственно составляет 0.4-0.5 г/т.

В пределах Центрального Таджикистана также не установлена прямая связь оруденения с магматизмом. В этом регионе в ряде собственно серебряных и серебросодержащих месторождений развита ртутная минерализация – киноварь, тиманнит, амальгамы серебра с ртутью – конгсбергит, бордозит, аркверит. Это имеет место и на месторождении Мирхант. Наличие на месторождениях сурьмяно-ртутной минерализации говорит в пользу мантийного источника рудоносных флюидов. Как отмечал В.П.Федорчук [228] источника этой минерализации не следует искать в пределах рудовмещающих и непосредственно подстилающих их толщ, а в глубокозалегающих подкоровых очагах базальтоидных магм. Кроме того, в ряде серебряных и серебросодержащих месторождений Центрального Таджикистана (Тарор, Чашманият, Скальное, Мушистон, Пушти-Фарфар) обнаружены самородные элементы (алюминий, железо, графит и др.), которые указывают на глубинное их происхождение.

Ещё одним доводом в пользу глубинного источника рудного вещества является изотопный состав серы в сульфидах месторождений Северного и Центрального Таджикистана [33, 154, 168, 174].

При интерпретации данных изотопии М.И.Новгородова и др. [168] считают, что узкий интервал величин $\delta S^{34} \text{‰}$ (-0.23; -0.27; -0.49) позволяет думать, что сера сульфидных руд имеет глубинное происхождение. Изотопный состав серы сфалерита различных генетических типов из ряда месторождений Центрального Таджикистана свидетельствует о глубинном эндогенном источнике серы рудных залежей. Для сфалеритов были определены изотопы

серы. Величина $\delta^{34}\text{S}$ оказалась -4.4‰ . Это значение серы близко сульфидной серы из месторождения Тарор.

Р.Г.Юсуповым [247] в сиенит-порфирах месторождения Такели и ряде других интрузивных образований Карамазара обнаружены миндалины, шаровидные и другие схожие выделения и включения карбонатов, изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ в которых варьирует от -3.9 до -8‰ . Полученные средние результаты изотопного состава углерода кальцитов из Такели равен -5.9‰ . Это значение занимает промежуточное положение вынесенного из мантии углерода [56]. В этих магматических карбонатах содержится повышенные примеси халькофильных металлов.

На мантийный источник вещества указывают данные изотопии S, O, Sr в минералах (галенит, сидерит, родохрозит, кальцит, кварц, флюорит и др.) группы месторождений Канджольского и Адрасман-Канимансурского рудных полей полученные G.V. Moralev and K.N. Shatagin [268], Ю.Г. Сафоновым и др., [204], Э.А.Дунин-Барковской и др. [70], Г.Т.Таджибаевым, Ш.О. Худобахшовой [214], В.С.Лутковыми др. [127], В.С.Лутковым [128]. Отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих минералах колеблется в пределах $0.7056-0.7076$ и соответствует изотопному отношению стронция в мантийных включениях других регионов

Изотопные составы серы главных сульфидных минералов руд неоднозначны в разных месторождениях и колеблется от $\delta\text{S}^{34} = -4.4 - -6,9\%$, что отражает глубинные условия рудообразования.

Нет основания считать, что между месторождениями существует разные источники накопления основных металлов. Это подтверждается исследованиями изотопного состава свинца в галенитах, показавшими их полную аналогию (таблица 7.4).

Сравнение изотопов свинца галенитов из Алтынтюпканского рудного узла с изотопами свинца месторождений других районов Центральной Азии и месторождений других металлов показали также их полное сходство. Такое сходство изотопного состава свинца из различных месторождений заставляет

предположить, что источник накопления его для подавляющего большинства районов Центральной Азии, даже различных генетических групп, был одинаковый.

Таблица 7.4. –Изотопный состав свинца в галените месторождений Алтынтопканского рудного узла

№ п/п	Месторождение	Минеральный тип	Отношение изотопов ^x		
			$Pb \frac{206}{204}$	$Pb \frac{207}{204}$	$Pb \frac{208}{204}$
1	Ташбулак	Скарново-сфалерит-галенит-висмутово-содержащий	18.02	15.70	38.07
2	«		18.00	15.65	38.01
3	Мышиккол	«	18.00	15.64	37.96
4	«	«	18.05	15.66	38.08
5	Перевальное	«	17.99	15.65	38.03
6	«	«	18.04	15.63	38.11
7	Пайбулак	«	17.99	15.63	38.00
8	«	«	18.00	15.68	37.39
9	«	«	18.05	15.68	38.07
10	«	«	18.01	15.64	38.00
11	«	«	18.04	15.67	38.04
12	Ташгезе	Скарново-сфалерит-галенитовый	17.99	15.64	38.04
13	«	«	18.02	15.65	38.09
14	Алтынтопкан	«	17.27	15.11	38.27
15	Бургунда	Золото-теллуридовый в зонах изменения карбонатных пород	18.05	15.63	38.04

^x Анализы выполнены в лаборатории ВИРГ-а Л.И.Шиловым.

Таким образом, вопрос об источнике рудного вещества более или менее решён для серебряных и серебросодержащих месторождений. Следующие факторы подтверждают о мантийном источнике вещества: 1) приуроченность месторождений к зонам глубинных разломов; 2) изотопный состав серы сульфидов; 3) присутствие в рудах и околорудных метасоматитах самородных элементов – алюминий, железо, цинк, графит и другие, образование которых было возможно благодаря поступлению в зоны разломов восстановительных флюидов водородно-углеводородного состава.

Околорудный метасоматоз. Образование эндогенных объектов сопровождается околорудными изменениями вмещающих пород. Ещё

С.С.Смирнов [209], касаясь вопроса околорудного метасоматизма, отмечал, что «... в понимании процесса образования рудного тела... измененные породы имеют такое же значение, как и само рудное тело и, пожалуй, даже больше». Действительно, околорудные изменения распространены обычно более широко, чем собственно рудные тела. Для выявления скрытой минерализации гидротермально-измененные породы также имеют большое значение. Изменение вмещающих пород серебряных и сереброносных месторождений представлено альбитизацией, калишпатизацией, ортоклазизацией, адуляризацией, микроклинизацией, серицитизацией, пиритизацией, окварцеванием, хлоритизацией, карбонатизацией и др. Изменения вмещающих пород можно разделить на два типа: дорудные и синрудные. К первому типу относятся приконтактный и региональный, а ко второму околотрещинный метасоматизм [83]. Приконтактный и региональный метасоматизм имеет площадное распространение. Например, изменения на серебро-полиметаллическом месторождении Канджол выражены в аутометасоматизме гранодиоритов, связанном с процессами формирования самих пород, и гидротермальном метасоматозе, обусловленном деятельностью гидротермальных растворов. Аутометаморфические изменения выразились в слабой серицитизации и альбитизации плагиоклаза, хлоритизации биотита, карбонатизации и хлоритизации роговой обманки. Гидротермальный метасоматоз проявился преимущественно вдоль тектонических трещин и разломов. Он обусловил возникновение линейно-вытянутых полос, интенсивно измененных гранодиоритов и широкой изменчивой по мощности внешней зоны слабо измененных. В штольне 7 участка Терекликан месторождения Канджол наблюдается измененные гранодиориты на протяжении 730 м.

Околотрещинному типу сопутствуют низкотемпературные метасоматические образования [83, 223]. Этот тип метасоматитов проявляется локально вдоль трещин разломов. Вокруг рудных тел наблюдается более интенсивное изменение вмещающих пород. Он имеет относительно малую мощность и секущий характер по отношению к первому. По времени

образования второй тип метасоматитов сближен с формированием промышленного оруденения [223]. Толщина зоны окolorудных изменений на месторождении Большой Канимансур составляет от нескольких до десятков метров. Ореолы окolorудного изменения превышают толщину жилы в 5-10 раз. Вдоль крупных разломов ширина окolorудного метасоматизма может достигать 100 метров.

В серебро-золоторудной формации гидротермальные изменения наблюдаются в призальбандовых частях жил. Они сопровождаются незначительным окварцеванием, пиритизацией, калишпатизацией (адуляризацией), серицитизацией, каолинизацией, хлоритизацией, альбитизацией и карбонатизацией вмещающих пород, способствующих осаждению золота и серебра в гидротермальных системах [16, 181]. В жилах окolorудный процесс сопровождался привнесом окиси калия из пород, содержащих его в повышенных концентрациях. Это подчеркивается наличием ортоклаза, серицита, биотита в метасоматически измененных породах месторождений (Школьное, Четсу). Ширина зоны окolorудного изменения вмещающих пород обычно составляет несколько десятков сантиметров и редко достигает нескольких метров. Формирование прожилков происходит после пропицитизации и сопровождалось околожильной березитизацией, включающей три зоны: 1) альбит-хлорит-серицит-карбонат-кварцевую; 2) хлорит-серицит-карбонат-кварцевую; 3) серицит-карбонат-кварцевую [20-А].

Среди метасоматических изменений на месторождении Школьное выявлена определенная зональность [180]. Нижние горизонты месторождения характеризуются кварц-пирит-хлоритовыми прожилками (березитизация) и интенсивной серицитизацией пород (содержание золота от 0.001 до 0.005 г/т), которая вверх по разрезу чередуется с интенсивной альбитизацией полевых шпатов (содержание золота от 0.005 до 0.01 г/т); сменяющейся под экраном биотитовых гранитов ортоклазизацией (содержание золота до 0.01 г/т), еще выше среди биотитовых гранитов располагаются зоны вторичных кварцитов с весьма интенсивными процессами серицитизации, окварцевания и

алунитизации (содержание золота более 0.1 г/т).

На участке Алтын-Тепе окологрудные изменения вокруг рудных тел прослежены скважинами 339, 456 и 479 до глубины 880 м. Выявлено, что от поверхности до глубины 42-48 м развита березитизация, затем она сменяется калишпатизацией до глубины 364 м. За калишпатизацией следует альбитизация до прослеженной глубины 880 м.

Метасоматические образования широко развиты в серебро-оловянных месторождениях Центрального Таджикистана. В частности, они интенсивно развиты вблизи тектонических разломов и зон трещиноватости, которые контролируют рудные тела [2-А]. Продукты этих процессов - измененные гранитоиды, сланцы, известняки и их производные (апогранитоидные, апосланцевые и апоизвестняковые метасоматиты) являются рудовмещающими породами. В породах терригенного состава и гранитоидах изменения боковых пород представлены окварцеванием, серицитизацией, доломитизацией, хлоритизацией, альбитизацией, пиритизацией и графитизацией. Карбонатные отложения мраморизованы, доломитизированы, анкеритизированы и гематитизированы. Карбонатные породы мраморизованы, доломитизированы, анкеритизированы и гематитизированы. Лимонитизация очень широко распространена и встречается практически во всех типах пород месторождений.

Гидротермальное изменение гранитоидов приводит к образованию кварц-серицит-доломитовых и почти мономинеральных кварцевых метасоматитов. Количественный минеральный состав кварц-серицит-доломитовых метасоматитов разнообразен. Содержание кварца колеблется (в мас.%) в пределах 25-75, серицита 10-70, доломита 5-20 и хлорита до 5. В породе встречаются мелкие вкрапленники пирита. Акцессорные минералы (апатит, рутил, циркон и титанит) составляют 2-3% от объема породы. Кварцевые метасоматиты состоят из тех же минералов, но серицит, хлорит и доломит встречаются в количестве 1%.

Вокруг рудных тел сланцы терригенной толщи также подвержены интенсивному метасоматозу. Биотит и плагиоклаз в этих породах полностью замещаются серицитом, карбонатом и частично хлоритом. Эти изменения

сопровождаются образованием пирита. В породах появляются кварц и доломит, образующие гнёзда и прожилки. Породы богаты апатитом. Окончательное изменение сланца приводит к образованию кварц-серицит-доломитового метасоматита, который отличается от апогранитного метасоматита параллельным расположением чешуек серицита и порфиробластов кварца.

Гидротермальное изменение как гранитоидов, так и терригенных пород привело к образованию кварц-серицит-доломитового метасоматита, сходного по минеральному составу с березитом. Расчёты показывают, что гранитоиды и сланцы были преобразованы в метасоматиты в условиях выноса кремния и привноса кальция, магния, калия и углекислого газа.

Наиболее интересным метасоматитообразованием в карбонатных породах (известняках и доломитах) является доломитизация, которая интенсивно происходит в формациях, близких к контакту рудных тел. Она проявляется в виде отложения гидротермального доломита в известняковых и доломитовых роговых блоках в виде рогового цемента или тонких прожилков. Интенсивность доломитизации вмещающих пород увеличивается по мере приближения к рудному телу, и в непосредственной близости от рудного тела можно наблюдать доломитовые или кварц-доломитовые породы. Они состоят из фельзитового доломита и кварца разного размера зёрен.

Процесс доломитизации известняков выражается в увеличении содержания Mg, Fe, Mn и P. В гидротермально-изменённом доломите содержание (в мас.%) MgO увеличилось с 19.32 до 24.39, FeO+Fe₂O₃ с 0.98 до 17.64 и P₂O₅ с 0.024 до 3.08 по мере перехода от исходного типа к изменённому. Расчёты баланса компонентов привноса-выноса показали, что привнос Mg, Fe, Si и CO₂ и вынос Ca привели к миграции известняка и доломита в кварц-доломитовом метасоматите.

На месторождениях Кансайского рудного поля наблюдается трехчленное строение метасоматической колонны в вертикальном срезе [76]. Ближе к поверхности находятся листвениты во внешней и внутренней и пропилиты во внешней с лиственитами и аргиллизитами во внутренней. Переходную фацию глубинности занимают метасоматиты с пропилитами во внешней и березитами

во внутренней. По вертикали размах метасоматической колонны развит почти на 1000 м.

Зональность метасоматитов в полиметаллических месторождениях Кансая до глубины 800 м от поверхности изучена А.М.Еникеевым [75]. Здесь он выделяет 9 фаций метасоматитов (снизу вверх) - гранат-пироксеновая, пироксеновая, волластонит-бустамитовая, скаполитовая, родонитовая, амфиболовая или эпидотовая, везувиановая, хлорит-кварцевая и карбонатная. Здесь наблюдается отчетливая смена зональности от скарново-полиметаллических к жильным и штокверковым месторождениям.

Следует отметить, что состав околорудных метасоматитов в месторождениях как Северного, так и Центрального Таджикистана близок между собой. Наиболее распространенными из них тут и там являются окварцевание, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация и др. Это практически не зависит от состава вмещающих пород. Некоторое различие в начальных стадиях рудообразования наблюдается в наборе рудных элементов, что зависит от уровня и источников выноса последних.

Глубина формирования. Проблемы глубины формирования эндогенного оруденения в месторождениях Срединного и Южного Тянь-Шаня давно интересуют геологов [52, 98, 104, 117, 118, 124, 126, 133, 198, 236, 237 и др.]. Ещё С.С.Смирнов [209] отмечал, что: «реставрация разреза, или наиболее полная реставрация геологических условий в период формирования того или иного месторождения... является основным способом для определения глубины образования оруденения».

З.А.Королёвой [104] глубина образования руд месторождения Чукурджилга определяется в 400-500 м от земной поверхности, существовавшей во время рудоотложения, а Канимансура – 300 м. По данным Ф.И.Вольфсона [52] месторождения полиметаллических руд с серебром, связанные со скарнами Кансайского рудного поля, сформировались на глубине 1500-2000 м. Позднее И.П.Кушнарев [118], определяя глубины формирования эндогенных месторождений Карамазара, подтвердил эти данные.

В.Д.Сазоновым [198] и В.Ф.Чернышевым [236] было установлено, что верхние части рудных тел Куруксайского и Кансайского месторождений были образованы на глубинах 1400-1600 м, однако для месторождений Восточного Карамазара (Чукурджилга, Канимансур) определены значительно меньшие цифры - 600-800 м [124, 200]. Для серебро-полиметаллических месторождений Замбарак-Тарыэканского рудного поля верхняя граница определена в 300-400 м, а нижняя – в 900-1000 м [133].

Средне- низкотемпературная минерализация Такелийского рудного поля образовалась в различных структурных условиях и неоднородных породах (гранодиоритах, известняках, аркозовых песчаниках и др.). Несмотря на это, глубины формирования оруденения на различных участках, очевидно, были более или менее одинаковыми. Рудные жилы месторождения Учочак формировались под покровом андезитовых порфиритов той же свиты, что и рудовмещающие осадочные породы месторождения Такели, вероятно, перекрытых эффузивными породами кызылнуринской свиты [203]. Видимая мощность андезитовых порфиритов около 170 м, а общая мощность кызылнуринских эффузивов 700-800 м. В связи с этим глубины формирования месторождения Учочак и Такели считаются равными примерно 800-1000 м.

По данным И.П.Кушнарёва [118], образование почти всех месторождений Зарнисорского рудного узла укладывается в интервал 1000 ± 250 м. Полученные нами данные свидетельствуют о том, что глубина формирования верхних частей полиметаллических месторождений Зарнисорского рудного узла колеблется в пределах от 400 до 1300 м. При меньших глубинах (400-800 м) формировалось месторождение Ташбулак, особенно его Западный участок. В определённой мере это подтверждается структурными и минералогическими данными, полученными И.П. Кушнарёвым [117], характерными для глубин до 500 м от поверхности земли во время рудообразования. На глубине 800 м образовалось и месторождение Новая зона. Максимальные цифры (1200-1300 м) получены для месторождений Сардоб, Ташгезе и Северный Зарнисор. Три месторождения (Кичиксай, Пайбулак,

Учкатлы) были сформированы на глубине 1100 м. Мышиккол, и Уч-Арча образовались на глубине 1000 м, а месторождение Чалата – 900 м.

Канджольское рудное поле находится в осевой части крупного среднепалеозойского антиклинория. Приуроченность оруденения к этой зоне позволяет полагать, что до формирования оруденения гранодиориты перекрывались вулканогенными породами акчинской свиты, мощность которых в районе составляет 500-700 м, выше них залегают эффузивы кызылнуринской свиты, мощностью более 500 м [124]. В целом, общая мощность эффузивов составит 1000-1200 м. С учетом общей тенденции к поднятию и, следовательно, эродированности района уже в позднепалеозойское время примерно на 200-300 м. Формирование верхних частей рудных тел в месторождениях этого рудного поля происходило на глубинах 800-1000 м.

Для месторождений серебро-золотой формации в литературе нет конкретных данных о глубинах формирования, но все исследователи считают, что они имеют близповерхностное образование (1-1.5 км).

Реконструкция доюрского пенеплена, выполненная В.Ф.Чернышевым и И.З.Кориным [237], позволяет оценивать глубину расположения рудных тел месторождения Мирхант в 500-600 м, а северного фланга месторождения Тарор - в 1200 м. В соответствии с этими данными предполагается воздымание блока, вмещающего Тарорское месторождение, на 600-700 м, что в значительной мере объясняет существенные различия в минеральном составе тарорских и мирхантских руд. Кроме того, реконструкция палеозойского рельефа над доюрским пенепленом позволяет оценить глубину формирования Мирханта в 800-1200 м.

Таким образом, резюмируя вышеизложенное, можно сказать, что многие серебряные проявления региона образовались на малых глубинах, верхняя граница распространения которых от дневной поверхности не превышала, очевидно, 500-600 м. К факторам, указывающим на формирование оруденения в близповерхностных условиях, можно причислить наличие очень тонкозернистых, фарфоровидных структур кварца, распространение

колломорфных, прожилковидных и брекчиевидных текстур. Об этом свидетельствуют значительное развитие блёклых руд, сульфосолей серебра, барита, кальцита, киновари в верхних частях рудных тел, а также сложный состав руд.

В целом, определение глубины формирования руд в конкретных рудных районах и полях имеет определенное значение для оценки их перспектив, прогнозирования и направления поисково-оценочных и разведочных работ, а также поиска слепых рудных тел.

Послерудный эрозионный срез. Из геологической литературы известно, что, начиная с позднего олигоцена (позднего палеогена), Тянь-Шань характеризуется общим поднятием. В результате происходит денудация пород и транспортировка веществ в области аккумуляции. В связи с этим на дневную поверхность выходят серебряные объекты.

По данным казахских и кыргызских коллег, Тянь-Шань расположен между литосферными микроплитами и внутриорогенными блоками [21]. Специфика горообразования региона во многом определяется встречными движениями этих литосферных блоков – плит. Они претерпевают близмеридиональное тангенциальное сжатие. В нижней и средней части блоков земной коры региона фиксируются магмы. Блоки, скользя по магме, автономно деформируются и разбиваются на мелкие части. Однако в регионе наблюдается неодинаковая интенсивность проявления тектонических движений, которые объясняются складчато-глыбовым характером его структуры, отмеченные многими исследователями в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня [164 и др.]. В связи с этим в Тянь-Шане по-разному проявилась интенсивность эрозионных процессов. Это зависит от главных глубинных разломов. В Карамазаре это Железный, Баштавакский, Канджольский, Бирюзовый, Тарыэканский и Окурдаванский, а в Южном Тянь-Шане – Зеравшанский, Центрально-Гиссарский и Каратегинский глубинные (краевые, по М.М.Кухтикову) разломы. По этим разломам происходило перемещение отдельных блоков земной коры относительно друг друга. В результате этого блоки резко

отличаются по тектоническому режиму и петролого-металлогеническому состоянию объектов. Внутри блоков по тектоническим нарушениям они расчленены на более мелкие, испытывавшие перемещения различного параметра и, следовательно, различную денудацию.

Анализ имеющихся материалов свидетельствует о том, что по-разному проявлена эрозионная деятельность не только в разных тектонических зонах, но и в пределах одного рудного поля. Например, в зависимости от размещения парагенетических ассоциаций, в пределах Канджольского рудного поля наблюдается горизонтальная зональность. Относительно ранние минеральные ассоциации распространены на западном фланге рудного поля и представлены висмутином, арсенопиритом и отчасти вольфрамитом. В восточной части рудного поля (месторождение Четсу) ранние минеральные ассоциации отсутствуют. Галенит-сфалеритовая ассоциация имеет ограниченное значение. Наиболее развита халькопирит-блёкчлорудная минеральная ассоциация. Но этот вопрос нельзя решить без рассмотрения изменчивости руд по вертикали. В приповерхностных частях месторождения Канджол отмечаются значительные скопления блёклых руд, сульфосолей серебра, тогда как с глубиной значительно возрастает количество сфалерита, а затем пирита и магнетита. Разведочные работы на этом месторождении показали, что на глубинах 800-900 м от поверхности содержание серебра уменьшается в 10 раз (по данным структурных скважин №1, 33, 478, 479).

Последовательное изменение состава рудных тел и смена минеральных ассоциаций в вертикальном разрезе приводит к вертикальной зональности рудных тел. Поэтому наметившаяся горизонтальная зональность рудного поля, по-видимому, является следствием гипсометрически различных уровней эрозионного среза. Западный фланг более эродирован, нежели восточный. Кроме того, сопряжение рудораспределяющего Канджольского разлома с Уткемсуйским дайковым поясом свидетельствует о склонении оруденения в северо-восточном фланге, где естественно в современном срезе обнажаются верхи рудных жил.

Зональность оруденения. Основные понятия и определения, параметры и ряды зональности, систематика и виды зональности приведены в трудах многих учёных [31, 54, 90, 173, 254 и др.]. Вопросы проявления зональности оруденения на серебросодержащих полиметаллических и серебряных месторождениях Северного и Центрального Таджикистана рассматривались Л.М.Лурье [125], В.М.Турлычкиным [220], Ш.Х.Рахимовым [190], Г.В.Моралевым [154], Мамадвафоевым, М.Д.Джанобиловым [135], А.Р.Файзиевым [223], нами [3-А, 10-А] и др. Типы рудной зональности месторождения Большой Канмансур подробно рассмотрен А.Р.Файзиевым [223].

В целом, в серебряных и сереброносных месторождениях проявляются различные типы зональности: минералогическая зональность, зональность типов руд и продуктов метасоматизма вблизи рудных тел, температурная и геохимическая зональность, структурная зональность, вторичная зональность и т.д.

На месторождении Замбарак Л.М.Лурье [125] показаны некоторые черты вертикальной минералого-геохимической зональности, отражающей эволюционный характер развития рудного процесса. Рудные тела, по ее данным, сложены тремя парагенетическими ассоциациями: кварц-сульфидной, карбонат-сульфидной и барит-сульфидной. Кварц-сульфидная ассоциация слагает глубокие части рудных тел, где развит преимущественно вкрапленный и прожилково-вкрапленный тип оруденения. Ведущим жильным минералом является кварц, а из рудных минералов преобладают пирит, галенит и сфалерит. В незначительных количествах отмечаются халькопирит, блёкляя руда, арсенопирит. Для галенита характерны относительно низкие содержания серебра (сотые и первые десятые доли процента).

В средних частях рудных тел получает развитие карбонат-сульфидная ассоциация. Ведущими жильными минералами являются карбонаты – мангансидерит, олигонит (от 30 до 70% общей массы руд). Среди рудных минералов преобладает галенит, в подчиненном количестве присутствует

сфалерит, резко уменьшается роль пирита. Заметны содержания в рудах халькопирита, особенно характерно появление сульфосолей – тетраэдрита, бурнонита и немногочисленных выделений серебросодержащих минералов (полибазит, миаргирит). Сфалерит данной ассоциации характеризуется невысоким содержанием железа (0.7-1.0%), увеличивается роль кадмия в сфалерите (от 0.33 до 1.2%). Для галенита типичны повышенные количества серебра и сурьмы (десятые доли, реже 1-3%).

Барит-сульфидная ассоциация развита в верхних частях рудных тел. Ведущее значение имеют галенит и барит при незначительной роли других минералов: кальцита, клейофана, халькопирита, тетраэдрита. На самых верхних горизонтах количество галенита уменьшается, и рудные тела представлены, главным образом, гнездами и жилами барита. Для барита типично содержание стронция – от 0.74 до 1.80%. Галенит серебросодержащий (1-3%). Сфалерит – безжелезистый (клеюфан), но кадмиевый (до 1.40%).

