

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН  
КАЗАХСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ  
имени К.И. САТПАЕВА

УДК:549 (574) (043)

На правах рукописи

**ОМАРОВА ГУЛЬНАРА МАГАУВЬЯНОВНА**

**Исследование минералогических критериев месторождений золото-метасоматического типа (на примере месторождения Коккия)**

6D070600 – Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени  
доктора философии (PhD)

Научные консультанты:  
Доктор геол.-мин. наук,  
профессор –  
Байбатша Адильхан Бекдильдаевич

Доктор геологических наук,  
профессор Адам Мицкевич  
Университета, г. Познань, Польша  
Анджей Мушински

Республика Казахстан  
Алматы, 2018

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
1. Особенности геологии и перспективы Кыргызско-Терской минералогической зоны	9
1.1 Краткие сведения о геологии района месторождения Коккия	9
1.2 Магматизм	12
1.2.1 Караарчинский интрузивный комплекс	13
1.2.2 Алмалинский интрузивный комплекс	14
1.2.3 Актасский интрузивный комплекс	14
1.2.4 Среднедевонский интрузивный комплекс	15
1.2.5 Позднедевонский субвулканический комплекс	15
1.2.6 Меркенский позднедевонский интрузивный комплекс	15
1.2.7 Девонский вулканоплутонический пояс	20
1.3 Тектоника	20
1.3.1 Разрывные нарушения	22
1.4 Полезные ископаемые	27
2. Плом-тектоническая природа геодинамики и магматических комплексов рудного района	32
3. Зональность и минеральный состав рудоконтролирующих метасоматитов	42
3.1 Метасоматическая зональность месторождений, как метод их прогнозной оценки	42
3.2 Пространственные и временные соотношения метасоматитов, руд и магматических образований	49
3.3 Минеральный состав вторичных кварцитов	57
4. Минералогия руд месторождения Коккия	66
4.1 Минеральный состав руд и типоморфные особенности пирита – основного рудного концентратора золота	66
4.2 Изменчивость пробности золота как индикатор условий процесса рудообразования	83
Заключение	96
Обозначения и сокращения	99
Список использованных источников	100
Приложения	107

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность проблемы.** Диссертация посвящена актуальной теме – изучению закономерностей распределения рудных компонентов в месторождениях Коккиинского рудного узла, расположенного на северных склонах Кыргызского хребта и являющегося перспективным на обнаружение золотосодержащих руд со значительными запасами. Для получения наиболее полной информации о локализации оруденения и его масштабы необходимо выяснить условия его образования, а также получить минералогическую информацию о рудах и слагающих их минералах.

Ранее изучение руд ограничивалось определением рудообразующих минералов, их морфоструктурных особенностей и формы нахождения золота. В пределах рудного района были проведены исследования по изучению минералого-петрографических особенностей рудных тел с целью установления зонального распределения слагающих их минералов, а также последовательности минералообразования руд и выделения продуктивных ассоциаций на обнаружение золота. Выполнен анализ геологического строения и геодинамики одного из перспективных на полезные ископаемые районов Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы – Кыргызско-Терской минерагенической зоны.

Однако без достоверного знания распределения рудных компонентов в различных типах минерализации невозможны ни научные прогнозы рудного потенциала объектов, ни, тем более, разработка технологических схем их извлечения и обогащения. Поэтому исследование месторождения «золото-метасоматического типа» Коккия было направлено на познание ключевых генетических вопросов проблемы рудообразования. В представлениях о составе и условиях локализации золото-метасоматических месторождений, определяющих их поисковые признаки, остаются спорные вопросы, разрешение которых иногда становится возможным при изучении нового, ранее не изученного объекта с привлечением комплекса современных методов исследования. Такого рода месторождения (золото-сульфидно-кварцевая формация) широко развиты в Кыргызском хребте. В этой связи, выбранное в качестве реперного для исследования золоторудное месторождение Коккия в Каракыстакском рудном районе Кыргызского хребта не случайно. Для последнего характерна приуроченность золотой минерализации к зонам развития метасоматитов разного состава.

Актуальность данных исследований неимоверно возросла в связи с тем, что на сегодняшний день практически все месторождения кварцево-жильного типа с большими содержаниями золота почти отработаны, пришло время обратить внимание на крупнообъемные месторождения с малыми содержаниями золота, каковым является месторождение Коккия.

**Цель диссертационной работы** – исследование вещественного состава руд и выявление особенностей формирования золоторудной минерализации месторождения Коккия, с тем, чтобы получить дополнительные знания по генезису золоторудного месторождения «метасоматического типа» и по характеру распределения золота и других компонентов в рудах. Важно также выявление метасоматической зональности на месторождении, что способствует выработке минералогических критериев с выделением золотопродуктивных метасоматитов в пределах месторождения, которые являются основными концентраторами золотого оруденения.

**В связи с этим решались следующие основные задачи:**

1) изучение геологического строения вмещающих пород и руд месторождения;

2) исследование породного и минерального состава рудных тел, выявление главных минералов-концентраторов золота и закономерностей распределения золота в минерализованных метасоматитах, форм их нахождения с применением современных электронно-микроскопических методов;

3) выработка минералогических критериев оруденения с выделением золотопродуктивных метасоматитов, являющихся резервуарами золотого оруденения;

4) изучение химического состава рудных и нерудных минералов, характера распределения микропримесей в золоте разных морфологических типов;

5) изучение условий образования метасоматических минеральных ассоциаций и особенностей их распределения на месторождении и в пределах отдельных рудных тел;

6) определение типоморфных признаков и свойств минералов, минеральных ассоциаций и направленности их изменения в процессе метасоматического минералообразования, определение метасоматической зональности и изменчивости пробности золота с глубиной;

7) разработка на основании изучения состава золото-теллуридной минеральной ассоциации дополнительных минералогических критериев формирования руд.

**Защищаемые положения:**

1. В перспективном на полезные ископаемые районе Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы развиты разные по возрасту и составу интрузии и их эффузивные аналоги, которые являются источниками оруденения, локализованного в геосутурной зоне. По своей природе магматические образования являются дериватами мантийного плюма, внедренного в литосферу в начале каледонской тектоно-магматической активизации континента Казахстана. Формирование своеобразной геотектоники Кыргызско-Терской

минерагенической зоны и прилегающих территорий связано с суперплюмом, действовавшим в течение палеозоя.

2. В вертикальной метасоматической колонне рудного поля месторождения Коккия интерес представляют в разной степени пиритизированные кварц-серицитовые метасоматиты, вмещающие золотое оруденение. Среди них микроскопически выделены серицит-пиритовые породы (серицитолиты) с повышенными концентрациями золота, которые могут служить поисковым критерием.

3. Находки теллуридов золота, серебра и висмутовых минералов являются надежными индикаторами перспективности золотого оруденения на глубину. Пентагондодекаэдрический пирит, наряду с кварцем и серицитом, является главным минералом-концентратором золота. Изменчивость пробности золота связана с глубиной оруденения, а также процессами минералообразования от ранних ассоциаций к поздним. Исходя из увеличения содержания и пробности золота с глубиной, можно прогнозировать уровень денудационного среза рудных тел месторождения с рядовым содержанием золота, что играет определенную роль в выяснении степени перспективности сходных месторождений.

**Научная новизна** полученных результатов: 1) в пределах месторождения Коккия охарактеризованы золотоносные типы метасоматитов, в них установлена минералогическая зональность; 2) выполнено детальное минералого-петрографическое описание метасоматитов с применением микроскопических и микрозондовых исследований; 3) изучены типоморфные особенности минералов рудного комплекса и распространение золота по латерали и на глубину месторождения; 4) выделены минеральные ассоциации, благоприятные для отложения золота, установлена последовательность образования минералов, обосновано отнесение выявленных руд к золото-метасоматическому геолого-промышленному типу.

**Практическая значимость** работы состоит в возможности использования полученных научных результатов и основанных на них минералогических критериев для более эффективного обоснования региональных и локальных прогнозов золотодобывающей отрасли региона и конкретного предприятия. Знания по распределению полезных компонентов будут способствовать совершенствованию минерагенических и технологических исследований.

Практически значимыми являются составные части диссертационной работы, касающиеся: 1) минералого-петрографической характеристики пород вмещающей толщи месторождения по латерали и вертикали; 2) морфологического, оптического и химического типоморфизма минералов,

слагающих рудные тела, начиная с их характеристики в горных выработках, кончая исследованиями под микроскопом с применением микронзондовых исследований; 3) минералого-петрографической характеристики рудных метасоматитов, их минералогической зональности, что может быть использовано при определении эрозионного среза месторождения; 4) определение изменчивости содержания и пробыности золота на глубину.

### **Апробация работы**

Основное содержание работы изложено в 12-ти опубликованных в соавторстве и единолично статьях. Одна статья опубликована в Известиях НАН РК, индексируемой в базе Scopus. Три статьи в научных журналах Комитета КСОН МОН РК.

Основные результаты исследований апробированы в качестве докладов на международных и республиканских научно-практических конференциях: На «16<sup>th</sup> International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2016» (Albena, Bulgaria, 30 июня - 6 июля 2016 г.), на «17<sup>th</sup> International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2017» (Albena, Bulgaria, 27 июня - 6 июля 2017 г.), входящих в базу данных Scopus; на «II International conference on Applied Mineralogy & Advanced materials & XIII International conference on Applied Mineralogy». (Italy, 2017); на Международной научно-практической конференции, посвященной 50-летию кафедры ТиТБС (9-13 ноября 2016 г.) и на ежегодных Сатпаевских чтениях, прошедших в КазНИТУ имени К.И. Сатпаева.

### **Фактическая основа и личный вклад автора**

На месторождении Коккия золото изучалось в образцах, отобранных лично автором из керна скважин (220 образцов) и стенок карьера (43 образца). Описаны 113 шлифов и 105 аншлифов.

Большой опыт и бесценные научно-исследовательские навыки получены в межкафедральной учебно-исследовательской «Инновационной геолого-минералогической лаборатории» университета, в которых проведены работы начиная с подготовки проб к исследованиям и завершая микроминералогическими аналитическими исследованиями.

В течение последних лет диссертант проработала исполнителем финансируемой научно-технической программы: «Научное обеспечение геологического изучения недр и геолого-оценочных работ для восполнения ресурсов минерального сырья» (2015-2017гг.) и ныне продолжает работать в качестве исполнителя на должности младшего научного сотрудника по теме программно-целевого финансирования BR05233713 «Комплексное геологическое изучение недр для развития ресурсной базы и разработки новых источников рудного сырья Казахстана» (2018-2020гг.). Диссертант является также исполнителем хозяйственного с ТОО «KAZ Minerals Aktogay» проекта по

теме: «Влияние приразломной тектоники в пределах месторождения Актогай на изменение минерального состава медно-порфирового оруденения».

Материалы исследований вошли в производственный отчет по подсчету запасов месторождения (Лопарев и др. Отчет ГКЗ, 2017).

В работе кроме собственных материалов диссертанта использованы также результаты исследований научного руководителя А.Б. Байбатши. Были использованы также опубликованные и фондовые материалы ряда предыдущих исследователей – Санникова А.Г., Рафаиловича М.С., Жаутикова Т.М., Плотинской О.Ю., Сазонова В.Н., Коротеева В.А. и др., а также группы зарубежных авторов, перечень которых и ссылки на которые приведены в списке использованных источников.

### **Методика исследований**

Аналитические исследования проводились в научно-исследовательских лабораториях Казахстана, России, Польши и Канады. Золото месторождения Коккия было определено в метасоматитах в результате микроскопического исследования шлифов. Содержания золота определялись методом атомной адсорбции непосредственно на месторождении в лаборатории ТОО «Golden Compass Zhambul». С помощью рентгеноспектрального микроанализа на электронном микроанализаторе Superprobe 733 JEOL Япония (исполнители В.Л.Левин и П.Е. Котельников) была определена пробность золота. Изучение внутренней структуры минеральных агрегатов и элементного состава осуществлено в научной лаборатории Адам Мицкевич Университета сканирующим электронным микроскопом (СЭМ) и энергодисперсионным рентгеновским спектрометром (EDS) с микроанализатором. В Варшавском институте геологических наук на Электронно-зондовом Micro Анализаторе CAMECA SX 100 были проведены дальнейшие исследования шлифов и шлифов и выполнен высокоточный качественный и количественный химический микроанализ. Также методами растровой электронной микроскопии и рентгенофлуоресцентного микроанализа на оборудовании «Центра исследований минерального сырья и состояния окружающей среды» Южного Федерального Университета выполнен полуколичественный анализ и определена пробность золота. Спектральный анализ на 24 элемента (30 образцов) выполнен в лаборатории Help Geo. Химический анализ выполнен (20 образцов) в Канаде, в лаборатории «AcmaLab».

Автором дважды, в 2016 и в 2017 годах, была пройдена зарубежная научная стажировка в институте геологических и географических наук Адам Мицкевич Университета в Познани (Польша), что способствовало выполнению аналитических исследований на современном аналитическом оборудовании.

**Структура и объем диссертации.** Диссертация состоит из введения, 4-х разделов, заключения и списка использованных источников насчитывающих 98 наименований, изложенных на 123 страницах. В работе имеются 5 таблиц, 80 рисунков.

Первая глава посвящена геологическому строению района месторождения Коккия, в ней дана общая характеристика глубинного строения региона, рассмотрены дизъюнктивные, инъективные дислокации и структурно-формационные комплексы, особенности магматизма и полезных ископаемых, слагающих изученный район.

Вторая глава посвящена анализу тектонического строения, особенностей состава и взаимоотношения магматических образований Кыргызско-Терской минерагенической зоны.

Третья глава посвящена определению главных факторов формирования вертикальной метасоматической зональности и изучению минерального состава рудоконтролирующих метасоматитов.

Четвертая глава содержит описание вещественного состава руд месторождения Коккия и результаты изучения изменчивости содержания и пробности рядовых руд золота с глубиной оруденения, а также процессами минералообразования от ранних ассоциаций к поздним.

# 1. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ КЫРГЫЗСКО-ТЕРСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

## 1.1 Краткие сведения о геологии района месторождения Коккия

В региональном плане район месторождения Коккия принадлежит Кыргызско-Терской структурно-формационной зоне, сложенной разновозрастными отложениями различной формационной принадлежности и различного состава. По металлогеническому районированию район месторождения входит в состав Кыргызско-Терской минерагенической зоны (МЗ). Она расположена в пределах Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы.

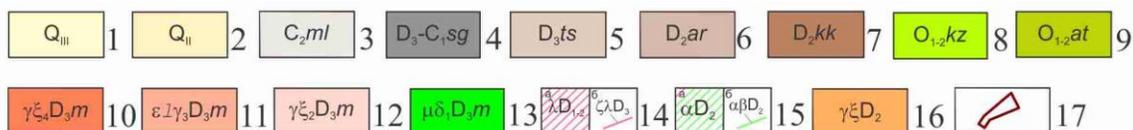
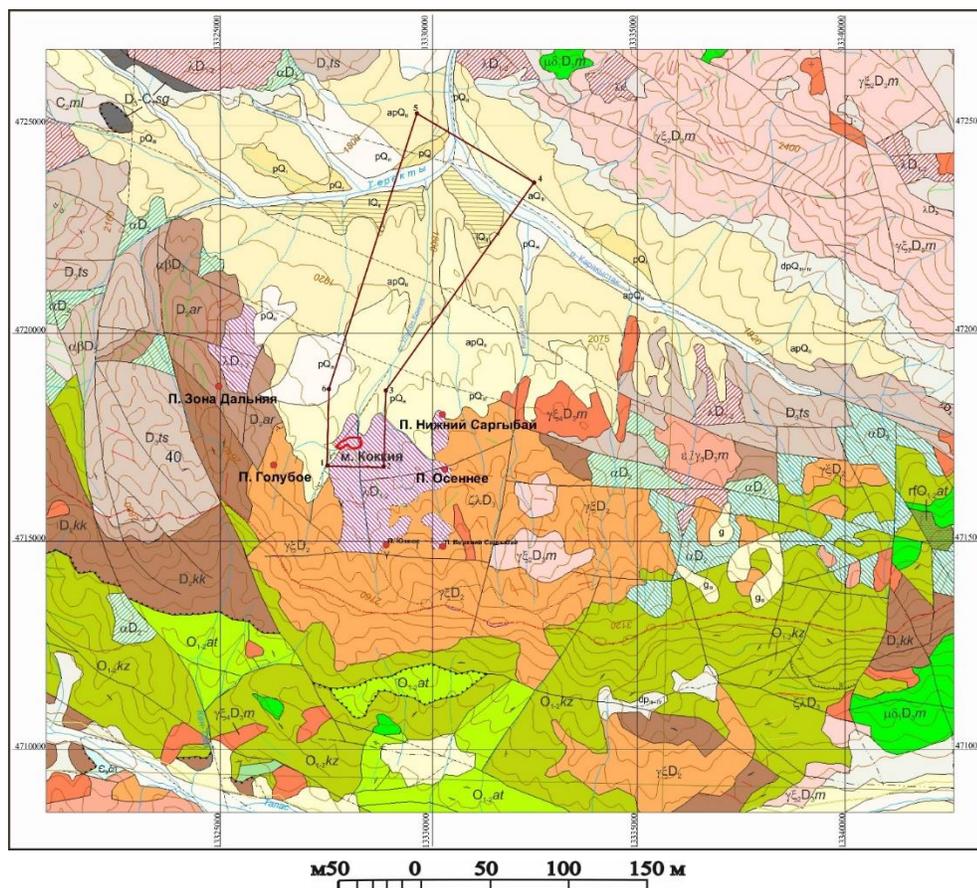


Рисунок 1.1 – Геолого - структурная позиция золоторудного месторождения Коккия

1) Неоплейстоцен верхний: аллювиальные (a), аллювиально-проллювиальные (ap) отложения; 2) неоплейстоцен средний: аллювиальные (a), аллювиально-проллювиальные (ap), проллювиальные (p) отложения; 3) карбон средний, молалинская свита – красноцветные

гравелиты, песчаники; 4) девон верхний- нижний карбон, сугактинская свита – красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты; 5) девон средний, талдысуская свита – лавы, туфы, игнимбриты риолитового состава; 6) девон средний, аральская свита – базальты, андезибазальты, туфы, горизонты туфопесчаников и туфоконгломератов; 7) девон средний, каракольская свита – конгломераты, песчаники, прослойки алевролитов и туфопесчаников; 8) ордовик нижний-средний, кызылкайнарская свита – переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 9) ордовик нижний-средний, актасская карбонатная постройка – мраморизованные известняки и мраморы.

Верхнедевонский интрузивный комплекс: 10) IV фаза – мелкозернистые граносиениты, лейкограниты; 11) III фаза – крупнозернистые субщелочные лейкократовые граниты; 12) II фаза – средне-крупнозернистые граносиениты, граниты; 13) I фаза – мелкие и среднезернистые кварцевые диориты, гранодиориты, кварцевые монцодиориты.

Субвулканические комплексы: 14) талдысуский: а – некки и штокообразные тела риолитов, трахидацитов; б – дайкообразные тела риолитов, риодацитов, трахидацитов; 15) аральский: а – штокообразные тела андезитов; б – силлы и силлообразные тела андезитов, базальтов и андезибазальтов.

16) Среднедевонский интрузивный комплекс – граносиениты, кварцевые монцодиориты, монцодиориты, сиениты.

17) Контур геологического отвода.

Месторождение Коккия расположено на северных склонах Киргизского хребта, в южной части бассейна р. Улькен Коккия (левый приток р. Каракыстак) (рисунок 1.1). Выявлено в результате работ Жетысуской ГРЭ ПГО «Южказгеология» в 1979 году [1].

Геологическая позиция месторождения определяется приуроченностью его к кровле массива гранодиоритов верхнедевонского интрузивного комплекса. Стратифицированные образования представлены терригенными и вулканогенными образованиями аксайской свиты ( $D_{1-2ak}$ ), обнаженными на западном фланге участка и кислыми кристалловитрокластическими туфами и конгломератами талдысуской свиты ( $D_{3ts}$ ), которые слагают центральную большую часть участка. Элементы залегания их определяются в редких случаях, из-за отсутствия или слабого проявления признаков слоистости.