На Канджольском рудном поле наблюдается как латеральная, так и вертикальная зональность. С юго-запада на северо-восток поперек Талдыканской брахиантиклинали серебро-золоторудная минерализация (месторождение Школьное) через кварц-халькопиритовую сменяется на серебро-полиметаллическую (месторождение Канджол). Далее в северо-восточной части находится серебро-золоторудная минерализация (Четсу) в интрузивных породах, а затем в самом конце рудного поля, к замку Кураминской антиклинали в песчано-сланцевых образованиях ордовика-силура размещена серебро-золоторудная минерализация (Караулхона).

Горизонтальная зональность в распределении оруденения наблюдается не только на площади рудного поля и месторождения, но и в пределах отдельных участков. На участке I месторождения Канджол, который размещается в пределах слабо денудированного блока, развита золото-кварц-адуляр-карбонатная ассоциация с блёклой рудой, содержащей эмульсионную вкрапленность тонкодисперсного кюстелита. Ближе к разлому «Аметистовая жила» в секущих северо-восточных разрывных нарушениях появляются золото-

серебро-полиметаллические жилы, сложенные в основном галенитом. Непосредственно в разломе развиты кварц-гематитовые жилы.

Вертикальная геохимическая зональность выражена и в отношении основных элементов на месторождении Канджол. В пределах второго участка развиты преимущественно кварц-пиритовые, золото-серебро-полиметаллические, золото-кварц-карбонатные жилы и жилы типа вторичных кварцитов. Рудные тела участка вскрыты через 50 м на четырех горизонтах. Серебро-золотое отношение уменьшается по рудному телу №6 с глубиной до горизонта штольни №28, то же происходит со свинцово-цинковым отношением. Медно-висмутовое отношение растет, содержание кадмия до горизонта штольни №28 увеличивается, ниже горизонта штольни опять растет количество серебра, достигая максимума по скважине №16 (рисунок 7.1).

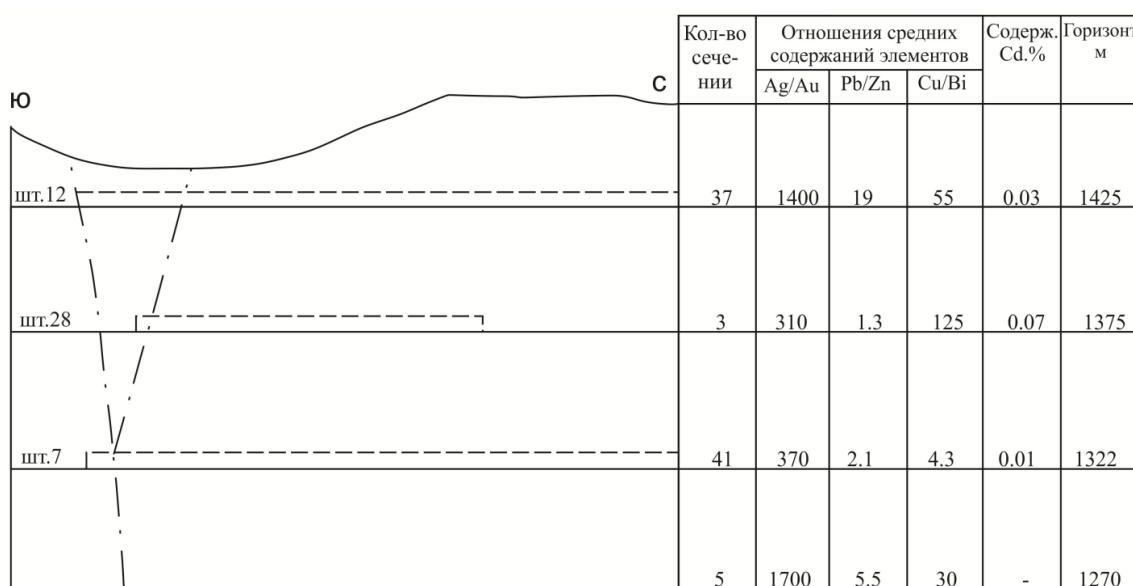


Рисунок 7.1. –Изменения средних содержаний элементов на глубину по жиле 6 месторождения Канджол

Вертикально на глубину (от блокирующей поверхности липаритовых порфиров оясайской свиты верхнего карбона) галенитовый тип руд (0-150 м) сменяется галенит-сфалеритовым (100-300 м), наложенным на кварц-халькопиритовый (медно-висмутовый) и распространены в интервале 200-500 м. Судя по развитию кварц-гематитовых жил в разломе Аметистовая жила и кварцево-гематитовым прожилкам, вскрытым структурной скважиной на

глубинах 400-700 м, ниже (400-700 м) сменяется на кварц-гематитовую ассоциацию.

В отношении распределения серебра на Канджоле наблюдается минералогическая зональность [6-А]. На верхних горизонтах месторождения минералами-концентраторами серебра являются пираргирит, Ag-содержащий тетраэдрит, кюстелит (1450 м), на горизонте штольни 7 – Ag-содержащий тетраэдрит (1322 м) и ниже – серебросодержащий галенит и халькопирит.

На серебро-золоторудном месторождении Школьное отмечена гипогенная обратная и прямая зональности оруденения [180]. В северо-западной части установлена закономерная смена на глубину кварц-пиритовой ассоциации (до глубины 150 м) кварц-карбонатной продуктивной (150-500 м) и еще ниже – кварц-полиметаллической. По простиранию жильной зоны на участке Алтын-Тепе происходит смена кварц-пиритовой ассоциации, расположенной висячем боку Редкометалльного разлома, кварц-карбонатной и далее на юго-восток кварц-флюоритовой. Таким образом, как на глубину, так по простиранию в пределах месторождения выявляется смена ранних минеральных ассоциаций более поздними, что, по данным этого автора, указывает на обратную зональность, сформированную при повторных тектонических разрывах, развивающуюся на фоне общего поднятия района.

Прямая зональность отложения кварц-карбонатных серебро-золоторудных жил предопределяет многоярусное строение по падению рудных зон и выражается чередованием промышленно рудных на безрудные. Верхний ярус представлен кварц-фрейбергит-пираргиритовым типом, нижний – преимущественно кварц-пираргиритовым. На верхнем ярусе руды имеют метаколлоидную текстуру, тогда как в нижнерудном уровне развиты преимущественно текстуры пересечения.

Зональное распределение минеральных ассоциаций наблюдается в пределах отдельных месторождений Зарнисорской группы. На основании имеющихся данных [102, 103] и полученного нами материала установлено, что: 1) во многих месторождениях Зарнисорской группы (например, Северный

Зарнисор, Мышиккол) в верхних горизонтах свинцовый блеск больше чем цинковой обманки; 2) в более глубоких частях месторождений Северный Зарнисор, Мышикколь и Перевальное, установлено относительное увеличение содержания магнетита; 3) в верхних частях рудных тел месторождений Мышикколь и Перевальное преобладает гематит, содержания которого с глубиной уменьшается; 4) на Перевальном объекте установлено зональное строение рудных тел, где во внешней части преобладает гематит, в центре - галенит, а затем сменяется свинцовым блеском и цинковой обманкой; 5) на месторождении Ташбулак установлены структурная зональность. Кварц-флюоритовые, галенит-тетраэдритовые и кварц-гематитовые ассоциации расположены вблизи крупных разрывных рудоподводящих структур. Вдали от них появляются преимущественно магнетитовые, халькопирит-пиритовые и сфалерит-пиритовые ассоциации. В наиболее удалённых точках обычно отлагаются сфалерит-галенитовые ассоциации.

Зональность оруденения, вызванная периодическим поступлением растворов различного состава на фоне трещиноватости, отчётливо прослеживается в Кансайском рудном поле [23-А]. Горизонтальная зональность выражена на ранних стадиях минерализации в восточной части месторождений рудного поля. Здесь интенсивная деформация появляется в зоне карбонатно-гранитного контакта, где кристаллизовалась первая стадия минерализации - скарново-силикатная с магнетитом и сульфидами. На западе разрывные нарушения появились позже и были завершены более поздними минеральными ассоциациями - скарново-водно-силикатно-сульфидной, кварц-карбонат-сульфидной и кварц-барит-флюорит-кальцитовой, соответственно.

Изучение рудных тел и окаймляющих их первичных ореолов дало возможность А.М.Еникееву [75] выделить в Кансайском рудном поле вертикальную зональность оруденения. Она обусловлена изменением с глубиной свинцово-серебряных руд на свинцово-цинковые и цинково-медно-железные с висмутом, мышьяком и золотом или медно-молибден-вольфрамовые. Он считает, что все типы оруденения являются продуктами

проявления единого процесса рудообразования.

На месторождении Мирхант отчётливо проявлена минеральная зональность [З-А]. В приповерхностной части месторождения до глубины 1230 м локализована зона развития кальцит-гематит-сульфидной стадии. Температура минералообразования этой стадии, по данным гомогенизации газовой-жидких включений в кальцитах, происходила в широких пределах температур от 220 до 65°С. Эта зона на северо-западе имеет широкое распространение и окаймляет сверху продуктивную карбонат-сульфидно-сульфосольную стадию. Кристаллизация минералов второй стадии происходила в диапазоне температур 350-150°С. В северо-западной части месторождения комплекс минералов этой стадии встречается на глубине 1230 м и уходит ниже 1000 м, а на юго-востоке они распространены по вертикали сверху вниз от 1400 м до 1275 м. В центральной части месторождения карбонат-сульфидно-сульфосольная стадия имеет максимальную вертикальную мощность и составляет 310 м. Ранняя кварц-сульфидная стадия в юго-восточной части месторождения распространена с гипсометрического уровня 1280 м над уровнем моря. Кристаллизация минералов этой стадии протекала из бикарбонатно-сульфатных (с подчиненным значением хлора) растворов низкой концентрации в пределах температур 430-200°С. Эта зона прослежена по вертикали наклонными скважинами до глубины 1000 м. Далее она уходит в глубину.

Следует отметить, что сфалериты на месторождении Мирхант встречаются в трех генерациях и распределены зонально. Они образовались в разные стадии минералообразования и отличаются по характеру форм выделения, физическим и химическим свойствам. Существенные колебания в составе сфалерита зафиксированы в содержании железа. Наиболее распространен сфалерит I, который по химическому составу соответствует марматиту. Он отличается черным цветом, и характеризуется высоким содержанием железа (до 14.68 мас.%). Минерал в парагенетической ассоциации встречается с арсенопиритом, пиритом I, марказитом I, станнином I и халькопиритом I и другими

минералами. Сфалерит второй генерации имеет коричневый цвет и меньшее количество железа (до 7.62 мас.%). Он ассоциирует с галенитом, халькопиритом II, станнином II и сульфосолями. Сфалерит III развит на щётках и друзах кальцита в карстовых пустотах и имеет красную окраску. Цвет его, по-видимому, зависит от изоморфной примеси ртути, содержание которой в некоторых образцах доходит до 1.9 мас.%. Обычно это тонкозернистые агрегаты и корочки на стенках трещин. Содержание железа достигает 0.29 мас.%. Таким образом, снизу вверх марматит, через коричневый сфалерит, в приповерхностной части переходит в клейофан.

Минеральная зональность по простиранию рудной залежи с юго-востока на северо-запад проявляется в следующем: постепенно уменьшается количество арсенопирита, железистого сфалерита с включениями минералов меди и олова; на юго-востоке в залежах преимущественно развиты минералы более ранних ассоциаций карбонат-полиметаллической стадии минералообразования – галенит-марказитовой, тетраэдрит-галенитовой и сульфосолевой, а на северо-западе завершающие рудный процесс – селенидная и конгсбергит-тетраэдритовая ассоциации; сурьмяные сульфосоли (пираргирит, фрейеслебенит, андорит, рамдорит, бурнонит, фюлеппит и др.) встречаются в массивных рудах на юго-востоке, а мышьяковые и сурьмяно-мышьяковые – на северо-западе; на северо-западе для минералов залежи характерно повышенное содержание ртути. Здесь встречаются тетраэдрит, содержащий до 8.9% ртути, собственно ртутные минералы - тиманнит и киноварь, а также амальгама серебра с ртутью – конгсбергит, аркверит и бордозит; отмечается изменение в пространстве минеральных форм почти всех элементов. Станнин и оловосодержащий сфалерит сменяются касситеритом, сульфосолями серебра и самородным серебром. Висмут, присутствующий в массивных рудах в виде висмутина, густавита и самородного висмута, во вкрапленных рудах представлен виттихенитом, богдановичитом, айкинитом.

Геохимическая зональность связана с изменением степени сульфидности руд. С юго-востока на северо-запад содержание серы постепенно снижается от

40 до 1% и менее. Одновременно уменьшается в среднем содержание свинца, цинка и серебра, увеличивается концентрация ртути, никеля, ванадия, кобальта и др.

Для получения ряда вертикальной геохимической зональности рудных тел М.М.Мамадвафоевым и М.Д.Джанобиловым [135] вычислены величины показателей зональности, отражающее относительное накопление элемента на каждом из горизонтов штолен. По данным этих авторов и нашим данным [10-А], в рудном теле 1 максимальное относительное накопление серебра и олова наблюдается на поверхности месторождения, цинка и свинца – на уровне горизонта штольни 5, а золота и мышьяка – на самом нижнем горизонте. По результатам полученных показателей был составлен следующий вертикальный ряд элементов-индикаторов оруденения: (Ag, Sn) - (Zn, Pb) - (Au, As).

По текстурным особенностям руды месторождения Мирхант разнообразны и распределяются также зонально. В центральных частях рудных тел преобладают массивные текстуры, которые в периферических частях сменяются катакластической или брекчиевой микротекстурой. Раздробленные обломки вмещающих пород и продукты более ранней минерализации цементируются тонкозернистой массой более поздних минералов. Размеры зерен основной массы измеряются первыми десятками микрон, а обломков – первыми десятыми миллиметра. Присутствие отдельных более крупных обломков характеризует микротекстуру этих участков как порфиорокластическую. Для минерализаций, удалённых от Диагонального разлома, характерно широкое развитие гнездово-вкрапленной текстуры, размер отдельных гнезд достигает 1 см. Такая текстура обычно наблюдается в продуктах кварц-касситерит-сульфидной и карбонат-сульфосолено-сульфидной стадиях минерализации. Для рудных тел, связанных с этими стадиями, характерно также широкое развитие прожилково-вкрапленной текстуры. Особенно этот тип характерен для минеральных ассоциаций карбонатно-сульфосолено-сульфидной стадии, где тонкие прожилки (до 0.1 мм) пересекают продукты ранней стадии и агрегаты породообразующих минералов пород.

Агрегаты минералов карбонат-сульфосольно-сульфидной стадии на отдельных участках имеют аллотриоморфнозернистую текстуру с изолированными зернами и сростками размером от 0.001 до 2 мм. Кроме того на месторождении развиты коррозионная, реакционно-каёмчатая и другие типы текстур. Для участков широкого развития марказита характерна сетчатая микротекстура. В пустотах выщелачивания образуются друзовые текстуры кальцита. При этом щетки кальцита как бы обсыпаны зернами тетраэдрита, кристаллами позднего сфалерита, налётами гидроксидов марганца и железа, а также малахитом.

В серебряных и серебросодержащих месторождениях ещё одним из видов минеральной зональности является сульфатно-сульфидная [17, 223]. Этот вид зональности в основном наблюдается в ряде месторождений Карамазара (Большой Канимансур, Канджол, Школьное, Зарнисор, Кансай, Такели и др.). Суть этого типа зональности заключается в том, что в нижних частях месторождений находится сульфат кальция – ангидрит. На смену ангидриту примерно в средних частях рудных тел приходят Na-алунит и K-алунит, а они, в свою очередь, сменяются баритом в приповерхностных частях.

Каждому сульфатному минералу соответствует парагенный ему сульфид, который близок по содержанию катионов и анионов. Так, для ангидрита типичным парагенным минералом является пирит, так как он имеет наиболее легкие катионы, и поэтому для них характерно максимальное содержание сульфатного или сульфидного аниона. В приповерхностной части наблюдается обычный парагенезис – барит из сульфатов, а галенит из сульфидов. Этот парагенезис столь обычный, что в пределах Карамазара выделена самостоятельная барит-галенитовая ассоциация [109]. Между этими парагенными минералами, примерно в средней части месторождений, находятся с одной стороны сульфаты (Na-алунит и K-алунит), а с другой стороны сульфиды - халькопирит и сфалерит.

Снизу вверх, как в сульфатных, так и в сульфидных минералах, уменьшается содержание аниона, который обратно пропорционален их атомным весам [18]. Так, в сульфатах от 70.59% для ангидрита, через 61.6% для

алунита до барита 41.2%. В сульфидах, содержание аниона серы от 53.45% в пирите, 34.9% в халькопирите, 32.94% в сфалерите, до 13.4% в галените. Чем ближе к поверхности, тем, как правило, отлагаются минералы с более тяжелыми металлами – от кальция, натрия, калия до бария в сульфатах и от железа, меди, цинка до свинца и серебра в сульфидах. Соответственно в этом ряду происходит увеличение атомного веса катиона от ранних минералов к более поздним – от 55.85 для железа в пирите до 207.19 для свинца в галените. Однако в случае разных катионов относительная плотность решётки будут уменьшаться, так как катионы в этом ряду имеют различные размеры [17]. В последовательном ряду сульфидных минералов с различными ведущими катионами относительная плотность решетки от ранних к более поздним постепенно уменьшается от 0.13 у пирита, у халькопирита 0.093, у сфалерита 0.084 до 0.063 у галенита [73].

Вторичная зональность на месторождении Мирхант проявлена слабо. Количество гипергенных минералов постепенно увеличивается от юго-восточного фланга залежи Контактной на северо-запад до штрека 2, появляются халькозин, ковеллин, борнит, самородная медь, самородное серебро, гидроксиды железа. Массивные и прожилково-вкрапленные сульфидные руды затронуты окислением не более чем на 2-3%. Здесь встречаются тонкие прожилки и каймы варламовита на оловосодержащих минералах, корочки церуссита на галените, прожилки скородита в арсенопирите и включения халькозина в тетраэдрите. В рассечках 2, 4, 6, 8 увеличивается количество церуссита и безжелезистого сфалерита.

Установленная зональность оруденения для месторождения Мушистон относится к вторичной [137]. По их данным, линейные продуктивности Sn, Ag, Cu, Zn и Pb по вертикали сверху вниз в целом возрастают, а у As, наоборот, уменьшается. Таким образом, получается снизу вверх такая зональность оруденения: Sn→Ag→Pb→Cu→Zn→As. В связи с немонотонным изменением с глубиной оруденения, этими авторами вычислены величины показателей зональности. Здесь максимальное относительное накопление Pb наблюдается на

самом нижнем горизонте, Sn, Cu, Ag – на среднем, а Zn и As – на поверхности месторождения.

Таким образом, во всех серебряных и серебросодержащих месторождений наблюдаются зональность, которая отражает последовательный распад комплексных соединений. Этот ряд соответствует классической схеме вертикальной зональности по В.Эммонсу (в порядке увеличения концентрации в растворе): Fe(As)-Zn-Pb-Bi-Ag-Sb. Кроме того, в месторождениях Центрального Таджикистана гипогенное минералообразование началось с кристаллизации олово и вольфрама и местами в конце рудообразования отлагается сурьма и ртуть. В целом, схема зональности снизу-вверх выглядит так: Sn (W)-As-Fe-Zn-Pb-Ag-Sb-Hg.

Сереброносные пояса Срединного и Южного Тянь-Шаня Таджикистана. По условиям размещения во времени и пространстве Срединный и Южный Тянь-Шань входят в Урало-Монгольский глобальный металлогенический пояс [22]. Срединному Тянь-Шаню, по Е.Д.Карповой [88], соответствует Кураминская, а Южному Тянь-Шаню – Алай-Кокшаальская и Южно-Гиссарская структурно-формационные зоны. Здесь известны эндогенные месторождения и проявления многих полезных ископаемых (Zn, Cu, Bi, W, Mo, Fe, Au, Ag, U, F, Ba и др.), образовавшихся в основном в позднегерцинский этап тектоно-магматической активизации. Среди них особое место занимают серебряные и серебросодержащие объекты, которые наиболее широко развиты в первых двух зонах.

В формировании Кураминской структурно-формационной зоны отчетливо выделяются 3 цикла. Нижний цикл представлен метаморфизованными и дислоцированными песчано-глинистыми образованиями (ордовик-силур) каледонского тектоно-магматического цикла. Начало герцинского цикла характеризовалось интенсивной вулканической деятельностью с образованием кислых и основных излившихся пород (D_1). В среднем девоне район постепенно погружался с формированием аркозовых песчаников. Начавшаяся трансгрессия моря (D_2-C_1) с характерным комплексом карбонатных пород

сменилась регрессией и проявлением основного вулканизма. Этот период Е.Г.Краснов [111] называет доинверсионным. В результате орогенеза и интенсивного магматизма (С₂) район консолидировался и превратился в область завершённой складчатости. С этого времени и начинается инверсионный период. Среднекарбоновая инверсия сопровождалась складкообразованием и внедрением массивов гранодиоритов, которым сопутствовали мелкие интрузии гранитов, аплитов, диоритов, габбро. В послеинверсионное время район приобретает блоковое строение. Обособляются участки относительно устойчивого поднятия и размыва (горст-антиклинали и горсты) и прерывистого опускания (грабен-синклинали и мульды проседания). В мульдах проседания накапливается толща эффузивов и туфов кислого и среднего состава, иногда перемежающихся с нормальными осадками. В грабен-синклиналях накопление этой толщи завершается в верхнем карбоне, в мульдах проседания продолжается до нижнего триаса.

В позднем карбоне и в перми, в условиях нарастающей консолидации и образования разломов, в Кураминской зоне проявлялся наземный вулканизм и происходило внедрение трещинных гипабиссальных и приповерхностных гранитоидных интрузий [88].

В горстах и горст-антиклиналях размыв обнажает среднекарбоновые и более древние интрузии, кровля их почти полностью уничтожается. В это же время происходит усложнение блоковой и складчатой структур района, образуются штоки, лакколиты, дайки гранитоидов, сиенито-диоритов, диоритов. Послеинверсионный период завершается в нижнем триасе внедрением дайковой серии пестрого состава. Заложенные в этот период и ранние разломы представлены крупными взбросами и взбросо-сдвигами субширотного, северо-восточного, реже – субмеридионального и северо-западного направлений.

Кураминская структурно-формационная зона в металлогеническом отношении соответствует Карамазарскому сереброрудному поясу, прослеживающемуся в субширотном направлении, согласно с направлением

основных герцинических структур Среднего Тянь-Шаня. Юго-Восточной границей пояса служит Северо-Ферганский разлом, Северо-Запад – проходит за пределами Таджикистана. Протяженность этого пояса на территории нашей республики более 120 км, ширина в среднем 30 км (рисунок 7.2).

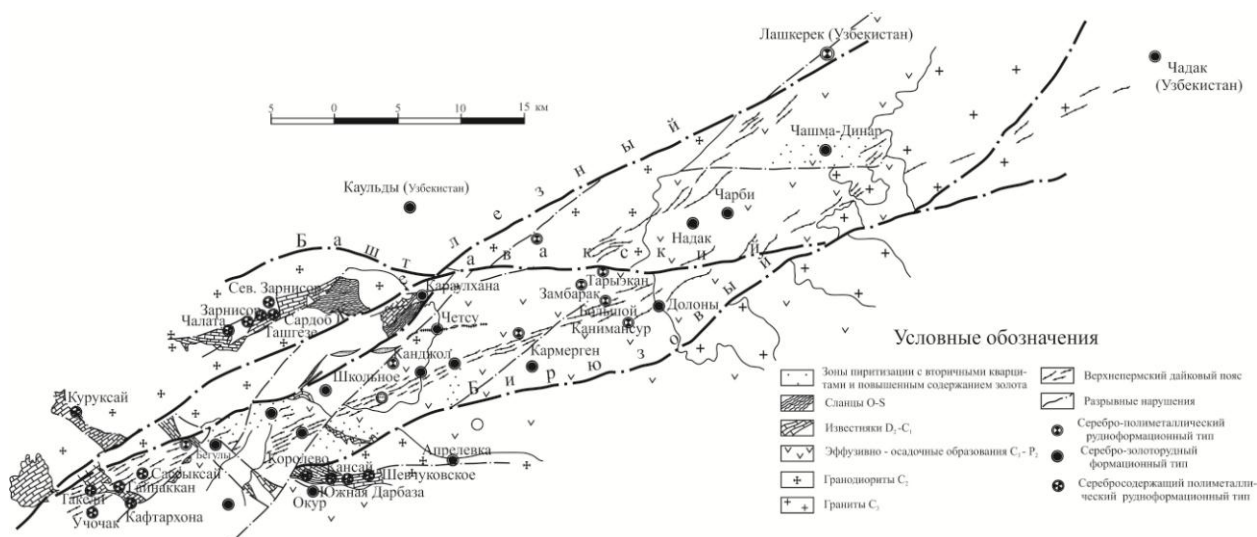


Рисунок 7.2. Схема размещения серебряных месторождений и рудопроявлений в южном склоне Кураминского хребта

Большинство исследователей считают возраст месторождений Кураминской зоны пермским [52, 88, 154, 204, 214, 223 и др.]. Хотя возраст оруденения и связи их с магматизмом является дискуссионным, по этому поводу существует множество суждений.

Основная масса месторождений связана с завершением постинверсионного периода. Их можно разделить на 2 генетические группы: скарновые и гидротермальные. К первым относятся серебросодержащие скарново-полиметаллические, скарново-магнетитовые, скарново-молибденовые и скарново-висмутовые месторождения. К этим объектам относятся Зарнисорская, Куруксайская, Кансайская и другие группы месторождений. Основные запасы их сосредоточены в пластообразных и линзообразных скарновых телах на контактах малых интрузий и даек с известняками [88]. Богатые руды образуют столбообразные и трубообразные тела.

Ко второй группе относятся многочисленные месторождения, локализующиеся в приразломных зонах дробления и гидротермального

изменения в эффузивах, гранитоидах и терригенных отложениях. Они отнесены к самостоятельным серебро-полиметаллическим и серебро-золотым формациям и распространены в Канджольском, Замбарак-Тарыэканском, Канимансур-Караташкатынском, Такелийском рудных полях. Рудные тела имеют формы жил, прожилков, вкрапленников и смешанных типов.

Как было отмечено выше, Южный Тянь-Шань входит в две структурно-формационные зоны, среди которых наиболее хорошо изучены серебряные и серебросодержащие объекты в Алай-Кокшаальской зоне. В её развитии выделяются следующие этапы и стадии: 1. Островодужный этап, с которым связаны докембрийские, нижнепалеозойские, до среднего ордовика включительно, образования. 2. Отложения островодужного (герцинского) этапа разделяются на три комплекса: нижний (ранняя стадия) – эффузивно-терригенный (верхний ордовик-нижний силур), средний – карбонатный, в низах существенно-доломитовый, в верхах – известняковый (верхний силур-нижний карбон) и верхний (поздняя стадия) – терригенно-карбонатно-эффузивный (верхний карбон-нижний триас). Из них отложения Р-Т₁, представленные молассовидными породами, возможно, относятся к платформенному этапу. 3. Образования платформенного этапа представлены континентально-лагунными осадками юры-палеогена. 4. В орогенный этап (неоген-четвертичный период) произошло накопление мощных молассовых толщ.

Интрузии представлены гранитоидами и сиенитами, связанными со средними и поздними этапами развития и разновозрастными дайками пестрого состава.

Структура района характеризуется субширотными синклинорными и антиклинорными складками, причем их крылья и крылья складок более высокого порядка обычно осложнены взбросами и надвигами, вследствие чего наблюдаются структуры типа тектонических «чешуй» и «пластин».

В металлогеническом отношении Алай-Кокшаальская зона соответствует Зеравшанскому золото-(серебро)-редкометалльному поясу или Южно-Тянь-Шаньской металлогенической провинции [22, 23], имеющей аналогичные ему

границы. Он протягивается в широтном направлении, ограничиваясь Зеравшанским разломом на севере и Гиссаро-Каратегинским или Главным Гиссарским на юге [116]. Этот пояс прослеживается с востока на запад примерно на 150 км, а ширина в среднем 20 км (рисунок 6.2). Здесь проявлены тип развития пассивной континентальной окраины (О-С) и орогенный (С₃-Т₁) этапы магматизма и металлогении. Первый имеет ограниченное развитие. Раннеорогенная стадия представлена гранитоидами мафически-салического и салического семейства формаций: диорит-гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой.

Наиболее перспективными объектами на серебро в пределах Центрального Таджикистана являются Зеравшанский хребет (рисунок 7.3). Тут серебрянорудные объекты проявлены в пределах Шинг-Магианского района, Казнок-Мушистонского и Пети-Такфонского рудных полей [16-А]. В настоящее время установлено, что серебряное оруденение имеет более широкое распространение и тяготеет к разрывным нарушениям северо-западного, и частично северо-восточного простирания. Единая минерализованная зона, протягивающуюся на более 100 километров от верховья Магиандарьи на юго-западе через Казнок-Вен-Левобережье к Арчамайдану в центре и до правобережья Ягноба - месторождения Такфон, Симич, Пети и др. Нам кажется, что это минерализованная зона дальше протягивается на востоке и нужно вести поисковые работы в зонах межформационных и внутриформационных срывов.

Относительно высокие содержания серебра и аналогичные минеральные ассоциации установлены на всем ее протяжении. Здесь описан 11 собственно серебряных минералов - самородное серебро, аргентит, акантит, пираргирит, андорит, рамдорит, полибазит, густавит, миаргирит, фрейбергит, фрейслебенит. Весьма характерно присутствие значительных количеств серебра в самородном состоянии в зоне межформационного и внутриформационного срывов – между известняками и песчано-сланцевыми толщами.

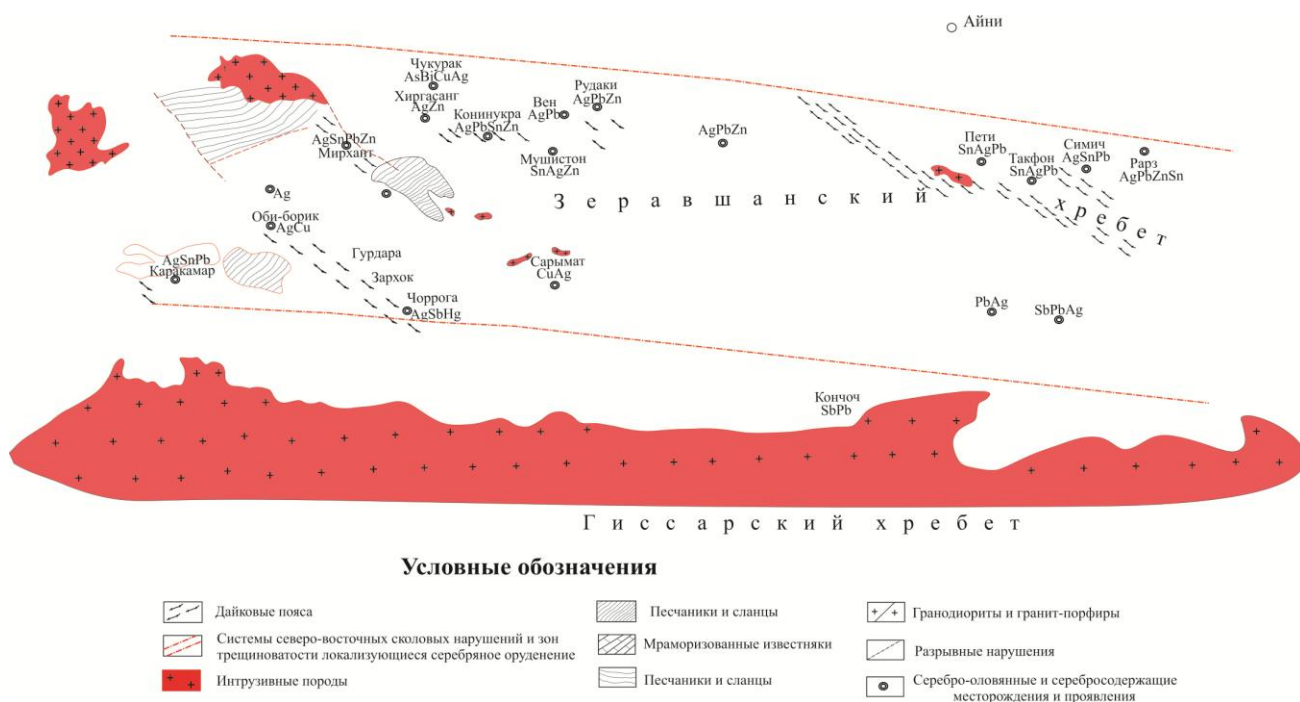


Рисунок 7.3. –Схема размещения серебряных месторождений и рудопроявлений в Зеравшанском хребте

В последние годы в пределах Центрального Таджикистана нами описаны серебро-оловянные формации [15-А]. По минеральному составу их можно относит к серебро-оловянно-полиметаллическое (Мирхант, Симич), серебро-полиметаллическое с оловом (Кони Нукра, Хиргасанг, Пете), сурьмяно-полиметаллическое с серебром (Негнот, Пагна), олово-полиметаллическое с серебром (Вен, Нижний Вен, Чашма, Водораздельное), и оловянное с серебром (Мушистон, Такфон) проявлений. Рудные тела месторождений имеют жильную, столбообразную, четковидную, лентообразную и пластообразную формы с раздувами и пережимами. Возраст оруденения позднегерцинский, но намечается несколько его этапов, разделенных периодами тектонических подвижек, а иногда и внедрением малых интрузий. Однако следует отметить, что, хотя основным металлом, имеющим промышленное значение в составе диорит-гранодиоритового этапа, является золото, но в более поздних стадиях объектов проявлены собственно серебряные и серебросодержащие минералы. Это имеет место во многих золоторудных (Тарор, Джилау, Чоре, Верхний Кумарг, Покруд и др.) и редкометалльных месторождениях региона.

Таким образом, в связи с истощением легко открываемых месторождений наибольшее значение приобретает прогноз поиска полезных ископаемых,

основанный на знании закономерностей размещения. Особенно это актуально в настоящее время, поскольку со временем неисследованные площади как на севере, так и в центральной части нашей страны уменьшаются. На локализацию оруденения в серебряных и серебросодержащих месторождениях Северного и Центрального Таджикистана влияют различные факторы: геотектонический, структурный, литолого-петрографический, стратиграфический, околорудный метасоматоз, глубина формирования оруденения, послерудный эрозионный срез, зональность оруденения и др. Ведущим в становлении Кураминской структурно-формационной зоны (Северный Таджикистан) считаются средне-позднегерцинские вулканогенно-интрузивные образования, а в Зеравшано-Гиссарской зоне (Центральный Таджикистан) – герциниды со слабо развитыми каледонским и байкальским циклами. Главным фактором в локализации указанных месторождений является структурный фактор. Месторождения Северного Таджикистана приурочены к грабен-синклиналям, мульдам проседания, горстам и горст-антиклиналям, а объекты Центрального Таджикистана контролируются системой субмеридиональных и северо-западных разрывов в зоне межформационных срывов. Наиболее благоприятными условиями, способствующими минерализации, являются пористость и деформируемость горных пород, наличие карбонатных пород, зон изменения вдоль разрывных нарушений, скарнов и скарнированных образований, физико-механические свойства вмещающей среды. Перспективность месторождений также зависит от степени изменения околорудных вмещающих пород. Как в месторождениях Северного, так и Центрального Таджикистана развиты окварцевание, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация и другие типы изменений, благоприятствующие рудонакоплению. Рудообразование в серебряных месторождениях осуществлялось в среднеглубинных и близповерхностных условиях. Об этом свидетельствуют развитие баритовой минерализации, огромное количество сульфосолей, в том числе серебряных, данные термобарогеохимии и другие данные. Также особое значение имеет пострудный эрозионно-тектонический

фактор, который проявился в пределах различных рудных полей по-разному. В серебряных месторождениях проявлены различные формы рудной зональности. К ним относятся минералогическая зональность, зональность размещения типов руд и продуктов околорудного метасоматоза, температурная, геохимическая, структурная, вторичная зональность и т.д. Однако во всех объектах наиболее чётко выделяются минералогическая и геохимическая зональность. Эти особенности руд можно использовать в качестве поисковых критериев и в соответствии с ними вести целенаправленные поиски на серебряное оруденение. В пределах Срединного Тянь-Шаня Таджикистана выделен Кармазарский серебрянорудный пояс, прослеживающийся более чем на 120 км, его ширина достигает 30 км. Здесь развиты с юго-запада на северо-восток серебросодержащие скарново-полиметаллические рудные формации, в которых серебро-золоторудная минерализация сменяется серебро-полиметаллической рудной. В Южном Тянь-Шане Таджикистана в составе Зеравшанского золото-редкометалльного пояса установлено огромное количество серебросодержащих и серебряных объектов с оловом, в пределах пояса выделены серебро-оловянная и серебросодержащая с оловом формации, которые протягиваются с запада на восток примерно на 150 км, а ширина в среднем составляет 20 км.

ГЛАВА 8. СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Серебряные и серебросодержащие месторождения Северного и Центрального Таджикистана образованы в результате сложного последовательного осаждения во времени рудоносных растворов, то есть они имеют прерывистый, пульсационный характер. На сложность их развития указывают минеральный состав руд, парагенетические ассоциации, элементы-примеси в минералах, типоморфные особенности минералов, структурные и физико-химические особенности их формирования, околожильно-изменённые породы и другие параметры. Для выделения стадийности в отмеченных месторождениях по мере возможности учитывались все критерии.

Поскольку в каждом рудном поле или узле минералого-термобарические параметры рудообразования несколько отличаются друг от друга, целесообразно рассмотреть их по отдельности.

Объекты серебро-полиметаллического формационного типа наиболее распространены в пределах Восточного и Центрального Карамазара. Как упоминалось выше, они включают месторождения в Адрасман-Канимансурском и Канджольском рудных полях.

В месторождении Адрасман-Канимансурского рудного поля выделяют пять стадий минерализации [219], за исключением продуктов гидротермального изменения вмещающей породы с образованием серицита, хлорита, калиевого полевого шпата, кварца и пирита, которые предшествуют рудной минерализации: 1) ранние оксиды и силикаты (диапазон температур образования 460-370°C), 2) ранние сульфиды (420-300°C), 3) полиметаллы и флюорит (360-185°C), 4) поздние сульфиды и флюорит (310-125°C), 5) сульфиды, карбонаты и поздние оксиды (235-50°C) [219].

Становление месторождений рудного поля происходило из водно-солевых растворов низкой концентрации (5-35 вес. %), в составе которых преобладают

хлориды натрия и кальция при подчиненном количестве фторидов, бикарбонатов и сульфатов натрия, кальция, калия и магния, в широком диапазоне температур (460-50°С) и давлений (850-100 атм), с палеотемпературным градиентом 5-12°С/100 м. Продуктивное серебро-полиметаллическое оруденение образовалось в более узком диапазоне температур (300-150°С) при меньших давлениях (400-50 атм) в условиях резкого изменения физико-химических параметров минералообразования. Состав газов включений существенно углекислотно-азотный, кислотно-щёлочность включений от 6.5 до 7.7 [13-А].

Продуктивное серебро-полиметаллическое оруденение формировалось в более узком диапазоне температур (300-150°С) и при меньших давлениях (400-50 атм) в условиях резкого изменения физико-химических параметров минералообразования. Состав газов включений существенно углекислотно-азотный, рН включений от 6.5 до 7.7 [13-А].

Другим типичным представителем серебро-полиметаллического рудно-формационного типа является месторождение Канджол, находящееся в пределах одноимённого рудного поля. Минерализация здесь также сформировалась в пять стадий [6-А, 214]: 1) кварц-арсенопиритовая, 2) полиметаллическая, 3) медно-сурьмяная, 4) кварц-кальцитовая с серебром, 5) карбонатная – кальцит, сидерит, родохрозит с кварцем и баритом (рисунок 8.1). Ранняя кварц-арсенопиритовая стадия (кварц I, пирит, арсенопирит) обычно обогащена висмутом (до 0,14%) и содержит выделения висмутина и галеновисмутина. На этой стадии образуется лишь очень небольшое количество серебра. Серебро было обнаружено в пирите и арсенопирите атомно-абсорбционным методом на этой стадии в количестве 20 г/т и 30 г/т соответственно.

Эта стадия перекрывается полиметаллической стадией (кварц II, сфалерит и галенит). Серебро присутствует в продуктах этой стадии, но в незначительных количествах. В основном оно входит в кристаллическую решётку сульфидов. Так, в галените содержится 1560-14 000, в среднем из пяти

определений 4240 г/т серебра, а в сфалерите – 10-270 г/т, в среднем из 4 анализов 82 г/т. Микроскопические исследования показывают, что в галенитах накладываются более поздние минеральные ассоциации (тетраэдрит, пираргирит, аргентит).

Минералы	Стадии минерализации													
	1			2			3			4		5		
	Температура кристаллизации, °С													
	450	350	250	400	300	200	300	200	100	300	200	100	200	100
Кварц	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Пирит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Арсенопирит	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Сфалерит				■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Галенит				■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Халькопирит				■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Сидерит				■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Самородный Вi							■	■	■	■	■	■	■	■
Самородное Ag							■	■	■	■	■	■	■	■
Электрум							■	■	■	■	■	■	■	■
Аргентит							■	■	■	■	■	■	■	■
Миаргирит							■	■	■	■	■	■	■	■
Пираргирит							■	■	■	■	■	■	■	■
Прустит							■	■	■	■	■	■	■	■
Тетраэдрит							■	■	■	■	■	■	■	■
Родохрозит							■	■	■	■	■	■	■	■
Анкерит							■	■	■	■	■	■	■	■
Кальцит							■	■	■	■	■	■	■	■
Барит										■	■	■	■	■
Акантит										■	■	■	■	■
Полибазит										■	■	■	■	■

Рисунок 8.1. –Стадии минерализации на месторождении Канджол

В третью медно-сурьмяную стадию концентрация серебра в растворе увеличивается, в результате чего образуется серебросодержащий тетраэдрит, в котором содержится от 5.7 до 20 мас.% серебра. Содержание серебра в сульфидах этой стадии составляет соответственно в галенитах 2865 (среднее из 10), халькопиритах 330 (среднее из 6) и пиритах 358.7 (среднее из 11). Затем образуется наиболее продуктивная на серебро стадия – кварц-кальцитовая с серебром. Серебро образует собственные минералы – пираргирит, аргентит, полибазит, самородное серебро, матильдит. Все эти серебряные минералы образуют значительные скопления в виде мономинеральных жил, прожилков и включений. Они накладываются на минералы ранних стадий.

Завершает процесс минералообразования на месторождении карбонатная стадия с кварцем, баритом и рудными минералами (галенит, сфалерит). Здесь

серебро в небольших количествах содержится в сульфидах. В целом, для серебра продуктивны 2-4 стадии минералообразования. В процентных отношениях количество серебра в первой стадии составляет от 1 до 3%, во второй –5-7%, в третьей –60-70%, в четвертой –15-25 %, а в последней –0.7-1 %.

Физико-химические условия формирования руд в месторождении Канджол определялись методом гомогенизации газовой-жидких включений в кварцах, кальцитах и сфалеритах. Наиболее надежным минералом для термометрических исследований является кварц (рисунок 8.2), который имеется в различных количествах во всех стадиях и сопровождает оруденение. Температура образования кварца из ранних генераций к поздним постепенно уменьшается. Если температура гомогенизации в кварце 1 варьирует от 410 до 325°C, то в более поздних генерациях она ниже и соответственно составляет – 350-280°C, 230-180°C, 215-190°C и 180-50°C. Давление во время образования разных генераций кварца колебалось в пределах 800-70 атм.

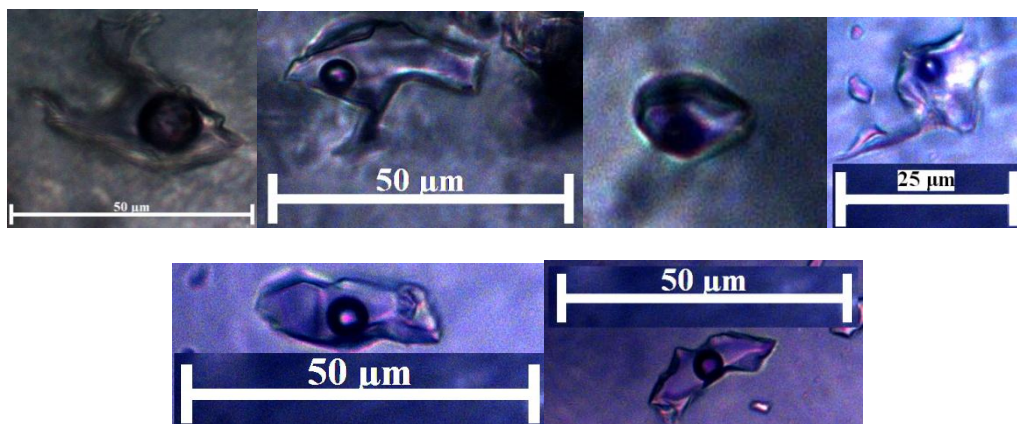


Рисунок 8.2. –Формы включений в кварцах из месторождения Канджол

Кальцит играет важную роль среди минералов серебросодержащих жил. Исследования флюидных включений в кальците показывают, что количество их очень незначительно. Двухфазовые газовой-жидкие включения с соотношением газа к жидкости 1:3-1:25. Форма их призматическая. Температуры гомогенизации включений кальцита из серебро-полиметаллического месторождения Канджол находятся в пределах 235-50°C. Величина давления

при формировании кальцита колеблется в пределах 450-70 атм.

Термометрическому исследованию подвергался сфалерит первой, второй и третьей генераций. Температура гомогенизации в сфалеритах первой генерации составляет 280-100°C. Сфалерит второй генерации имеет более высокую температуру – 285-225°C по сравнению с третьей генерацией – 180-100°C.

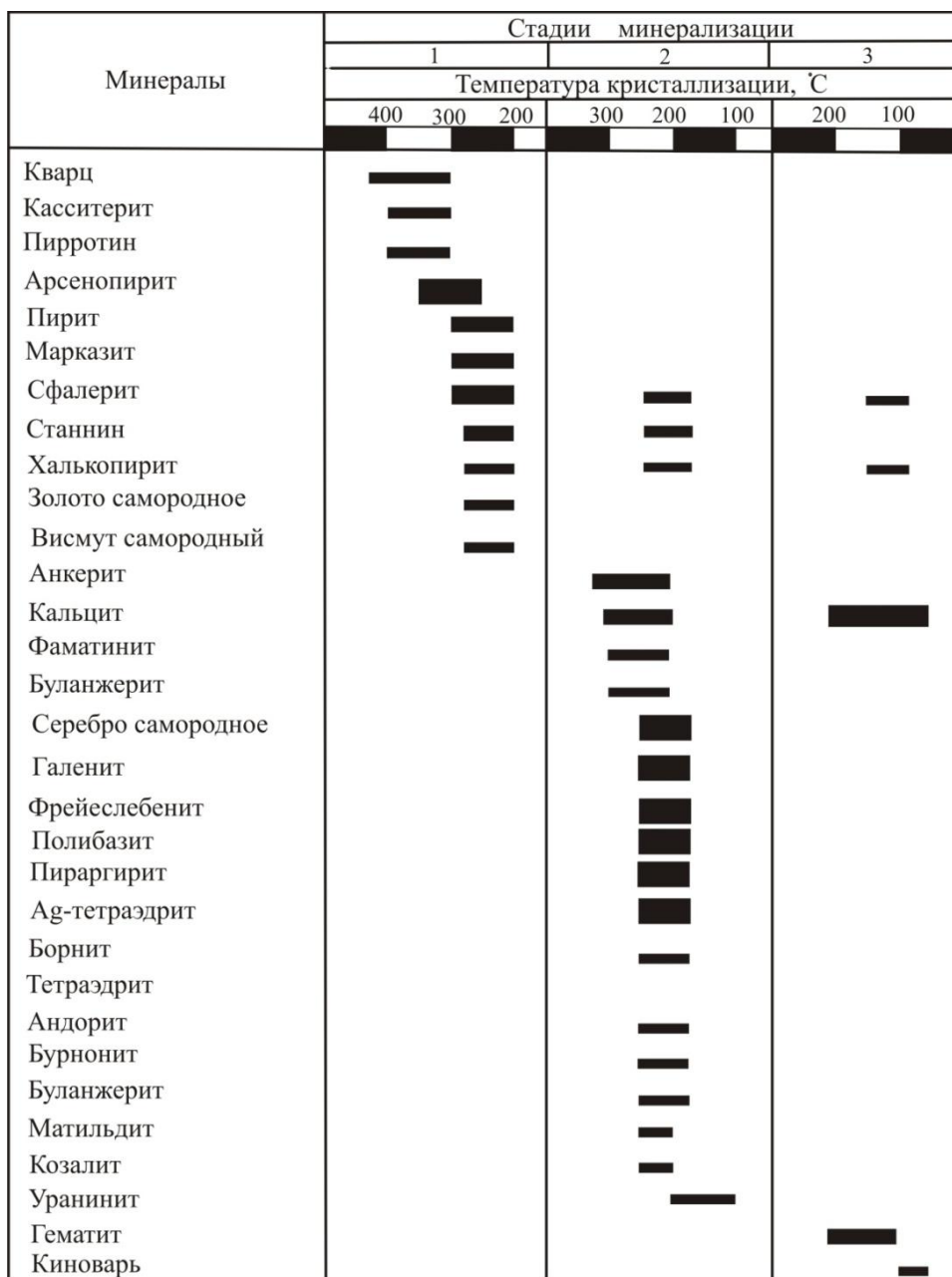
Гипергенные процессы затронули месторождения до глубины 100-150 м от дневной поверхности [216]. В приповерхностных частях до глубины 15 м расположена зона выщелачивания. Здесь содержание серебра низкое – 10-15 г/т. За ним идет зона окисленных руд. Она охватывает глубины от 20 до 150 м. В верхних частях этой зоны до глубины 50 м содержание серебра в рудах повышается и достигает 200-500 г/т. Ниже этой глубины до 100-150 м от поверхности окисленные руды переходят в полуокисленные. В этой части месторождения концентрация серебра имеет максимальное значение и достигает 1000-6000 г/т. По мере углубления по вертикали окисленные минералы постепенно исчезают. Последние же в свою очередь сменяются первичными сульфидными минералами. Здесь содержание серебра колеблется в пределах 700-1000 г/т. В этом участке также появляется золото – до 0.5 г/т.

Серебро в окисленной зоне встречается в основном в виде хлораргирита, самородного серебра, аргентита и аргентоярозита. Окисленные руды также содержат серебрясодержащие адсорбированные минералы, такие, как лимонит, псиломелан, пиролюзит и глинистые минералы, содержание серебра в которых в 20-30 раз выше, чем в зоне выщелачивания [216].

Гипогенная минерализация месторождения Мирхант происходила в три стадии (рисунок 8.3): 1) кварц-касситерит-сульфидная, 2) карбонат-сульфидная и 3) кальцит-гематит-сульфидная [1-А]. На первой стадии кристаллизуются кварц, оловянный камень, магнитный колчедан, арсенопирит, серный колчедан, марказит, цинковая обманка, оловянный колчедан, медный колчедан с редкими выделениями самородных элементов (золота и висмута).

Первая стадия минералообразования происходила в диапазоне температур 430-200°C из бикарбонатно-сернокислого раствора с подчинённой концентрацией хлора

100-250 г/л. Важную роль из катионов играли магний и кальций. Давление во время кристаллизации минералов на первой стадии колебалось от 880 бар до 300 бар. Основными минералами на второй стадии были карбонаты (анкерит, кальцит), сульфиды и сульфосоли (например, галенит, сфалерит, станнин, тетраэдрит, полибазит, пираргирит, фрейеслебенит), а также самородное серебро и уранинит. Кристаллизация минералов на второй стадии происходила в относительно широком температурном интервале 350-150°C. Уранинит, по-видимому, образовался при температуре ниже 150°C.



█ Главные █ Второстепенные █ Редкие

Рисунок 8.3. –Стадии минерализации на месторождении Мирхант

Третья стадия осаждения минералов начинается с кристаллизации кальцита II и гематита. Кроме того, сфалерит, халькопирит и киноварь на этом этапе кристаллизуются лишь в незначительных количествах. Третья стадия минералообразования происходила при температуре от 220-200°C до 75-65°C и давлении ниже 150 бар. Состав минералообразующего раствора был хлоридно-бикарбонатным.