Первые научные сведения о строении региона, в который входит территория изученного района, появились после посещения этой горной страны Н.С. Семеновым-Тянь-Шанским в 1856-57 гг. В результате исследований Н.С. Семенова-Тянь-Шанского (1856-57 гг.), И.А. Северцова (1864-68 гг.), И.В. Мушкетова и Г.В. Романовского (1874-81 гг.) была составлена первая геологическая карта Северного Тянь-Шаня масштаба 30 верст в дюйме, изданная в 1884 г.

В 1921-1932 гг. геологические исследования региона проводил В.А. Николаев, составивший геологическую карту масштаба 1:42000 и предложивший стратиграфическую схему Северного Тянь-Шаня.

Планомерные геологосъемочные работы описываемой территории в масштабе 1:100 000 начались в 1953 г. Таласской группой партий ВАГТ.

Западная часть территории (К-42-ХІІ) бала закартирована в 1953-56 гг. (Н.А. Преображенский, В.Я. Медведев, В.Ф. Козицкий, С.О. Хонджариан). На основании проведенных работ в 1958 г. коллективом под руководством А.В. Григорьева составлена государственная геологическая карта СССР листа К-42-ХІІ и объяснительная записка к ней, изданная в 1964 г. [2].

В пределах обследованного района авторами выделены каиндинская свита нижнего протерозоя, верхнепротерозойские – кенкольская и караарчинская свиты. Палеозойские отложения представлены алмалинской и карасайской свитами среднего ордовика и баркольской свитой верхнего ордовика. Кайнозойские образования представлены тремя самостоятельными отделами (нижним, средним и верхним) и нерасчлененным верхнечетвертичным – современным.

Восточнее, на территории листа К-43-ХІІІ, северо-восточная часть которого (К-43-50) входит в пределы описываемого района геолого-съёмочные работы масштаба 1:100 000 проведены сотрудниками ВАГТ (Б.М. Кордун, Н.В. Житкова, Я. Медведев и др.) в 1953-56 гг.

В пределах описываемого района авторами выделены отложения нижнего-среднего ордовика (кепташская свита), верхнего ордовика (баркольская и арамсинская свиты), нижнего и среднего карбона – сарыбулакская свита ( $C_1V_3^3$ -п), каракыстакская свита, отнесенная к башкирскому ярусу.

Развитые в бассейнах рек Каракыстак-Теректы рыхлые обломочные осадки отнесены к ичкелетауской свите ( $N_2i\check{c}$ ).

Все выявленные в пределах площади интрузивные образования отнесены к верхнеордовикскому-силурийскому комплексу ( $O_3-S?$ ). Юго-восточная часть описываемой территории (К-43-51, междуречье рек Аспара-Мерке, верховье Каракыстак), изучалась геологами ВАГТа в 1955-1956 гг. (Л.П. Жданова, В.В. Шолохов и др.) [3].

Ордовикский комплекс. Его формирование, по представлению авторов, является сильно растянутым. Возраст пород первой фазы ( $\delta O_{2-3}$ ) – средний-поздний ордовик, гранодиоритов, порфиридных гранитов второй фазы ( $\gamma O_3$ ) – поздний ордовик. Лейкократовые граниты отнесены к третьей фазе ( $\gamma O_3$ ).

Верхнеордовикский-силурийский (?) комплекс состоит, по мнению авторов, из трех фаз: габбро-диоритов ( $\nu\delta O_3-S?$ ), сиенодиоритов ( $\gamma\delta O_3-S?$ ) и субщелочных гранитов ( $\gamma\rho O_3-S?$ ), аляскитов, шонкинитов ( $\gamma\alpha O_3-S?$ ,  $\varepsilon O_3-S?$ ).

Изучение северных склонов хребта в пределах листа К-43-VII проводил коллектив Таласской группы партий ВАГТа (В.Я. Медведев, Л.П. Жданова и др.) в 1953-1954 гг. [4].

В 1977-1988 гг. геологическую съёмку (К-43-50-Б-а, б; 51-А, Б, Г-а, б) и геологическое доизучение масштаба 1:50 000 северных склонов Киргизского хребта проводила Меркенская партия ПСЭ Южказгеолуправления (В.П. Эчкенко, Ю.В. Баженов, Б.Н. Карнаузов, А.П. Шалагин и др.) [5]. В

соответствии с представлениями авторов нижний протерозой был расчленен на ряд свит: макбельскую, тюекарынскую, каиндинскую, каскаройскую, котурбулакскую; верхний протерозой – чумчуксайскую, оввскую, когаршикскую, ушкошойскую. Нижнепротерозойский возраст макбельской и котурбулакской свит подтвержден результатами определения абсолютного возраста [6].

Был установлен непрерывный характер разреза нижнепалеозойских отложений в западной части хребта (караарчинская свита  $\text{Є}_3\text{-O}_1$  – кзылсайская свита  $\text{O}_{1-2}$  – алмалинская свита  $\text{O}_3$  – тасбексайская свита  $\text{O}_3$  – ботамойнакская свита  $\text{O}_3$ , возраст которых ( $\text{Є}_3\text{-O}_1$ ,  $\text{O}_{1-2}$ ,  $\text{O}_3$ ) подтвержден комплексом органических остатков.

Выявленные в процессе работ отложения девона расчленены на ряд свит: аксайскую ( $\text{D}_{1-2ak}$ ), талдысускую ( $\text{D}_{3ts}$ ). Проведено детальное расчленение каменноугольных отложений, в составе которых выделены: сугактинская свита ( $\text{C}_{1sg}$ ); каракыстакская свита ( $\text{C}_{1kk}$ ); молалинская свита ( $\text{C}_{2ml}$ ); курганташская свита ( $\text{C}_{2-3kt}$ ). По результатам изучения комплексов микрофауны из объема каракыстакской свиты выделены отложения ранневизейского, средневизейского, поздневизейского подъярусов и серпуховского яруса.

В составе кайнозойских отложений выделены осадки палеогена, неогена и четвертичной системы различного генезиса. Современные четвертичные отложения выполняют русла ручьев и перекрывают склоны возвышенностей. Верхнечетвертичные пролювиальные отложения имеют мощность около 40 м и закрывают всю северную часть фланга месторождения.

В 2003-2007гг ТОО «Геолог А» (Е.П. Мамонов) проводило геологическое доизучение масштаба 1: 200000.

В 2011-2013 гг. на месторождении Коккия ТОО «Golden Compass Jambyl» проведены разведочные работы. В 2013г были разработаны параметры промышленных кондиций на золотосодержащие руды, пригодные к открытой разработке.

## 1.2 Магматизм

Интрузивные породы палеозоя, приуроченные к геосутурным зонам, слагают значительную часть рассматриваемой территории и образуют следующие комплексы: 1) позднекембрийский-раннеордовикский (*караарчинский*); 2) среднеордовикский (*алмалинский*); 3) позднеордовикский-силурийский (*актасский*); 4) среднедевонский; 5) позднедевонский субвулканический; 6) позднедевонский (*меркенский*). Краткая характеристика выделенных комплексов приводится по данным ГДП-200 [7].

На основе проведенного геологического доизучения, с привлечением геодинамического анализа (ТОО «Геолог – А»), составлена тектоно -

магматическая схема масштаба 1:500 000. На ней цветом и индексами выделены соответствующие группы формаций, объединенные в СВК, отвечающие определенным геологическим и геодинамическим обстановкам (рисунок 1.2).

**1.2.1 Караарчинский интрузивный комплекс (Є-O<sub>1k</sub>).** Образования комплекса встречаются в виде самостоятельных интрузивных тел среди вмещающих пород и в виде останцов в плутонах актасского комплекса. В первом случае они слагают самостоятельный массив в бассейне реки Караарча, в остальных – группу останцов на правом берегу реки Шарлысу и в междуречье рек Шарлысу-Туюктор.

В строении массива участвуют серые мелкозернистые и среднезернистые габбро, темно-серые и черные мелкозернистые диабазы, черные крупнозернистые и среднезернистые пироксениты и перидотиты.

Формация является аллохтонной, исходный материал которой сформировался на большой глубине. Характеризуемая формация – начальный ритм магматического мегаритма (инициальный магматизм) раннепалеозойского этапа тектономагматической активизации.

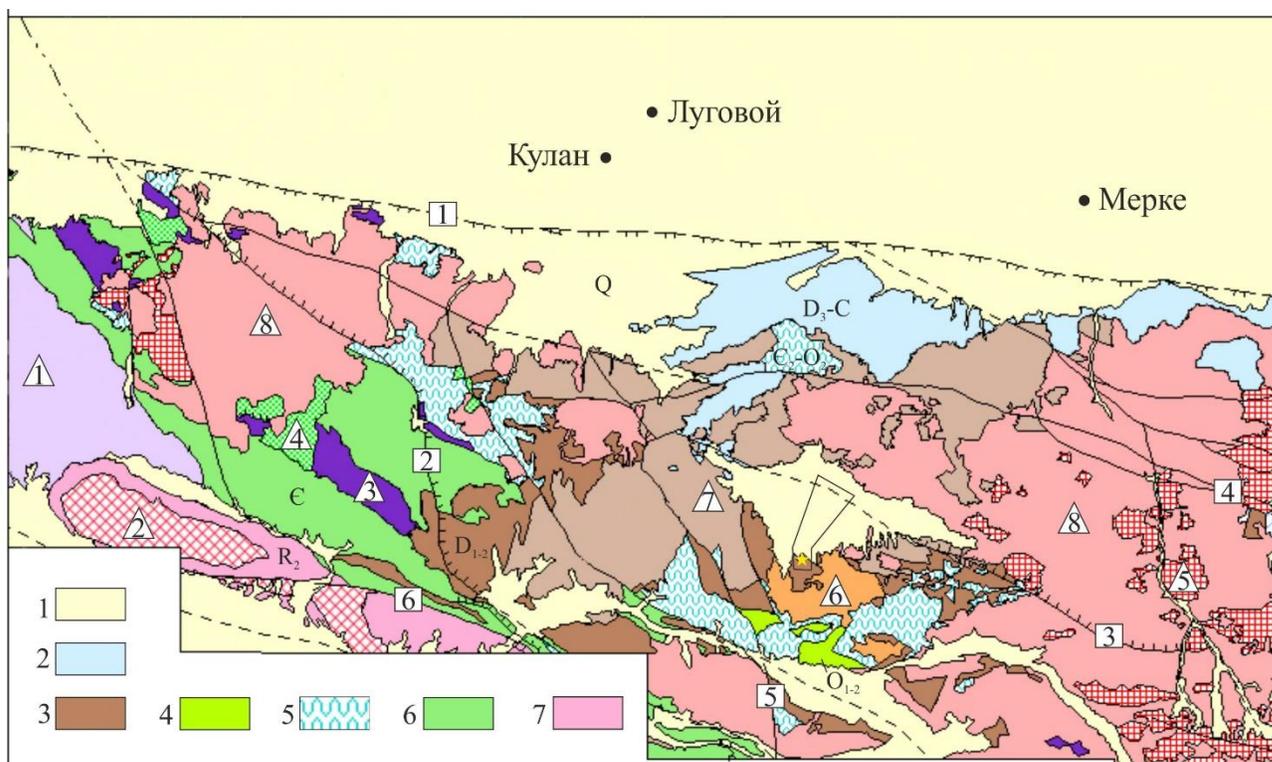


Рисунок 1.2 – Тектоно - магматическая схема западной части Кыргызского хребта масштаба 1:500 000 с использованием материала геофизических исследований (Гутермахер М.М. и др., 2006 с дополнениями автора)

**Структурно-вещественные комплексы:** 1. Кайнозойский эпи платформенный. Валунно-галечная и песчано-глинистая формация; 2. Позднедевонско-карбонный квазиплатформенный; 3. Ранне-среднедевонский внутренней зоны вулканоплутонического

пояса. Конгломерат-песчано-глинисто-карбонатная формация; 4. Ранне-среднеордовикский островодужный. Смешанная базальт-андезитовая и туфоконгломерат-туффиит-карбонатная формация; 5. Среднекембрийско-среднеордовикский. Смешанные базальтоидно-кремнисто-глинистая, кремнисто-глинисто-песчаная, карбонатно-рифовая формации; 6. Кембрийский шельфа континентальной окраины. Известково-углисто-глинистая формация и формация кварцевых песчаников и гравелитов; 7. Среднерифейский эпикарельский платформенного чехла. Сланцево-карбонатная формация.

**Δ - Интрузивные образования:** 1. Ачикташский интрузивный комплекс (PR<sub>1</sub>(?)a); 2. Канджайляуский интрузивный комплекс (R<sub>3</sub>k); 3. Караарчинский интрузивный комплекс (Є-O<sub>1</sub>k); 4. Алмалинский интрузивный комплекс (O<sub>2</sub>al); 5. Акташский интрузивный комплекс (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>at); 6. Среднедевонский интрузивный комплекс (D<sub>2</sub>); 7. Позднедевонский субвулканический комплекс (D<sub>3</sub>); 8. Меркенский интрузивный комплекс (D<sub>3</sub>).

**□- Главные разломы:** 1 Северо-Кыргызский; 2. Когаршинский; 3. Каракыстакский; 4. Ашумайлинский; 5. Шунгурский; 6. Каражилгинский

**1.2.2 Алмалинский интрузивный комплекс (O<sub>2</sub>al).** Интрузивные тела комплекса встречаются как в виде самостоятельных тел среди стратифицированных образований, так и в виде крупных останцов в полихронных плутонах. В первом случае тела комплекса отмечены в долине реки Аспара, восточнее перевала Кокдонен и Кункыр и восточнее Макбелского выступа, во втором – в виде «островов» среди гранитоидов Ушбулакского плутона.

Комплекс сложный по своему составу. В его строении участвуют породы основного, среднего и кислого состава: габбро, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, дайки основного и кислого состава. Комплекс многофазный. В его составе выделяются: *первая интрузивная фаза* – серые и темно-серые крупно-среднезернистые диориты и кварцевые диориты ( $\delta_1 O_2 a$ ); *вторая интрузивная фаза* – серые крупно-, среднезернистые плагиограниты ( $\gamma_2 O_2 a$ ).

**1.2.3 Акташский интрузивный комплекс (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>at).** Породы комплекса участвуют в строении двух самых крупных полихронных плутонов описываемой территории - Бузылганкольского и Кенкольского, слагая участки плутонов размерами от первых до 30-35 км<sup>2</sup>. Участвующие в строении Бузылганкольского плутона породы комплекса в районе перевала Акташ, горы Аулие и в долине реки Аспара имеют активный контакт с терригенными отложениями раннего и среднего ордовика. Хорошо окатанная галька пород комплекса отмечается в конгломератах среднего и позднего девона. На многочисленных участках породы комплекса контактируют с более молодыми гранитоидами меркенского комплекса.

Комплекс многофазный, сформировавшийся в результате внедрения различного по составу магматического расплава. В нем выделяются: *первая интрузивная фаза:* габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты –  $v_1 O_3$ -Sat,  $v\delta_1 O_3$ -Sat,  $\delta_1 O_3$ -Sat; *вторая интрузивная фаза:* гранодиориты, граниты –  $\gamma\delta_2 O_3$ -Sat,  $\gamma_2 O_3$ -Sat; дайки первого и второго этапа.

**1.2.4 Среднедевонский интрузивный комплекс (D<sub>2</sub>)** выделен в процессе проведения работ по программе ГДП-200. Породами комплекса сложена северная часть полихронного Ушбулакского массива, расположенного в западной части обследованной территории. Кроме того, отдельные тела комплекса участвуют в строении других полихронных плутонов (в бассейне реки Аспара) и слагают серии интрузивных тел в долине реки Каракыстак.

Состав комплекса сложный и в его строении участвуют гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, сиениты, кварцевые сиениты, монцониты, монцодиориты и их субщелочные разновидности. Состав дайковой серии крайне разнообразен - от ультракислых гранитов до долеритов и их субщелочных разновидностей.

Наиболее крупным массивом комплекса является полихронный Ушбулакский плутон, северная часть которого расположена на территории Казахстана.

Массив полихронный. В его строении принимает участие серия крупных останцов, сложенных породами первой интрузивной фазы аспаринского комплекса. По данным исследователей, изучавших южную часть плутона, плагиограниты второй фазы аспаринского комплекса играют значительную роль в его строении на южных склонах хребта.

**1.2.5 Позднедевонский субвулканический комплекс (D<sub>3</sub>)** известен в долинах ручьев Коль и Теректы, в правом борту ручья Каракатты, в междуречье Каракыстак-Айранды. В состав комплекса входят незначительные по размерам штокообразные тела, прорывающие образования позднедевонской риолитовой формации, и межпластовые тела, расположенные среди пород эффузивной фации риолитовой формации.

Комплекс сложен породами андезибазальтового, трахиандезибазальтового, реже андезитового-трахиандезитового состава.

Фрагмент вулканического пояса состоит из двух гомодромных ритмов – ранне-среднедевонского и средне-позднедевонского. Завершилось построение пояса формированием антидромного ритма – трахиандезибазальтовой формации.

#### **1.2.6 Меркенский позднедевонский интрузивный комплекс (D<sub>3</sub>)**

Интрузивные породы комплекса играют важную роль в геологическом строении изученного района, участвуя в строении двух крупных полихронных массивов – Бузулганкольского и Кенкольского.

Находящаяся в пределах Казахстана (основная) часть Бузулганкольского массива расположена в междуречье рек Аспара-Каракыстак.

Площадь обнаженной части плутона на описываемой территории равна 250 км<sup>2</sup>. В строении полихронного массива гранитоиды комплекса играют решающую роль.

Гранитоиды меркенского комплекса имеют активный интрузивный контакт со стратифицированными и изверженными породами нижнего палеозоя, нижнего и среднего девона, франского яруса верхнего девона и аркозовый контакт с базальными конгломератами фаменского яруса. Поэтому позднедевонский (франский) возраст меркенского комплекса сомнений не вызывает.

Сформировался комплекс в результате многократной инъекции различного по составу расплава, приведшей к образованию сложных многофазных плутонов. В составе комплекса выделяются четыре интрузивных фазы и дайки двух этапов.

Первая интрузивная фаза: серые, розовато-серые среднезернистые и мелкозернистые кварцевые диориты, гранодиориты –  $q\delta_1, \gamma\delta_1 D_3m$

Вторая фаза: серовато-розовые, желтовато-розовые и розовые среднезернистые и крупнозернистые умеренно кислые и кислые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, кварцевые сиениты –  $\gamma_2, \gamma\epsilon_2 D_3m$

Третья (главная) интрузивная фаза: розовые и яркорозовые крупнозернистые кислые и ультракислые лейкократовые граниты –  $\gamma_3 D_3m$

Четвертая фаза: серовато-розовые, розовые и яркорозовые мелкозернистые порфиридные граниты, гранит - порфиры, кварцевые сиениты –  $\gamma_4, \gamma\epsilon_4 D_3m$  [7, с. 8-146].

В экзоконтактах вмещающие породы обычно ороговикованы. Мощность зон ороговикования незначительная и колеблется от первых сантиметров до 2-4 метров.

В туфах кислого состава зоны экзоконтакта полевые шпаты полностью разложены, эпидотизированы, альбитизированы, серицитизированы, темноцветные минералы полностью хлоритизированы и эпидотизированы. Связующая масса превращена в серицит-хлоритовое вещество, иногда перекристаллизовано в калиевый полевой шпат. В литокристаллокластических разностях, кроме приведенных изменений, полностью изменены (эпидотизированы, хлоритизированы) обломки андезитовых порфиритов размерами от 0,5 до 5 мм.

В шлифе №31 порфиновые вкрапления призматического плагиоклаза (35%) двух генераций 0,5-3 мм и до 10 мм, интенсивно альбитизированы, серицитизированы, слабо карбонатизированы (рисунок 1.3). Хлоритизированного горнбленда 20%, размеры зерен от 3-5 мм до 8 мм.

В шлифе № 30 порода интенсивно метасоматически измененная, сохранились реликты темноцветного горнбленда (15%) псевдоморфно замещенного хлоритом, причем отмечены поперечные срезы гексагональной и ромбической и продольные - призматической формы, где по спайности развит лейкоксен с микрочернистым рутилом. Плагиоклаз (40%) призматической

формы, чаще в виде отдельных зерен и реже в виде скоплений нескольких зерен, интенсивно замещен серицитом, иногда альбитом, кальцитом (рисунок 1.4).