Наложение на скарны минерализации на месторождениях Казнок-Мушистонского рудного поля происходило в три стадии: 1) кварц-касситерит-сульфидная; 2) кварц-сульфид-карбонатная; 3) кварц-барит-флюорит-сульфидная (рисунок 8.4). Олово привносилось в первую кварц-касситерит-сульфидную стадию, висмут – на протяжении всего гипогенного минералообразования, а серебро – во вторую и третью стадии. На трехстадийное гидротермальное развитие процесса минерализации указывал также К.И.Литвиненко [123].

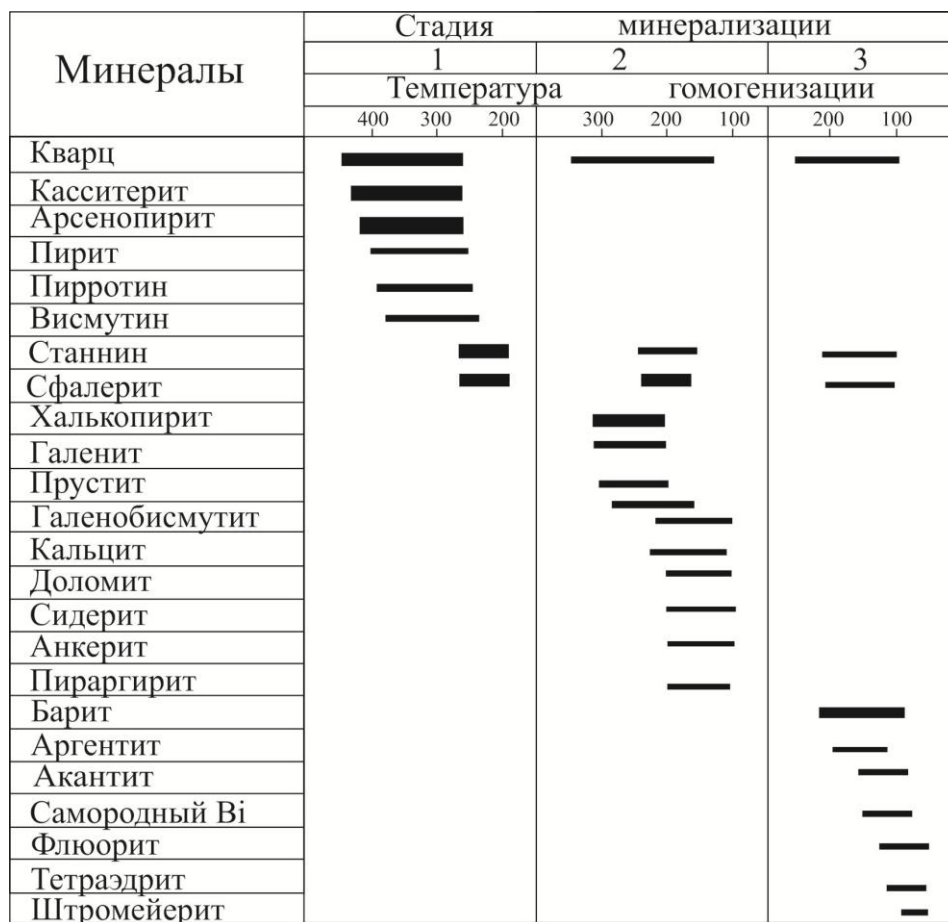


Рисунок 8.4. –Стадии минерализации на месторождениях Казнок-Мушистонского рудного поля

Минералобразование на месторождении Мушистон, основном объекте рудного поля, происходило из слабо концентрированных (5-24 мас.%) по существу жидких сульфатно-хлоридно-магниевых-натриевых и иногда хлоридно-кальциевых флюидов в широком диапазоне температур –350-100°C [138].

Термобарогеохимические условия формирования серебряного с полиметаллами и оловом месторождения Кони Нукра изучены в кварцах I, II и III, а также в кальците и барите. Первая генерация кварца имеет белый сахаровидный цвет, а более поздние – бесцветные, прозрачные. Первая генерация образовалась при температуре 440-200°C, а вторая генерация – при 250-90°C. Формы включений преимущественно овальные, округлые, грушевидные, линзовидные. Соотношение газа к жидкости составляет 4-5:1, в существенно газовых типах включений, а в существенно жидких – 1:3-1:24. Также отмечаются включения типа $\text{CO}_2^{\text{г}} + \text{CO}_2^{\text{ж}}$, $\text{CO}_2^{\text{г}}$. На штольне 5, штрека 4, на гипсометрическом уровне 2860 м на участке Казнок месторождения Мушистон М.М.Мамадвафоевым с соавторами [136] отмечены, наряду с газожидкими, и существенно газовые включения. При повышении температуры с 260 до 320°C жидкость исчезает и переходит в газовую фазу. Размеры включений составляют 40x20 мкм. Форма включений чаще овальная, грушевидная, реже наблюдаются включения в форме отрицательных кристалликов. В существенно жидких типах включений соотношение фаз (Г:Ж) варьирует в пределах от 1:2 до 1:20.

В кальцитах также обнаружены включения рудообразующих систем. Форма их изометрическая, призматическая, ромбоэдрическая, неправильная. Соотношение газа к жидкости 1:5-1:10. Гомогенизация включений происходит в жидкую фазу при температуре 230-70°C.

Гидротермальный доломит обнаружен нами в месторождениях Центрального Таджикистана (Мирхант, Мушистон и др.). В доломите очень мало включений. Они двухфазовые газожидкие. Соотношение газа к жидкости 1:9. Размеры их до 20 мкм. Температура гомогенизации включений в

доломите из месторождения Мушистон равна интервалу 200-120°C.

Из жильных минералов на месторождении Кони Нукра наиболее развит барит. В баритах редкие первичные включения газовой-жидкого состава, пригодные для термометрии методом гомогенизации. Включения всегда двухфазовые, существенно жидкие, гомогенизируются при температуре 180 и 250°C. Также были обнаружены в барите включения с углекислотой. Эти включения можно использовать для определения давления. Давления в момент образования баритов составляли 450-540 бар.

Таким образом, минералообразование в Казнок-Мушистонском рудном поле происходило в условиях резко неоднородного теплового поля при неодинаковых вертикальных градиентах падения температуры и давления по восстанию рудоконтролирующих структур и смене более глубинных хлоридных натрий-калий-магниевых растворов приповерхностными водно-сульфатными.

Рудообразование на Пети-Такфонском рудном поле проходило в два этапа: ранний скарновый и поздний пневматолитово-гидротермальный. На раннем этапе выделялись минералы кварц-пирротин-шеелитовой минеральной ассоциации. На позднем этапе происходило три стадии минералообразования (рисунок 8.5): кварцево-редкометалльная, кварцево-сульфидная и кварцево-карбонатно-баритовая [187]. На этих стадиях кристаллизовались оловянный камень, арсенопирит, магнитный колчедан, пирит, а также халькопирит, сфалерит, галенит, станнин, тетраэдрит, висмутин. Жильные минералы представлены в основном кварцем, кальцитом и сидеритом. Поздние минералы образовались в широком температурном диапазоне – 550-170°C [187]. Минералообразующие растворы были хлоридно-бикарбонатно-сульфатными. В качестве катионов были определены калий, натрий, магний и кальций в порядке возрастания концентрации.

Образование минералов на месторождениях серебро-золоторудной формации (Школьное) протекало в пять стадий: 1) кварц-карбонатная (допродуктивная), золото-сульфосольная (ранняя продуктивная), 3) кварцевая

(межпродуктивная), 4) серебро-сульфидная (основная продуктивная), 5) барит-галенитовая (послепродуктивная) [253]. Серебро-золотая минерализация образовалась во второй и четвертой стадиях, в размещении продуктов имеет место фациальная зональность. Проявляется она в снижении их золотоносности и содержания рудных минералов с глубиной. По падению жил уменьшается содержание арсенопирита, сфалерита, блёклых руд и сульфосолей серебра, но возрастает роль галенита, халькопирита и пирита. В нижних частях жил появляется и самородный висмут. На месторождении наблюдается и другая зональность. В северо-западной его части устанавливается закономерная смена на глубину вторичных кварцитов (до глубины 150 м) продуктивными (100-200 м) золото-кварц-адуляр-карбонатными, а ещё ниже –кварц-полиметаллическими ассоциациями.



Рисунок 8.5. –Стадии гидротермальной минерализации на месторождении Симич

Образование минеральных ассоциаций на месторождении Школьное происходило при температурах от 300 до менее 70°С [154]. Продуктивная минерализация образовалась при температуре 300-160°С и давлении 83-38 бар. Состав минералообразующего раствора – бикарбонатно-хлоридный, в основном кальциево-натриевый, при концентрации 37-20 мас.%.

Гидротермальное минералообразование на месторождениях Западного Карамазара (Алтынтопканский рудный узел, Кансайское и Такелийское рудные поля) началось с проявления сульфидной стадии (рисунок 8.6).

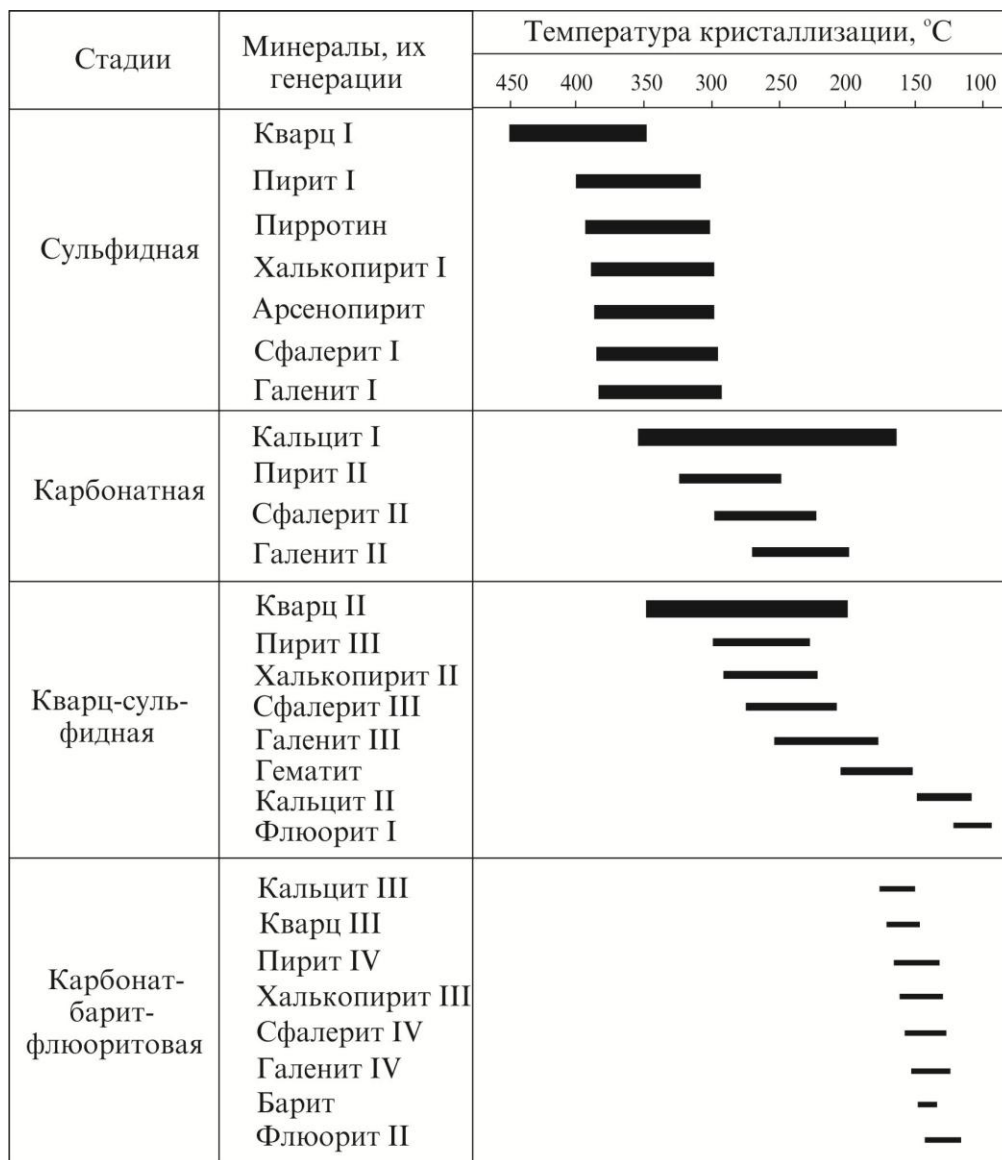


Рисунок 8.6. –Стадии гидротермального минералообразования в месторождениях Западного Карамазара

Формирование минералов на этой стадии начинается с отложения из растворов первой генерации кварца (рисунок 8.7). Последние встречаются в виде прожилков или жил, состоящих из мелких агрегатов зёрен. В это время образовались основные сульфиды: пирит I, пирротин, арсенопирит, сфалерит I и галенит I, которые чаще всего присутствуют в виде сплошных агрегативных масс. Процессы минералогенеза происходили на фоне проявления слабых

тектонических подвижек. Распространенными минералами данной стадии являются сфалерит и галенит. Сфалерит имеет темно-коричневый и чёрный цвет. В результате распада твёрдых растворов в нем наблюдаются многочисленные выделения пирротина и халькопирита. В качестве характерных элементов-примесей выступают Cu, Mn и Cd. Галенит замещает ранее образовавшиеся сульфиды. Реже локализуется в виде прожилков в рудных минералах или цементирует их. В нем установлены примеси Se, Te, Tl и других элементов.

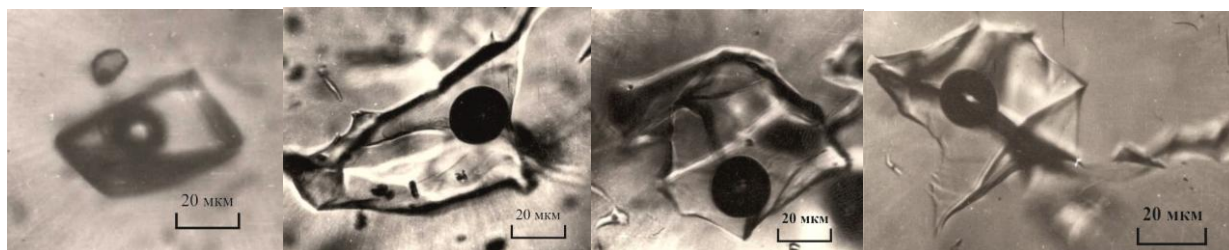


Рисунок 8.7. –Формы включений кварца первой генерации

Во второй стадии гидротермального рудообразования возникают кальцитовые жилы, в основном имеющие крутое падение. Их мощность составляет несколько метров. Несколько позднее начинают развиваться вторые генерации пирита, сфалерита и галенита. Рудные минералы с кальцитом находятся в сульфидной руде, что, вероятно, указывает на их происхождение в результате переотложения минералов ранней сульфидной стадии. Они пересекают скарновые и полиметаллические тела и залечивают множество разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Жилы кальцита I часто содержат тонкие прожилки, плотные вкрапленники пирита II и редко вкрапленники сфалерита II и галенита II. В кальците I найдены многочисленные включения минералообразующих растворов первичного (рисунок 8.8) и вторичного происхождения.

После того как жилы вновь прерываются, движение коры возобновляется, что отражается в разрушении первоначальных продуктов гидротермальной деятельности, появлении новых и раскрытии старых трещин. Через эти ослабленные зоны текут новые части раствора, давая продукты третьей стадии

минерализации – кварц-сульфидной, обнаруживая значительные скопления кварца II, пирита III, халькопирита II, сфалерита III, галенита III, гематита, кальцита II и других. Наиболее распространенным минералом на этой стадии является кварц II, который кристаллизуется повсеместно. Скопления этого минерала приурочены к зоне разлома и образуют жилы толщиной в несколько метров, состоящие из агрегатов зёрен различных размеров. Кристаллы аметиста длиной от нескольких миллиметров до 10 см растут по длинной оси в полостях жил, как и кальцит и галенит, хотя они не очень многочисленны. Характерные формы включений в кварцах II и кальцитах II приводятся на рисунке 8.9.

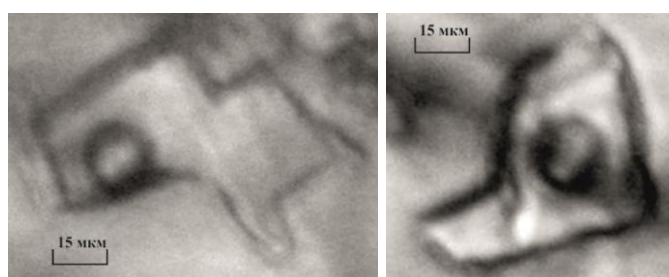


Рисунок 8.8. –Характерные формы включений кальцита I

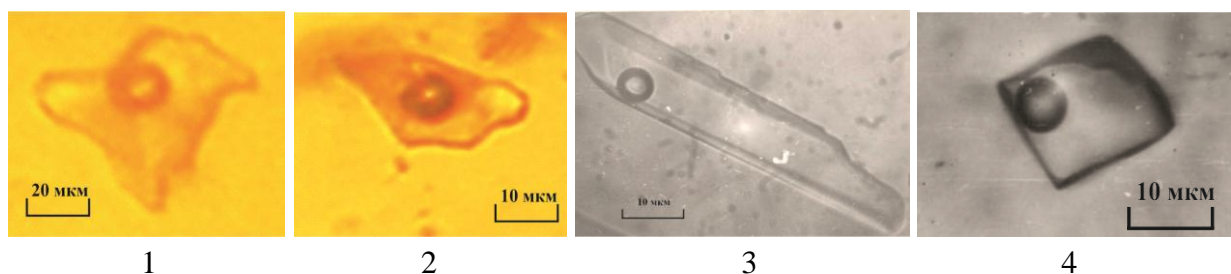


Рисунок 8.9. –Формы включений кварца II (1, 2) и кальцита II (3, 4)

Сульфиды (например, халькопирит II, сфалерит III, галенит III) начинают кристаллизоваться после кварца II, кристаллизуясь вместе с ним из минералообразующего раствора, затем следует кальцит II, представленный в основном крупными (до 15 см по длинной оси) кристаллами скаленоэдрической формы. Образование минералов на сульфидно-кремнезёмной стадии заканчивается кристаллизацией флюорита I (в виде мелких вкрапленников).

Продукты четвёртой стадии минерализации обычно изолированы от основного положения рудного тела в месторождении и представлены жилами кальцита (III) – барит – флюорита (II), кварца (III) – барит – флюорит – кальцита, кварц – флюорит – карбонат – барита и других компонентов.

Например, на месторождениях рудного поля Такели минерализация связана с анкерит-кварц-баритовым составом породы. Максимальная концентрация продуктов минерализации IV стадии наблюдается на месторождении Джангалык Западный, где жилы достигают толщины в несколько метров. Это барит белого цвета, серо-коричневый кальцит, серый кварц и фиолетовый флюорит. Помимо жильных минералов, продукты карбонат-флюорит-баритовой фазы включают небольшое количество галенита IV, светлоокрашенного сфалерита (клеюфана) IV, пирита IV, халькопирита III, тетраэдрита и др. Жилы красновато-коричневого барита толщиной до 20 см были обнаружены в некоторых месторождениях Западного Карамазара. Включения минералообразующих растворов в баритах обычно мелкие (0.001-0.003 мм), реже они достигают размера 0.05-0.1 мм (рисунок 8.10).

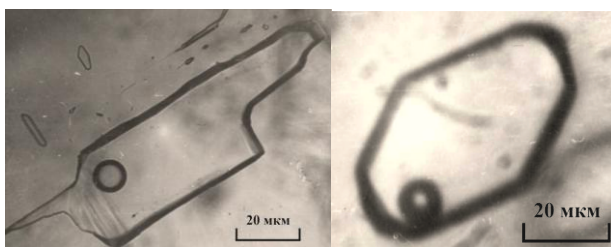


Рисунок 8.10. –Газово-жидкие включения в барите

Таким образом, минералообразование в серебряных и серебросодержащих месторождениях и рудопроявлениях имеет длительный стадийный характер (3-5 и даже 7 стадий). Эндогенная минерализация в рассматриваемых месторождениях происходила из различных длительно действующих потоков постмагматических растворов, существенно отличавшихся друг от друга по своему составу. Рудообразование происходило при температурах от 440 до 60°С и давлениях 830-70 атм с палеотемпературным градиентом 5-14°С на 100 м глубины. Если в начале образования минералов доминировали хлоридно-натриевые растворы, в последующих стадиях основную роль играют растворы сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевого состава. Концентрация растворов в процессе рудообразования низкая – 5-37 вес.%. Продуктивные серебряные ассоциации кристаллизовались в интервале температур 300-120°С при давлениях 360-60 атм.

ГЛАВА 9. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕРЕБРЯНЫХ И СЕРЕБРОСОДЕРЖАЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Об образовании серебряных и серебросодержащих полиметаллических месторождений можно судить по парагенетическим ассоциациям минералов, околорудным изменениям вмещающих пород, формам рудных тел, текстурно-структурным особенностям, физико-химическим условиям формирования и другим особенностям. Постмагматическое минералообразование в этих объектах происходило в широком интервале температур (460-50°C) и давлений (850-50 бар и ниже), главным образом из растворов низкой (37-5 мас.%) концентрации.

Проблема генезиса эндогенных рудных месторождений, в частности серебряных и серебросодержащих полиметаллических объектов, дискутируется многими исследователями [2, 13, 25-А, 52, 60-А, 83, 87, 97, 118, 161, 197, 219] давно. Однако среди исследователей нет единого мнения по этому вопросу. Имеются две точки зрения. Первая группа учёных [52, 97, 118] пришла к выводу об образовании гидротермальных месторождений в один этап и ряд последовательных стадий, после внедрения даек наиболее поздних диабазовых порфиритов. Они принимают возраст даек диабазовых порфиритов как ранний триас. Доказывают это размещением оруденения в породах молодых свит (шурабсайской и кзылнуруинской), отсутствием оруденения в юрских отложениях, последовательным выделением разных типов минерализации от высокотемпературных к средне-, низкотемпературным, одинаковым составом минералов в однотипных месторождениях, наличием одинаковых минералов и их элементов-примесей в различных месторождениях полезных ископаемых, отсутствием в базальных конгломератах рудных галек.

Другие исследователи [2, 13, 83, 87, 161, 215] придерживаются мнения о многоэтапном рудообразовании, генетически связанном с разновозрастными интрузиями.

Трудно согласиться с тем, что формирование серебро-золотого оруденения

происходило после всего магматизма, учитывая наличие взаимопересечений малых интрузий с гидротермальными образованиями, т.е. в районе имеются как послерудные, так и дорудные дайки, присутствие рудной (с повышенным содержанием золота) гальки в базальных конгломератах минбулакской (C_1 - C_2), акчинской и надакской (C_2) свит.

В результате проведённых исследований на счёт генезиса оруденений у автора сложилось своё особое мнение.

Одной из важнейших фундаментальных и прикладных проблем рудогенеза является установление источников рудного вещества, во многом определяющих рудную базу регионов. До недавнего времени месторождения многих полезных ископаемых традиционно генетически связывались с магматическими породами, среди или вблизи которых они локализовались. Особенно это касается так называемых «материнских гранитов», которые чаще других пород рассматривались в качестве источника рудообразующих гидротермальных растворов. При этом допускалось, что рудные вещества могли заимствоваться из боковых пород в результате взаимодействия растворов с минералами вмещающих пород, их растворения, метасоматического замещения и последующего переотложения в полостях жил.

Однако полученные за последние десятилетия данные по многим месторождениям полезных ископаемых Таджикистана свидетельствуют о более значительной, нежели считалось ранее, роли производных основных подкоровых магм в формировании как рудных, так и нерудных типов минерализации. Следовательно, основные и ультраосновные породы могут образовать не только собственно магматические месторождения титано-магнетитовых и хромитовых руд, платиноидов, сульфидных и медно-никелевых месторождений ликвационного типа, но и постмагматические гидротермальные месторождения свинца, цинка, меди, серебра, золота, сурьмы, ртути, флюорита и др. В пользу приемлемости этого предположения свидетельствуют: 1) приуроченность месторождений к зонам глубинных долгоживущих разломов. Эти нарушения глубоко проникают в мантию Земли

и, играя роль генераторов оруденения, способствуют плавлению верхней мантии и образованию магматических очагов и гидротермальных погонов; 2) значительный интервал времени между вмещающими магматическими породами и рудной минерализацией; 3) часто колоссальные масштабы месторождений не коррелируются с объёмами вмещающих магматических тел; 4) присутствие на площадях развития месторождений представителей основных магматических пород, наиболее близких по возрасту с оруденением: субщелочные базальтоиды и габброиды, диабазовые порфириды и т.д.; 5) удалённость месторождений от интрузий кислых и средних пород, с которыми можно было бы связать оруденение; 6) однотипность оруденения на месторождениях, несмотря на локализацию в породах различного состава и возраста. Для золоторудных месторождений дополнительно можно отметить также присутствие в зоне глубинных разломов углерода нулевой валентности и наличие в рудах теллуридов, свойственных объектам базальтоидного магматизма.

В связи со сказанным особый интерес может представлять наличие сведений об аномально высоких концентрациях в мантийных ксенолитах Памиро-Тянь-Шаня цветных, редких и благородных металлов.

Ещё в шестидесятые и семидесятые годы прошлого столетия концепцию о подкоровом происхождении рудоносных растворов, образовавших колчеданно-полиметаллические месторождения, предложил В.И.Смирнов [203]. Целый ряд чётко установленных особенностей этих месторождений, в особенности отсутствие непосредственной связи с интрузивными массивами, указывает на то, что преобладающая часть рудоносных растворов и рудных элементов (Fe, Cu, Pb, Zn и др.), скорее всего, генерировалась подкоровыми очагами базальтовой магмы.

Были получены объективные данные о глубинном происхождении рудной минерализации для скарново-сульфидной и серебряно-золото-сульфидной формаций рудных районов Сихотэ-Алинской складчатой области И.Н.Говоровым [59]. Месторождения отмеченных формаций ранее

традиционно считались продуктами постмагматической деятельности коровых гранитоидных очагов. Этот исследователь образование промышленных месторождений свинцово-цинковой и оловянно-сульфидной формации Сихотэ-Алиня связывает с вулcano-плутоническими ассоциациями, к которым относятся многочисленные дайки основного и среднего состава, распространённые в пределах рудных полей.

Серебросодержащие полиметаллические и серебряные месторождения встречаются во многих регионах Таджикистана, но наиболее крупные из них развиты в Карамазаре. Это в первую очередь Большой Канмансур, Канджол, Зарнисор, Кансай, Замбарак и др. Для этих месторождений отсутствуют данные о прямой генетической связи оруденения с магматическими комплексами. На этих месторождениях оруденение нередко пространственно сопряжено с жерловыми, субвулканическими и вулcano-купольными структурами и локализовано, главным образом, среди вулканитов кислого и среднего состава. Эти вулканиты, возраст которых 285-290 млн. лет [210], предшествуют рудообразованию. Однако незначительные объёмы указанных эффузивов и огромные масштабы оруденения не позволяют рассматривать вулканиты как источники оруденения.

Главным источником рудообразующих флюидов, по всей вероятности, является верхняя мантия, что подчёркивается не только огромным масштабом оруденения и околорудных метасоматитов, но и высокими концентрациями в мантийных ксенолитах Ag, Pb, Zn, Cu и других, то есть главных рудообразующих элементов [128, 209, 219].

Следует отметить, что в Карамазаре развиты наиболее молодые по времени образования дайки основных пород – диабазовых порфиритов позднекарбонового – раннепермского возраста (277 ± 4 млн лет и $263-267 \pm 8$ млн лет), а возраст эндогенной минерализации соответствует раннепермской эпохе [253]. Это даёт основание предположить возможную парагенетическую связь оруденения с дайками диабазовых порфиритов. Ещё Ф.И.Вольфсон [52] высказал мнение, что эндогенное оруденение в Карамазаре возникло после

внедрения наиболее поздних магматических образований – даек диабазовых порфириров. Возраст этих даек принимается как позднекаменноугольно-пермский (277 ± 4 млн лет), а эндогенная минерализация соответствует раннепермской эпохе ($263-267\pm 8$ млн лет) [253].

С подкоровыми очагами базальтовой магмы связаны также золоторудные, сурьмяно-ртутные и другие виды месторождений. На связь золотого оруденения с мантийным источником, в первую очередь, может указать приуроченность месторождений этого полезного ископаемого к региональным разломам глубокого заложения, простота и однотипность минерального состава оруденения, присутствие в зонах разломов углеродсодержащих метасоматитов восстановленного характера и нахождение на площадях месторождений золота магматических пород основного состава.

Роль глубинных разломов, как возможных путей подъема рудного вещества с мантийных глубин, общеизвестна. Их можно рассматривать в качестве линейных рудоконтролирующих структур первого порядка. Эти структуры регионального плана характеризуются глубоким заложением, что может указать косвенно на подкоровое происхождение рудогенерирующих растворов, поднимающихся по ним.

Несмотря на то, что месторождения золота размещаются в образованиях различных структурных зон и локализованы в породах различного состава и возраста, их минеральный состав более или менее одинаковый и простой. Это связано, по мнению Г.М.Гундобина [62], с постоянством состава рудообразующих растворов, гомогенности и глубинности их источника. В составе руд большинства месторождений присутствуют ранняя и поздняя продуктивные ассоциации с сульфидами, золото-висмут-теллуридный и серебро-сурьмяно-полиметаллический минеральные парагенезисы. Особенно золото тесно ассоциирует с сульфидами, в первую очередь с арсенопиритом и пиритом – основными концентраторами металла.

К числу установленных особенностей в пользу подкорового источника рудоносных флюидов относятся наличие на месторождениях золота

углеродсодержащих метасоматитов, локализованных в зонах глубинных разломов [211, 212]. Для этих образований характерна ассоциация самородных металлов с углеродом нулевой валентности, свидетельствующая о том, что привнос осуществлялся восстановленными существенно углеродистыми глубинными флюидами в виде металлоорганических соединений [46, 211, 212]. Так, углеродсодержащие метасоматиты, например, на Пакрутском месторождении образуют полосу шириной от 15-20 до 200 м при протяжённости в несколько сот метров. В них наблюдается мелко распылённое углеродистое вещество, содержание которого колеблется от долей процента до 5%. Наиболее значительны его содержания в зоне Графитового разлома. Приуроченность углеродистого вещества только к породам ослабленных зон может являться свидетельством глубинного (мантийного) их происхождения. Подтверждением этому может служить присутствие в этих метасоматитах аксессуарных самородных металлов (железа, цинка, алюминия и меди) с углеродом нулевой валентности. Элементы «восстановленного» характера обнаружены и на золоторудных месторождениях Тарор и Гиждарва [33]. Известно, что образование этих «восстановленных» элементов было возможно в условиях поступления подкоровых флюидов в зоны долгоживущих разломов, что подтверждено многочисленными конкретными примерами.

Тесная связь углеродистого вещества с золотым оруденением отмечается и другими исследователями. Так, в концентратах нерастворимого углеродистого вещества сланцев золоторудного месторождения Сухой Лог (Ленский золоторудный район России) В.К.Немировым с соавторами [165] обнаружены восстановленные формы наночастиц Pt и Au, а также Fe, Sn, Pb, Cu и других, частички которых покрыты углистым веществом. Наличие повышенных концентраций Au, Pt, Co, Ni, Cu и других металлов в графитсодержащих породах Чарнорудско-Баракчинской зоны Западного Забайкалья отмечается Ю.В.Даниловой [64]. Она делает вывод о переносе металлов в самородной форме, интерметаллических соединений и в виде твёрдого раствора. Присутствие в рудах графита с высоким содержанием Au, Ag, Pt и других

металлов отмечено и в рудных жилах Кальчутинского месторождения Горного Алтая [177].

На площадях развития золоторудных месторождений нередко встречаются дайки основных и щелочных пород – диабазовых порфиритов, камптонитов и мончикитов. В частности, на Пакрутском месторождении присутствуют дайки и трубки взрыва, субщелочных габброидов и базальтоидов (камптониты и мончикиты), которые рассматриваются как индикатор тектонической активизации в начальный период вскрытия глубинных (мантийных) камер с рудоносными флюидами. Это может свидетельствовать о том, что источниками этих пород и рудообразующих золотоносных флюидов могли быть одни и те же мантийные образования, т.е. они имеют общий источник, находящийся ниже земной коры в пределах верхней мантии. При этом и дайки камптонитов и мончикитов, и рудообразующие растворы использовали, вероятно, одни и те же проницаемые структуры. Можно предположить и парагенетическую связь золотого оруденения с отмеченными дайками. В пользу такого предположения может свидетельствовать пространственная и временная сближенность оруденения с дайками камптонитов и мончикитов и повышенное против кларка содержание золота в них. В этих породах концентрация золота в отдельных пробах достигает 0.2-1 г/т. Время образования даек щелочных базальтоидов, по данным М.М.Мамадвафоева [134], относится к позднепермскому времени. Золотое оруденение в месторождениях Зеравшанского хребта имеет также позднепермский возраст [33]. Следует отметить, что продукты рудообразующих процессов повсюду накладываются на дайки основных и щелочных пород. По данным С.Д.Шер [234], базальтоидная магма играет ведущую роль в формировании золотого оруденения, являясь главным «поставщиком» этого металла из более глубоких геосфер. Важную роль даек диоритовых и диабазовых порфиритов, как флюидотранспортирующего агента, на примере Акбасайского золотоносного рудного района (Казахстан) показали К.И.Ким с соавторами [91].

Ещё одним из признаков мантийности источника рудоносного флюида может являться наличие в рудах серебряных месторождений теллуридов (на месторождениях Канджол и Перевальное встречается сильванит, а на Зарнисоре, Кансае и Такели – гессит, а в Тароре – тетрадимит). Известно, что теллуриды свойственны объектам фемического профиля, связанным с развитием базальтоидного магматизма [29, 198]. В.Н.Сазонов с соавторами [199] считают также, что золото на уровень локализации рудных тел поступало с более глубоких горизонтов по зоне разлома, контролирующего месторождение.

Наконец, фактором в пользу мантийного источника рудоносных флюидов может являться также наличие на месторождениях Мирхант, Тарор и других сурьмяно-ртутной минерализации. Как отмечал В.П.Федорчук [224], источник этой минерализации не следует искать в пределах рудовмещающих и непосредственно подстилающих их толщ, а в глубоко залегающих подкоровых очагах базальтоидных магм.

В гидротермальных растворах происходит перенос различных полезных компонентов. Все без исключения изученные нами объекты наряду с серебром содержат свинец, цинк, медь, висмут, сурьму, мышьяк, то есть они многометалльны. Кроме того, во всех месторождениях Центрального Таджикистана встречаются олово и местами ртуть.

Известно, что полезные компоненты в природных гидротермальных растворах переносятся в виде истинных и коллоидных растворов, простыми ионными и комплексными ионно-молекулярными соединениями. Одним из надёжных методов, с помощью которого можно судить о форме переноса и причинах отложения элементов, является изучение газово-жидких включений в минералах. Статистические данные о включениях минералообразующей среды в серебряных месторождениях показывают, что перенос серебра происходит в виде AgCl_2 и $\text{Ag}(\text{HS})_2^-$ -комплексов. Для Ag и его спутников Zn, Pb и Cu хлоридная форма переноса преобладает при температурах выше 200°C , а при относительно низких температурах – гидросульфидная ($200-70^\circ\text{C}$). Результаты

расчётного эксперимента, проведённого В.И.Лебедевым с соавторами [122], показывают, что в слабокислом растворе, наряду с другими элементами, преобладают хлоридные формы серебра (AgCl_4^{3-} , AgCl_3^{2-} , AgCl_2).

В серебряных месторождениях встречаются колломорфные образования, формирующиеся из коллоидных растворов. Колломорфные образования являются текстурой, которая встречается обычно в рудах, образующихся путем выполнения открытого пространства приповерхностной части земной коры. На серебряных месторождениях встречаются колломорфные агрегаты галенита, сфалерита, акантита. Также местами наблюдается халцедон (Канджол, Большой Канимансур, Северный Зарнисор). В последние годы на месторождении Кансай нами обнаружен геохронит, имеющий колломорфную текстуру и возникший, главным образом, из раствора с умеренной температурой и без существенного участия процессов дальнейшего преобразования. Кроме того, дендритовидные формы образования самородного серебра в Канджоле свидетельствуют об образовании его в условиях низких температур и давлений. Колломорфные агрегаты обычно образуют гладкие или волнистые поверхности.

Другим важным фактором переноса и осаждения веществ является pH растворов. А именно, при увеличении кислотности-щёлочности ($\text{pH} < 7$) происходит минерализация серебра, а в части, следующей за щелочным ($\text{pH} > 7$) раствором, она уменьшается в обратном направлении (реакция нейтрализации). В.И.Лебедев и соавторы [122] отметили, что относительно кислые растворы ($\text{pH} = 4$) могут перемещать большие количества серебра, до 40 г/кг H_2O . Кроме того, содержание сульфида серы в растворе играло важную роль в миграции минерала. Так, в зоне спрединга концентрация серы во флюидах составляет 130-285 мг/кг [190].

Одним из надёжных факторов, который говорит о гидротермальном образовании серебряных руд, является форма рудных тел. Наиболее типичные формы серебряных и серебросодержащих месторождений – жильная, прожилковая, вкрапленная, гнездовая, линзовидная. Имеются штокверковая и трубообразная формы. Помимо этого, наблюдаются комбинации форм,

например, от жилы выходят ответвления.

Месторождения серебра характеризуются разнообразием текстур и структур руды. В этих объектах встречаются пятнистые, полосчатые, вкрапленные, прожилковые, сетчатые, брекчированные, брекчиевидные, друзовые и другие текстуры. Для крустификационных текстур характерно, что неровные очертания предыдущих генераций откладываются на стенках трещин более поздними генерациями и повторяются. Такие текстуры характерны для трещин выполнения. Среди структур выделяют мелко-, средне-, крупно- и неравномернозернистые, скрытокристаллические, коллоидные. Коллоидные структуры возникают в результате образования агрегатов из коллоидных растворов.

Таким образом, серебряным и серебросодержащим месторождениям Северного и Центрального Таджикистана присущ целый ряд общих признаков гидротермального рудообразования: 1) участие термальных и относительно низкоконцентрированных водных растворов в формировании рудных тел; 2) эпигенетический характер по отношению к вмещающим породам; 3) серебро принесено в зону рудообразования; 4) рудные тела в большинстве случаев имеют жильную форму (простые и сложные жильные системы, штокверки); 5) многостадийность серебряного оруденения и порою налегание друг на друга различных этапов минералообразования; 6) разные типы окolorудных изменений вмещающих пород, в основном – среднетемпературных (серицитизация, березитизация, окварцевание); 7) во всех серебряных и серебросодержащих месторождениях главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, пирит, халькопирит). Минералы серебра встречаются в виде самородных, интерметаллических соединений, сульфидов и сульфосолей. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатами, и местами встречается барит. Комплексные геолого-минералогические и термобарогеохимические исследования показывают, что как руды собственных серебряных, так и серебросодержащих месторождений образовались из горячих водных растворов – гидротерм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Таджикистан, особенно северная и центральная его части, издревле были центрами горнорудного промысла. Это подтверждают многочисленные древние горные выработки, эйфелы, шлаки в этих местностях. Тут особо выделяются Канджольское, Кансайское и Такелийское рудные поля и Алтынтопканский рудный узел на севере, Тарорский, Казнок-Мушистонский и Пети-Такфонский рудные поля в Центральном Таджикистане [52-А].

2. На севере и в центральной части республики расположены огромные запасы серебра, которые выдвигают эти регионы в число уникальных серебрянорудных металлогенических провинций земного шара. По масштабу среди серебряных и серебросодержащих месторождений можно выделить гигантские – Большой Канимансур, крупные – Канджол, Северный Зарнисор, Мирхант и мелкие – Кансай, Такели, Кони Нукра, Симич и др. По запасам серебра Таджикистан занимает пятое место в мире [2-А].

3. Для серебра выделены типы собственно серебряных месторождений и типы с рассеянной серебряной минерализацией. Последние, несмотря на низкие содержания, образуют громадные скопления (71 % мировых запасов). Этим фактом расширено понимание дальнейших перспектив поисков и добычи этого ценного полезного ископаемого. Среди серебряных месторождений и рудопроявлений Северного и Центрального Таджикистана отчётливо выделяются четыре рудно-формационных типа серебра: серебро-полиметаллический, серебро-золотой, серебро-оловянный и серебросодержащий скарново-полиметаллический [13-14-А, 16-А, 19-20-А].

4. Для этих объектов характерен большой набор рудных и жильных минералов как гипогенного, так и гипергенного происхождения. Результатами исследования минерального состава руд выявлен ряд типоморфных и типохимических особенностей, которые могут быть использованы в качестве критериев поисков для оценки, слабо изученных серебряных и серебросодержащих объектов [17-18-А, 21-23-А].

5. Из типоморфных особенностей галенитов в этих объектах можно отметить их кристалломорфологию и состав элементов-примесей. В большинстве серебряных месторождений Северного и Центрального Таджикистана от глубоких горизонтов к дневной поверхности наблюдается смена октаэдрической формы кристаллов галенита через кубооктаэдр на кубическую [51-А, 61-А].

6. Главной типоморфной особенностью сфалеритов является их состав. Для наиболее ранних генераций сфалеритов характерны высокие содержания железа, а наиболее поздние генерации практически лишены его. Например, сфалерит I из Мирханта в среднем содержит 11.43 мас.% Fe, тогда как во второй генерации его в 2.5 раза меньше, что составляет 4.56 мас.%, а в сфалеритах III генерации Fe всего 0.29 мас.%. В этом направлении меняется окраска сфалеритов – от чёрной и коричневой до красной, полупрозрачной. Из других характерных типоморфных особенностей сфалеритов в месторождениях является их кадмиеносность (до 3 мас.%) [52-А, 61-А].

7. Блѣклые руды являются чуткими индикаторами рудогенеза, и их присутствие служит положительным признаком сереброносности объекта. Они наиболее распространены в верхней и средней частях месторождений. Блѣклые руды представлены рядом теннантит-тетраэдрит, в котором выделены 15 разновидностей. Содержания серебра в них варьирует от 0.13 до 33.91 мас.%. Отметим, что по блѣклым рудам можно установить уровень эрозионного среза в серебряных месторождениях. Если блѣклые руды распространены в приповерхностных частях месторождений, иногда вместе с баритом, то с уверенностью можно сказать, что объекты на глубину имеют перспективу, а если блѣклые руды развиты незначительно, то приповерхностная часть объекта уничтожена эрозионным срезом [21-А].

8. Вопреки установившимся представлениям, собственно серебряные минералы в этих объектах имеют широкое распространение. Существует 33 различных минеральных вида и разновидностей серебра. Наиболее развитыми являются аргентит, пирагирит, прустит, полибазит, матильдит, самородное

серебро и хлораргирит. Кроме того, серебро входит в качестве изоморфных примесей в состав галенита, халькопирита, тетраэдрита и других минералов [6-А, 16-А, 22-23А, 30-А, 58-А].

9. Детальное минералогическое исследование показывает, что в большинстве случаев серебро в рудах находится в виде собственных минералов. Подтверждением этому служат обнаруженные в последние годы на серебряных месторождениях минералы пираргирит, матильдит, шапбахит, пирсеит, полибазит, берриит, фрейбергит, фрейеслебенит и другие [6-А, 17-А, 21-23А, 30-А, 58-А].

10. В парагенетической ассоциации с рудными минералами на площади этих месторождений встречается гидротермальный доломит. Он находится с минералами продуктивных стадий минерализации и, таким образом, может являться указателем наличия в минеральных ассоциациях серебряной минерализации [55-А, 61-А].

11. Исследования показывают, что на формирование и размещение серебряных объектов влияет комплекс факторов – геотектонический, структурный, литолого-петрографический, стратиграфический, околорудный метасоматоз, зональность оруденения и другие, однако среди них наибольшее значение имеют структурный и литолого-петрографический факторы. Анализ имеющихся материалов позволяет определить перспективы этих регионов на распространение и размещение серебряного оруденения [3-А, 7-10-А].

12. Рудообразование происходило стадийно (3-5 стадий) при температурах от 440 до 60°С и давлениях 830-70 атм, а также низкой концентрации растворов – 5-37 вес.%. Продуктивные серебряные ассоциации кристаллизовались в интервале температур 300-100°С при давлениях 360-60 атм. Палеотемпературный градиент во время формирования оруденения составлял 5-14°С на 100 м глубины. Для серебряного оруденения предполагается связь с глубинным (мантийным) источником вещества. Это предположение основано на ряде факторов, которые наблюдаются в пределах серебряных месторождений [1-А, 6-А, 13-А, 24- 26-А, 59-60-А].

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ПРАКТИЧЕСКОМУ ИСПОЛЬЗОВАНИЮ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Индикаторы сереборудной минерализации, проявившейся во многих объектах Северного и Центрального Таджикистана, свидетельствуют о перспективности расширения поисков и возможности выявления новых крупных объектов. Запасы серебра и других элементов в обоих районах далеко не исчерпаны и выдвигают их в число весьма перспективных как на предмет комплексного освоения и развития горнорудной промышленности на базе выявленных и разведанных месторождений, так и для более широкого ведения геолого-разведочных работ. Имеются весьма убедительные предпосылки увеличения запасов серебра на известных месторождениях и возможности открытия новых крупных месторождений. В целом серебряные и сереброносные объекты в обоих регионах рассматриваются в качестве надежной базы для горно-рудной промышленности Таджикистана.

Некоторые результаты научных исследований используются в качестве учебных курсов по предмету «Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» на геологическом факультете Таджикского национального университета (акт внедрения от 21.05.2021 г.) и в Унитарном предприятии «Магианская геолого-разведочная экспедиция» Главного управления геологии при Правительстве Республики Таджикистан, который был принят за основу методики разведки и изучения в Центральном Таджикистане (акт внедрения от 22.05.2022 г.).

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- [1]. *Абдуллаев Х.М.* Дайки и оруденение [Текст] / Х.М. Абдуллаев // – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 264 с.
- [2]. *Абдуллаев Х.М.* Магматизм и оруденение Средней Азии [Текст] / Х.М. Абдуллаев // Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1960. – 147 с.
- [3]. *Акбаров Х.А.* Геолого-структурные типы полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии и некоторые вопросы их поисков и разведки [Текст] / Х.А. Акбаров // – Ташкент: Фан, 1975. – 128 с.
- [4]. *Акбаров Х.А., Асабаев Д.Х., Баёнов Д.Т.* Структурные типы полиметаллических рудных полей [Текст] /Х.А. Акбаров, Д.Х. Асабаев, Д.Т. Баёнов// Матер. респ. науч. конф. «Современные проблемы связи геодинамики, магматизма и оруденения». – Ташкент: Фан, 2012. – С. 13-22.
- [5]. *Азизов А.* Новые данные о морфоструктурных особенностях месторождения Замбарак [Текст] / А. Азизов // – Узб. геол. журн., №2, 1979. С. 74-76.
- [6]. *Азим И., Мамадвафоев М.М., Фахрутдинов Р.С. и др.* Зеравшанский горнопромышленный регион Таджикистана: геология и минеральные ресурсы [Текст] /И. Азим, М.М. Мамадвафоев, Р.С. Фахрутдинов и др. // – М.: Руда и металлы, 2012. – 344 с.
- [7]. *Азим И., Мамадвафоев М.М., Литвиненко К.И., Кошелев Б.Л.* Золото Таджикистана: геология и ресурсный потенциал [Текст] /И. Азим, М.М. Мамадвафоев, К.И. Литвиненко, Б.Л. Кошелев// – М.: Руда и металлы, 2015. – 404 с.
- [8]. *Александров Г.В., Строна П.А.* Принципы прогнозирования эндогенного оруденения на примере нижнемеловой гидротермальной минерализации Восточного Забайкалья [Текст] /Г.В.Александров, П.А. Строна// – Зап. Всес. мин. о-ва, вып. 5, 1973. – С. 286-292.
- [9]. *Арапов Ю.А.* К минералогии некоторых месторождений Кармазара [Текст] / Ю.А. Арапов // – Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4 (геология и геохимия) – М.-Л.:

Изд-во АН СССР, 1935. – С. 27-43.

[10]. *Арапов Ю.А.* Минералогия и геохимия Кансайского месторождения [Текст] / Ю.А. Арапов// – Л.: Издание ТПЭ, вып. XLIX. 1936. – 106 с.

[11]. *Арапов Ю.А.* Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона [Текст] / Ю.А. Арапов// – Ташкент: Фан, 1983. – 256 с.

[12]. *Арбузова С.К.* Минералогическое описание свинцово-серебряного месторождения Канимансур (Таджикская ССР) / С.К.Арбузова// – Изв. отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, вып. 19, 1957. – С. 7-17.

[13]. *Бабаходжаев С.М., Белов А.Н.* Петролого-геохимические особенности и вопросы рудоносности интрузивных комплексов Восточного Карамазара [Текст] / С.М. Бабаходжаев, А.Н. Белов // – В книге: Рудные поля Карамазара. Т. 3. – Душанбе: Ирфон, 1975. – С. 68-103.

[14]. *Бабаходжаев С.М., Урунбаев К., Магдиев Р.И. и др.* К геохимии магматических образований различных фаций (на примере Кураминской подзоны) [Текст] / С.М. Бабаходжаев, К.Урунбаев, Р.И. Магдиев и др. // – Мат. II Среднеаз. петрог. совещ. – Душанбе: Дониш, 1971. – С. 208-212.

[15]. *Бадалов С.Т.* Сравнительное изучение халькопирита и молибденита из рудных месторождений Карамазара [Текст] /С.Т. Бадалов// – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 13, 1959. – С. 52-61.

[16]. *Бадалов С.Т.* О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях [Текст] /С.Т. Бадалов// – В сб.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана. – Ташкент: Фан, 1966. – С. 81-89.

[17]. *Бадалов С.Т.* Об одной из причин вертикальной зональности элементов в эндогенных рудных месторождениях [Текст] /С.Т. Бадалов// – Геохимия. 1968. №4. – С. 442-447.

[18]. *Бадалов С.Т.* Геохимические особенности рудообразующих систем [Текст] /С.Т. Бадалов// – Ташкент: Фан, 1991. – 142 с.

[19]. *Бадалов С.Т., Поваренных А.С.* Геохимические особенности рудообразующих систем [Текст] /С.Т.Бадалов, А.С.Поваренных // – Узб. геол.

журн., вып. 29, №4, 1969. – С. 67-74.

[20]. *Байков В.Н.* Геология Карамазарского гранитоидного плутона [Текст] /В.Н.Байков// – В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. – М.: Недра, 1972. – С. 105-123.

[21]. *Бакиров А.Б., Турдукеев И.Д., Войтович И.И.* Геодинамические и металлогенические (минерагенические) этапы эволюции литосферы Тянь-Шаня [Текст] / А.Б. Бакиров, И.Д. Турдукеев, И.И. Войтович// – В кн.: Минерагения и перспективы развития минерально-сырьевой базы. Часть I. – Алматы: Ѓылым, 1999. – С. 62-80.

[22]. *Баратов Р.Б.* Основные черты магматизма и металлогении Зеравшано-Гиссарской горной области [Текст] / Р.Б. Баратов // – Зап. Тадж. отд. ВМО, вып. 1, 1959. – С. 3-21.

[23]. *Баратов Р.Б.* О металлогеническом районировании территории Центрального Таджикистана [Текст] / Р.Б. Баратов // – Докл. АН РТ, том XLII, №7. 1999. – С. 64-70.

[24]. *Баратов Р.Б., Лутков В.С.* Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая [Текст] / Р.Б. Баратов, В.С. Лутков // – Душанбе: Дониш, 1978. – С. 8-21.

[25]. *Баратов Р.Б., Лутков В.С.* Магматизм и метаморфизм [Текст] / Р.Б. Баратов, В.С. Лутков // В кн.: Таджикистан (природа и природные ресурсы). – Душанбе: Дониш, 1982. – С. 82-98.