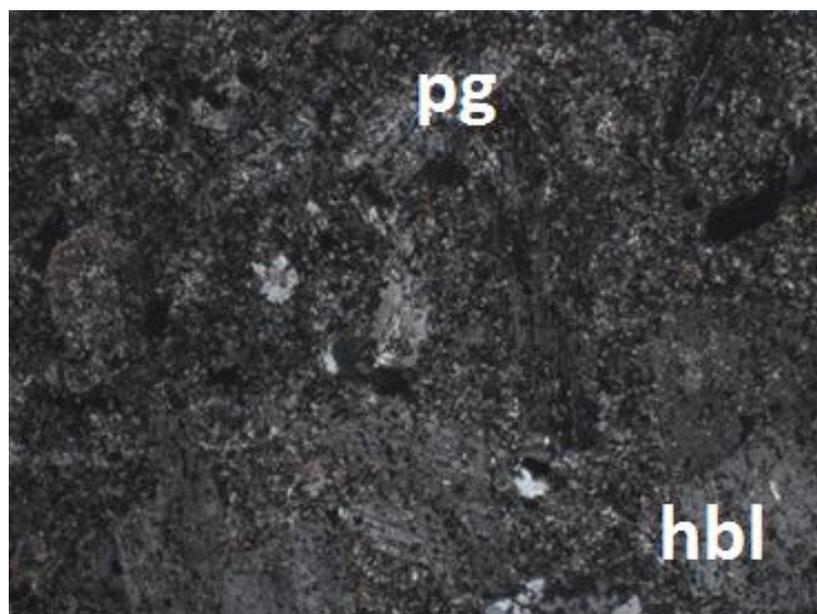


Рисунок 1.3 – Пропилитизированный монцодиорит, шлиф № 31

Судя по углу погасания плагиоклаз лабродор-битовнитового ряда основного состава. Причем мелкие зерна доломита с ромбическим срезом иногда окаймляют их. По трещинкам плагиоклаза иногда наблюдаются мельчайшие зерна лейкоксена. Размеры порфиробластов составляют 5-8 мм.



Рисунок 1.4 - Пропилитизированный монцодиорит, шлиф № 30.

Реликты темноцветного горнбленда (1) псевдоморфно замещенного хлоритом, плагиоклаз (2) призматической формы

Основная масса (44%) развита в промежутках порфиробластов представлена лейстами плагиоклаза и интенсивно пелитизированными калишпатами также замещенными карбонатом и хлоритом. В промежутках зерен полевых шпатов развиты неправильные зерна кварца.

В андезитовых порфиритах плагиоклазы вкрапленников полностью хлоритизированы, карбонатизированы, альбитизированы, темноцветные минералы фенокристаллов полностью замещены хлоритом. Микролиты плагиоклазов основной массы и вулканического стекла полностью хлоритизированы, в основной массе появляется вторичный кварц.

Практически аналогичные изменения в зоне экзоконтакта наблюдаются в туфах среднего состава, в основной массе которых кроме перечисленных вторичных изменений наблюдаются многочисленные чешуйки серицита.

В тех случаях, когда вмещающими являются гранитоиды актасского комплекса, последние нередко приобретают катакластическую и брекчиевую структуру. Полевые шпаты интенсивно раскристаллизованы, очень часто имеют неправильную форму, неровные зазубренные края, содержат тонкие шнуровидные вроски зонально пертитизированного альбита, включения серицита и актинолита.

Мощность катаклазированных зон от первых десятков сантиметров до 4-8 м, зон альбитизации – до 20-30 м.

В шлифе № 98 в порфиробластах пирит (7%) неправильной формы и корродированный, размером от 0,1 до 0,5 и редко до 1 мм.

В основной ткани зерна кварца неправильной формы (48%), размером 0,1-0,15 мм. В их промежутках развиты чешуйки серицита (40%) иногда образующие удлиненные агрегатные скопления, в которых чешуйки ориентированы параллельно по удлинению и находящиеся в них мелкие, чуть уплощенные зерна пирита совместно с более крупными зернами ориентируются параллельно по удлинению, придавая этим агрегатам флюиальность (рисунок 1.5).

В этих серицитовых агрегатах совместно с тонкозернистым пиритом (3%) отмечены тонкодисперсные агрегаты лейкоксена и рутила (2%) приуроченные, как уже отмечалось к порфиробластам пирита.

В образце порода (рисунок 1.6) с агрегативным скоплением до 1 см тонкозернистого пирита. Порода сильно прокварцована.

В шлифе №69 порфиробласты пирита (5%) интенсивно корродированы образуют кучные агрегатные скопления, размер зерен 0,1 - 0,5 мм и агрегаты до 1,5 см среди серицитовой основной ткани. Среди кварц-серицитовой (52%) основной ткани отмечены гнезда, прожилки жильного кварца (40%). Лейкоксен и рутил (2%) в основной ткани распространен в виде микропятнистых агрегатов.

В шлифе № 43 гидроксиды железа наблюдаются в виде нескольких неправильных зерен, они полностью заместили единичное зерно пирита размером до 1 мм. В основной ткани порода состоит из неправильных микрозерен кварца и микрочешуек серицита (35%), размером до 0,02-0,03 мм. По трещинкам развиты гидроксиды железа, к контакту с ними концентрация серицита растет, а чешуйки окрашиваются примазками гидроксидов железа в желто-бурый цвет (рисунок 1.7). По породе неравномерно в виде микропятнистых образований развит тонкодисперсный лейкоксен с агрегатными скоплениями рутила (2-3%), размером микрозерен 0,01-0,02 мм. Рутил представлен в виде игольчатых, редко коленчатых, чаще овальных зерен.

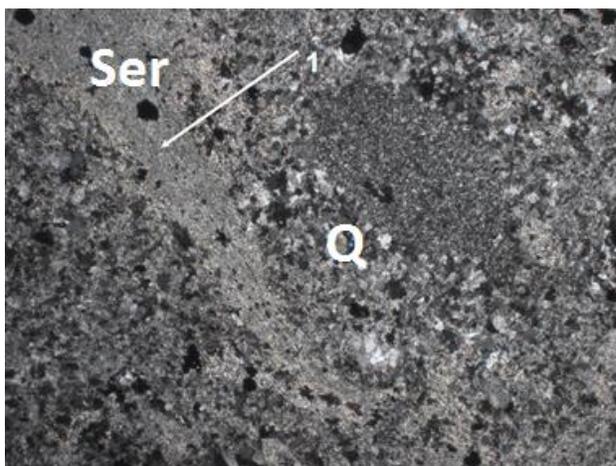


Рисунок 1.5 – Серицит-кварцевый метасоматит, шлиф № 98.

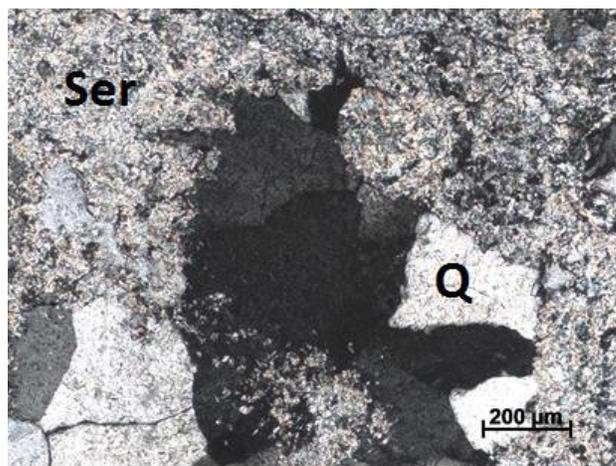


Рисунок 1.6 – Кварц-серицитовый метасоматит, шлиф № 69. Гнезда и прожилки жильного кварца в кварц-серицитовой микрзернистой ткани.

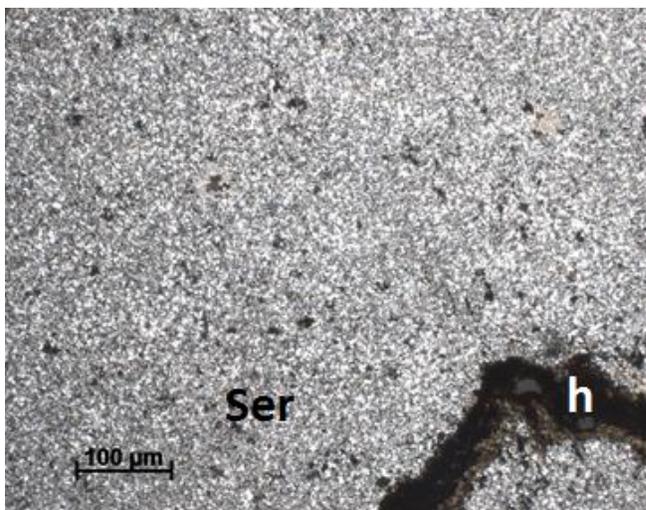


Рисунок 1.7 – Вторичный кварцит ожелезненный, шлиф № 43.

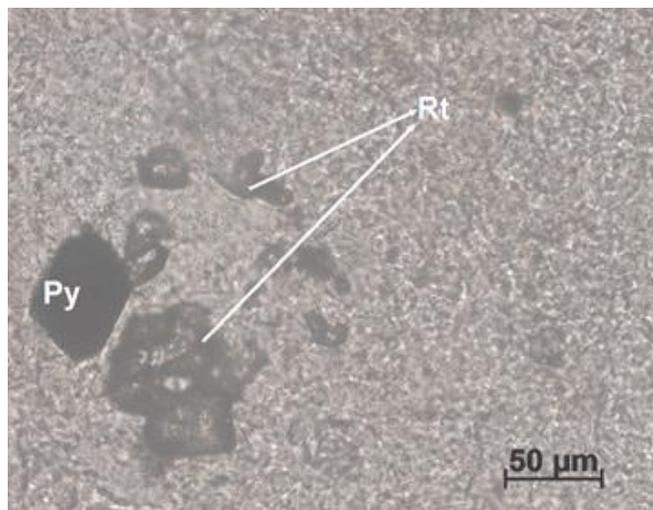


Рисунок 1.8 – Серицит-кварцевый метасоматит, шлиф №36.

В шлифе №36 порфиробласты пирита (7 %) размером от 0,1 до 0,35 мм пентагондодекаэдрической формы, чаще приурочены к агрегатным скоплениям серицита и к жильному кварцу, иногда образуют агрегаты, часто находятся в сростке с рутилом и сфеном (рисунок 1.8).

В зонах эндоконтактов породы комплекса претерпевают определенные изменения: изменяют цвет, зернистость, петрографический и химический состав. Такие различия выделяются в фацию эндоконтактов.

### ***1.2.7 Девонский вулканоплутонический пояс***

В раннем девоне в пределах консолидированной континентальной плиты Казахстанского континента активизируется вулканоплутоническая деятельность.

Девонский вулканоплутонический пояс, отвечающий активной геосутуре II кольцевой структуры, фиксируется магматической дугой. Пояс наложен на все более древние геодинамические зоны.

Девонские субаэральные и экструзивные вулканы в пределах казахстанской части Кыргызского хребта образуют целую серию разрозненных разновеликих блоков, либо ограниченных разломами, либо находящихся в виде ксенолитов в позднедевонских гранитоидах меркенского комплекса. Но в целом разрез девонских вулканитов в виде наложенных мульд залегает со значительным размывом и угловым несогласием на кембрийско-ордовикских складчатых комплексах.

Одной из таких мульд, включающей наиболее полный разрез стратифицированных вулканитов, является Аральская мульда, которая, в основном, картируется на территории Кыргызстана и только северной своей частью обнажается в урочище Каракыстак на территории Казахстана. В пределах этой структуры, как и в регионе в целом, девонские вулканиты можно разделить на два полных гомодромных цикла, начинающихся всякий раз с излиянием магм средне-основного состава и завершающихся активизацией вулканитов кислого и умеренно кислого со щелочным уклоном состава. Третий неполный цикл проявился только в виде даек и силлов вулканитов средне-основного состава в разрезе франской талдысуской свиты.

Каждому циклу соответствуют комагматические комплексы: баркольский и аксуский для первого (андезибазальтовая и риолит-риодацитовая формации), и аральский и талдысуский – для второго цикла (андезитовая, трахириолитовая формации).

Эти два законченных гомодромных цикла во времени разделены внедрением среднедевонского монцодиоритового, сиенит-граносиенитового интрузивного комплекса ( $mVD_2$ ), получившего наибольшее распространение в виде небольших гипабиссальных массивов в Алмалинском районе.

Позднедевонский гранитоидный магматизм ( $mcD_3$ ), окончательно сформировавший внутреннюю зону девонской вулканоплутонической дуги (пояса), реализовался на изученной площади двумя крупными плутонами:

Кенкольским и, расположенным восточнее; Бузылганкольским – относящимся к меркенскому интрузивному комплексу.

Плутоны позднедевонского меркенского комплекса представляются типичными для синорогенных эпизональных массивов ( $mvD_3$ ), формировавшихся зачастую под кровлей из вулканитов девонских циклов на деформированном каледонском и докембрийском основании.

Монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовая формация вместе с контрастной андезит-риолитовой формацией более свойственны активным континентальным окраинам с конвергентным типом расположения глубинных разломов геосутурной зоны.

Оба массива являются частью цепи батолитов, вытянутых вдоль осевой линии хребта и принадлежащих к девонскому вулканоплутоническому поясу. Признается приуроченность цепи батолитов к крупному Таласскому разлому.

### **1.3 Тектоника**

В тектоническом плане изучаемая территория охватывает Кыргызско-Терскойскую структурно-формационную зону (СФЗ). Кроме того, вся восточная часть Кыргызско-Терской СФЗ, в пределах изученной площади, сложена вулканоплутоническим комплексом, относящимся к самостоятельному девонскому вулканоплутоническому поясу [7, с.196-221] (см. рисунок 1.2).

Каждая из СФЗ сложена определенным набором структурно-вещественных и плутонических комплексов.

Структурно-вещественные комплексы (СВК) – это геологические тела, сложенные ассоциациями осадочных и вулканических стратифицированных пород (формаций), характеризующихся специфической структурой и, сформировавшихся в определенных геологических обстановках.

Плутонические комплексы (ПК) представляют собой индивиды формаций или ассоциаций интрузивных пород и их производных, занимающих текущее положение по отношению к стратифицированным СВК, слагающих отдельные тела и их совокупности, обладающих определенными особенностями состава, строения и структурными постмагматическими особенностями [8].

В настоящем разделе сделаны попытки описать геодинамические обстановки, формирующиеся в них геологические формации и динамику образования структур, прибегая к представлениям и методике, разработанной А.В. Авдеевым [9, 10].

Из этих представлений следует, что изначально исходными геодинамическими элементами для данного региона являются тектонические блоки с докембрийской континентальной корой, ограниченные раннекембрийско-раннеордовикскими офиолитовыми зонами, представляющими собой образования активной геосутурной зоны, находящиеся

в аллохтонном залегании. Прежние исследователи геодинамические элементы зоны связывали с утонением или разрывом сиалической коры микроконтинентов в зонах первичных или вторичных задуговых рифтов, аккрецией и субдукцией океанических кор, возникновением коллизионного и надсубдукционного магматизма, преддуговых или задуговых флишевых и флишоидных бассейнов, активизаций пассивных континентальных окраин с орогенезом и эпиплатформенной седиментацией. Эти элементы отличаются структурными формами (платформы, впадины, поднятия, синклинали, антиклинали, тектонические покровы и т.п.), содержанием (фаии, формации, комплексы, серии) и временем деформации со скучиванием, метаморфизмом и магматизмом. Всё это связывалось с глобальной плит-тектоникой, применение которой хорошо подходит в планетарном масштабе. Анализ новых практических данных и анализ научных исследований показывает не корректность применения принципов плит-тектоники для микроконтинента Казахстана и, тем более, его отдельных блоков и зон, как исследуемая территория.

### **1.3.1 Разрывные нарушения**

Разрывные нарушения играют важную роль в формировании структурного плана района, являясь важной частью деформационного процесса. Имеющиеся на изученной площади разрывные нарушения разделены на главные и второстепенные [7, 221].

Ранг главных разломов определяется протяженностью, длительностью своего развития, гетерогенностью соприкасающихся по ним СВК, глубиной проникновения в литосферу, определяющуюся по геофизическим данным.

Разломы менее протяженные, зачастую являющиеся опережающими к главным, различные зоны дробления, нарушающие сплошность СВК, отнесены к второстепенным.

Одним из определяющих факторов, по которым сгруппированы и описаны как главные, так и второстепенные прямолинейные разломы, является их направление. Разнонаправленные группы разломов, кроме выше перечисленных особенностей, имеют, как правило, разное время заложения. В особую категорию выделены разрывные нарушения с пологим наклоном плоскости сместителя – надвиги и шарьяжи.

По времени заложения наиболее ранними являются разломы субмеридионального направления, более поздними – широтные и самые молодые разломы северо-западного направления. При этом необходимо иметь в виду, что в альпийскую фазу тектогенеза, во время роста горст-антиклинория Кыргызского хребта, произошло подновление большинства древних разломов, и были заложены новые (например, надвиги) [11, 12].

Главные разломы, как правило, находят свое отражение в геофизических полях. Поэтому при их изучении и описании использовались данные по грави- и магниторазведке, а также привлекались материалы по дешифрированию космических и высотных снимков.

На изученной территории выделено семь главных разломов протяженных, ограничивающих гетерогенные блоки разновозрастных СВК, которые принадлежат ко всем трем основным направлениям района широтному, северо-западному и субмеридиональному, и представляют зону геосутур второй кольцевой структуры Казахстана.

К главным разломам широтного простирания отнесен Северо-Кыргызский разлом, или зона глубинного разлома (ЗГР), ограничивающая с севера горное сооружение Кыргызского хребта. Разлом протягивается на сотни километров. На западе он сочленяется с Главным Каратауским разломом, а на востоке продолжается вдоль южных склонов Заилийского Алатау, расщепляясь на несколько субпараллельных разломных зон. В пределах изученной площади, особенностью ЗГР является южный наклон падения «плоскости» сместителя. На этом отрезке по гравиметрическим данным, под горами на глубинах от 2 до 16 км помещаются разуплотненные породы ( $\Delta\sigma = -0,05\text{г/см}^3$ ). Для подбора исходной кривой на границе Кыргызского хребта и Шу-Сарысуской впадины реализована идея о надвигании палеозойских пород хребта на рыхлые отложения прогиба. Под палеозойским «аллохтоном» в зоне шириной до 4 км может оказаться погребенная часть впадины мощностью до 2 км. Небольшое повышение поля до 2 мГл на краю прогиба, может быть вызваны наличием клиппов (отторженцев) палеозойских пород среди рыхлых отложений. По разломной полосе шириной в 20 км изменяется мощность земной коры. Под Кыргызским хребтом она достигает 55 км, а в Шу-Сарысуской впадине – 40-42 км, что позволяет предполагать о достижении ЗГР поверхности Мохоровичича. По времени заложения, эта ЗГР является долгоживущей, однако основные блоковые перемещения начались с начала четвертичного периода, достигнув размаха вертикальных перемещений на отдельных участках до 5-6 км.

О довольно поздней тектонической активности в ЗГР можно судить по ограниченными разломами блоков палеоген-неогеновых пород южнее села Луговое.

Блоки палеоген-неогенового СВК ограничиваются разломами как субширотного так и северо-западного простирания, причем разломы северо-восточного простирания, нарушают сплошность даже раннечетвертичных образований.

К группе северо-западного простирания отнесены четыре разлома: Когаршикский, Исемкольский, Ашумайлинский и Каракыстакский.

Когаршикский разлом, имея в плане несколько извилистую форму, с северо-востока ограничивает Макбелский блок высокобарического СВК с

раннепалеозойскими метапелитами и офиолитами, которые хорошо фиксируются положительной гравитационной аномалией.

Непосредственно по разлому приведены в соприкосновение офиолиты караарчинского комплекса и ордовикские островодужные турбидиты. Заложение разлома, скорее всего, соответствует времени закрытия временного морского бассейна, который в дальнейшем был залечен гранитоидами позднедевонского меркенского комплекса и подновлен в альпийскую фазу тектогенеза.

Все сведения о перемещениях по Когаршикскому разлому могут быть отнесены только к четвертичному времени. По характеру перемещений это сброс с поднятым юго-западным жестким блоком. Три других разлома: Исемкольский, Ашумайлинский, Каракыстакский тянутся на многие десятки километров в северо-западном направлении. Основанием отнесения их к главным разломам является протяженность и значительные вертикальные блоковые перемещения. По ним приводятся в соприкосновение разносоставные блоки палеозойских пород, ограничиваются или закладываются внутригорные впадины.

К меридианальному направлению отнесены два главных разлома: Караарчинский и, расположенный западнее, Алмалинский.

Караарчинский разлом, хорошо дешифрируемый на разномасштабных АФС, пересекает в меридианальном направлении Кыргызский хребет. В северном направлении зона прослеживается под рыхлыми отложениями цепью магнитных аномалий в Тастинском поднятии Шу-Сарысуской впадины и подтверждена скважинами при ГГК-200. Караарчинский разлом, по сути, представляет собой сложнопостроенную дизъюнктивную зону (сутурный шов), с различной кинематикой перемещений.

Образование Караарчинской сутуры вероятно следует отнести к позднему ордовику, времени завершения субдукционных процессов и закрытия задуговых бассейнов. Несомненно, и то, что подвижки по разлому происходили и в более позднее время и в конце герцинской орогении, и в альпийскую фазу тектогенеза.

Находящийся западнее Алмалинский главный разлом имеет в плане дугообразную форму, выпуклой стороной обращенный к востоку. Такая форма линии разлома, указывает на наклоненную к западу плоскость сместителя разлома подтвержденную поисковыми скважинами Тюлькубасской партии (Киргизия, 1978 г). По Алмалинскому разлому западный блок, представленный позднеордовикской терригенной формацией, надвинут на гранитоидные массивы среднего девона и позднего ордовика. Основные движения по нему, вероятно, произошли в конце герцинского орогенеза, без последующих нарушений. Основанием для этого утверждения служит тот факт, что

шарьированные в начале неогена пластины позднедевонско – карбоновых отложений перекрывают северное окончание Алмалинского разлома.

Горизонтальные движения, перемещения пакета покровов или свит на значительные расстояния, в исследуемом районе получили широкое распространение. В истории геологического становления, по нашему мнению, существовало, по крайней мере, четыре отрезка времени, в которых преобладали горизонтальные движения. Наиболее ранние горизонтальные движения с объемными интенсивными дислокациями, скорее всего, происходили в позднем протерозое.

Следующая активизация горизонтальных движений приходится на поздний ордовик, когда в результате смыкания зон глубинных разломов, закрывались задуговые бассейны, с частичной коллизией островодужных систем, сопровождаемое гранитоидным плутонизмом. В результате на жесткий Макбелский блок, при широтно-ориентированных тектонических напряжениях, последовательно оказались надвинутыми фрагменты СВК кембрийской пассивной континентальной глыбы (Кенкольская пластина), а на нее, в свою очередь, были надвинуты караарчинские офиолиты. Протяженность основания Кенкольской пластины, видимо, когда-то полностью перекрывавшей северо-западное окончание Макбелского блока, на современном уровне среза составляет около 50 км. В основании пластины также залегают диафторированные филлониты. В юго-восточном направлении на территории Кыргызстана границей между этими СВК служат уже разломы с вертикальным падением плоскости разрыва. Падение надвигового контакта  $45-50^{\circ}$ , а в некоторых местах более пологое  $35^{\circ}$ .

С внешней периферии жесткий блок с макбелскими и кенкольскими метапелитами окружен караарчинскими офиолитами, и только на севере они либо перекрыты шарьированной пластиной позднедевоно-карбонового платформенного СВК, либо сорваны предгорным Северо-Кыргызским разломом.

С запада, как уже отмечалось выше, офиолитовая пластина частично ограничена Караарчинским разломом, но в средней части разломной зоны, офиолиты выдавлены на запад и надвинуты на кызылкайнарские турбидиты. Таким образом, в Караарчинском сутурном шве произошло двухстороннее смещение офиолитов в западном и, в основном, восточном направлениях.

Фронтальная зона надвинутой на восток пластины прослеживается в северном направлении на 14 км и далее происходит поворот на северо-восток. На всем протяжении зона надвига трассируется серпентинитовым меланжем. Падение плоскости надвига западное под углом  $45-55^{\circ}$ . Северная часть пластины перекрыта позднедевоно-карбоновым аллохтоном.

Северо-восточнее Макбелского блока среди пакета кенкольских метапелитов находится пластина караарчинских офиолитов, подошва и кровля

которой имеют шарьированные контакты. Пластина офиолитов вероятно обдуцирована в пакет кенкольских метапелитов. Зоны надвигов караарчинской и кенкольской пластин залечиваются плутоническим гранитоидным комплексом.

Наиболее значительные горизонтальные перемещения связаны с шарьированием позднедевono-карбонowego квазиплатформенного СВК. Здесь можно только отметить, что квазиплатформенный СВК повсеместно находится в аллохтонном залегании и надвинут на все более древние комплексы. Положение плоскостей сместителей пологое до горизонтального, но во фронтальных частях может быть более крутое, задранное.

Фронтальные части надвиговой пластины всегда сильнее дислоцированы, вплоть до запрокинутых складок.

Находящиеся в водораздельной части хребта, отдельные изолированные клиппы квазиплатформенного СВК указывают на прежнее положение фронта надвига.

Горизонтальные движения, которые привели к таким масштабным перемещениям из Шу-Сарыуской впадины терригенно-карбонатных отложений фамена и карбона, произошли, скорее всего, до начала палеогена, поскольку палеоген-неогеновый разрез впадины не имеет значительных перерывов и структурных перестроек.

Весь аллохтонный комплекс нарушен разломами, заложенными и подновленными в альпийском орогенезе.

Имеющееся на площади обилие второстепенных разломов, также группируется в трех основных направлениях – в северо-западном, субширотном и субмеридиональном, и в большинстве случаев, являются дизъюнктивными границами разносоставных и разновозрастных образований.

Субмеридиональные разломы, в основном, распространены с востока и запада от жесткого Макбелского блока и представляют собой зоны разгрузки субширотных тангенциальных напряжений. По простиранию они субпараллельны Караарчинскому, Алмалинскому и Когаршикскому главным разломам, образуя вместе с ними разломные системы. Разломы этой группы, незначительные по протяженности, часто смещаются или срезаются северо-западными, в первую очередь, и субширотными разломами. Многие из них перекрыты шарьированными пластинами позднепалеозойского СВК. Они хорошо дешифрируются, особенно в том случае, когда подновленные в четвертичный период, образуя серии сближенных трещин. Плоскости этих разломов отвесны и по ним происходят вертикальные боковые перемещения.

Второстепенные разломы широтного, субширотного простираний соподчинены главному горообразующему Северо-Кыргызскому разлому длительного заложения. Протяженность их составляет первые десятки километров. Многие из них являются оперяющими к разломам северо-

западного простирания. По характеру перемещений эта группа относится к сбросам с размахом вертикальных перемещений до сотни метров.

Наиболее поздними и протяженными являются разломы северо-западного простирания, получившими основное распространение в восточной части площади. По зонам северо-западных разломов происходит смещение или утыкание всех второстепенных разломов других направлений. Они служат границами различных СВК и по ним нарушены шарьированные пластины позднепалеозойских квазиplatformенных комплексов.

Плоскости разломов отвесные с вертикальными перемещениями блоков. В предгорной части по ним нарушена сплошность неогеновых и раннечетвертичных рыхлых отложений. В отдельных случаях отмечаются сдвиговые деформации.

Таким образом, система описанных глубинных разломов отражает активность и блочность геосутурной зоны II кольцевой структуры. Её окончательный геотектонический облик обязан активному альпийскому орогенезу.

#### **1.4 Полезные ископаемые**

Кыргызский хребет обладает специфическими особенностями геологического строения, которые обусловили формирование разнообразных полезных ископаемых. Так важную роль играют месторождения металлов, строительных материалов, некоторых видов нерудного сырья. И, что особенно важно для Республики Казахстан, месторождения подземных и лечебных вод.

Месторождения полезных ископаемых распределены в Кыргызском хребте неравномерно. Металлические рудные ископаемые (золото, медь, свинец и др.) приурочены в основном к выходам на поверхность палеозойского фундамента. Неметаллические полезные ископаемые (гранат, мусковит, графит, алмазы, кварциты и др.) связаны с метаморфогенными породами протерозой-раннекембрийского возраста. Месторождения обломочных строительных материалов (песчано-гравийные смеси, песок, кирпичные суглинки) развиты среди четвертичных аллювиальных, аллювиально-пролювиальных и лессовых отложений предгорной равнины и используются для нужд местной промышленности. Разведанные месторождения подземных вод Кыргызского хребта представлены месторождениями грунтовых и напорных вод аллювиально-пролювиальных отложений предгорных равнин (конусов выноса)[13].

Высокий уровень геологической и металлогенической изученности описываемой площади достигнут благодаря проведенным в 50-90-х годах XX века геолого-геофизическим поисковым работам разного масштаба.

Поисковой моделью и объектом поисков на площади служили в первую очередь золоторудные объекты эпи-, мезотермального и порфирирового типов оруденения.

Золото. Месторождения, проявления и точки минерализации, относящиеся к группе золоторудных формаций, широко представлены на исследуемой территории. К ним относятся пять мелких коренных месторождений и одно россыпное, 47 коренных проявлений, 5 россыпных проявлений, 16 пунктов минерализации. На территории Киргизско-Терской минерагенической зоны, в пределах Республики Казахстан, выделены шесть золоторудных формаций [13, с. 45-85]:

- 1) золото-кварцево-жильная;
- 2) золото-сульфидно-кварцевая;
- 3) золото-сульфидно-скарновая;
- 4) золото-сульфидно-кварц-березитовая;
- 5) золото-кварц-пропилитовая;
- 6) золотоносных россыпей.

*Золото-кварцево-жильная формация* представлена единичными проявлениями и двумя пунктами минерализации. Оруденение золота локализуется в кварцевых жилах, линзах и зонах окварцевания, приуроченных к зонам дробления и тектонических нарушений среди метаморфизованных пород Макбелского блока, субщелочных гранитоидов Кенкольского и Бузылганкольского массивов позднедевонского меркенского интрузивного комплекса. Большинство кварцевых жил и зон характеризуются небольшими размерами и слабой степенью минерализации. Длина их ограничивается первыми метрами, мощность варьирует от долей сантиметра до 0,2-0,5 м. Содержание золота колеблется от 0,1 до 1,0-3,0 г/т. Все известные проявления этой формации являются мелкомасштабными.

*Золото-сульфидно-кварцевая формация.* Из всех рудных формаций проявления этой формации наиболее широко развиты в Кыргызском хребте, встречаются по всей изученной площади. Объединяет одно мелкое месторождение, двадцать девять проявлений и шесть пунктов минерализации.

Оруденение золота этой формации локализуется в кварцевых жилах, линзах, приуроченных к зонам дробления, тектоническим нарушениям субширотного и северо-западного простираний и контролируется дайками диабазов, лампрофиров, диоритовых порфиритов. По рудным зонам развивается прожилковое и метасоматическое окварцевание. Кварцевые жилы имеют протяженность от первых метров до 120 м, мощность до 1,5 м в раздувах. Изменения вмещающих пород выражаются в серицитизации, карбонатизации, хлоритизации, ожелезнении гематитом и гидроокислами железа. Протяженность рудных зон от 10-20 до 800 м. Рудные минералы представлены самородным золотом и серебром, теллуридами золота, пиритом,

халькопиритом, блеклыми рудами, халькозином, редко галенитом. Многочисленные проявления этой формации развиты в Ботамойнакском рудном узле, Дюкаревском рудном поле (Акжар, Сарыбулак, Жолбарыссай, Акбулак и т.д.), в Алмалы-Узынбулакском рудном узле (Алмалы), в Коккиинском рудном узле (Дальнее, Осеннее и т.д.).

*Золото-сульфидно-скарновая формация.* Выявлено три мелких месторождения, одно проявление и семь пунктов минерализации. Все объекты сосредоточены в Актасском рудном узле и Аулие-Актасском рудном поле. Они приурочены к зоне контакта габбро-диоритов, монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов, субщелочных гранитов актасского и меркенского интрузивных комплексов с карбонатными образованиями актасской постройки и отложениями кызылкайнарской свиты нижнего-среднего ордовика.

*Золото-сульфидно-кварц-березитовая формация.* В Кыргызском хребте проявления этой формации развиты преимущественно в Алмалинском полихронном интрузивном массиве, где имеется медно-порфировая магматогенно-рудная система, сформированная в западной части интрузива. Здесь проявления золото-сульфидно-кварц-березитовой формации постоянно ассоциируют с проявлениями молибден-медно-золотого типа и проявлениями золото-сульфидно-кварцевой формации, отражая разные части и уровни медно-порфировой магматогенно-рудной системы. Все они характеризуются приуроченностью к гидротермально-метасоматически измененным породам интрузивной рамы.

Характерным представителем этой формации является рудопроявление Алмалы Южный, расположенное на южных склонах Кыргызского хребта в пределах Алмалы-Узынбулакского рудного узла. Выявлено оно как молибден-медно-золотое проявление Узынбулак II в 1954-году Тюлькыбасской партией [14]. Оценивалось на медно-порфировый тип Тюлькыбасской партией в 1969 - году [15]. В 2005 - году ТОО «Геолог-А» провел ревизионно-оценочные работы на золото на этом участке. В процессе работ расширены границы участка. Минерализованные зоны гидротермально-метасоматически измененных пород были протянуты на север еще на 1500-1600 м. В связи с чем, участок получил собственное название Алмалы Южный.

*Золото-кварц-пропилитовая формация.* Проявления данной формации развиты на северных склонах Кыргызского хребта (Талдыбулакское рудное поле) и непосредственно в бортах Каракыстакской долины, где картируются породы девонского вулcano-плутонического пояса. На вулcano-плутониты наложены зоны и поля гидротермально-метасоматически измененных пород. Кварц-адуляр-серицитовые метасоматиты вмещают золото-серебряно-полиметаллическое оруденение (Талдыбулак «Золотой», Коккия, Южное, Осеннее, Верхний Саргыбай и др.). Зоны сопровождаются вторичными ореолами рассеяния Cu, Pb, As, Sb, Hg. Пространственное размещение их

контролируется тектоническими нарушениями, малыми интрузиями сиенитов, сиенодиоритов, монцогранодиоритов и, в целом, носит линейно-узловой рисунок. В регионе выделяется одно мелкое месторождение и девять рудопроявлений описываемой формации.

*Золотороссыпная формация* связана с проявлением альпийской активизации Кыргызского хребта, вызвавшей молодую эрозионную деятельность. Коммерчески значимые коренные золоторудные месторождения и проявления казахстанской части Кыргызского хребта концентрируются в Алмалы-Узынбулакском, Коккиинском, Актасском рудных узлах и Гранитогорском рудном поле.

По своей природе предпосылки формирования золотороссыпных геолого-промышленных районов разделяются на две группы [16, 17].

1. Эндогенные структурно-вещественные, обусловленные особенностями геологического строения района (формационная принадлежность золоторудных месторождений, структура размещения месторождений, проявлений и пунктов золоторудной минерализации, структура рудных полей золоторудных месторождений).

2. Геоморфологические, связанные со спецификой развития района в мезозой-кайнозойское время, направленностью и интенсивностью неотектонических движений.

Золотоносные россыпи находятся среди четвертичных аллювиальных и пролювиально-аллювиальных отложений террас, русел рек горных долин и неко-торых конусов выноса ближних предгорий. В межгорных долинах выявлены русловые (долинные) и террасовые россыпи струйчатого строения, приуроченные к песчано-галечным и валунно-галечным отложениям. Золотоносные пласты, как правило, литологически не выделяются, но тяготеют к приплотиковым частям аллювия. Число золотоносных струй изменяется, их обычно несколько. Плотиком являются сильно трещиноватые осадочные и вулканогенно-плутонические породы ордовика, девона, карбона.

В пределах Алмалинского рудного района установлены три россыпи золота: Алмалинская, Узынбулак и Узынбулак Северный – II. Коренное оруденение золота в районе представлено двумя преобладающими рудными формациями: золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидно-кварц-березитовой.

Коренным источником золота для россыпей Алмалинская и Узынбулак являются рудные зоны месторождения Алмалы, а россыпь Узынбулак Северный – II сформировалась за счет разрушения минерализованных зон проявлений Узынбулак Северный – I и Акшолок.

В настоящее время возрастают требования к эффективности поисковых и разведочных работ, что должно привести к совершенствованию основ регионального и локального прогнозирования месторождений. Горно-

обогащительная промышленность Республики Казахстан приступила к внедрению новых технологий извлечения полезных ископаемых из бедных, комплексных и забалансовых руд, что требует пересмотра прогнозных ресурсов ведущих полезных ископаемых района. Большое значение для дальнейшего совершенствования организации и проведения геологоразведочных работ в Кыргызском хребте призвана сыграть новая классификация запасов месторождений и прогнозных ресурсов, новая геолого-экономическая оценка рудоносных объектов, определенная в результате проведения ГДП-200 с использованием новых инструктивных и методических требований.

На изученной территории к настоящему времени известно 152 объекта полезных ископаемых. Эти объекты включают:

- Пять мелких коренных месторождений золота (Алмалы, Актас, Северный Актас, Аулие, Коккия);
- россыпное месторождение золота Каракыстак;
- отработанное золото-полиметаллическое месторождение Гранитогорское;
- восемь месторождений кирпичных суглинков (Улькен-Алмалы, Тектурмас, Малдыбайское, Луговское, Луговское-І, Меркенское, Меркенское-2, 3);
- пять месторождений песчано-гравийных материалов (Каменское, Луговское, Каракыстакское, Меркенское-ІІ, ІІІ);
- месторождение строительного песка Меркенское;
- месторождение флюсовых кварцитов Макбелское;
- месторождение мусковита Каиынды;
- пять месторождений подземных вод (Аспаринское, Меркенское, Луговское, Подгорненское, Михайловское);
- месторождение лечебных родоновых вод Меркенское.

### **Выводы**

Геологически активная позиция территории в докембрийском и раннепротерозойском времени определила формирование своеобразных структурно-вещественных комплексов, с которыми соответственно связаны различные и разнообразные полезные ископаемые.

Золоторудные рудные поля, которые являются объектом наших исследований пространственно и генетически связаны с магматическими процессами и их производными в виде различных метасоматитов. Такая геологическая связь между ними имеет важное научное значение для прогноза и геолого-промышленной оценки рудных объектов.

Особый интерес представляют магматические дериваты и метасоматиты, связанные с палеозоидами. По фактическим данным полевых геологических исследований своеобразная геотектоника и геодинамика палеозоидов могут быть связаны с деятельностью суперплюма, приуроченного к зоне палеосубдукции.

## 2. ПЛЮМ-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ГЕОДИНАМИКИ И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ РУДНОГО РАЙОНА

*Первое защищаемое положение.* В перспективном на полезные ископаемые районе Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы развиты разные по возрасту и составу интрузии и их эффузивные аналоги, которые являются источниками оруденения, локализованного в геосутурной зоне. По своей природе магматические образования являются дериватами мантийного плюма, внедренного в литосферу в начале каледонской тектоно-магматической активизации континента «Казахия» (по акад. Хаину В.Е.). Формирование своеобразной геотектоники Кыргызско-Терской минерагенической зоны и прилегающих территорий связано с суперплюмом, действовавшим в течение палеозоя.

В настоящее время становится все более признанным представление об активном участии мантийных плюмов и суперплюмов в формировании геотектоники и геодинамики определенных регионов нашей планеты, характеризующихся крупными и уникальными месторождениями полезных ископаемых [18-21, 22-26, 27-29].

По современным данным Казахстан как континент «Казахия» [30-34] существовал самостоятельно и обособленно, начиная с неопротерозоя-эдиакара до полного формирования суперконтинента Пангея II в перми-триасе (~250 млн л.н.). Казахия развивался без активного и непосредственного влияния соседних континентов с присущими только ему геодинамическими и геохимическими условиями. Обособлению континента Казахия способствовало дробление предполагаемого мегаконтинента «Родиния» и подвижки в подкоровой части планеты.

Установленное по современным геофизическим данным [35-39] внедрение плюма и протыкание вещества мантии в литосферу привело к локальному подъему и образованию зафиксированного нуклеара в форме кольцевой структуры – прообраза континента «Казахия». Диаметр нуклеаро-кольцевой структуры составлял примерно 2,5-3,0 тыс. км. Формирование такой своеобразной геологической структуры связано с действием суперплюма в палеозое и наглядно видно на геологических и тектонических картах Казахстана.