[26]. *Баратов Р.Б., Мельниченко В.С., Аракелянц М.М.* Возраст некоторых интрузивов кварцевых диорит-гранодиоритов Центрального Таджикистана по данным аргонового метода [Текст] / Р.Б. Баратов, В.С. Мельниченко, М.М. Аракелянц // – Докл. АН Тадж. ССР, т. 11, №8, 1968. – С. 28-32.

[27]. *Баратов Р.Б., Литвиненко К.И.* Важнейшие черты эндогенной металлогении Таджикистана [Текст] / Р.Б. Баратов, К.И. Литвиненко // – ДАН РТ, том XL, №7-8. 1996. – С. 10-14.

[28]. *Баратов Р.Б., Сальникова Р.Н., Афиногенова Л.Н.* Систематика рудных образований Центрального Таджикистана и Памира [Текст] / Р.Б. Баратов, Р.Н.

Сальникова, Л.Н. Афиногенова // – Изв. АН Тадж. ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. н., 1974, №1 (51). – С. 105-110.

[29]. *Бахтин А.П.* Состав и закономерности формирования метасоматитов золото-полиметаллического месторождения Урала [Текст] / А.П. Бахтин // – Автореф. канд. г.-м. н. – Свердловск, 1985. – 24 с.

[30]. *Беспалова Н.Г., Прокопенко Б.С.* Геолого-минералогические особенности золото-серебряного месторождения Караулхона [Текст] / Н.Г. Беспалова, Б.С. Прокопенко // – Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 29, 1976. – С. 185-189.

[31]. *Билибин Ю.А.* К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений [Текст] / Ю.А. Билибин // – Зап. Всесоюзн. минер. об-ва. Ч. 80, вып. 2, 1951. – С. 81-87.

[32]. *Бируни А.Р.* Собрание сведений для познания драгоценностей (минералогия) [Текст] / А.Р. Бируни // – М.: Изд. АН СССР, 1963. – 518 с.

[33]. *Блохина Н.А.* Минералогия, геохимия и условия образования золото-сульфидных месторождений в формации магнезиальных скарнов (Центральный Таджикистан) [Текст] / Н.А. Блохина // – Душанбе: Дониш, 1984, 335 с.

[34]. *Болдырева Л.М.* О гипогенной серебряной минерализации полиметаллического месторождения Джаманкудук (Юго-Западный Карамазар) [Текст] / Л.М. Болдырева // – Узб. геол. журн. №2, 1973. – С. 52-55.

[35]. *Болдырева Л.М.* О минералах зоны окисления полиметаллического месторождения Западного Окуртау (Юго-Западный Карамазар) [Текст] / Л.М. Болдырева // – Зап. Узб. Отд. ВМО, вып. 27, 1974. – С. 57-58.

[36]. *Болдырева М.М.* Матильдит – из месторождения Тары-Экан (Восточный Карамазар) [Текст] / М.М. Болдырева // – ДАН СССР, т. 194, №2, 1970. – С. 407-409.

[37]. *Болдырева М.М., Сидорова А.Ф.* В сб. Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений [Текст] / М.М. Болдырева, А.Ф. Сидорова // – Л.: Наука, 1975. – С. 85-91.

[38]. *Болдырева М.М., Чернышева В.Ф.* Корреляция состава и параметров решетки сфалеритов из месторождения Перевальное [Текст] / М.М. Болдырева,

- В.Ф. Чернышева // – Зап. ВМО, ч. 98, №2, 1969. – С. 222-224.
- [39]. *Болдырева М.М., Чернышева В.Ф.* Рентгеновское изучение галенитов из месторождения Перевальное [Текст] / М.М. Болдырева, В.Ф. Чернышева // – Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр., №12, вып. 2, 1965. – С. 34-38.
- [40]. *Болдырева М.М., Сидоров А.Ф., Чернышева В.Ф.* Берриит из месторождения Тарызкан (Восточный Карамазар) [Текст] / М.М. Болдырева, А.Ф. Сидоров, В.Ф. Чернышева // – В сб.: Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. Л.: Наука, 1973. – С. 156-159.
- [41]. *Борисов О.М.* О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня [Текст] / О.М. Борисов // – Узб. геол. ж., №2, 1962. – С. 407-409.
- [42]. *Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Свешникова О.Л.* Группа сульфосолей состава Ag–Cu–Pb–Bi–S [Текст] / Ю.С. Бородаев, Н.Н. Мозгова, О.Л. Свешникова // Изв. АН СССР, сер. геол., №4, 1971. – С. 76-87.
- [43]. *Бородаев Ю.С.* Bi-рамдорит новая разновидность сульфосолей [Текст] / Ю.С. Бородаев // Докл. АН СССР, т. 305, №6, 1989. – С. 1468-1473.
- [44]. *Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г. и др.* Парагенетические ассоциации и условия образования Ag-Cu-Pb-Bi-сульфосолей в Канимансурском рудном поле [Текст] / Н.С.Бортников, В.А. Коваленкер, Ю.Г. Сафонов и др. // Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1985. – С. 65-75.
- [45]. *Бочкарев И.И.* Некоторые генетические особенности условий локализации ртутного оруденения в Улутау-Араванском рудном районе [Текст] / И.И.Бочкарев // – В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. – Ташкент: Фан, 1975. – С. 6-15.
- [46]. *Буслаева Е.Ю., Новгородова М.И.* Органические соединения и их металлоносность в углеродсодержащих породах рудных узлов Южного Приморья [Текст] / Е.Ю. Буслаева, М.И. Новгородова // – Литология и полезные ископаемые. №6. 1994. – С. 114-122.
- [47]. *Васильковский Н.П.* Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня [Текст] / Н.П. Васильковский // – Ташкент: Изд. АН УзССР, 1952. – 304 с.

- [48]. *Вергасова Л.П.* Современное минералообразование в зонах активного вулканизма (на примере Большого трещинного Толбачинского извержения) [Текст] / Л.П. Вергасова // В кн.: Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. – Л.: Наука, 1981. – С. 69-70.
- [49]. *Вершковская О.В., Салтыкова В.С.* Галлий в породах вмещающих флюоритово-сульфидное оруденение [Текст] / О.В. Вершковская, В.С. Салтыкова // – Геохимия, №5, 1961. – С. 483-488.
- [50]. *Виноградов П.Д.* Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской синклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан) [Текст] / П.Д. Виноградов // – Тектоника Памира и Тянь-Шаня: материалы II Всесоюз. тектонич. совещ. – М.: Недра, 1964. – С. 192-207.
- [51]. *Вольфсон Ф.И.* Такели как тип рудных месторождений Юго-Западного Тянь-Шаня [Текст] / Ф.И. Вольфсон // – М.-Л.: Изд. АН СССР, 1936. – 130 с.
- [52]. *Вольфсон Ф.И.* Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Карамазара [Текст] / Ф.И. Вольфсон // – М.: Изд-во АН СССР, 1951. – 184 с.
- [53]. *Вольфсон Ф.И.* Проблемы изучения гидротермальных месторождений [Текст] / Ф.И. Вольфсон // – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 305 с.
- [54]. *Вольфсон Ф.И., Дуброва И.В., Рахимов Ш.Х.* Зональность минерализации на свинцово-цинковых месторождениях скарновой формации Западного Карамазара как индикатор скрытого оруденения [Текст] / Ф.И. Вольфсон, И.В. Дуброва, Ш.Х. Рахимов // – В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. – М.: Изд-во АН СССР, 1972. – С. 141-142.
- [55]. *Вольфсон Ф.И., Левин В.И., Лукин Л.И.* Закономерности размещения эндогенной минерализации в Карамазаре [Текст] / Ф.И. Вольфсон, В.И. Левин, Л.И. Лукин // – В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. – М.: Недра, 1972. – С. 4-17.
- [56]. *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода [Текст] / Э.М. Галимов // – М., Недра, 1968. 226 с.

- [57]. *Гафуров Б.Г.* Таджики: Древнейшая, древняя и средневековая история [Текст] / Б.Г. Гафуров // В 2-х книгах / Отв. ред. Б. А. Литвинский. - 2-е изд. – Душанбе: Ирфон, 1989. – 384 с.
- [58]. *Геология СССР*. Том XXIV. Таджикская ССР, часть 1. Геологическое описание. Под ред.: П.Я. Антропова, Ю.А.Лихачева, А.П. Марковского. – М.: Недра, 1959. 736 с; часть 2. Полезные ископаемые. Под ред.: Ю.А. Дьякова, Ю.А. Лихачева. 1966. 599 с.
- [59]. *Говоров И.Н.* Физико-химические свойства глубинных рудогенерирующих систем [Текст] / И.Н. Говоров // – В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 82-91.
- [60]. *Голованов И.М.* Халькопирит [Текст] / И.М. Голованов // Минералы Узбекистана. – Ташкент: Фан, 1975. – С. 189-198.
- [61]. *Григорьева Э.П., Морозов С.А.* О зависимости между отражательной способностью, микротвердостью и условиями образования сульфидов золоторудных месторождений Центрального Таджикистана [Текст] / Э.П. Григорьева, С.А. Морозов // – ДАН Тадж. ССР, т. 28, №5, 1975. С. 43-46.
- [62]. *Гундобин Г.М.* Рудные системы в вулcano-тектонических структурах Северного Приахотья [Текст] / Г.М. Гундобин // – В сб.: Геохимия в локальном металлогеническом анализе. – Новосибирск, т. 1, 1986. – С. 87-88.
- [63]. *Гусев А.И.* Серебряное оруденение Горного Алтая [Текст] / А.И. Гусев // – Успехи современного естествознания. № 9, 2012. – С. 53-57.
- [64]. *Данилова Ю.В.* Роль углерода в переносе металлов на примере Западного Прибайкалья [Текст] / Ю.В. Данилова // – Углерод, минералогия, геохимия, космохимия. – Сыктывкар: Геопринт, 2003. – С. 220-221.
- [65]. *Дегазация Земли и геотектоника*. Редактор: Кропоткин П.Н. – М.: Наука, 1980. – 293 с.
- [66]. *Дробот Г.Л., Столяров И.С., Митрофанов Н.П.* Поисково-оценочное значение содержания элементов-примесей серебра и олова в галенитах из месторождений оловорудных районов [Текст] / Г.Л. Дробот, И.С. Столяров,

Н.П. Митрофанов // – В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Отечественный производственный опыт. Экспресс-информация. ВИЭМС, №6, 1988. – С. 3-10.

[67]. Дуброва И.В., Титов В.Н. Некоторые новые данные о минеральном составе руд свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля [Текст] / И.В. Дуброва, В.Н. Титов // – В сб.: Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. – М.: Наука, 1965. – С. 90-114.

[68]. Дунин-Барковская Э.А. Геохимия и минералогия висмута (Чаткало-Кураминские горы) [Текст] / Э.А. Дунин-Барковская // – Ташкент: Фан, 1978. – 272 с.

[69]. Дунин-Барковская Э.А. Кераргирит и некоторые черты поведения серебра в рудах Лачинханы [Текст] / Э.А. Дунин-Барковская // – Узб. геол. ж., №4, 1960. – С. 39-43.

[70]. Дунин-Барковская Э.А., Ахунджанов Р.А., Усманов А.И. и др. Источник вещества и состав минералообразующих флюидов гранитоидов и грейзеново-сульфидно-вольфрамитовых жил месторождения Саргардон (по изотопным и термобарогеохимическим исследованиям) [Текст] / Э.А. Дунин-Барковская, Р.А. Ахунджанов Р.А., А.И. Усманов и др. // – В сб.: Петрология и рудоносность магматических формаций складчатых областей. – Ташкент: Университет, 2000. – С. 112-116.

[71]. Дэна Дж.Д., Дэна Э.С., Пэлач Э. и др. Система минералогии [Текст] / Дж.Д. Дэна, Э.С. Дэна, Э. Пэлач и др. // т. 1, полутом 1. М.: Изд-во иностранной литературы, 1951. – 608 с.

[72]. Дюгаев И.В. Полиметаллические месторождения Кансайской группы [Текст] / И.В. Дюгаев // – В сб.: Рудные месторождения Карамазара. – Ташкент, 1935. – С. 131-185.

[73]. Евзикова Н.З. О структурных плотностях минералов [Текст] / Н.З. Евзикова // – Минералог. сб. Львовск. ун-та. № 20, вып. 3, 1966. – С. 326-340.

- [74]. *Еникеев А.М.* Минералого-геохимические особенности скарново-полиметаллических руд месторождения Центральный Кансай [Текст] / А.М. Еникеев // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 33, 1980. – С. 45-50.
- [75]. *Еникеев А.М.* Минерально-геохимические критерии поисков и оценки скрытого полиметаллического оруденения в Кансайском рудном районе (Карамазар) [Текст] / А.М. Еникеев // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 42. 1989. – С. 97-102.
- [76]. *Еникеев А.М.* Геохимические и минералого-петрографические критерии оценки полиметаллического оруденения в Кансайском рудном районе (ТаджССР) [Текст] / А.М. Еникеев // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 43. 1990. – С. 110-114.
- [77]. *Еникеев М.Р.* Галениты Юго-Западного Карамазара [Текст] / М.Р. Еникеев // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 13. 1959. – Ташкент: Фан, – С. 14-34.
- [78]. *Еникеев М.Р.* Бариты Алтынтопкана. В кн.: Вопросы минералогии и геохимии [Текст] / М.Р. Еникеев // – Ташкент: Фан, 1964. – С. 248-256.
- [79]. *Еникеев М.Р.* К геохимии благородных металлов в Алтынтопканском рудном районе [Текст] / М.Р. Еникеев // – Научные труды ТГУ, вып. 337. – Ташкент: Фан, 1968. – С. 139-141.
- [80]. *Еникеев М.Р.* Некоторые черты минералогии и генезиса полиметаллических руд Алтынтопкана [Текст] / М.Р. Еникеев // – Научные труды Ташк. ун-та. – Ташкент: Фан, вып. 234, 1974. – С. 122-127.
- [81]. *Еникеев М.Р.* Распределение элементов-примесей в сульфидных минералах свинцово-цинковых месторождений Алтынтопканского рудного поля [Текст] / М.Р. Еникеев // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 30, 1977. – С. 93-96.
- [82]. *Еникеев М.Р.* Особенности распространения редких элементов в полиметаллических месторождениях Алтынтопканского рудного поля [Текст] / М.Р. Еникеев // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 36, 1983. – С. 158-160.
- [83]. *Жариков В.А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара [Текст] / В.А. Жариков // – М.: Изд-во АН СССР. 1959. – 372 с.

- [84]. *Иванова Т.Н.* Геология и металлогения Зеравшано-Гиссарской системы [Текст] / Т.Н. Иванова // – Труды Таджикско-Памирской экспедиции. Вып. 5, Полезные ископаемые. – Л.: Госхимтехиздат. 1934. – С. 195-206.
- [85]. *Ионис Г.И.* Полибазит из Замбарака (Восточный Карамазар) [Текст] / Г.И. Ионис // – Докл. АН Уз.ССР, № 4, 1966. – С. 41-43.
- [86]. *Калинин А.А.* Серебряная минерализация в породах и рудах Кольского полуострова [Текст] / А.А. Калинин // – Зап. ВМО, ч. СХХII, №2, 1993. – С. 56-68.
- [87]. *Карпова Е.Д.* Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира [Текст] / Е.Д. Карпова // – Советская геология, №8, 1959. – С. 81-101.
- [88]. *Карпова Е.Д.* Средняя Азия, Тянь-Шань, Кызылкумы. В кн.: Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР [Текст] / Е.Д. Карпова // – М.: Недра, 1968. – С. 150-165.
- [89]. *Каххаров А.* Месторождения наложенного типа в юго-западной части Кураминского хребта [Текст] / А. Каххаров // – Узб. геол. ж., №6, 1961. – С. 50-56.
- [90]. *Кигай И.Н.* О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования [Текст] / И.Н. Кигай // – Зональность гидротермальных рудных месторождений. – М.: Наука. 1974. Т. 2. – С. 164-195.
- [91]. *Ким К.И., Отарбиев К.Т., Диаров А.Б.* Дайки и золотое оруденение Акбасайского рудного поля [Текст] / К.И. Ким, К.Т. Отарбиев, А.Б. Диаров // – Тр. межд. научно-практич. конф. – Ташкент, 2003. – С. 242-244.
- [92]. *Клемперт С.Я., Королёва Н.Н., Николаева Е.И., Волков Ю.А.* Висмутовая минерализация Северного Алтынтопкана [Текст] / С.Я. Клемперт, Н.Н. Королёва, Е.И. Николаева, Ю.А. Волков // – Узб. геол. журнал, №6, 1976. – С. 13-17.
- [93]. *Клемперт С.Я., Николаева Е.Н., Волков Ю.А.* Сереброносность руд Северного Алтынтопкана [Текст] / С.Я. Клемперт, Е.И. Николаева, Ю.А. Волков // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 31, 1978. – С. 103-107.
- [94]. *Клемперт С.Я.* О бертьерите из Карамазара [Текст] / С.Я. Клемперт // –

Науч. тр. Ташкент. ун.-та, вып. 234, 1964. – С. 109-113.

[95]. *Константинов Р.М.* Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений [Текст] / Р.М. Константинов // – М.: Наука, 1973. 216 с.

[96]. *Королев А.В.* Кара-Мазарский рудный район [Текст] / А.В. Королев // – В сб.: Мат. первого Кара-Мазарского съезда по цветным и редким металлам в г. Ходженге Тадж.ССР с 18 по 26 октября 1931 г. – Сталинабад: Таджгиз, 1933. – С. 23-39.

[97]. *Королев А.В.* Структура рудных полей и месторождений [Текст] / А.В. Королев // – Ташкент: Фан, 1962. 164 с.

[98]. *Королёв В.А.* О некоторых морфологических типах рудных тел Карамазара [Текст] / В.А. Королев // – Геол. рудн. мест., №4, 1961. – С. 98-100.

[99]. *Королёв В.А.* Глубина формирования и первичная зональность эндогенных месторождений Карамазара [Текст] / В.А. Королев // – Сов. геология, № 5, 1971. – С. 67-75.

[100]. *Королёв В.А.* Структурные типы рудных полей Карамазара [Текст] / В.А. Королев // – В кн.: Рудные поля Карамазара. – Душанбе: Ирфон, 1975, т. 3. – С. 119-160.

[101]. *Королёв В.А.* Структурные типы рудных полей и месторождений Средней Азии [Текст] / В.А. Королев // – Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья. – М.: Недра, 1983. – 215 с.

[102]. *Королёв В.А.* Морфогенетические типы рудных тел Алтынтюпканского рудное поле и некоторые особенности их размещения [Текст] / А.В. Королев // – Тр. САИГИМС, вып. 4, 1964. – С. 41-54.

[103]. *Королёв В.А., Королёва Н.Н., Шихин Ю.С. и др.* Использование гипогенной зональности при детальном прогнозировании скрытого оруденения в пределах рудных полей Карамазара [Текст] / В.А. Королев, Н.Н. Королёва, Ю.С. Шихин и др. // – В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. – М.: Изд-во АН СССР, 1972. – С. 129-132.

[104]. *Королёва З.А.* Парагенетические соотношения гипогенных минералов в

некоторых рудопроявлениях Карамазара [Текст] / З.А. Королева // Труды Узбекского филиала АН СССР. – Ташкент: Фан. 1941. – 163 с.

[105]. *Королёва Н.Н.* Распределение серебра и висмута в галенитах Алтынтопканского района [Текст] / Н.Н. Королева // – Геохимия, №6, 1965. – С. 758-762.

[106]. *Королёва Н.Н., Котенева Е.А.* О висмутовых минералах в некоторых рудопроявлениях Карамазара [Текст] / Н.Н. Королева, Е.А. Котенева // – Узб. геол. ж., 1967, №2. – С. 13-19.

[107]. *Королёва Н.Н., Кормилицын В.С., Котенева Е.А.* О колломорфных образованиях галенита в рудах Канимансурского полиметаллического месторождения Карамазара [Текст] / Н.Н. Королева, В.С. Кормилицын, Е.А. Котенева // – Узб. геол. ж., №2, 1967. – С. 13-19.

[108]. *Королёва Н.Н.* Кюстелит из кварц-золото-серебряного рудопроявления в Карамазаре / Н.Н. Королева // – ДАН СССР, т.195, №3, 1970. – С. 693-695.

[109]. *Королёва Н.Н.* Типоморфные минеральные ассоциации висмута, золота, свинца и цинка в эндогенных месторождениях Карамазара [Текст] / Н.Н. Королева // – В кн.: Рудные поля Карамазара, том 3, Душанбе: Ирфон, 1975. – С. 170-195.

[110]. *Королёва Н.Н., Клемперт С.Я.* Опыт применения минералогическо-геохимических исследований при металлогенических построениях (на примере свинцово-цинковых месторождений Средней Азии) [Текст] / Н.Н. Королева, С.Я. Клемперт // – В сб.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1970. – С. 563-567.

[111]. *Краснов Е.Г.* Металлогения Северного Таджикистана. В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня [Текст] / Е.Г. Краснов // – Фрунзе: Илим, 1970. – С. 294-297.

[112]. *Краснов Е.Г., Брагин И.Н.* О формах связи оруденения с эффузивами в пределах Восточного Карамазара [Текст] / Е.Г. Краснов // – Мат. междувед. совещ. по пробл. «Рудоносность вулканогенных формаций». – М.: Недра, 1965. – С. 308-310.

- [113]. *Крейтер В.М., Смирнов В.И.* Полиметаллическая база Средней Азии [Текст] / В.М. Крейтер, В.И. Смирнов // – Тр. ТПЭ, вып. 83, М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. – 88 с.
- [114]. *Кудрявцев А.С.* О золотой минерализации рудопроявлений медно-висмутовой формации Кураминского хребта [Текст] / А.С. Кудрявцев // – Узб. геол. ж., №1, 1967. – С. 27-31.
- [115]. *Кудрявцев А.С., Мирходжаев И.М.* Гипогенная минерализация и редкие элементы одного полиметаллического месторождения Кураминского хребта [Текст] / А.С. Кудрявцев, И.М. Мирходжаев // – В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых. – Ташкент: Фан, 1967. – С. 64-72.
- [116]. *Кухтиков М.М.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое [Текст] / М.М. Кухтиков // – Душанбе, Дониш, 1968. – 196 с.
- [117]. *Кушнарев И.П.* Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении [Текст] / И.П. Кушнарев // – Геол. руд. мест., № 6, 1961. – С. 3-26.
- [118]. *Кушнарев И.П.* Глубины образования эндогенных рудных месторождений [Текст] / И.П. Кушнарев // – М.: Недра, 1982. – 166 с.
- [119]. *Лаверов Н.П., Беликов Б.П., Иванов М.Б.* Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Тянь-Шаня [Текст] / Н.П. Лаверов, Б.П. Беликов, М.Б. Иванов // – Изв. АН СССР, сер. геол., №10, 1964. – С. 103-113.
- [120]. *Лаврусевич А.И.* Силур и пограничные с ним отложения в Центральном Таджикистане [Текст] / А.И. Лаврусевич // – Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. докт. г.- м. н. – Душанбе, 1976. – 47 с.
- [121]. *Лазаренко Е.К.* О блёклых рудах [Текст] / Е.К. Лазаренко // – Минерал. Сб. Львов. геол. о-ва, 1956, №10. – С. 172-211.
- [122]. *Лебедев В.И., Боровиков А.А., Гущина Л.В., Шабалин С.И.* Физико-химическое моделирование гидротермальных процессов рудообразования Ni-Co-As (\pm U-Ag), Co-S-As (\pm Au-W), CuCo-As (\pm Sb-Ag) месторождений [Текст] /

В.И. Лебедев, А.А. Боровиков, Л.В. Гущина, С.И. Шабалин // – Геол. руд. мест. – 2019. – Т. 61. – № 3. – С. 31–63.

[123]. *Литвиненко К.И.* О последовательности гипогенного минералообразования на Мушистонском рудном поле (Центральный Таджикистан) [Текст] / К.И. Литвиненко // – Докл. АН ТаджССР, т. 18, №9, 1975. – С. 51-54.

[124]. *Лукин Л.И., Чернышев В.Ф.* Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений [Текст] / Л.И. Лукин, В.Ф. Чернышев // – В кн.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. – М.: Наука, 1968. – С. 26-165.

[125]. *Лурье Л.М.* Околорудные изменения и некоторые генетические особенности свинцово-цинкового оруденения Замбаракского месторождения [Текст] / Л.М. Лурье // – М.: Наука, 1969. 144 с.

[126]. *Лурье Л.М., Шадлун Т.Н.* Бисмоклит из Восточного Карамазара [Текст] / Л.М. Лурье, Т.Н. Шадлун // – Тр. Мин. музея им. А.Е. Ферсмана, вып. 21. 1972. – С.186-187.

[127]. *Лутков В.С.* Плюмы и проблема формирования геохимических (металлогенических) провинций [Текст] / В.С. Лутков // – ДАН РТ, т. 53, №3, 2010. – С. 215-223.

[128]. *Лутков В.С., Файзиев А.Р.* К проблеме мантийных источников рудного вещества месторождений Таджикистана [Текст] / В.С. Лутков, А.Р. Файзиев // – ДАН РТ, т. 49, №1, 2006. – С. 64-68.

[129]. *Магакьян И.Г.* Рудные месторождения / И.Г. Магакьян // 2 изд., – Ереван: изд-во АН Армянской ССР [Текст]– 1961. – 334 с.

[130]. *Малахов А.А.* Малые элементы в сульфидах магнетитовых, полиметаллических и флюоритовых месторождений [Текст] / А.А. Малахов // – В кн.: Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. – Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. – 233-277.