В настоящее время известны порядка 30-40 активных плюмов и суперплюмов [40 -42]. Плюмы диаметром в сотни км называются суперплюмами, они охватывают на поверхности территории диаметром порядка несколько тысяч километров (рисунок 2.1). Некоторые из них действуют периодически и в наши дни (например, Гавайские острова, Канарские острова, Исландия, вулкан Этна и др.), большинство из них активно действовали в геологическом

прошлом, начиная с архея и протерозоя (например, Южно-Африканский суперплюм и др.), и в последующие периоды палеозоя, мезозоя и кайнозоя [43-46]. Они известны в пределах всех континентов и с ними связаны формирование крупных месторождений полезных ископаемых [47-50]. Действие их проявляется в виде активных тектонических движений и масштабного магматизма.

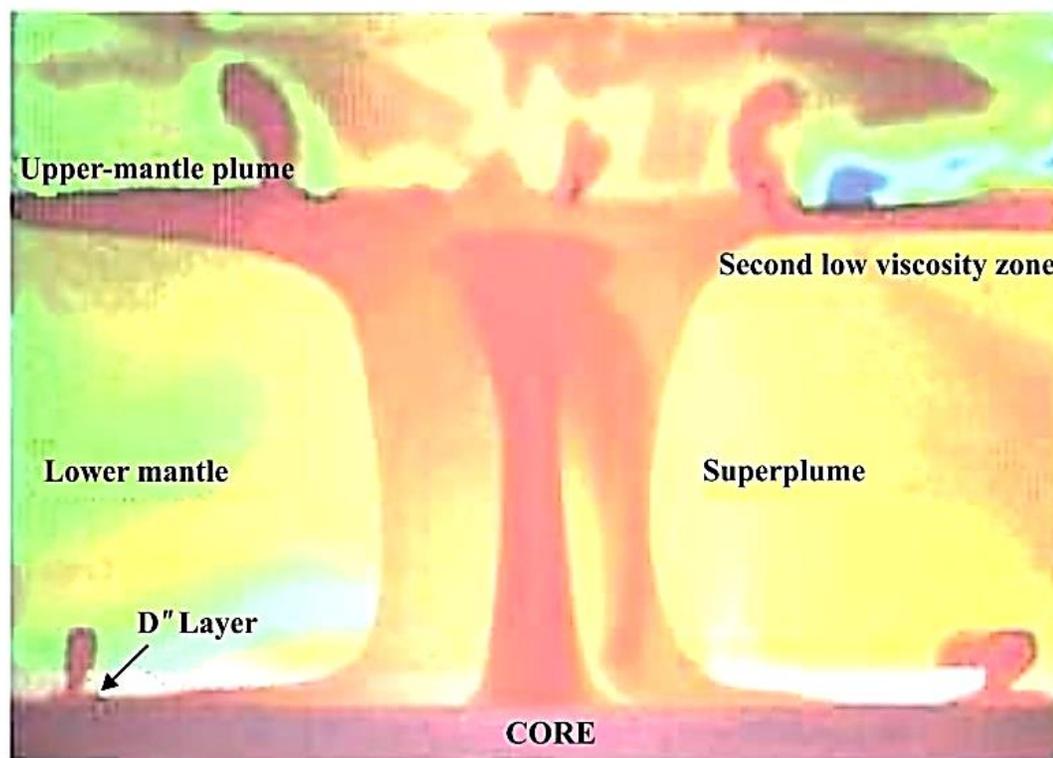


Рисунок 2.1 – Схематическая иллюстрация многомасштабной природы мантийного плюма и суперплюма, основанная на расчетах Матиска и Юна (2005) и наглядная зарисовка Ин-чунь Линь (David A. Yuen et al., 2007) [28].

Суперплюм, активно действовавший в палеозое, охватывал большую территорию Казахстана, а также территории Узбекистана и Кыргызстана. На поверхности действие плюма проявляется в виде кольцевых структур, ограниченных активными геосутурными зонами. Из-за таких особенностей геотектоники указанных территорий, т.е. отсутствие линейных геосинклиналей, которые были изображены на тектонических схемах Казахстана в 30-40-ые годы XX века, послужило причиной отказа от геосинклиальной парадигмы.

В современном геологическом строении Казахстана довольно полно сохранены внутренние и средние кольцевые структуры. Внутреннее кольцо стало вытянутым в северо-западном направлении, а его северо-западный край выпрямленным, местами даже вогнутым. Среднее кольцо с южной и юго-

восточной стороны за счет давления названных выше соответствующих литосферных плит и образования коллизионной зоны стало сближенным с внутренним кольцом, а деформированный северо-восточный край трассируется по Алтайской зоне смятия. Внешнее кольцо так же стало сплюснутым и смятым в горно-складчатые сооружения с юга и юга-востока, с северной стороны сочленяется с Уральским горно-складчатым поясом и Западно-Сибирской плитой, а с северо-востока срезается сдвиго-коллизионной зоной между Сибирью (рисунок 2.2).

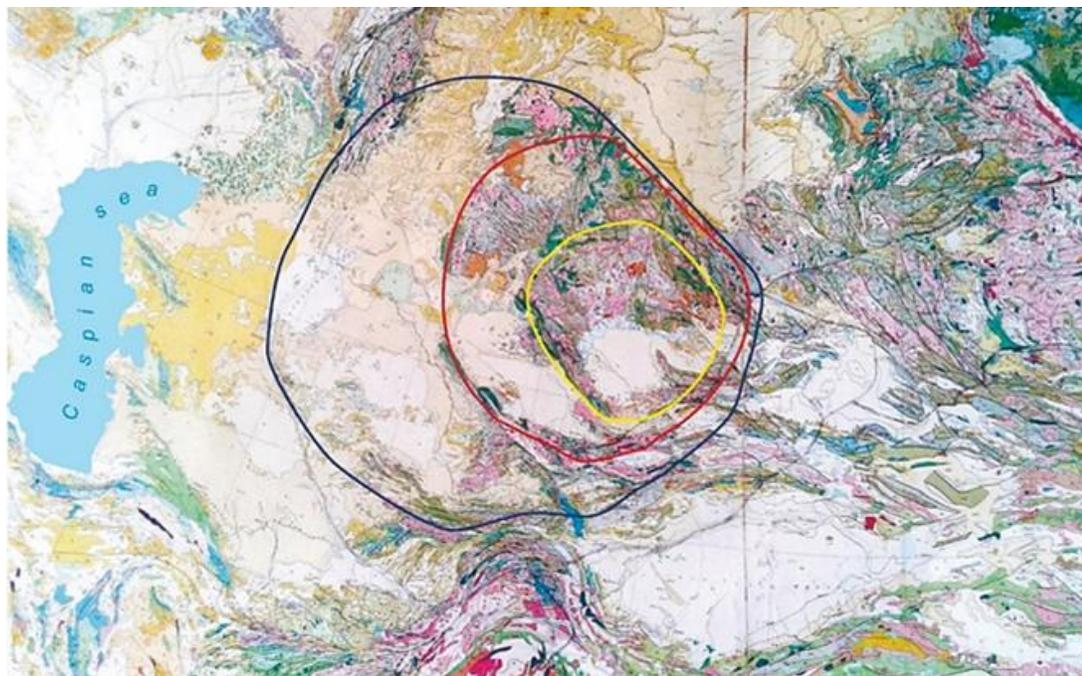


Рисунок 2.2 - Схема кольцевых структур на современной тектонической основе

Анализ тектонического строения, особенностей состава и взаимоотношения магматических образований Кыргызско-Терской минерагенической зоны, расположенной в пределах Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы, обнаруживает их гомодромную последовательность в едином тектоно-магматическом цикле палеозоя. По новейшему геотектоническому районированию территории Казахстана, Кыргызско-Терская минерагеническая зона приурочена ко второй кольцевой геосутурной структуре, которая создана палеозойским суперплюмом [51-54]. Геологические комплексы, развитые в изученном районе, охватывают продолжительный период времени своего формирования и отражают поворотные этапы в истории геологического развития региона [7, с.227].

По сохранившимся структурно-вещественным комплексам (СВК), отражающим определенные геодинамические обстановки, можно выделить следующие основные этапы в истории становления региона:

протоконтинентальный – охватывающий период времени, возможно, с архея по ранний протерозой; рифтогенно-спрединговый – существовавший с эдиакара по начальный ордовик; геосутурный орогенный и магматогенно-островодужный (аналог современных Гавайских островов) – длившийся с ордовика по пермь – триас; мезозойский эпиплатформенного орогенеза – кайнозойский.

Архей-раннепротерозойский метаморфический СВК, слагающий протоконтинентальную сиалическую кору, целиком сконцентрирован в Макбелском блоке и представлен кварцевой, карбонатной и сланцевой толщами, составляющими карбонатно-терригенную формацию. Представляется, что накопление формации происходило в пределах шельфа пассивной континентальной окраины. Толщи, по всей вероятности, накапливались синхронно: происходила смена состава по латерали вглубь бассейна от прибрежных песков до алевролитов и аргиллитов. Существенно доломитовый состав карбонатов, чередование карбонатных и терригенных горизонтов указывает на застойный и компенсированный режим осадконакопления. Наличие кварцитов, сформировавшихся из «зрелых» кварцитовых аренитов, указывает на плоскоравнинный рельеф области сноса и накопление их в прибрежной «пляжной» зоне.

Пассивная континентальная окраина, которая являлась областью накопления выше перечисленных толщ, в тыловых областях осложнилась рифтогенезом, сопровождавшимся внедрением даек и силлов основного состава.

Аналог Карельских дислокаций привёл к формированию высокобарического метаморфического комплекса стабилизированного фундамента.

Несмотря на значительный разброс радиологических датировок, мы придерживаемся возраста образования сланцевой толщи в 2100 млн. лет, исходя из датировки образования гранатов в  $1920 \pm 50$  млн лет.

В течение всего позднего протерозоя район представлял собой область сноса, а на его периферии, за пределами площади, формировался эпикарельский платформенный чехол. К концу неопротерозоя с наметившейся плутонической активизацией с внедрением гранитоидных каражиргинского ( $PR_2$ ) и канжайляуского ( $PR_2$ ) комплексов завершился полный цикл Вильсона, приведший к окончательной эдиакарской континентализации Улытау-Сарыжазского блока.

Вероятно, к этому времени можно отнести и те значительные горизонтальные перемещения и пликативные дислокации, которые привели к мнимой стратификации вышеперечисленных метаморфических толщ и их напряженной складчатости.

Начавшаяся в эдиакар-кембрии рифтогенная деструкция привела в одних районах к раскалыванию утоненной сиалической коры, а другие вовлекла в

перекрестное прогибание с образованием неглубоких квазиплатформенных бассейнов.

Эти процессы привели к образованию двух практически синхронно сформировавшихся СВК, документирующих различные геодинамические обстановки.

В прогибающихся областях в течение всего кембрия формировался СВК пассивной континентальной окраины, представленный в основном на территории Кыргызстана, курганташской, терсбутакской, чумчуксайской, оввской и ченерской свитами. Прогибание носило дифференцированный характер, что отразилось в распределении карбонатных и терригенных фаций.

В раннекембрийскую эпоху в курганташское и терсбутакское время в полуизолированных бассейнах мелководного лагунного моря накапливается терригенная фация с примесью углерода и карбонатные (доломитовые) илы. Мелководность подтверждается наличием строматолитовых биогермов, наличием горизонтов калькаренитов, свойственных приливно-отливной зоне.

В конце раннего кембрия в результате восходящих движений сформировавшиеся СВК терригенно-карбонатной формации были выведены на дневную поверхность, где они подвергались длительному выветриванию.

При этом по карбонатным породам формировался карстовый рельеф и кора выветривания, вероятно кварцитового типа.

Наступившая трансгрессия привела к образованию мелко-крупнообломочной олистостромы с монокластовыми разностями конгломерат-брекчий, конгломератов карбонатного состава с подчиненным количеством 10-20% глинистого матрикса, метаморфизованного до хлорит-слюдистых с кварцитами сланцев. Этот комплекс целиком отнесен к чумчуксайской свите, в которой вышеописанный обломочный материал представлен исключительно карбонатами и только в верхних частях разреза при значительном увеличении объема матрикса появляются редкие гальки гранитоидов и сланцев.

На основании анализа структурно-текстурных особенностей пород чумчуксайской свиты можно сделать вывод, что накопление осадков происходило в относительно глубоководных обстановках за счет гравитационного переотложения обломочного материала вниз по склону турбидитовыми дебристыми потоками.

Доминирование грубообломочных литофаций в чумчуксайское время отражает довольно быстрый вертикальный подъем карбонатной платформы, что привело к образованию довольно крутых склонов зарождающегося бассейна. В оввско-ченерское время интенсивность вертикальных блоковых перемещений угасает и в более спокойной тектонической обстановке формируется верхняя терригенно-карбонатная формация.

Появление в основании формации зрелых кварцево-песчаных фаций, выполняющих закарстованный рельеф, образованный карбонатами

терсбутахской свиты, указывает на плоскоравнинный рельеф областей сноса. Разрез формации надстраивается толщей метаморфизованных известняков с пелитоморфными текстурами и черных углеродистых известняков с вышележащими глинисто-углеродистыми сланцами, переходящими в полимиктовые и кварц-полевошпатовые песчаники.

Формирование описанных литофаций происходило в морском бассейне с изменяющимся во времени: карбонатно-терригенным, карбонатным и терригенно-карбонатным режимом осадконакопления. Так накопление осадка нижней подсвиты ченерской свиты протекало в относительно глубоководных обстановках, в период поднятия уровня моря (трансгрессивный системный тракт), о чем свидетельствует широкое представительство в разрезе иловых (микритовых), углеродистых разностей пород с тонкослоистыми текстурами. Образование средней существенно карбонатной части разреза осуществлялось во время стабилизации уровня моря, которая сопровождалась расцветом карбонатакопления на защищенных от привноса терригенного материала, удаленных от областей разрушения поднятиях, где происходила аккумуляция относительно мелководного комплекса осадков. Этап стабилизации уровня моря сменился очередным его повышением, во время которого накапливались относительно глубоководные литофации верхней подсвиты. Источником осадочного материала в данный отрезок времени были образованные карбонатные банки (конгломерато-брекчии карбонатного состава и горизонты литокластовых известняков) и удаленные области бассейна с существенно терригенным режимом седиментации.

В это же время в Кызылкайнарском районе в результате раздвига (микроспрединга) сиалической коры в пределах глубоководной котловины образуется рифтовый трог, который являлся каналом для поступления толеитовых и известково-щелочных базальтов караарчинской свиты. В составе офиолитов преобладают базальты, часто миндалекаменные, спилиты, вариолиты, многочисленные прослои и горизонты кремней, в том числе и яшмовидных, горизонты известняков с прослоями ксенокластов и витролитокластических туфов. Набор пород свидетельствует о подводном характере излияний, происходивших в дуговом бассейне. Среднекембрийская-раннеордовикская туюксайская свита, характеризующаяся переслаиванием покровов базальтов с алевролитами и кремнистыми алевролитами, указывает на начальное поступление терригенного материала со стороны континента, которое уже в кызылкайнарское время начинает преобладать. Мощная толща (до 2000 м) кызылкайнарских турбидитов, включающих конгломераты и конгломерато-брекчии в ассоциации с крупно-грубозернистыми песчаниками, образующими различные градационные циклы, с большой долей вероятности является осадками дебристых потоков по подводноморским каньонам, накапливавшимся в пределах основания склона пассивной континентальной

окраины (северные склоны Кыргызского хребта) или основания склонов островной дуги (южные склоны хребта). С другой стороны кызылкайнарские песчаники, конгломераты, конгломерато-брекчии, алевролиты и аргиллиты, являясь относительно глубоководными литофациями дугового бассейна, накапливавшимся посредством гравитационных потоков (турбидитных, дебристых, зерновых, мутьевых) со стороны континента и островной дуги, указывают на финальную стадию существования задугового бассейна.

В дальнейшем процессы субдукции способствовали закрытию задуговых бассейнов и инициировали складчатость (рисунок 2.3).

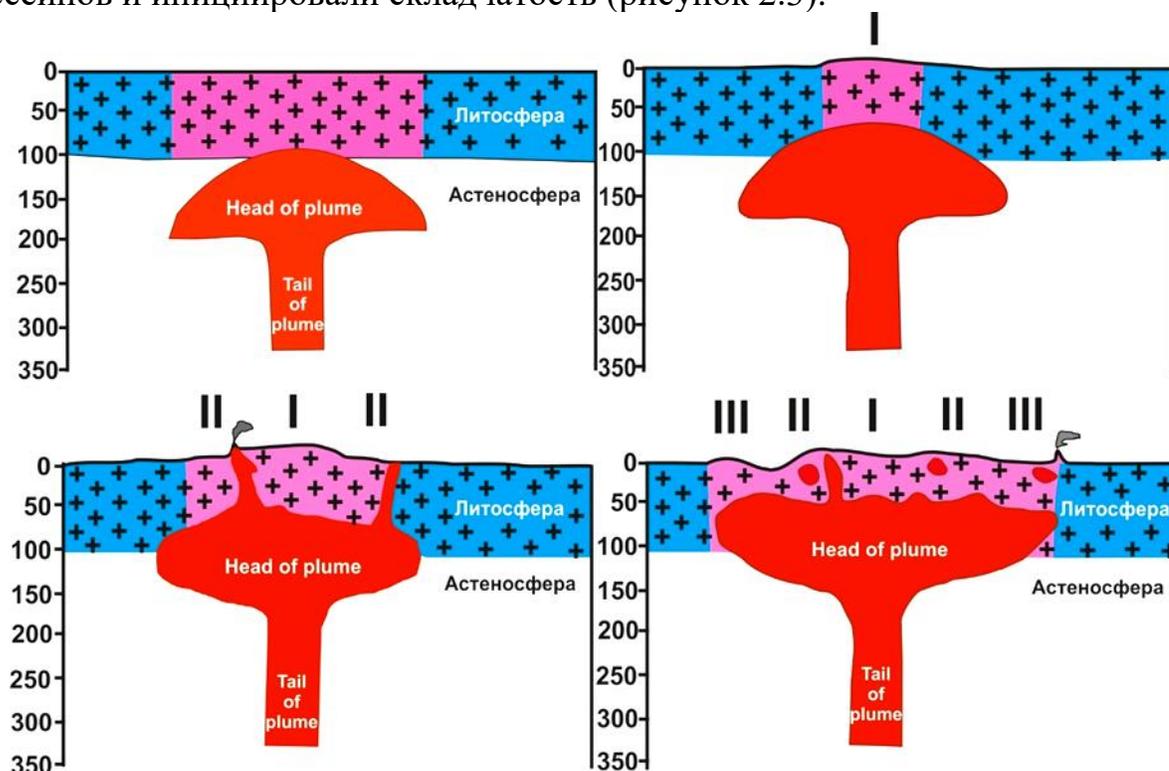


Рисунок 2.3 - Модель-схема внедрения мантийного плюма в литосферу (Bin He и др., 2003) и стадии формирования кольцевых структур Казахстана (Байбатуша А.Б., 2008).

В конце среднего ордовика складчатое сооружение фиксируется внедрением гранитоидов алмалинского субдукционного комплекса. Среднеордовикская складчатость подтверждается несогласным налеганием позднеордовикских толщ на алмалинские гранитоиды. Закрытие дуговых бассейнов, внедрение Алмалинского плутона привели к мощным дислокациям с образованием Караарчинского сутурного шва и значительных горизонтальных перемещений кенкольской пластины и кемброордовикских офиолитов.

В позднем ордовике в остаточных бассейнах накапливалась терригенная формация, состоящая из алевропесчанистых образований с редкими прослоями конгломератов, представленная алмалинской, тасбексайской и ботамойнакской свитами. В основании формации залегают полимиктовые конгломераты с

преимущественно гранитоидной галькой. Залегающие выше кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники с горизонтальнослоистой и косослоистой текстурой чередуются с алевролитами со знаками ряби и фрагментами усыхания поверхностей напластования.

Эти текстурные признаки указывают на приливно-отливной характер морского бассейна. Верхняя часть разреза, представленная чередованием аргиллитов и тонкосреднеплитчатых мергелей, характерна для мелководного шельфа бассейна седиментации, с условиями, благоприятными для жизнедеятельности бентосной фауны. В тасбексайское и ботамойнакское время накапливались преимущественно полимиктовые среднезернистые песчаники, фиксирующие регрессивный режим развития мелководного бассейна. Накопления в позднем ордовике в бессточных бассейнах среднеобломочной молассы фиксирует орогенный коллизионный этап. Этому этапу отвечает становление габбро-диорит-гранодиорит-гранитового актасского комплекса. Внедрение коллизионных плутонов консолидировало структуры Киргизско-Терской и Макбелской зон. С этого времени регион выступал в качестве области сноса и денудации.

В раннем девоне в периферийных областях Казахстанско-Кыргызского континента активизируется вулканическая деятельность, вызванная погружением литосферной плиты в морской бассейн.

Образовавшийся девонский вулканический пояс, отвечающий активной геосутурной зоне, фиксируется протяженной магматической дугой. Вулканогенные СВК девонского субаэрального и экструзивного вулканизма образуют наложенные мульды, выполненные вулканогенно-терригенными формациями среднего и кислого состава. Хорошо документированные в Аральской мульде девонские вулканиты подразделяются на два полных гомодромных цикла, начинающиеся с излияний магмы средне-основного состава и завершающиеся накоплением вулканитов кислого и умеренно кислого состава. Вулканогенные с присутствием терригенного материала образования баркольской и аксуской свит образуют первый цикл, затем в каракольское время наступает перерыв с частичным морским режимом, о чем говорит присутствие в горизонтах песчаников и алевролитов на карбонатном цементе остатков фораминифер и ортоцератитов. Активизация вулканизма второго цикла также начинается с излияний базальтов, андезибазальтов, андезитов, сопровождавшимися туфами и туфопесчаниками (аральская свита среднего девона), и завершается кислыми вулканитами позднедевонской (франской) талдысуской свитой. Субаэральным вулканическим комплексам соответствуют различные по форме (некки, жерловины, малые тела, дайки) комагматические экструзии.

Низкое содержание калия в базальтах девона указывает на их энсиалическое происхождение в условиях проплавления блоков

погружающейся плиты в геосутурной зоне. Девонская вулканоплутоническая орогения завершается формированием крупных батолитов (бузылганкольского и кенкольского) позднедевонского меркенского монцодиорит-граносиенит-лейкогранитового комплекса.

Начиная с фамена девонские консолидированные кольцевые структуры континента Казахстана являются областью сноса с постепенным переходом в режиме неустойчивой платформы, затопленной остаточным морским бассейном или приливом.

В бассейне с фамена по пермь включительно накапливалась конгломерат-песчаниково-глинисто-карбонатная формация, принадлежащая к Шу-Сарысуской структурно-формационной зоне. Мощность морской молассы в центральных частях впадины достигает 6 км.

В контуре изученной площади позднедевонско-средне-позднекарбонный СВК находится только в аллохтонном залегании. Шарьированные пластины с сокращенной мощностью позднедевонско-карбонных отложений конфигурируются, в основном, вдоль северных предгорий Кыргызского хребта, но отдельные клиппы находятся и в его осевой части и даже перехлестываются на южные склоны. Столь масштабные перемещения диагенезированных осадков, скорее всего, произошли в конце герцинской тектонической активизации.

В течение всего мезозоя район представлял собой гипсометрически выраженное поднятие, служившее областью денудации. В раннем палеогене район вовлекается во всеобщее прогибание с озерно-лагунным режимом. В мелких водоемах накапливается озерно-континентальная моласса.

В конце неогена активизируются вертикальные движения, исчезает озерно-лагунный режим, закладываются общие контуры современного рельефа. Основные вертикальные движения Кыргызского хребта начались после среднечетвертичного времени (в Каракыстакской впадине сохранились озерные отложения со среднечетвертичными остракодами), которые сформировали современный горный рельеф и грубообломочную континентальную молассу, накапливавшуюся в грабен-синклиналях внутригорных впадин и в предгорных шлейфах.

## **Выводы**

По данным различных авторов (Scotese, 1977; Golonka et al., 2006; Короновский и др., 2008 и др.) после эдиакара континент Казахстана находился в зоне субдукции субширотного простиранья. В эту благоприятную активную зону в начале палеозоя имело место внедрение мантийного плюма, по масштабам и продолжительности активности относящийся к суперплюму (David A. Yuen, 2007; Joachim R.R., Ritter, Ulrich R. Christensen, 2007). С такими

суперплюмами связаны уникальные месторождения металлических полезных ископаемых (Pirajno. F., 2000).

Разновозрастные и разного состава интрузивные комплексы региона являются комагматическими образованиями. Основанием для суждения о комагматичности интрузивных образований различного состава служат их расположение в едином пространстве, приуроченном к зоне глубинного разлома, и смещение во времени от кембрия до девона включительно гомодромно от ультрабазитов до кислых пород. Дифференциация интрузивных пород по составу и времени связана с их физическими свойствами и химическим составом. Источником образования интрузивных комплексов служит мантийный плюм, внедренный в литосферу в начале каледонской тектоно-магматической активизации континента Казахстана. Формирование своеобразной геотектоники современного Казахстана и прилегающих территорий Узбекистана и Кыргызстана связано с активным суперплюмом, действовавшим в течение палеозоя.

Данная модель геологического развития территории Казахстана может служить теоретической базой для прогноза полезных ископаемых.

### **3. ЗОНАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ МЕТАСОМАТИТОВ**

*Второе защищаемое положение.* В вертикальной метасоматической колонне рудного поля месторождения Коккия интерес представляют в разной степени пиритизированные кварц-серицитовые метасоматиты, вмещающие золотое оруденение. Среди них микроскопически выделены серицит-пиритовые породы (серицитолиты) с повышенными концентрациями золота, которые могут служить как поисковый критерий. Выяснение метасоматической зональности имеет значение для определения местоположения флюидопотока и, следовательно, наиболее вероятного положения рудной минерализации.

#### **3.1 Метасоматическая зональность месторождений, как метод их прогнозной оценки**

Исследование рудоносных метасоматитов имеет такое же важное значение, как и исследование собственно рудного вещества. Изучение метасоматитов дает возможность выяснения условий формирования месторождения, ее зональности и т.п. Рудно-метасоматическая зональность включает изучение закономерностей формирования и размещения продуктов рудообразующих процессов и систем во времени и пространстве при развитии земной коры. Главными факторами формирования вертикальной метасоматической зональности являются температура и фугитивность кислорода. Роль кислорода быстро возрастает в самых малоглубинных образованиях, где возможна интенсивная аэрация подземных вод. Здесь наблюдается смена зон (фаций) в вертикальном направлении на небольшом расстоянии, отражающая не только температурную зональность, но и резкое увеличение степени окисленности форм серы и железа в растворе с приближением к поверхности [55-59].

Исследования показывают, что в обстановке низкой сульфидизации в гидротермах преобладает метеорная вода, хотя присутствие магматической воды и магматических газов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ) тоже отмечается [60]. Флюиды этого типа на глубине, в области зарождения, были равновесны с вмещающими породами и поэтому имели характер нейтральных восстановленных гидротерм, в которых главными растворенными формами являлись  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NaCl}$ . При достижении флюидом области малых глубин и низкого давления он выделяет газовую фазу, обогащенную  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ . Газ конденсируется у поверхности в грунтовых водах, при этом сероводород окисляется за счет атмосферного кислорода, и возникают нагретые паром сульфатные ультракислые воды с  $\text{pH}=2-3$  при  $T=100^\circ\text{C}$ . Соответственно, в зоне окисления сероводорода происходит интенсивный кислотный метасоматизм с окварцеванием пород и

выносом всех или почти всех компонентов, кроме кремнезема и, отчасти, глинозема [55, с.183]. Образуются пологозалегающие пласты или линзы монокварцитов, алунитовых или каолинитовых кварцитов, которые резко сменяются вниз кварц-серицит-адуляровыми метасоматитами, образующими крутопадающие зоны. Именно в осевых частях таких зон метасоматизма, происшедшего в слабо кислой среде, располагаются рудные тела. Поэтому выяснение метасоматической зональности имеет значение для определения местоположения флюидопотока и, следовательно, наиболее вероятного положения рудной минерализации.

Используя аналогию описываемой рудной системы с современными активными гидротермальными системами, в которых непосредственно измеряются температуры образования минеральных парагенезисов измененных пород, возможно определить палеотермы в рудных системах по парагенезисам метасоматических минералов. Определение положения палеоизотерм, в свою очередь весьма важно для оценки уровня эрозионного среза эпитермальной системы. Большинство эпитермальных руд отлагается в интервале температур 180-280°C, что подразумевает глубину от 100 до 800-1500 м ниже палеоуровня грунтовых вод [61-65]. Если в обнаруженном рудопроявлении минералообразование происходило при температуре 220-250°C, это означает, что система глубоко эродирована и поэтому малоперспективна как рудный объект. Низкая температура минералообразования указывает на слабую эрозию рудопроявления и на возможность обнаружения руды на глубине [55, с. 203].

В обстановке высокой сульфидизации флюиды отделяются от относительно окисленного магматического источника и поднимаются при слабом взаимодействии с вмещающими породами. Газы, входящие в состав флюида, могут сорбироваться грунтовыми водами с диспропорционированием сернистого газа:  $SO_2 + H_2O + 1/2O_2 = H_2SO_4$  [66].

В результате возникают ультракислые (pH=0-2) горячие (200-300°C) окисленные растворы, которые, реагируя с вмещающими породами, производят кислотный метасоматизм с окварцеванием и выносом большинства компонентов породы. Присутствие сероводорода наряду с серной кислотой способствует одновременному осаждению сульфидов металлов в виде вкрапленности и сети тонких прожилков. Ультракислая среда минералообразования отражается в формировании таких минералов, как каолинит, алунит, пирофиллит, диаспор и другие. Некоторые из этих минералов, кроме того, чувствительны к температуре. Например, поле устойчивости пирофиллита в присутствии кварца выше 320-360°C, а зунит и топаз образуются в условиях, характеризующих положение температуры выше 260°C [67, 68]. В иностранной литературе ассоциации перечисленных минералов относятся к «продвинутому аргиллитовому изменению», а в русскоязычной литературе – к ассоциациям вторичных кварцитов. В этих

ассоциациях, то есть, в наиболее кислотных метасоматитах, располагаются зоны оруденения. Это составляет еще одно отличие от адуляр-серицитового типа, в котором рудная минерализация приурочена к наименее кислотным метасоматитам [69-74].

В результате минералогических исследований на золоторудном месторождении Коккия выявлена метасоматическая зональность с четырьмя зонами изменений. Выделяются внешняя, промежуточная, внутренняя и ядерная зоны. Возвышенные части рельефа слагают вторичные кварциты, а под ними залегают пропилитизированные породы. Здесь же наиболее полно и широко проявлена серицитовая фация. На серицитовую фацию накладываются метасоматическое и прожилковое окварцевание, хлоритизация и карбонатизация. Кварцевые прожилки содержат хлорит, железистый карбонат, доломит, карбонат и несут полиметаллическую минерализацию в ассоциации с золотом [75, 76].

Минерализация представлена самородным золотом, пиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, магнетитом, титаномагнетитом, вольфрамитом, висмутином, пирротинном, халькопиритом. В породах внешней фации развит пирит кубической формы, нередко со штриховкой на гранях. Наибольшим распространением в рудных зонах пользуются пириты пентагондодекаэдрической формы, а также их различная комбинация. Нередко в пирите наблюдаются включения шеелита и кварца. Трещины в кристаллическом пирите залечены часто кварцем, сфалеритом и халькопиритом. Концентрации золота в пирите, как правило, на 10-15 % больше его содержания во вмещающих кварц-серицитовых кварцитах. В пиритах присутствуют примеси мышьяка, кобальта, цинка, свинца, меди, молибдена, серебра и др. [77].

По данным наших исследований под микроскопом выделяются следующие зонально построенные фации вторичных кварцитов от периферии к центру: 1) зона пропилитового изменения (сильно хлоритизированные, серицитизированные, альбитизированные, калишпатизированные, карбонатизированные и пиритизированные туфы, конгломераты, интрузивные породы); 2) каолиновая фация; 3) серицитовая фация; 4) диаспоровая фация; 5) монокварцевая фация (рисунок 3.1).

Пропилитизированные туфы и конгломераты, с одной стороны, и интрузивные породы, с другой, сменяются к центру зоны сильно измененными разностями, переходящими в серицитовые и каолиновые кварциты.

Кристалловитрокластический туф на стадии перехода ко вторичному кварциту характеризуется массивной текстурой и кристаллокластической с реликтовой пепловой связующей массой структурой. Породы состоят из пирокластического материала, представленного кристаллокластами альбитизированного плагиоклаза, обломками нераскристаллизованного кислого

стекла, погруженными в связующую массу, состоящую из осколков кислого стекла (или пепла) причудливой формы, нацело замещенных кварцем.

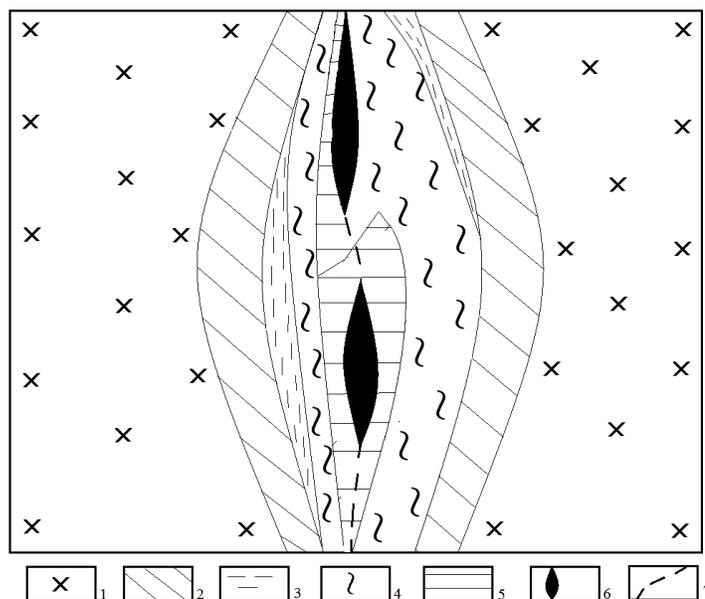


Рисунок 3.1 – Схематический разрез метасоматической зональности на месторождении Коккия: 1 – неизменные породы; 2 – зона пропилютового изменения; 3 – каолининовая фаация; 4–серицитовая фаация; 5–диаспоровая фаация; 6– монокварцевая фаация; 7– зона трещиноватости

На альбитизированные и окварцованные туфы накладываются серицитизация, хлоритизация, карбонатизация и пиритизация. Карбонат-гидрослюдистые образования равномерно распределяются по породе. Хлорит, иногда в ассоциации с карбонатом и серицитом, образует обособленные агрегатные скопления минералов (рисунки 3.2 и 3.3). Пирит представлен зернами кубической и пентагондодекаэдрической форм. В шлифе №38 отмечаются прожилки и пятнистые образования хлорита (5%) мощностью 1-2 мм, агрегаты микрозерен рутила и лейкоксена (3%) распределены неравномерно, чаще приурочены к серицитовым агрегатам и к микротрещинкам (рисунок 3.2). Наблюдаются единичные примазки гидроксидов железа.

В шлифе №84 прожилки кварца пересечены прожилками более позднего жильного кальцита (40 %) изометричной и неправильной формы (рисунок 3.3). Отмечаются двойники по ромбу, размер зерен 0,25-0,75 мм.

Процессами гидротермального изменения затронуты практически все литологические разности пород, и представлены процессами пропилютового характера: альбитизацией, калишпатизацией, хлоритизацией, карбонатизацией, серицитизацией и др.

Зоны с золотым оруденением тяготеют к внутренним фациям метаморфизма, состоящим из кварца, серицита, мусковита, зунита, актинолита, турмалина, диаспора и минералов группы монтмориллонита и каолинита.

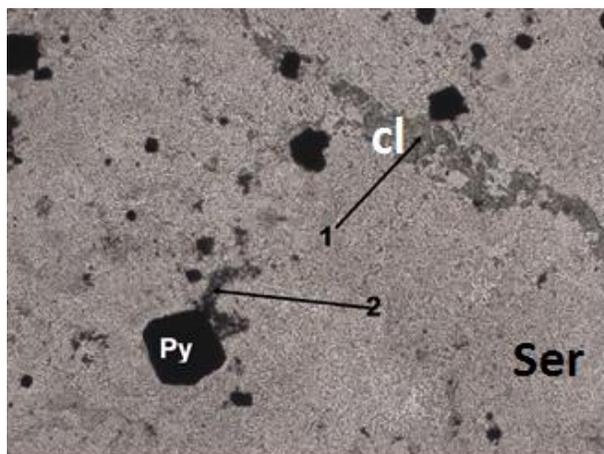


Рисунок 3.2 - Хлорит-серицит-кварцевый метасоматит, шлиф № 38  
Прожилки и пятнистые образования хлорита (cl), агрегаты микрозерен рутила и лейкоксена (2) приурочены к серицитовым агрегатам, пириту и микротрещинкам.

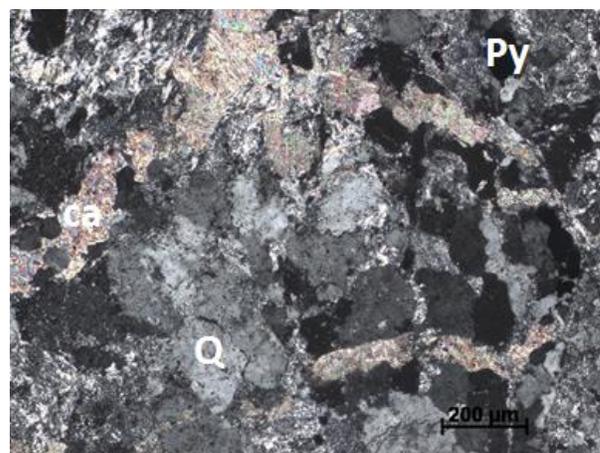


Рисунок 3.3- Кварц-серицитовый метасоматит с пиритом (Py), шлиф №84

Проявления метасоматитов внутренних фаций образуют значительные по площади развития гидротермальные зоны, которые могут классифицироваться как вторичные кварциты. Зона гидротермального изменения типа вторичных кварцитов вытягивается полосой северо-западного направления по азимуту 345°. Мощность зоны изменяется от 80 до 700 м, прослеженная протяженность около 3000 м. Фланги зоны погружаются под мощные верхнечетвертичные пролювиальные отложения.

Прожилковое окварцевание встречается на всей площади месторождения в виде микропрожилков. Золотоносность их очень низкая, отмечается она в пределах слабоизмененных пород внешней фации. Во внутренних кварц-серицитовых фациях с участками микропрожилкового окварцевания генетически связаны богатые золотом рудные столбы и бананцы.

Оруденение золота, серебра и полиметаллов приурочено к полю гидротермально-метасоматически измененных пород. Измененные породы представлены телами вторичных кварцитов и пропилитов. Они контролируются интрузиями сиенитового и монцодиоритового состава среднедевонского интрузивного комплекса штокообразной и дайкообразной формы. Главными породообразующими минералами кварцитов являются кварц, серицит, диаспор. Второстепенные минералы пирофиллит, андалузит, алунит, турмалин, монтмориллонит, топаз, апатит. В виде примесей присутствуют рутил, пирит,

лейкоксен. На вторичные кварциты накладываются гидротермальные изменения: хлоритизация, окварцевание прожилкового типа, карбонатизация, серицитизация, пиритизация и другая минерализация пропилитовой стадии.

В конгломератах и гравелитах гидротермальные изменения в первую очередь затрагивают глинистый цемент, который замещается гидрослюдисто-хлоритовым материалом. Кластический материал этих пород составляет 90-93% объема и представлен или существенно кварцевыми породами (яшмы, кремни, микрокварциты, кварцевые песчаники), которые во внешней зоне метасоматитов практически остаются неизменными или измененными андезитовыми порфиритами, алевролитами, туффитами и туфами.