- [131]. *Малахов А.А.* О типохимических комплексах элементов в минералах (на примере сфалерита) [Текст] / А.А. Малахов // – Геохимия, №5, 1966. – С. 526-532.
- [132]. *Малахов А.А.* Висмут и сурьма в галенитах – показатели некоторых условий образования рудных месторождений [Текст] / А.А. Малахов // – Геохимия, №11, 1968. – С. 1283-1296.
- [133]. *Малышев А.Г., Ходаковский И.Л.* Некоторые геохимические особенности переноса и отложения свинца в гидротермальных растворах на примере месторождения Замбарак [Текст] / А.Г. Малышев, И.Л. Ходаковский // – Геохимия, №5, 1964. – С. 431-440.
- [134]. *Мамадвафоев М.М.* Субщелочные раннегеосинклинальные и щелочные тафрогенные базальтоидные магматиты Восточного Гиссара (Центральный Таджикистан) и включения ультрабазитов в них [Текст] / М.М. Мамадвафоев // – Душанбе: Ирфон, 2019, 102 с.
- [135]. *Мамадвафоев М.М., Джанобилов М.Д.* О зональности оруденения на касситерит-серебро-полиметаллическом месторождении Нижний Кштудак (Центральный Таджикистан) [Текст] / М.М. Мамадвафоев // – Докл. АН РТ, т. XLII, № 7, 1999. – С. 57-62.
- [136]. *Мамадвафоев М.М., Бахронов Н., Логинова И.М.* Оловорудное месторождение Мушистон: геология и генезис оруденения (Центральный Таджикистан) [Текст] / М.М. Мамадвафоев, Н. Бахронов, И.М. Логинова // – Мат. респ. науч. конф., посвящ. 90-летию со дня рождения академика АН РТ Баратова Р.Б. 2012. – С. 112-122.
- [137]. *Мамадвафоев М.М., Бахронов Н., Прокова И.А. и др.* О геохимической зональности на оловорудном месторождении Мушистон в Центральном Таджикистане [Текст] / М.М. Мамадвафоев, Н. Бахронов, И.А. Прокова и др. // – Док. АН РТ. №2. 1993. – С. 129-133.
- [138]. *Мамадвафоев М.М., Алидодов Б.А., Сохибов Ш.С. и др.* О температуре образования и солевом составе растворов оловорудного месторождения

- Мушистон (Центральный Таджикистан) [Текст] / М.М. Мамадвафоев, Б.А. Алидодов, Ш.С. Сохибов и др. // – Геол. руд. мест. 1992. №4. – С. 107-112.
- [139]. *Маршукова Н.К., Павловский А.Б., Сидоренко Г.А., Чистякова Н.И.* Станнин и продукты его изменения в оловорудных месторождениях различной формационной принадлежности [Текст] / Н.К. Маршукова, А.Б. Павловский, Г.А. Сидоренко, Н.И. Чистякова // – ДАН СССР, т. 234, №1. 1977. – С. 188-190.
- [140]. *Маршукова Н.К., Павловский А.Б., Сидоренко Г.А., Чистякова Н.И.* Висмирновит $ZnSn(OH)_6$ и натанит $FeSn(OH)_6$ – новые минералы олова [Текст] / Н.К. Маршукова, А.Б. Павловский, Г.А. Сидоренко, Н.И. Чистякова // – Записки ВМО, часть 110, вып. 4, 1981. – С. 492-500.
- [141]. *Маршукова Н.К., Павловский А.Б., Сидоренко Г.А.* Мушистонит $(Cu,Zn,Fe)Sn(OH)_6$ – новый минерал олова [Текст] / Н.К. Маршукова, А.Б. Павловский, Г.А. Сидоренко, Н.И. Чистякова // – Записки ВМО. Часть 113, вып. 5, 1984. – С. 612-617.
- [142]. *Массон М.Е.* Из истории горной промышленности Таджикистана [Текст] / М.Е. Массон // – Былая разработка полезных ископаемых. Мат. ТПЭ 1933 г., вып. 20. – Л., 1934. – 105 с.
- [143]. *Массон М.Е.* К истории горной промышленности Кара-Мазара Таджикистана [Текст] / М.Е. Массон // – Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4. – М.-Л., 1935. – С. 215-238.
- [144]. *Машковцев С.Ф.* Кухи-Сим [Текст] / С.Ф. Машковцев // – Геологический вестник. №1-3, – 1926. – С. 66-69.
- [145]. *Минералы* [Текст] Справочник, т. 1, М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 618 с.
- [146]. *Минералы Узбекистана* [Текст] том 1. – Ташкент: Фан, 1975. – С. 92-107.
- [147]. *Минцер Э.Ф.* Бенжаменит [Текст] / Э.Ф. Минцер // – Докл. АН СССР, т. 174, № 3, 1967. – С. 675-678.
- [148]. *Минцер Э.Ф.* Срастание висмутовых сульфосолей и их генетическая интерпретация [Текст] / Э.Ф. Минцер // – В кн.: Сульфосоли, платиновые минералы и рудная микроскопия. М.: Наука, 1980. – С. 121-126.

- [149]. *Мирходжаев И.М.* Литологический контроль размещения полиметаллических месторождений в Кураминском хребте [Текст] / И.М. Мирходжаев // – Узб. геол. ж., №3, 1961. – С. 17-25.
- [150]. *Михеев В.И.* Рентгенометрический определитель минералов [Текст] / В.И. Михеев // – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 868 с.
- [151]. *Мозгова Н.Н., Цепин А.И.* Блѣклые руды (особенности химического состава и свойств) [Текст]/ Н.Н. Мозгова, А.И. Цепин// – М.: Наука, 1983. – 280 с.
- [152]. *Моисеева М.И.* Минералогия Кураминского хребта [Текст] / М.И. Моисеева // – Ташкент: Фан, 1969. – 204 с.
- [153]. *Моисеева М.И.* Сфалериты Юго-Западного Карамазара [Текст] / М.И. Моисеева // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 13, Ташкент: Фан, 1959. – С. 35-51.
- [154]. *Моралев Г.В.* Минеральные ассоциации, зональность и условия формирования золото-серебряного месторождения Школьное (Канджольское рудное поле), Северный Таджикистан [Текст] / Г.В. Моралев // – Автореф. канд. дисс. – М.: Наука, 1993, – 28 с.
- [155]. *Моралев Г.В., Бортников Н.С., Малов В.С.* Химический состав блѣклых руд в связи с условиями рудообразования месторождения. Геология рудных месторождений [Текст] / Г.В. Моралев, Н.С. Бортников, В.С. Малов // – №4, 1988. – С. 116-121.
- [156]. *Морозов С.А., Григорьева Э.П.* Последовательность минералообразования и стадийность процессов на золоторудных месторождениях Центрального Таджикистана [Текст] / С.А. Морозов, Э.П. Григорьева // – Минералогия Таджикистана, вып. 4, 1979. – С. 8-15.
- [157]. *Мутавалиев А.Т.* Геолого-структурные условия локализации и закономерности размещения скарново-рудных тел на месторождениях Зарнисорского (Алтынтопканского) рудного узла [Текст] / А.Т. Мутавалиев // – Автореф. канд. дисс. – Бустон: ТП ГМИТ. 2020. 27 с.

- [158]. *Мушкетов И.В.* О месторождениях золота и других полезных ископаемых в Туркестанском крае [Текст] / И.В. Мушкетов // – Ташкент, 1877. – 49 с.
- [159]. *Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности [Текст] / С.И. Набоко // – М.: Наука, 1980. – 199 с.
- [160]. *Набоко С.И., Золотарев Б.П., Карпов Г.А. и др.* Рудообразующие флюидные системы Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. и впадины Атлантис-П Красноморского рифта [Текст] / С.И. Набоко, Б.П. Золотарев, Г.А. Карпов и др. // – Вулканология и сейсмология. 2001. № 1. – С. 5-23.
- [161]. *Назирова Р.Н.* О редких и рассеянных элементах в сульфидах висмутовых и висмутсодержащих месторождений Чаткальских гор [Текст] / Р.Н. Назирова // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 28, 1975. – С. 172-175.
- [162]. *Наследов Б.Н.* Кара-Мазар [Текст] / Б.Н. Наследов // – Л.: Изд-во ТПЭ, 1935. – 401 с.
- [163]. *Наследов Б.Н., Тер-Оганесев Я.Г., Князев П.И.* Гидротермальные месторождения оловянных руд в Зеравшанском хребте [Текст] / Б.Н. Наследов, Я.Г. Тер-Оганесев, П.И. Князев // – Труды ТПЭ 1933 г., вып. XVI. Л.: ОНТИ. 1935. – 74 с.
- [164]. *Некрасов Е.М.* Геология и структурные особенности жильных месторождений свинца и цинка [Текст] / Е.М. Некрасов // – Геол. руд. мест., т. 49. №6, 2007. – С. 559-570.
- [165]. *Некрасов И.Я., Сорокин В.И., Осадчий Е.Г., Николаева Л.Г.* Об оловоносности сфалерита (по геологическим и экспериментальным данным) [Текст] / И.Я. Некрасов, В.И. Сорокин, Е.Г. Осадчий, Л.Г. Николаева // – Советская геология, № 9, 1974. – С. 49-59.
- [166]. *Немиров В.К., Сухов Б.Г., Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М.* Новые формы нахождения и миграции металлов в обогащенных углеродистым веществом природных средах [Текст] / В.К.Немиров, Б.Г.Сухов,

- Э.А.Развозжаева, А.М. Спиридонов // – Структура и разнообразие минерального мира. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. – С. 199-200.
- [167]. *Нечелюстов Н.В., Попова Н.Н., Минцер Э.Ф. и др.* Селен и теллур в свинцово-цинковых месторождениях Алтынташканского рудного поля [Текст] / Н.В. Нечелюстов, Н.Н. Попова, Э.Ф. Минцер и др. // – Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 10, 1963. – С. 125-135.
- [168]. *Новгородова М.И., Блохина Н.А., Носик Л.П.* Изотопный состав серы сульфидов золоторудных месторождений Таджикистана [Текст] / М.И. Новгородова, Н.А. Блохина, Л.П. Носик // – Изв. АН Тадж.ССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, № 2 (76), 1980. – С. 60-67.
- [169]. *Новикова Т.И.* Месторождения сурьмы и ртути [Текст] / Т.И. Новикова // – В кн.: Минералогия, геохимия и генезис некоторых эндогенных месторождений Таджикистана. – Душанбе: Дониш, 1983. – С. 65-110.
- [170]. *Обзор рынка серебра в СНГ.* Изд. второе и дополненное. – М.: ИнфоМайн, 2010. – 102 с.
- [171]. *Озерова Н.А.* Ртуть и эндогенное рудообразование [Текст] / Н.А. Озерова // – М.: Наука, 1985. – 295 с.
- [172]. *Озерова Н.А.* Металлогенические аспекты геохимии ртути [Текст] / Н.А. Озерова // – В сб.: Геохимия в локальном металлогеническом анализе. – Новосибирск, т. 1, 1986. – С. 156-168.
- [173]. *Онтюев Д.О.* Стадии минерализации и зональность месторождений Забайкалья [Текст] / Д.О. Онтюев // – М.: Наука, 1974. – 242 с.
- [174]. *Павловский А.Б., Дорошенко Н.И., Ставинский В.А.* Региональная формационная зональность оловянного оруденения Тянь-Шаня [Текст] / А.Б. Павловский, Н.И. Дорошенко, В.А. Ставинский // – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых – М.: Наука, 1981. – С. 261-269.
- [175]. *Павловский А.Б.* Казноцкая оловоносная площадь [Текст] / А.Б. Павловский // – В кн.: Геология оловорудных месторождений СССР, т. 2, книга 2. – М.: Недра, 1986. – С. 87-101.

- [176]. *Павловский А.Б.* Закономерности размещения, формационные типы и перспективы оловянного оруденения в Центральном Таджикистане [Текст] / А.Б. Павловский // – В кн.: Геология и полезные ископаемые бассейна реки Зеравшан. – Душанбе: Дониш, 1989. – С. 64-80.
- [177]. *Попов В.И.* Ядра и междуядерные зоны Средней Азии - основа ее геологического районирования [Текст] / Попов В.И. // – В сб.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. – М.: Наука, 1964. – С. 155-173.
- [178]. Постановление Правительства Республики Таджикистан от 27 мая 2020 года, №303 "Об изъятии и предоставлении земельных участков обществу с ограниченной ответственностью Нукрафом [Текст] – Душанбе. 2020, 18 с.
- [179]. Поцелуев А.А., Акимцев В.А., Котегов В.И. Углерод в рудных жилах Калгутинского грейзенового месторождения (Горный Алтай) [Текст] / А.А. Поцелуев, В.А.Акимцев, В.И. Котегов // – Углерод, минералогия, геохимия, космохимия. – Сыктывкар: Геопринт, 2003. – С. 223-225.
- [180]. *Прокопенко Б.С.* Закономерности размещения эндогенной минерализации на одном из месторождений Кураминского хребта [Текст] / Б.С. Прокопенко // – Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1 (39), 1979. – С. 46-51.
- [181]. *Прокопенко Б.С.* Геолого-геохимическая роль вмещающей среды в формировании золото-серебряного оруденения Табошар-Канджольского рудного района [Текст] / Б.С. Прокопенко // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 33, 1980. – С. 184-187.
- [182]. *Прокопенко Б.С., Шевкаленко В.А.* Золото древнего Канджола [Текст] / Б.С. Прокопенко, В.А. Шевкаленко // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 32, Ташкент: Фан, 1979. – С. 179-181.
- [183]. *Протодряконова З.М.* Некоторые данные о пирите из юго-западных отрогов Кураминских гор [Текст] / З.М. Протодряконова // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 13, 1959. – С. 64-68.

- [184]. *Протоdjяконова З.М., Попов В.С.* Минералогия месторождений [Текст] / З.М. Протоdjяконова, В.С.Попов // – В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. – М.: Недра, 1972. – С. 147-171.
- [185]. *Радкевич Е.А.* Блёкые руды [Текст] / Е.А. Радкевич // – В кн.: Минералы СССР. т. 2. – М.: Изд-во АН СССР, 1940. 497 с.
- [186]. *Радугина Л.В., Розина Б.Б.* Минералогические исследования руд Карамазара [Текст] / Л.В. Радугина, Б.Б. Розина // – В сб.: Рудные месторождения Карамазара. – М.: Л., 1935. – С. 146-158.
- [187]. *Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания [Текст] / П. Рамдор // – М.: Изд-во ИЛ, 1962. – 1112 с.
- [188]. *Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана* [Текст] /Под ред. Р.Б.Баратова// – Душанбе: Дониш, 1976. – 268с.
- [189]. *Рахманов А.М.* Геология и физико-химические условия формирования скарново-редкоземельных месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области [Текст] / А.М. Рахманов // – Душанбе: Ирфон, 1977. – 168 с.
- [190]. *Рахимов Ш.Х.* Геолого-структурные условия локализации скарново-полиметаллических месторождений Карамазара [Текст] / Ш.Х. Рахимов // – Ташкент: Фан, 1978. 142 с.
- [191]. *Резвой Д. П., Портнягин Э.А., Марушкин И.А.* О некоторых особенностях глубинной тектоники Юго-Западного Тянь-Шаня [Текст] / Д. П. Резвой, Э.А. Портнягин, И.А.Марушкин // – Геол. сб. Львов. геол. общ-во, № 12, 1969. – С.
- [192]. *Рихтер Я.А.* Геология полезных ископаемых. [Текст] / Я.А. Рихтер // – Саратов: СГУ, 2015, 121 с.
- [193]. *Розанов Ю.А. О некоторых особенностях физических свойств известняков и доломитов различного происхождения* [Текст] / Ю.А. Розанов // – Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 43, 1961. – С.
- [194]. *Романовский Г.Д.* О проведенных исследованиях месторождений некоторых минералов в Сырдарьинской области [Текст] / Г.Д. Романовский // – Зап. Имп. рус. техн. о-ва, т. 2, СПб., 1875. – С. 1-17.

- [195]. *Русинов В.Л., Тронева Н.В.* Железо-марганцевая фация околорудных березитов [Текст] / В.Л.Русинов, Н.В.Тронева // – Докл. АН СССР, т. 280, № 4, 1985. – С. 730-733.
- [196]. *Русинов В.Л., Коваленкер В.А.* Эпитермальные флюидно-магматические рудообразующие системы: изотопные и геологические данные [Текст] / В.Л. Русинов, В.А. Коваленкер // – Геол. рудн. месторожд., т. 33, № 1, 1991. – С. 77-82.
- [197]. *Сазонов В.Д.* К вопросу об определении температур отложения цинковых обманок по содержанию в них железа [Текст] / В.Д. Сазонов // – Тр. Ин-та геол. АН Тадж.ССР, т. 4. – Сталинабад: Изд. АН ТаджССР, 1961. – С. 215-233.
- [198]. *Сазонов В.Д.* Давления и глубина отложения минералов в гидротермальный этап на месторождениях Куруксайского рудного поля [Текст] / В.Д. Сазонов // – Докл. АН ТаджССР, т. 5, №1. 1962. – С. 18-21.
- [199]. *Сазонов В.Д.* О двух типах полиметаллической минерализации в Кармазаре [Текст] / В.Д. Сазонов // – Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., геол., хим. н., 1969, №1 (31). – С. 99-106.
- [200]. *Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.* Месторождения золота Урала [Текст] / В.Н. Сазонов, В.Н. Огородников, В.А. Коротеев, Ю.А. Поленов // – Екатеринбург, 2001. – 622 с.
- [201]. *Сазонов В.Н., Попов Б.А., Григорьев Н.А. и др.* Коромантийное оруденение в сиалических блоках эвгеосинклинали [Текст] / В.Н. Сазонов, Б.А. Попов, Н.А. Григорьев и др. // – Свердловск: УрО АН СССР, 1989. – 113 с.
- [202]. *Самиев М.Б.* Околорудные метасоматиты месторождения Большой Канимансур (Срединный Тянь-Шань) и их петрогеохимические особенности [Текст] / М.Б. Самиев // – Автореф. канд. дисс. – Душанбе: Деваштич, 2006. – 22 с.
- [203]. *Сафонов Ю.Г., Лукин Л.И.* Канимансурское рудное поле [Текст] / Ю.Г. Сафонов, Л.И. Лукин // – В кн.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. – М.: Наука, 1968. – С. 108-127.

- [204]. Сафонов Ю.Г., Бортников Н.С., Злобина Т.М. и др. Многометалльное (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система, I: геология, минералогия, структурные условия рудоотложения [Текст] / Ю.Г. Сафонов, Н.С. Бортников, Т.М. Злобина и др. // – Геол. руд. мест., т. 42, № 3, 2000. – С. 195-211.
- [205]. Сафонов Ю.Г., Бортников Н.С., Злобина Т.М. и др. Многометалльное (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система, II: физико-химические, геохимические и геодинамические условия развития [Текст] / Ю.Г. Сафонов, Н.С. Бортников, Т.М. Злобина и др. // – Геол. руд. мест., т. 42, № 4, 2000. – С. 350-362.
- [206]. Сахарова М.С., Кривицкая И.И. Об арсенопирите как индикаторе условий рудообразования [Текст] / М.С. Сахарова, И.И. Кривицкая // – Тр. минер. музея им. А.Е. Ферсмана. Вып. 19, 1969. – С. 210-217.
- [207]. Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. – В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений [Текст] / В.И. Смирнов // – М.: Недра, 1968. – С. 586-647.
- [208]. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений [Текст] / С.С. Смирнов // - 2-е изд. - М. - Л.: Издательство АН СССР, 1955. – 332 с.
- [209]. Смирнов С.С., Бетехтин А.Г., Вольфсон Ф.И. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья [Текст] / С.С. Смирнов, А.Г. Бетехтин, Ф.И. Вольфсон // – М.-Л.: Издательство АН СССР, 1961. – 507 с.
- [210]. Соловьев В.Г. Тарыэкан [Текст] / В.Г. Соловьев // – В кн.: Мат. I Карамазарского съезда по цветным и редким металлам в 1931 г. – Сталинабад: Таджикгиз, 1933. – С. 87-93.
- [211]. Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Куликова И.М. и др. Минералы группы блёклых руд – индикаторы рудогенеза [Текст] / Э.М. Спиридонов, С.В. Филимонов, И.М. Куликова и др. // – В кн.: Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: 2008, с. 356-359.
- [212]. Старшинин Д.А. Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений центрального сектора Южного Тянь-Шаня [Текст] / Д.А. Старшинин // – Депон.

- в НПИЦентре, № 44 (1135). Вып. 2. – Душанбе, 1997. – 240 с.
- [213]. *Таджибаев Г.Т.* Петрология малых интрузий Карамазара [Текст] / Г.Т. Таджибаев // – Авт. канд. дисс., Душанбе: Дониш, 1996. – 37 с.
- [214]. *Таджибаев Г.Т., Худобахшова Ш.О.* Радиологический возраст оруденения месторождения Большой Канмансур [Текст] / Г.Т. Таджибаев, Ш.О. Худобахшова // – Вестник Хорогского университета, сер. 1, № 5, 2002. – С. 139-147.
- [215]. *Томсон И.Н.* Металлогения рудных районов [Текст] / И.Н. Томсон // – М.: Недра, 1988. – 215 с.
- [216]. *Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.И. и др.* Графит-ильменит-сульфидная минерализация в районах Востока СССР [Текст] / И.Н. Томсон, О.П. Полякова, В.И. Полохов и др. // – Геол. рудн. мест. 1984. №6. – С. 19-31.
- [217]. *Туресебеков А.Х., Апарин В.Б., Шамаев О.Т.* Минералы серебра в рудах глубоких горизонтов скарново-полиметаллического месторождения Алтынтопкан (Тадж. ССР) [Текст] / А.Х. Туресебеков, В.Б. Апарин, О.Т. Шамаев // – Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 43, 1990. – С. 13-17.
- [218]. *Турлычкин В.М.* Геолого-археологическое обследование древних выработок Канджола [Текст] / В.М. Турлычкин // – Археологические работы в Таджикистане за 1959 г. Вып. VII. / Тр. Ин-та истории им. А. Дониша АН Тадж.ССР. Т. XXXI. Душанбе: 1961. – С. 167-172.
- [219]. *Турлычкин В.М.* Два этапа минерализации в Канджольском рудном поле Карамазара [Текст] / В.М. Турлычкин // – Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1969. – С. 40-52.
- [220]. *Турлычкин В.М.* Канджольское рудное поле [Текст] / В.М. Турлычкин // – В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М.: Недра, 1972. – С. 368-382.
- [221]. *Турлычкин В.М., Мусин Р.А., Мансуров М.* Место золотого оруденения в адуляр-карбонатно-кварцевых жилах Кураминского хребта [Текст] / В.М. Турлычкин, Р.А. Мусин, М. Мансуров // – В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975. – С. 357-360.

- [222]. *Фаворская М.А.* Основные проблемы связи оруденения и магматизма [Текст] / М.А. Фаворская // – М.: Наука, 1987. – 129 с.
- [223]. *Файзиев А.Р.* Минералогия и условия образования полиметалльного месторождения Большой Канимансур (Срединный Тянь-Шань) [Текст] / А.Р. Файзиев // – Душанбе: Дониш, 2008. – 416 с.
- [224]. *Файзиев А.Р., Дзайнуков А.Б., Таджибаев Г.Т.* Об идентичности скарново-полиметаллической и гидротермально-полиметаллической минерализаций в месторождениях Карамазара (Срединный Тянь-Шань) [Текст] / А.Р. Файзиев, А.Б. Дзайнуков, Г.Т. Таджибаев // – Докл. АН СССР, т. 318, №5, 1991. – С.1199-1202.
- [225]. *Файзиев А.Р., Дзайнуков А.Б., Искандаров Ф.Ш.* Условия кристаллизации флюорита из месторождений и рудопроявлений Западного Карамазара (по данным изучения газовой-жидких включений) [Текст] / А.Р. Файзиев, А.Б. Дзайнуков, Ф.Ш. Искандаров // – Минералогия Таджикистана, вып. 6. Душанбе: Дониш, 1982. – С. 63-72.
- [226]. *Файзиев А.Р., Искандаров Ф.Ш.* Роль кристалломорфологии флюорита в практике поисково-оценочных работ [Текст] / А.Р. Файзиев, Ф.Ш. Искандаров // – Разведка и охрана недр, № 12, 1992. – С. 13-15.
- [227]. *Ферсман А.Е.* Особенности рудного Карамазара [Текст] / А.Е. Ферсман // – Тр. Тадж. базы, т. 4, М.: ОНТИ, 1935. – 106 с.
- [228]. *Федорчук В.М.* Металлогения ртути и сурьмы Тянь-Шаня [Текст] / В.М. Федорчук // – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX М.: Наука, 1970. – С. 255-268.
- [229]. *Финашин В.К.* Редкие минералы лиллианитовой гомологической серии в сульфидных рудах Силинского месторождения [Текст] / В.К. Финашин // – Тихоокеанская геология. №6, 1984. – С. 110-115.
- [230]. *Фозилов М.М.* Физико-химические условия формирования минералов месторождения Большой Канимансур (на основе изучения флюидных включений) [Текст] / М.М. Фозилов // – Автореф. канд. дисс. – Ташкент, 1993. – 22 с.

- [231]. *Фозилов М.М.* Литологический контроль оруденения на месторождениях Адрасман-Канимансурского рудного поля [Текст] / М.М. Фозилов // – ДАН РТ, 2008, т. 51, №12. – С. 839-843.
- [232]. *Хамрабаев И.Х.* Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане [Текст] / И.Х. Хамрабаев // – Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. – 471 с.
- [233]. *Хельвас И.Г.* Кварцево-гематитовые жилы месторождения Чашлы [Текст] / И.Г. Хельвас // – Тр. САЗПИ, Новая серия, вып. 6, Ташкент, 1959. – С. 152-155.
- [234]. *Худобахшова Ш.О.* Петрологические особенности и петрофизические свойства вулканитов Канимансурского рудного поля и их роль в локализации оруденения (Северный Таджикистан) [Текст] / Ш.О. Худобахшова // – Автореф. канд. дисс. – Душанбе: Типография РТСУ, 2004. – 24 с.
- [235]. *Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М.* Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете [Текст] / Т.Н. Чвилева, М.С. Безсмертная, Э.М. Спиридонов // – М.: Недра, 1988. – 504 с.
- [236]. *Чернышев В.Ф.* Некоторые структурные особенности локализации известковых скарнов [Текст] / В.Ф.Чернышев // – Геол. руд. мест., №3.1968. – С. 58-94.
- [237]. *Чернышев В.Ф., Корин И.З.* Особенности строения и закономерности размещения эндогенных месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области [Текст] / В.Ф.Чернышев, И.З. Корин // – В кн.: Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1973. – С. 58-94.
- [238]. *Шадлун Т.Н., Добровольская М.Г., Нестерова Ю.С., Арапова Г.А.* Особенности сфалеритов свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (Восточное Забайкалье) [Текст] / Т.Н. Шадлун, М.Г. Добровольская, Ю.С. Нестерова, Г.А. Арапова // – В кн.: Типоморфизм минералов. – М.: Наука, 1969. – С. 15-48.
- [239]. *Шевкаленко В.Л.* Пробность золота и Ag/Au-е отношение на месторождении Школьное [Текст] / В.Л. Шевкаленко // – Изв. АН Тадж.ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим.наук, 1971. - № 1. – С. 58-94.