В диоритовых порфиритах наблюдаются новообразования кварца, калишпата, хлорита. По направлению к центру гидротермального изменения в диоритовых порфиритах увеличивается окварцевание, серицитизация и появляются зерна радиально-лучистого турмалина. Турмалин игольчатый в виде желто-бурых плотных агрегатных скоплений, по краям лучистый (2%), приурочен к трещинкам и жильному кварцу. (Рисунок 3.4)

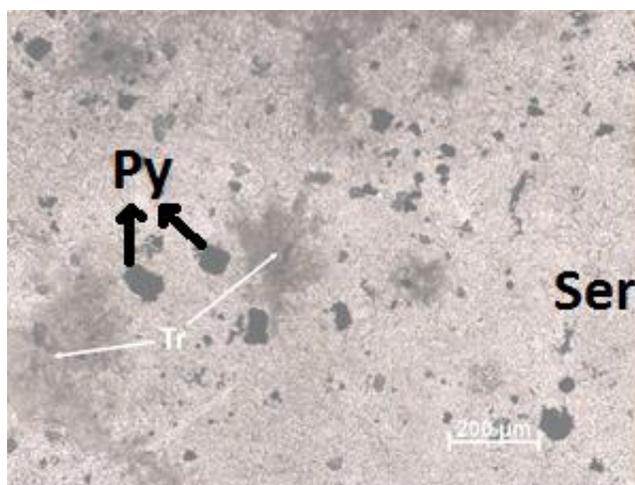


Рисунок 3.4 – Серицит-кварцевый метасоматит по сиенит-порфиру  
Игольчатый турмалин в агрегатных скоплениях, шлиф 223а

Далее к центру зоны диориты переходят в серицит-гидрослюдисто-каолинитовые кварциты каолинитовой фации, пользующейся на месторождении ограниченным распространением и проявленной только в интрузивных породах.

Серицитовая фация проявлена наиболее полно и широко. Внешне это белесые, иногда с зеленоватым оттенком (за счет наложенной хлоритизации) породы, окрашенные с поверхности гидроокислами железа. Первичный состав пород, по которым развиваются кварциты, изредка определяется визуально по мономинеральным гнездовидным скоплениям, повторяющим форму угловатых обломков в туфах и форму прямоугольных табличек плагиоклаза в диоритовых

порфиритах. Кварциты, развитые по гравелитам и конгломератам, сохраняют «теневые» очертания галек.

На серицитовую фацию накладывается прожилковое и метасоматическое окварцевание, хлоритизация и карбонатизация.

Диаспоровая фация вторичных кварцитов выделяется по появлению в породе диаспора и зуниита. Зуниитсодержащие вторичные кварциты отмечены в скважине 1414 в интервале 18,5-20,5 м. В шлифе порфиробласты зуниита (2 %) образуют агрегаты размером до 0,5 мм в серицитовых агрегатных образованиях (размером до 0,05 мм). Зуниит представлен идиоморфными зернами с треугольными сечениями до 0,2 мм, изотропный. На контакте с зуниитом отмечены микропрожилки и просечки жильного кварца (рисунок 3.5).

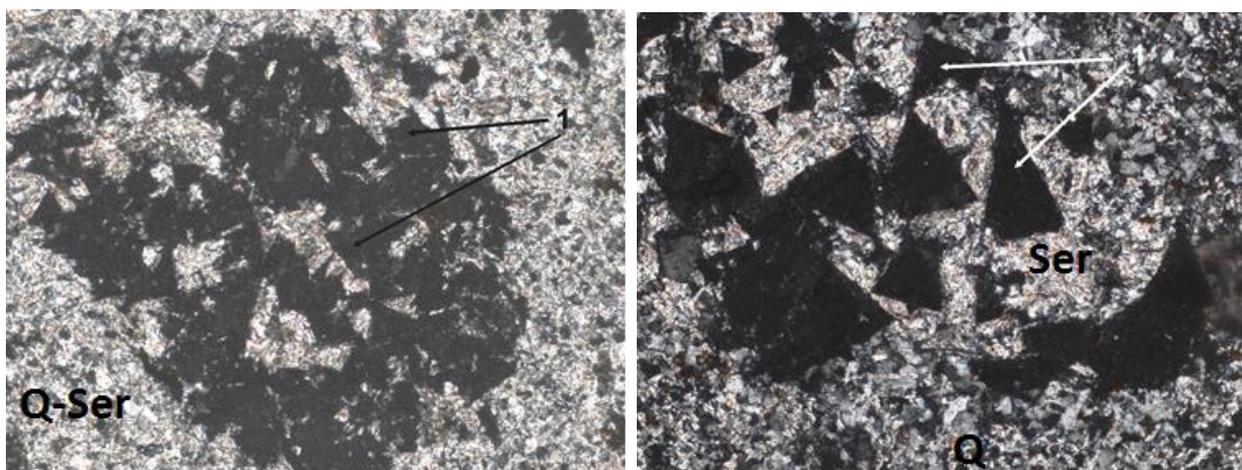


Рисунок 3.5 – В кварц-серицитовой основной ткани гломеропорфиробласты агрегатов зуниита (1). Шлифы №59 и №60

Порфиробласты зуниита в виде агрегатных скоплений в серицитовых агрегатах. Зуниит треугольной формы изотропный, на контакте с ним отмечены микропрожилки и просечки жильного кварца.

Минералами последующих фаций зуниит не замещается. Присутствие таких минералов как зуниит, турмалин, топаз свидетельствует об участии газовой фазы в процессе формирования вторичных кварцитов внутренних зон (диаспоровая фация). Присутствие зуниита в кварцитах свидетельствует об образовании их при высоких температурах и низких давлениях. Диаспор часто корродируется серицитом. Данная фация кварцитов обычно слабо золотоносна

Монокварцевая фация развивается внутри серицитовой фации, где образует короткие линзы или желвакообразные стяжения, свидетельствующие о недоразвитости фации. Мощность линз не превышает первых метров, а протяженность - первых десятков метров. Внешне - это прочные монокварцевые породы, выделяющиеся в рельефе положительной формой. Под микроскопом порода состоит из мельчайших зерен кварца, образующих

равномернозернистый агрегат, на фоне которого отмечается равномерная вкрапленность пирита.

Таким образом, образование вторичных кварцитов связано с метасоматическим воздействием ультракислых растворов полигенного генезиса. В тыловых зонах преобразований, где кислотность растворов максимальна, происходит полное растворение всех минералов, кроме кварца. В результате взаимодействия с породами кислотность растворов понижается, о чем свидетельствует смена монокварцевого состава зон кварц-серицитовым, а затем и кварц-глинистым. Поэтому происходит уменьшение концентрации глинозема в растворах и интенсивное осаждение высокоглиноземистых минералов. Фильтрация и взаимодействие ультракислых растворов с породами приводит к образованию монокварцевых тел в ядерной части с высокоглиноземистыми минералами вокруг этих тел [78-81].

Подобная зональность и последовательность минералообразования со сменой растворения металлов их осаждением отражают прохождение опережающей волны кислотных компонентов, обнаруженной и исследованной Д.С. Коржинским [82, 83]. В соответствии с его моделью, компоненты, обладающие различной кислотофильностью, ведут себя различно при кислотном метасоматозе. Глиноземистые минералы растворяются, но не испытывают значительного перемещения в пространстве. После ухода кислотной волны они осаждаются здесь же, в порах и трещинах в кварце. Щелочи и щелочные земли же выносятся раствором и могут либо осадиться за пределами окварцованных пород, либо рассеиваться в подземных водах. Наиболее эффективно процессы образования ультракислых растворов происходят при кипении и диспропорционировании магматического флюида. Именно в этом процессе достигаются наиболее высокие концентрации серной кислоты, что обеспечивает высокую растворяющую способность таких растворов. Периферические части представлены глинистыми метасоматитами, образованными при смешении ультракислых магматогенных флюидов с метеорными водами.

Судя по выше описанным минеральным ассоциациям вторичных кварцитов, на месторождении Коккия проявлена, в основном, внешняя зона (фация) - серицитовая. Минералы внутренних зон отмечаются как реликтовые (диаспоровая фация) и редко имеют самостоятельные обособления.

Проявленные фации, за исключением серицитовой, характеризуются недоразвитостью, непоследовательностью и частым наложением одних фаций на другие.

### **3.2 Пространственные и временные соотношения метасоматитов, руд и магматических образований**

Изучение природных объектов убедительно показывает, что рудные месторождения встречаются в тесной пространственной связи и в различных

возрастных и генетических соотношениях с различными типами метасоматических образований.

Изучение соотношений метасоматизма и рудоотложения представляет собой одно из главных направлений в теории метасоматических процессов, поскольку вообще интерес к метасоматическим породам возник благодаря нахождению в них руд цветных и благородных металлов.

Потенциально рудоносные виды метасоматических пород разделяются по отношению к руде на крупнообъемные дорудные, локальные предрудные и околожильные синрудные.

Кварц-серицитовые метасоматиты исследуемого месторождения относятся к дорудным метасоматитам, которые являются продуктами гидротермального преобразования довольно больших объемов пород, не связанных с рудоотложением непосредственно. Дорудные метасоматиты, не будучи сами рудоносными, заключают в себе более поздние, обычно кислотные метасоматиты, вмещающие рудную минерализацию.

Месторождение Коккия делится на участок Коккия и участок Южный, расположенные в одной метасоматической зоне. Генетически это руды одного типа, но пространственно разобщены на 2 км.

Северная часть месторождения Коккия располагается в зоне интенсивного гидротермального изменения. Выделение рудных тел в пределах внешне однообразной зоны кварц-серицитовых метасоматитов возможно только по результатам анализа проб. Рудные тела выделены по бортовому содержанию золота 0,3 г/т. Форма тел линейно-вытянутая в северо-восточном направлении. Падение основных рудных зон юго-западное под углами 65-75°. Мощность рудных тел в скважинах изменяется от 0,5 до 60 м, в канавах от 1 до 22 м при средней мощности – 5-6 м.

По условиям залегания рудные тела характеризуются следующими особенностями. Среднее простирание рудных тел составляет 35° с локальными отклонениями от среднего до 10-20°.

Всего на рудопроявлении выделены 24 рудных тела. Рудные тела залегают преимущественно в кварц-серицитовых метасоматитах. Исключение составляют рудные тела № 8 и № 9, приуроченные к пропицитизированным риолитам. Рудные тела характеризуются отсутствием геологических границ, сложной морфологией, обусловленной изменчивостью простирания и мощности по простиранию, небольшой длиной (60-160 м) и раздувами до 15-20 м по мощности, не выдержанностью оруденения, преобладанием в рудах золота над серебром. В наиболее богатых рудах рудного тела № 1 серебро не обнаруживается. Обычно содержание серебра в рудах не превышает первых г/т. Исключение составляет рудное тело № 7, где содержание серебра достигает 293,4 г/т, содержание золота – 2,8 г/т (рисунок 3.6 и 3.7).

Кроме известных рудных тел в пределах месторождения под чехлом пролювиальных отложений возможно обнаружение погребенных рудных тел. Профилем картировочных скважин на юго-западном фланге месторождения вскрываются широкие зоны серицитовых и диаспоровых кварцитов, залегающих в кровле не выходящего на поверхность интрузива монцодиоритовых порфириров. В отдельных скважинах содержание золота по результатам спектрозолотометрического анализа колеблется от 1,5 до 5 г/т при мощности 6,0 м [7].

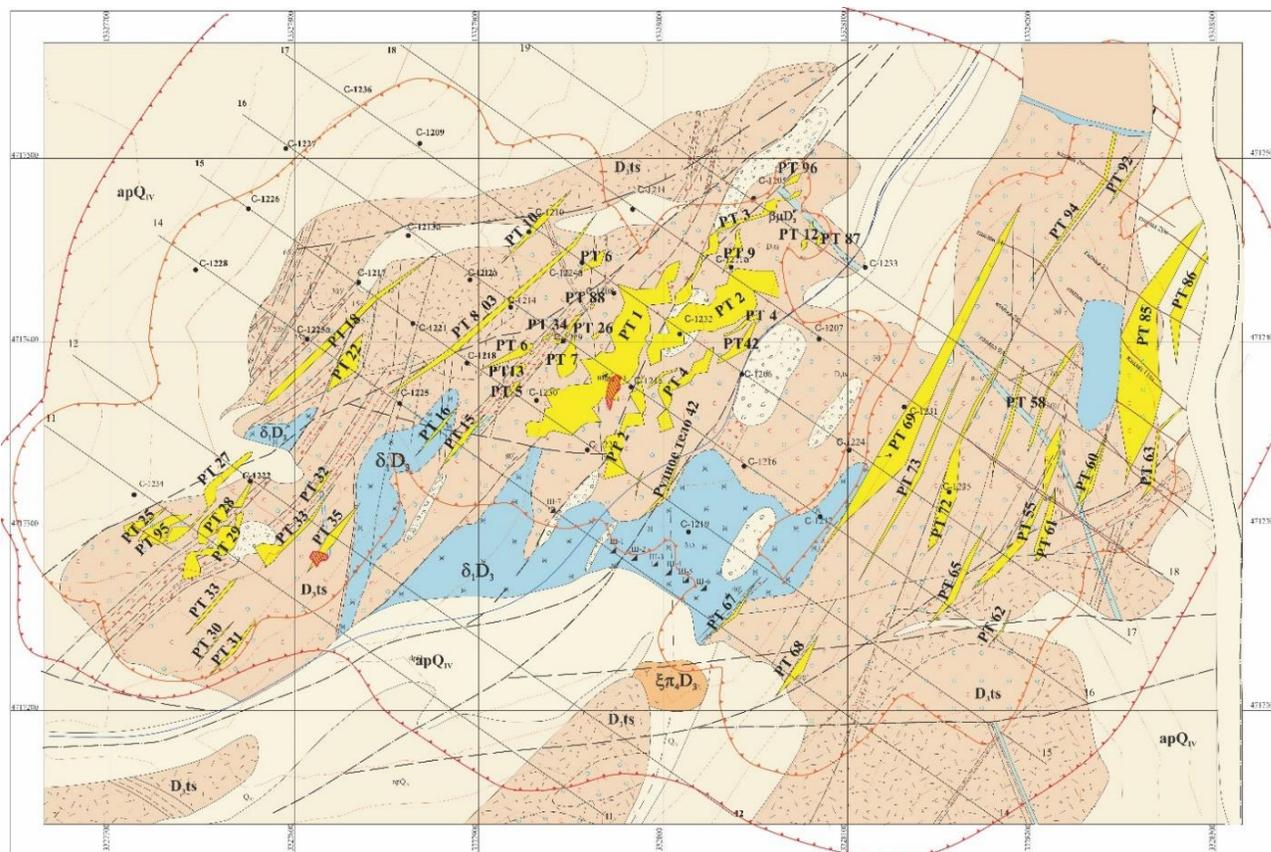


Рисунок 3.6 – Схематическая геологическая карта месторождения Коккия (Лопарев С.В., 2013г.)



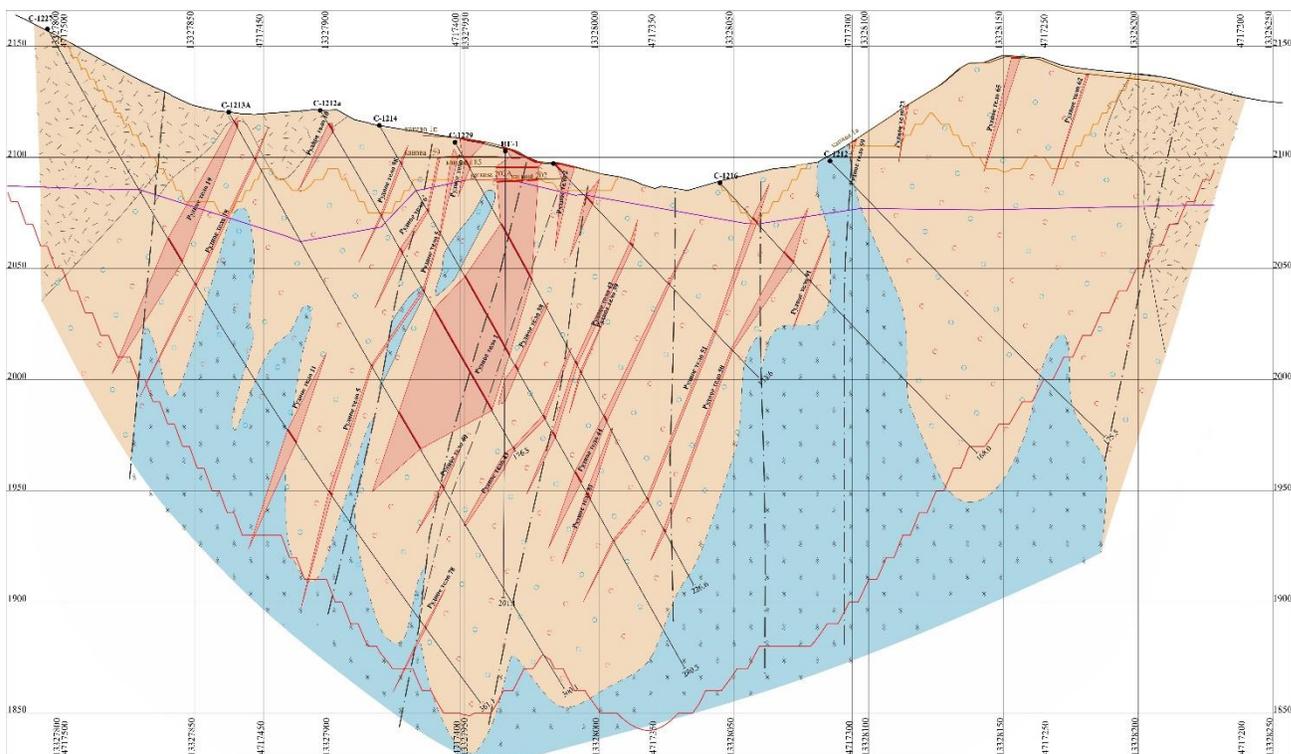


Рисунок 3.7 – Геологический разрез по профилю 16

Наиболее богатым и наиболее изученным является рудное тело № 1, расположенное в центре месторождения, в левом борту р. Улькен Коккия. Приурочено рудное тело № 1 к серицитовым кварцитам. На серицитовые кварциты накладывается микропрожилковое окварцевание, хлоритизация и карбонатизация. Рудная минерализация представлена пиритом пентагондодекаэдрической формы. В незначительном количестве отмечаются следующие минералы: висмутин, киноварь, халькопирит, пирротин, шеелит, арсенопирит, вольфрамит и магнетит. Пирит в рудном теле № 1 распределен неравномерно, в виде рассеянной вкрапленности. Содержание его колеблется от 0,1 до 90% и в среднем составляет 10-15% объема породы. Обогащенные пиритом участки имеют форму кулисообразных линзующихся тел, измеряемых первыми метрами по мощности и по простиранию. Границы рудного тела № 1 устанавливаются по результатам опробования. В отличие от окружающих рудное тело № 1 полей монокристаллических кварцитов, в контуре рудного тела № 1 наблюдаются многочисленные зоны дробления и рассланцевания, протягивающиеся в северных румбах. Вдоль этих нарушений породы хлоритизированы, каолинизированы, лимонитизированы и содержат увеличенное количество кварцевых микропрожилков. Мощность зон нарушений обычно составляет 0,1-1,5 м.

Рудное тело № 1 изучено с поверхности через 5- 20 м канавами, на глубину тело изучено скважинами колонкового бурения. Морфология рудного тела на различных уровнях глубины изучения различна.

В плане тело вытянуто в северо-восточном направлении по азимуту  $35^{\circ}$ , длина 120 м, мощность изменяется от 4 до 22 м. Внешне рудоносные кварциты и нерудоносные не различимы. В метасоматитах рудного тела наблюдаются многочисленные зоны дробления и рассланцевания, протягивающиеся по простиранию тела. С тектонически ослабленными зонами связаны промышленные концентрации металла в рудном теле, а углы их сочленения и пересечения определяют размещение богатых руд.

Скважинами вскрыты две фациальные разновидности метасоматитов: кварц-серицитового и кварц-серицито-хлоритового состава (рисунок 3.8 и 3.9), разбитые многочисленными зонами разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений, в пределах которых наблюдаются повышения содержаний золота.