- [240]. *Шер С.Д.* Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка) [Текст] / В.Л. Шевкаленко // – М.: Недра, 1974. – 256 с.
- [241]. *Шихин Ю.С.* Методика количественной оценки эндогенного оруденения по геологическим факторам (на примере Такелийского рудного поля в Юго-Западном Карамазаре) [Текст] / Ю.С. Шихин // – Л.: Типография ХОЗУ Минсвязи СССР, 1967. – 20 с.
- [242]. *Шихин Ю.С., Байков В.Н., Ищенко Е.Н. и др.* Геологический очерк [Текст] / Ю.С. Шихин, В.Н. Байков, Е.Н. Ищенко и др. // – В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. – М.: Недра. 1972. – С. 18-105.
- [243]. *Шихин Ю.С.* Состав горных пород как фактор контроля гидротермального оруденения (на примере Карамазара) [Текст] / Ю.С. Шихин // – Геол. рудн. мест., №3, 1992. – С. 31-46.
- [244]. *Шустиков Б.И.* Казнокское рудное поле и оловорудное месторождение Мушистон [Текст] / Б.И. Шустиков // – В кн.: Геология и полезные ископаемые бассейна реки Зеравшан. Душанбе. Дониш, 1989. – С. 54-63.
- [245]. *Щеглов А.Д.* Закономерности размещения и образования флюоритовых месторождений в областях тектоно-магматической активизации [Текст] / А.Д. Щеглов // – В кн.: Флюорит. – М.: Наука, 1976. – С. 40-54.
- [246]. *Щербина В.В.* Геохимия серебра в зоне окисления сульфидных месторождений [Текст] / В.В. Щербина // – Геол. рудн. мест. №6, 1970. – С. 40-54.
- [247]. Юсупов Р.Г. Геохимия пород интрузивного магматизма [Текст] / Р.Г. Юсупов // – Ташкент: Фан, 1983. – 144 с.
- [248]. *Ятимов С.Б.* Серебро в скарново-полиметаллических месторождениях Западного Карамазара (Северный Таджикистан) [Текст] / С.Б. Ятимов // – Автореф. канд. дисс. – Душанбе: Типография МОН РТ. 2022. – 27 с.
- [249]. Ятимов У.А., Целуйко А.С., Котляров В.А. Висмутовая минерализация сульфидно-скарнового месторождения Акташ. Металлогения древних и современных океанов-2018. Вулканизм и рудообразование. Миасс. Институт минералогии УрО РАН, 2018. – С. 135-138.

- [250]. Ятимов У.А., Аюпова Н.Р., Блинов И.А., Котляров В.А. Висмутовые минералы сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан). *Минералогия* 5(4) 2019. – С. 39-51.
- [251]. *Amcoff O.* Distribution of silver in massive sulfide ores [Text] / O. Amcoff // – *Miner. Deposita*. 1984. Vol. 19. №1. – P. 63-69.
- [252]. *Bindi L., Evain M., Spry P.G., Menchetti S.* The pearceite-polybasite group of minerals: Crystal chemistry and nomenclature rules [Text] / L. Bindi, M. Evain, P.G. Spry, S. Menchetti // – *American Mineralogist*, vol. 92, 2007. – P. 918-925.
- [253]. *Czamanske G. K., Hall W. E.* The Ag–Bi–Pb–Sb–S–Se–Te mineralogy of the Darwin lead–silver–zinc deposit, Southern California. *Economic Geology*, 70, 1976. – P. 1092–1110.
- [254]. *Emmons W.H.* Hypogene zoning in metalliferous lodes [Text] / W.H. Emmons // – 16th. *Internat. Geol. Cong.*, v. 1, 1936. – P. 417-432.
- [255]. *Frondel C.* Isidiomorfism of the polybasite and pearceite series. *Amer. Mineral.*, 1963, 48, pp. 565-572.
- [256]. *Genth F.A.* [Text] / F.A. Genth // – *Amer. Phil. Soc.* 1885. – P. 23-35.
- [257]. *Gray J., Millman A.P.* Reflection characteristic of ore minerals [Text] / J. Gray, A.P. Millman // – *Econ. Geol.*, v. 57, №3, 1962. – P. 135-144.
- [258]. *Hoda S.N., Chang L.L.Y.* Phase relations in systems PbS–Ag₂S–Bi₂S₃ [Text] / S.N. Hoda, L.L. Chang // – *Amer. Miner.* 1975. v. 60. №5-6. – P. 164-172.
- [259]. <https://www.tajik-gateway.org/wp/industry/gornodobyvayushhaya-promyshlennost/altyn-topkanskoe-rudoupravlenie>
- [260]. <https://www.info@nukrafom.tj>.
- [261]. <https://asiaplus.info.ru/news>.
- [262]. *Karup-Møller S.* New data on schirmerite [Text] / S. Karup-Møller // – *Canad. Miner.*, vol. 11, №6, 1973. – P. 952-957.
- [263]. *Karup-Møller S.* Mineralogy of some Ag-(Cu)-Pb-Bi sulphide associations [Text] / S. Karup-Møller // – *Geol. Soc. Denmark Bull.* 1977. v. 26. – P. 41-68.

- [264]. *Karup-Møller S., Pauli H.* Galena and associated minerals from the cryolite deposit at Ivigtut, South Greenland [Text] / S. Karup-Møller, H. Pauli // – Meddelelser Om Grønland: Geoscience, 2. 1979. – P. 3–25.
- [265]. *Kerrich R., Strong D.F., Andrews A.J., Owsiacski L.* The silver deposits at Cobalt and Gowganda, Ontario. III: Hydrothermal regimes and source reservoirs - evidence from H, O, C, and Sr isotopes and fluid inclusions [Text] / R. Kerrich, D.F. Strong, A.J. Andrews, L.Owsiacski // – Canadian Journal of Earth Sciences. 23: 1986. – P. 1519-1550.
- [266]. *Makovicky E., Karup-Møller S.* Chemistry and cristallografy of the lillianit homologous series [Text] / E. Makovicky, S. Karup-Møller // – N. Jb. Miner. Abh. 1977 Bd 131, H.1. – P.
- [267]. *Moore P.B., Smith J.V.* Wickmanite, $Mn^{+2}(Sn^{+4}(OH)_6)$, a new mineral from Langban [Text] / P.B. Moore, J.V. Smith // – Arkiv Mineral. Geol., 4 (16), 1967. – P. 395–399.
- [268]. *Moralev G.V., Shatagin K.N.* Rb-Sr study of Au-Ag Shkolnoe deposit (Kurama Mountains, North Tajikistan): age of mineralization and time scale of hydrothermal processes [Text] / G.V. Moralev, K.N. Shatagin // – Mineralum Deposita, v. 34, №4, 1993. – P. 405-413.
- [269]. *Ramdohr P.* The ore minerals and their intergrowths [Text] / P. Ramdohr // – v. 2, Toronto: Pergamon Press. 1980. 1205 p.
- [270]. *Van-Hook H.J.* The ternary system $Ag_2S-Bi_2S_3-PbS$ [Text] / H.J. Van-Hook // – Econ. Geol. v. 55. №4. 1960. – P. 235-242.
- [271]. *Wernick J.K.* Constitution of the AgS_2-PbS , $AgS_2-AgBiS_2-PbS$ systems [Text] / J.K. Wernick // – Amer. Miner., v. 45. №5-6. 1960. – P. 136-142.

Перечень публикации автора по теме диссертации

А. В рецензируемых журналах ВАК при Президенте Республики Таджикистан

- [1-А]. **Файзиев Ф.А.** Стадии минерализации на месторождении Мирхант (Центральный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев**// Док. АН РТ. Том 50, №9-10, –

Душанбе, 2007. – С. 769-775.

[2-А]. **Файзиев Ф.А.** Распределение серебра на олово-серебро-полиметаллического месторождения Мирхант / **Ф.А. Файзиев**// Док. АН РТ. Том 53, №9, – Душанбе, 2010. – С. 844-847.

[3-А]. **Файзиев Ф.А.** Зональности оруденения на серебро-полиметаллическом месторождении Мирхант (Центральный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев**// Док. АН РТ. Том 54, №12, – Душанбе, 2011. – С. 1000-1006.

[4-А]. **Файзиев Ф.А.** Структурно-геологические типы эндогенных серебряных и серебросодержащих месторождений Таджикистана / **Ф.А. Файзиев**// Док. АН РТ. Том 61, №11-12, – Душанбе, 2018. – С. 888-892.

[5-А]. **Файзиев Ф.А.** Геохимические поведения свинца, цинка и олова вокруг рудных тел месторождения Мирхант (Центральный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев**// Наука и инновация. №3. – Душанбе, 2018. – С. 81-84.

[6-А]. **Файзиев Ф.А.** Серебряная минерализация на месторождении Канджол (Северный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев**// Геол. и геоф. Юга России. Том 9, №2. – Владикавказ, 2019. – С.69-82.

[7-А]. **Файзиев Ф.А.** Структурный фактор контроля оруденения на некоторых серебросодержащих и серебряных месторождений Северного и Центрального Таджикистана / **Ф.А. Файзиев** // Наука и инновация. Серия геол. и техн. наук. №1, – Душанбе, 2020. – С. 56-60.

[8-А]. **Файзиев Ф.А.** Геотектонический и структурный факторы размещения серебряных и серебросодержащих месторождений Северного и Центрального Таджикистана / **Ф.А. Файзиев**// Док. АН РТ. Том 64, №9-10, – Душанбе, 2021. – С. 588-594.

[9-А]. **Файзиев Ф.А.** Литолого-петрографический фактор размещения серебряных и серебросодержащих месторождений Северного и Центрального Таджикистана / **Ф.А. Файзиев**// Изв. АН РТ. – №4 (189), - Душанбе, 2022. – С. 105-114.

[10-А]. **Файзиев Ф.А.** Зональность оруденения в серебряных и серебросодержащих месторождениях Северного и Центрального Таджикистана

- / **Ф.А. Файзиев**// Док. АН РТ. Том 65, №7-8, - Душанбе, 2022. – С. 539-545.
- [11-А]. **Файзиев Ф.А.** Ореолы рассеяния серебра вокруг рудных тел на месторождении Мирхант (Центральный Таджикистан) /А.Р. Файзиев, **Ф.А. Файзиев**// Док. АН РТ. Том 49. – №9, – Душанбе, 2006. – С. 844-847.
- [12-А]. **Файзиев Ф.А.** Геологическое строение месторождения Мирхант (Центральный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев**, В.Е. Минаев // Док. АН РТ. Том 49. - №9. – Душанбе, 2006. – С. 844-847.
- [13-А]. **Файзиев Ф.А.** Рудноформационные типы серебряных месторождений Таджикистана / А.Р. Файзиев, **Ф.А. Файзиев**// Изв. АН РТ. – №3 (160). – Душанбе, 2015. – С. 92-99.
- [14-А]. **Файзиев Ф.А.** Серебро-полиметаллический рудно-формационный тип оруденения в Таджикистане / А.Р. Файзиев, **Ф.А. Файзиев**// Вест. ТНУ. – №1/5 (188). – Душанбе, 2015. – С. 271-278.
- [15-А]. **Файзиев Ф.А.** Серебро-сурьмяный рудно-формационный тип оруденения в Таджикистане / А.Р. Файзиев, **Ф.А. Файзиев** // Док. АН РТ. Том 58. – №4. – Душанбе, 2015. – С. 413-417.
- [16-А]. **Файзиев Ф.А.** О серебряном оруденении Центрального Таджикистана /**Ф.А. Файзиев**, А.Р. Файзиев, К. Махмадкарим // Известия УГГУ. Вып. 4 (48). – Урал, 2017. – С. 18-22.
- [17-А]. **Файзиев Ф.А.** Матильдит из серебряных и серебросодержащих месторождений Таджикистана / **Ф.А. Файзиев**, С.Б. Ятимов, А.Р. Файзиев // Док. АН РТ. Том 61. - №9-10. – Душанбе, 2018. – С. 794-799.
- [18-А]. **Файзиев Ф.А.** О кадмийсодержащем сфалерите из месторождения Мушистон (Центральный Таджикистан) Таджикистане / **Ф.А. Файзиев**, А.Р. Файзиев, К. Махмадкарим// Док. АН РТ. Том 61. – №11-12. – Душанбе, 2018. – С. 605-609.
- [19-А]. **Файзиев Ф.А.** О сереброносности скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара (Северный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев**, А.Р. Файзиев, С.Б. Ятимов // Изв. АН РТ, – №1 (170). – Душанбе, 2018. – С. 97-105.

- [20-А]. **Файзиев Ф.А.** Серебро-золоторудный формационный тип оруденения в Таджикистане / **Ф.А. Файзиев**, А.Р. Файзиев // Геол. и геоф. юга России, – Том 9, №1. – Владикавказ, 2018. – С. 109-117.
- [21-А]. **Файзиев Ф.А.** Блёклые руды в серебряных и серебросодержащих месторождениях Таджикистана и их сереброносность / **Ф.А. Файзиев**, А.Р. Файзиев // Геол. и геоф. юга России. Том 9, №4. – Владикавказ, 2018. – С. 226-234.
- [22-А]. **Файзиев Ф.А.** Серебросодержащие минералы месторождений Такелийского рудного поля (Юго-Западный Карамазар) / **Ф.А. Файзиев**, С.Б. Ятимов, Н.К. Усмонов, А.И. Саидов, Х.Ё. Назаров, А.Р. Файзиев // Док. АН РТ, Том. 62, – №9-10. – Душанбе, 2019. – С. 581-587.
- [23-А]. **Файзиев Ф.А.** Серебряная минерализация Кансайского рудного поля (Северный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев**, С.Б. Ятимов, А.Р. Файзиев // Изв. АН РТ, – №4 (177). – Душанбе, 2019. – С. 117-125.
- [24-А]. **Файзиев Ф.А.** Об источнике рудообразующих флюидов (на примере некоторых рудных месторождений Таджикистана) / А.Р. Файзиев, **Ф.А. Файзиев**, М.Ё. Муродкулов // Док. АН РТ, Том 63, – №11-12. – Душанбе, 2020. – С. 747-755.
- [25-А]. **Файзиев Ф.А.** О генезисе полиметаллических месторождений Юго-Западного Карамазара (на примере Кансайской и Такелийской группы месторождений) / **Ф.А. Файзиев**, С.Б. Ятимов, А.Р. Файзиев // Док. НАНТ. Том. 64, – №3-4. – Душанбе, 2021. – С. 232-238.
- [26-А]. **Файзиев Ф.А.** Стадийность и физико-химические условия становления полиметаллических месторождений Юго-Западного Карамазара / А.Р. Файзиев, **Ф.А. Файзиев**, С.Б. Ятимов, Н.К. Усмонов // Учен. зап. Казан. унив. Том 164, - кн. 1, - Казань, 2022. – С. 166-180.

Б. Статьи, опубликованные в других научных журналах и материалах конференций

- [27-А]. **Файзиев Ф.А.** К минералогии серебряного месторождения Мирхант) /

Ф.А. Файзиев // Мат. VI-й науч. конф. молодых учёных ТГНУ. – Душанбе, 2004. – С. 24-26.

[28-А]. **Файзиев Ф.А.** Типы минерализации месторождения Мирхант (Центральный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев** // Мат. 15-й науч. конф. Института Коми НЦ УрО РАН. Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. 2006. – С. 170-172.

[29-А]. **Файзиев Ф.А.** Минералогическая характеристика касситерит-серебро-полиметаллического месторождения Мирхант / **Ф.А. Файзиев** // Тр. Института геологии АН РТ, вып. 5, 2006. – С. 164-174.

[30-А]. **Файзиев Ф.А.** Химический состав сереброносных минералов на месторождении Мирхант / **Ф.А. Файзиев** // Мат. науч. конф. молодых ученых Таджикистана, посвящённое ко дню национального примирения, 2007. – С. 36-39.

[31-А]. **Файзиев Ф.А.** К минералогии окисленных руд месторождения Мирхант (Центральный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев** // Мат. респ. науч. конф. посв. 70-летию члена-корр. АН РТ, проф. А.Р.Файзиева «Минералогия, генезис и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых». Душанбе, 2008. – С. 59-70.

[32-А]. **Файзиев Ф.А.** Геохимические особенности олово-серебро-полиметаллического месторождения Мирхант / **Ф.А. Файзиев** // Мат. 20-й науч. конф. Института Коми Научного центра Уральского отделения РАН, 2011. – С. 186-189.

[33-А]. **Файзиев Ф.А.** Типоморфные особенности блёклых руд на олово-серебро-полиметаллическом месторождении Мирхант (Центральный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев** // Мат. 17-й науч. конф. имени академика В.И.Усова, Томск. 2013. – С. 211-212.

[34-А]. **Файзиев Ф.А.** Тоҷикистон махзани сим (Таджикистан кладовая серебра) / **Ф.А. Файзиев** // Сб. мат. респ. научно-теор. конф. “ТНУ – центр подготовки квалифицированных специалистов”. 17-18 мая 2013. – С. 452-457.

- [35-А]. **Файзиев Ф.А.** Комплексное использование минерального сырья на месторождениях Большой Канимансур и Дункельдык (Таджикистан) /А.Р.Файзиев, **Ф.А. Файзиев** // Мат. межд. науч. конф. «Комплексное использование недр и минерального сырья», Зинджан, Иран, 2013. – С. 114-115.
- [36-А]. **Файзиев Ф.А.** Первые находки селенидов на месторождении Мирхант (Центральный Таджикистан) /**Ф.А. Файзиев** // Мат. науч. конф. «Современные проблемы естественных и социально-гуманитарных наук», посвященное 10-летию Научно-исследовательского института ТНУ, (28-29 ноября 2014 г.), Душанбе, 2014. – С. 43-45.
- [37-А]. **Файзиев Ф.А.** Стадийность и температурные условия образования золото-шеелитовой минерализации Тарорского рудного поля (Центральный Таджикистан)/Алидодов Б.А., **Ф.А. Файзиев**//Мат. XII межд. науч.-прак. конф. «Новые идеи в науках о Земле», Москва, 2015. –С. 238-239.
- [38-А]. **Файзиев Ф.А.** Формационные типы серебряных месторождений Таджикистана / **Ф.А. Файзиев** // Мат. респ. научно-теор. конф. проф.-преп. состава и сотрудников ТНУ, посвящ. 700-летию Мир Сайида Али Хамадони, году семьи и международному десятилетию действия «Вода для жизни» 2005-2015 годы ежегодной апрельской научной конференции ТНУ, 2015. – С. 101-105.
- [39-А]. **Файзиев Ф.А.** К истории изучения серебряных месторождений (на примере месторождений Центрального Таджикистана) /**Ф.А. Файзиев**// Там же, 2015. – С. 106-108.
- [40-А]. **Файзиев Ф.А.** Геолого-структурные и минералогические особенности серебро-оловянного рудопроявления Симич (Центральный Таджикистан) /**Ф.А. Файзиев** // Мат. межд. науч.-теор. конф. посвящ. десятилетию действия «Вода для жизни», 24–апреля 2015 г., г. Чкалов, ГМИТ, 2015. – С. 56-58.
- [41-А]. **Файзиев Ф.А.** Геолого-минералогические особенности месторождения Кони Нукра (Центральный Таджикистан) /**Ф.А. Файзиев** // Мат. респ. науч.-теор. конф. проф.-преп. состава и сотрудников ТНУ, посв. 25-летию государственной независимости РТ, 2016. – С. 181-182

- [42-А]. **Файзиев Ф.А.** Геолого-минералогические особенности Казнок-Мушистонского рудного поля / **Ф.А. Файзиев** // Мат. респ. науч.-теор. конф. проф.-преп. состава и сотрудников ТНУ, посв. 25-летию государственной независимости РТ, 2016. – С. 615-616.
- [43-А]. **Файзиев Ф.А.** К генезису серебро-оловянного месторождения Мирхант (Центральный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев** // Тр. 20-го международного симпозиума имени акад. М.А.Усова студентов и молодых учёных, посвященного 120-летию со дня основания Томского политехнического университета, 2016. – С. 269-271.
- [44-А]. **Файзиев Ф.А.** Серебро-оловянный рудно-формационный тип оруденения в Таджикистане / **Ф.А. Файзиев** // Тр. 20-го межд. симп. им. акад. М.А.Усова студентов и молодых учёных, посвящ. 120-летию со дня основания ТПУ, 2016. – С. 271-273.
- [45-А]. **Файзиев Ф.А.** О формационных типах серебряных месторождений Таджикистана / **Ф.А. Файзиев** // Мат. минер. семинара с международным участием «Современные проблемы теорет., эксперимент. и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2016)», Сыктывкар, Республика Коми, 2016. – С. 259-260.
- [46-А]. **Файзиев Ф.А.** О сереброносности скарново-полиметаллических месторождений Кансайского рудного поля (Северный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев** // Тр. 21-й межд. симп. им. акад. М.А.Усова студентов и молодых учёных, посвящ. 130-летию со дня рождения М.И.Кучина. ТПУ. 2017. – С. 188-189.
- [47-А]. **Файзиев Ф.А.** Типоморфные особенности станнина месторождения Мушистон (Центральный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев, М. Каюмарси** // Мат. респ. научно-теор. конф. профессорско-преподавательского состава ТНУ, посвящ. ко дню 20-летия Национального единства и году молодежи. 2017. – С.145-146.
- [48-А]. **Файзиев Ф.А.** Минеральные формы олова на месторождении Мирхант (Центральный Таджикистан) / **Ф.А. Файзиев** // Там же. 2017. – С.153-154.

- [49-А]. **Файзиев Ф.А.** Минеральные ассоциации на серебряных и сереброносных скарново-полиметаллических месторождениях Северного Таджикистана / **Ф.А. Файзиев** // Там же. 2017. – С.566-567.
- [50-А]. **Файзиев Ф.А.** Парагенетические минеральные ассоциации на месторождении Мирхант / **Ф.А. Файзиев** // Мат. респ. научно-теор. конф. проф.-преп. состава ТНУ, посвященное международному десятилетию действия “Вода для устойчивого развития”, 2018-2028 гг., году развития туризма и народного ремесла, 140-летию героя Таджикистана Садриддина Айни и 70-летию ТНУ, 2018. – С.155-157.
- [51-А]. **Файзиев Ф.А.** Галенит из серебряных и серебросодержащих месторождений Таджикистана / **Ф.А. Файзиев** // – Мат. науч. конф. посвящ. 80-летию академика ЕАЕН, член-корр. АН РТ, д. г.-м. н., проф. А.Р.Файзиева. 2018. – С. 76-86.
- [52-А]. **Файзиев Ф.А.** Сфалерит из серебряных и серебросодержащих месторождений Таджикистана / **Ф.А. Файзиев** // – Там же. – С. 87-96.
- [53-А]. **Файзиев Ф.А.** Пирит из некоторых серебряных и серебросодержащих месторождений Таджикистана / **Ф.А. Файзиев** // – Мат. межд. конф. посвящ. 70-летию доктора геол.-мин., наук, проф. М.Таджибекова. 2019. – С.154-159.
- [54-А]. **Файзиев Ф.А.** Об источнике рудообразующих флюидов некоторых месторождений Таджикистана / **Ф.А. Файзиев, А.Р. Файзиев** // – Мат. респ. науч.-теор. конф. проф.-преп. состава ТНУ, 2019. – С. 155-157.
- [55-А]. **Файзиев Ф.А.** Гидротермальный доломит – важный типоморфный минерал серебряных и серебросодержащих месторождений Таджикистана / **Ф.А. Файзиев, А.Р. Файзиев** // Мат. межд. конф. «Юшкинские чтения - 2020». Сыктывкар, Россия. – С. 66-68.
- [56-А]. **Файзиев Ф.А.** Блѣкые руды из Кансайского рудного поля (Северный Таджикистан) / С.Б. Ятимов, **Ф.А. Файзиев** // Мат. респ. науч.-прак. конф. на тему: «Проблемы генезиса эндогенных месторождений полезных ископаемых» (16 февраля 2021 г.). Душанбе. – С. 53-46.

- [57-А]. **Файзиев Ф.А.** Об источнике рудообразующих флюидов в некоторых месторождениях Таджикистана (на примере месторождений флюорита и бора) / А.Р.Файзиев, **Ф.А. Файзиев** // Межд. науч.-прак. конф. «Геология Средней Азии: состояние изученности и перспективы развития», том II. – Навои, Узбекистан, 2021. – С. 271-275.
- [58-А]. **Файзиев Ф.А.** Собственно серебряные минералы в серебряных и серебросодержащих месторождениях Северного и Центрального Таджикистана / **Ф.А. Файзиев**, А.Р.Файзиев // Мат. конф. с межд. участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии» (Юшкинские чтения - 2022, Россия), 18-20 мая 2022 г. – С. 160-161.
- [59-А]. **Файзиев Ф.А.** Генезис месторождений Алтынтопканского рудного узла (Северный Таджикистан) / А.Р.Файзиев, **Ф.А. Файзиев** // Мат. респ. научно-прак. конф. посвященной 85-летию создания Института геологии и геофизики и 110-летию со дня рождения ак. Х.М.Абдуллаева (17-18.11.2022). – Ташкент: ООО IMPRESS MEDIA, 2022. – С. 311-316.
- [60-А]. **Файзиев Ф.А.** Геология, минералогия и особенности генезиса скарново-полиметаллических месторождений Алтынтопканского рудного узла/ А.Р. Файзиев, А.Б.Дзайнуков, **Ф.А. Файзиев** // Душанбе: Дониш, 2023, 486 с.
- [61-А]. **Файзиев Ф.А.** К истории изучения серебряных и серебросодержащих месторождений Северного Таджикистана/ **Ф.А. Файзиев**, А.Р. Файзиев, С.Б. Ятимов // Труды ИГССС НАНТ. Выпуск 7. – Душанбе, 2023. – С. 108-125.