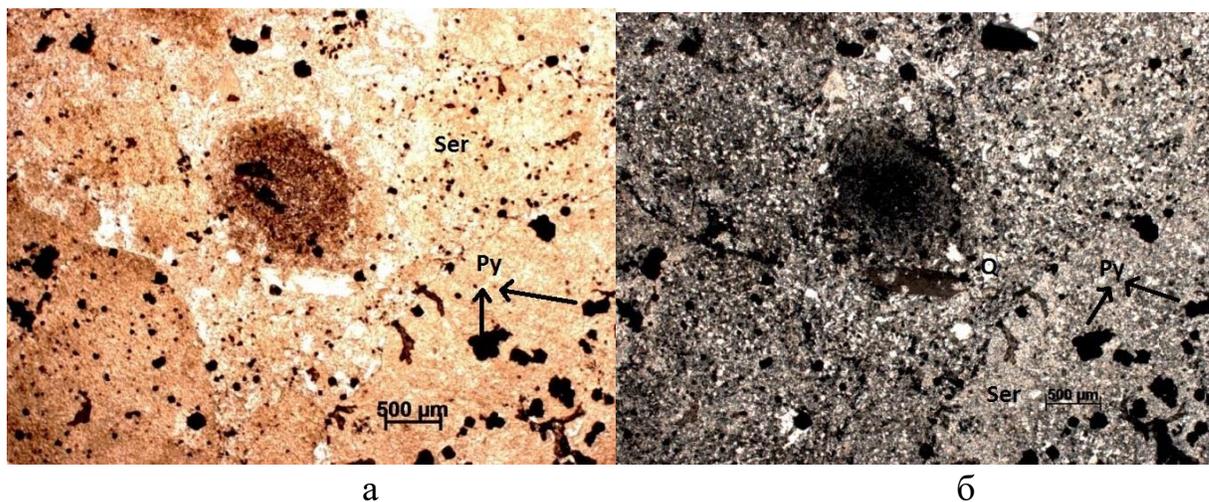


Рисунок 3.8 – Серицит-кварцевый метасоматит брекчированный, шлиф № 1: а) при одном николе; б) в скрещенных николях

Крупные обломки серицит-кварцевых метасоматитов с пиритом сцементированы серицит-кварцевой массой, содержащей более мелкие обломки тех же метасоматитов и микрозерна пирита.

Следует отметить, что на глубоких горизонтах встречено золотое оруденение, приуроченное к одиночным мелким линзам и гнездам почти мономинерального пиритового состава, размер которых - первые десятки сантиметров, содержания золота достигают первых десятков г/т.

В шлифе № 5 пирит (5%) в виде зерен размером 0,15 – 0,20 мм образует кучные агрегатные скопления в серицитовых агрегатных образованиях, где они отмечены на контакте с микропятнистыми и неправильной формы образованиями тонкодисперсного лейкоксена и рутила (рисунок 3.10).

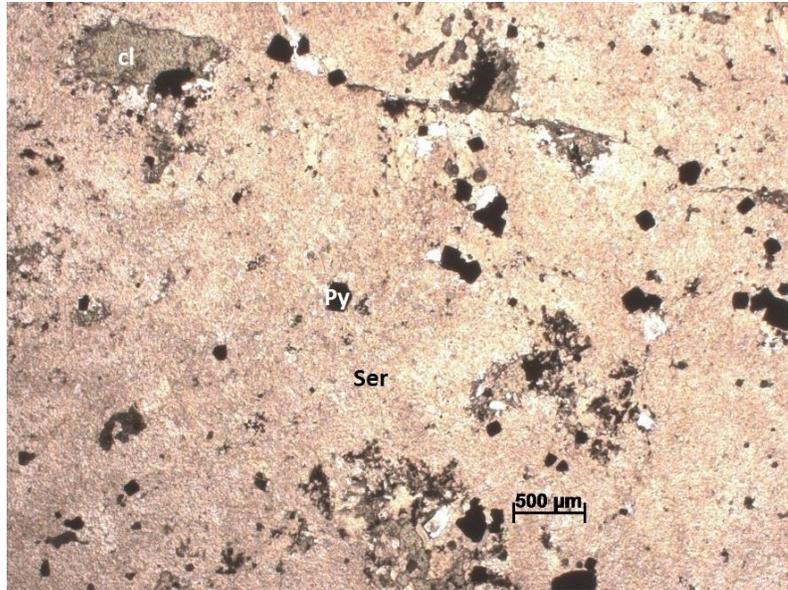


Рисунок 3.9 – Хлорит-серицит-кварцевый метасоматит, шлиф № 2. В верхней части хлоритовые агрегаты приурочены к диагональной микротрещинке.

Основная ткань породы состоит из микрозерен кварца (45%) размером до 0,045 мм и микрочешуек серицита (37%) размером до 0,02 мм. Чешуйки иногда образуют кучные скопления удлиненной формы между неправильными зернами кварца и приурочены обычно к микротрещинкам, микропрожилкам и гнездам жильного кварца. Среди скоплений чешуек серицита наблюдаются единичные мелкие чешуйки мусковита. В основной массе ткани отмечены редкие зерна пирита размером от 0,025 до 0,05 мм.

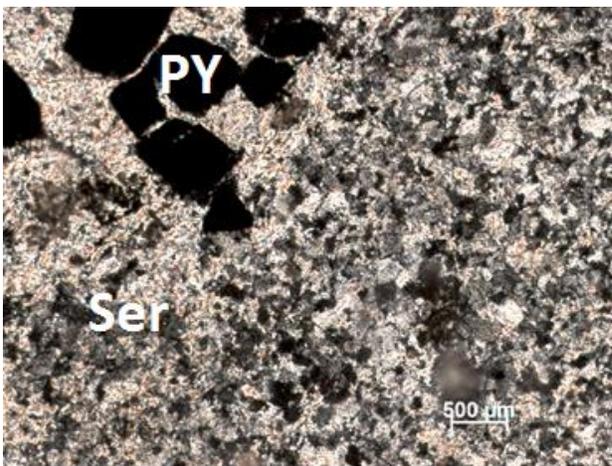


Рисунок 3.10 – Серицит-кварцевый метасоматит, шлиф №5.

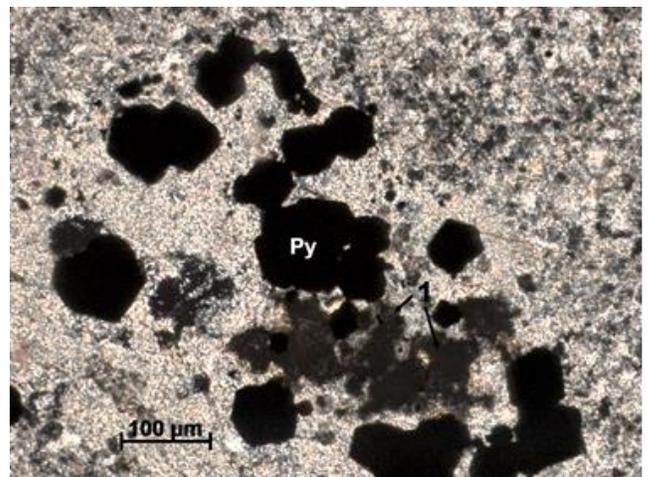


Рисунок 3.11 – Серицит-кварцевый метасоматит, шлиф № 6.

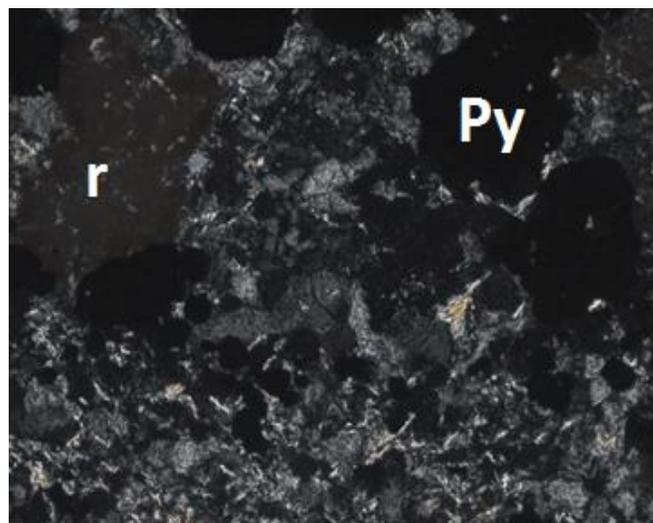
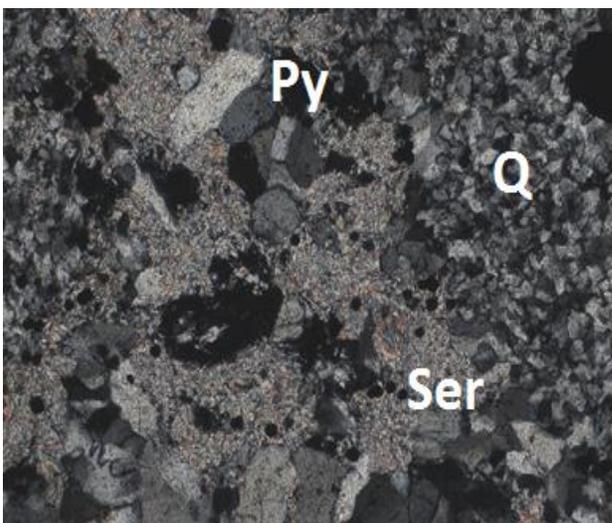


Рисунок 3.12 – Серицит-кварцевый метасоматит, шлиф № 35.

Рисунок 3.13 – Серицит-кварцевый метасоматит, шлиф № 56.

В шлифе № 6 (рисунок 3.11) пирит микрозернистый пентагондодекаэдрической формы, зерна некорродированы. Лейкоксен тонкодисперсный приурочен к скоплениям серицита, они отмечаются также на контакте с пиритом. В основной ткани отмечены агрегаты неправильной формы микрозерен рутила с примесью лейкоксена (3%).

В шлифе №35 (рисунок 3.12) порфиробласты пирита изометричной формы размером чаще 0,1-0,15 мм и единичные до 0,25 мм. Зерна корродированные иногда на контакте с ними отмечен рутил, наблюдается включение зерна рутила в пирите. По периферии шлифа развиты агрегатные скопления (размером до 1 см) корродированных зерен пирита.

В шлифе №56 (рисунок 3.13) в порфиробластах агрегаты пирита (1 %) в виде мелких неправильных зерен размером до 0,15 мм, зерна корродированы и по краям замещены гидроксидами железа и агрегатами дисперсных частиц лейкоксена с включениями микрозерен рутила (1 %) размером зерен от 0,01 до 0,025 мм.

Рудное тело изучено скважинами по профилям через 20 м. Пробуренные скважины подсекли промышленные концентрации золота на различных глубинах. Максимальная глубина подсечения промышленных концентраций отмечена в скважине 1209, интервал 212-247 м, содержание золота до 3г/т.

Участок Южный изучен разведочными работами, проведенными в период 2014-2016 годы. Геолого-структурная позиция определяется приуроченностью рудопроявления к узлам пересечения крупных северо-западных (Шунгурские) и субширотных (Южно-Каракыстакские) разломов. Северо-восточные нарушения имеют меньшее распространение. Площадь рудопроявления сложена, в основном, кристалловитрокластическими кислыми туфами липаритового состава

талдысуской свиты. Туфы прорываются вытянутым в северо-восточным направлении штокообразным телом сиенит-порфиров и дайками диабазов. На западе участка туфы секутся развитыми вдоль Шунгурской системы разломов, дайками диорит - порфиритов и сиенит-порфиров. В юго-западном углу участка обнажаются среднезернистые гранодиориты первой фазы верхнедевонского интрузивного комплекса.

В центральной, ближе к южной, части участка в зоне эндо-экзоконтакта штока сиенит-порфиров развита зона гидротермального изменения типа вторичных кварцитов площадью 500x160 м. Среди кварцитов преобладают породы серицитовой фации, сложенные мелкозернистым агрегатом кварца и серицита. Второстепенные минералы – зуниит, турмалин, актинолит, флюорит.

На сформировавшиеся в первый этап интрузивные породы и ореол метасоматических пород вокруг них, накладываются тектонические зоны, сопровождаемые гидротермальным изменением пород, северо-восточного простирания.

Канавами на поверхности зона прослежена на расстояние 800 м. На поверхности зона представлена серией субпараллельных разрывов сопровождающихся дроблением и рассланцеванием пород. Преобладает юго-западное падение тектонических зон под углами 25-30° и 60-75°. Развиты разрывные нарушения, как в интрузивных, так и в вулканогенных породах. Вдоль тектонических ослабленных зон породы гидротермально изменены: серицитизированы, хлоритизированы, слабо метасоматически окварцованы и пиритизированы.

На вторичные кварциты и кварц-серицитовые метасоматиты накладывается прожилковое окварцевание. Прожилковое окварцевание на поверхности встречается в локальных, измеряемых первыми метрами участках и приурочено к северо-восточным зонам рассланцевания. Мощность прожилков обычно изменяется от первых мм до 1-2 см. Кварц в прожилках крупнозернистый гребенчатый или шестоватый с вкрапленностью пирита.

По исследованиям Р. Стоффрегена и других ученых следует, что процессы прожилкового окварцевания предшествовали отложению сульфидов и золота.

С поверхности породы интенсивно и в различной степени выветрелы. Обычно зона в канавах представлена рыхлой бурой массой, состоящей из каолина, лимонита и обломков измененных пород.

Видимая рудная минерализация представлена рассеянной вкрапленностью пирита пентагондодекаэдрической и дидокаэдрической, реже кубической формы. С поверхности по пириту развивается лимонит, часто колломорфного строения. В лимоните наблюдаются редкие пылевидные и неправильно-прожилковидные обособления самородного золота и серебра. Содержание пирита в метасоматически измененных породах изменяется от редкой вкрапленности и до

10-15%. Повышенные содержания пирита тяготеют к пологим тектоническим зонам.

На поверхности рудные тела имеют форму коротких линз и гнезд. Рудные интервалы в канавах приурочены к бурой охристо-глинистой коре выветривания, содержащей в составе щебень измененных интрузивных пород с прожилками кварца. В выветрелых породах по отдельным фрагментам, просматриваются элементы первичного залегания окварцованных пород. Азимут падения их юго-запад. Угол падения изменяется до 65°. На глубине в профилях буровых скважин, строение рудной зоны в каждом профиле различно.

Скважинами вскрыты многочисленные круто – и пологопадающие тектонические зоны дробления и рассланцевания, залегающие в сиенит-порфирах. Мощность их от 0,8 до 6,8 м. Породы в зонах слабо серицитизированы и пиритизированы. Скважинами в зоне окварцевания выявлены выклинивающиеся с глубиной рудные тела. Падения зоны окварцевания различные под углом от 30° до 60-75° на юго-запад.

### **3.3 Минеральный состав вторичных кварцитов**

К фации вторичных кварцитов относятся продукты интенсивного среднетемпературного кислотного метасоматоза, равновесные с хлоридными растворами, которые содержат углекислоту и серу. В этих условиях оказываются устойчивыми только кварц и высокоглиноземистые минералы: корунд, андалузит, алунит, диаспор и другие.

Собственно вторичными кварцитами целесообразно называть метасоматиты, содержащие не менее 50% кварца.

Главными новообразованными минералами вторичных кварцитов являются кварц, серицит (мусковит), андалузит, алунит, корунд, диаспор, пирофиллит. К второстепенным и аксессуарным минералам относятся пирит, гематит, рутил, топаз, зунит, флюорит, турмалин.

На месторождении Коккия новообразованный кварц представлен двумя генерациями. Ранний кварц представлен микрозернами неправильной формы (0,3-2,0 мм), прозрачный, гранулированный, с волнистым погасанием, который образует рассеянные зерна и их скопления, составляющие общий фон породы. Кварц ксеноморфный, выполняет промежутки между идиоморфными и гипидиоморфными кристаллами полевых шпатов. Кварц образует гранобластовые мозаичные агрегаты и каймы обрастания вокруг реликтового кварца, а также жилки и агрегатные скопления в смеси с серицитом, замещающие первичные минералы.

Кварц поздней генерации формирует тонкую сеть мелких ветвящихся прожилков мощностью от долей миллиметра до первых сантиметров. Кварц находящийся в прожилках – крупнозернистый гребенчатый или шестоватый.

Серицит (мусковит) также представлен двумя генерациями. Ранний серицит встречается в виде мелких чешуек (от 30%-40% до 75-80% в серицитолитах) размером до 0,02 мм, в составе агрегатных псевдоморфоз, замещающих полевые шпаты и биотит, или образует рассеянные скопления в метасоматитах. Чешуйки иногда образуют кучные скопления удлиненной формы между неправильными зернами кварца и приурочены обычно к микротрещинкам, микропрожилкам и гнездам жильного кварца. Серицит развит сравнительно равномерно по породе, но на контакте с трещинками он образует агрегатные скопления.

Серицит поздней генерации выполняет маломощные мономинеральные прожилки.

Андалузит наблюдается в виде рассеянных порфиробластов ситовидного строения с многочисленными включениями кварца. Порфиробласты вытянуты по флюидалности и полосчатости исходных пород или вместе с серицитом образуют псевдоморфозу по первичным минералам.

Взаимоотношения андалузита и серицита противоречивы: наблюдаются как признаки совместного роста, так и коррозионные соотношения. В тесной ассоциации с андалузитом развиваются алунит, пирофиллит и диаспор. Судя по взаимоотношениям, эти минералы формировались на заключительных этапах образования вторичных кварцитов при падении температуры. Широкое развитие андалузита в метасоматитах месторождения свидетельствует о небольшой глубине формирования метасоматитов (гипабиссальная и субвулканическая фация глубинности). Это подтверждает и ярко выраженный приконтактный характер развития ореолов вторичного окварцевания, с резко очерченными границами полей высокотемпературного кислотного метасоматизма, наложенного на боковые породы.

Главным рудным минералом является пирит. Он образует отдельные кристаллы или входит в состав агрегатных псевдоморфоз по цветным минералам. Минерал представлен кристаллами разнообразной формы: кубическими, пентагондодекаэдрическими и октаэдрическими. Пирит представлен четырьмя генерациями. Типоморфные особенности пирита, как основного рудного концентратора золота подробно описаны в главе 4.1. В кварц-серицитовых метасоматитах изученного месторождения, на неглубоких горизонтах, пирит часто оконтуривается скоплениями гидрослюды и рутила.

Рутил иногда развивается и внутри пирита, в виде двойниковых сростков кристаллов. Также рутил наблюдается в виде мельчайших зерен, образующих скопления, которые вместе с другими наложенными минералами развиваются по первичным цветным минералам.

Лейкоксен – довольно часто встречающийся на месторождении минерал. Он является продуктом гидротермального изменения титансодержащих минералов (сфена, ильменита). Тонкодисперсный лейкоксен образует

микрочастицы неправильной формы приурочены обычно к агрегатным скоплениям серицита и также наблюдается обычно на контакте с пиритом, часто замещая его.

Диаспор встречается в виде рассеянных зерен размером 0,3-0,5 мм, их скоплений и гнезд. Минерал ассоциирует с вторичным кварцем, рутилом, пиритом и зуниитом, образуя с ними сростания без признаков замещения одного минерала другим. Крупные выделения диаспора обладают ситовидным строением и сильно трещиноваты.

Зуниит в виде примеси мелких кристаллов входит в состав псевдоморфоз по вкраплениям полевых шпатов, кроме того, он ассоциирует с кварцем, пиритом, рутилом и флюоритом.

Турмалин вторичных кварцитов в отличие от турмалина других типов метасоматитов представлен высокоглиноземистой разновидностью. Под микроскопом он бесцветен со слабо-желтоватым или голубоватым оттенком и практически не плеохроирует.

Плагиоклазы образуют идиоморфные короткопризматические кристаллы размером от 0,5- до 2,5 мм, альбитизированы, поперечные срезы гексагональной и ромбической, а продольные - призматической формы, где по спайности развит лейкоксен с микрозернистым рутилом. Плагиоклаз (40%) призматической формы, чаще в виде отдельных зерен и реже в виде скоплений нескольких зерен, интенсивно замещен серицитом, иногда альбитом, кальцитом. Судя по углу погасания плагиоклаз лабродор-битовнитового ряда основного состава. По трещинкам плагиоклаза иногда наблюдается мельчайшие зерна лейкоксена.

Биотит образует идиоморфные таблички, часто полностью замещен хлоритом.

Идиоморфные таблички биотита образуют скопления совместно с рудным минералом. В зонах эндоконтактов, обогащенных темноцветными минералами, содержание биотита может достигать до 10-12% объема пород (против 1-2% в породах главной фации).

Горнбленд (составляет от 1-2% до 20-25% объема пород) образует неправильные выделения и призматические кристаллы размерами до 1,5-2,0 мм. Цвет буровато-зеленый. Часто замещается чешуйчатым хлоритом и бурыми гидроокислами железа.

Увеличение содержаний темноцветных минералов может сопровождаться уменьшением размеров идиоморфных калишпатов и ксеноморфного кварца, но может проявляться и самостоятельно.

Калиевые полевые шпаты представлены ксеноморфным ортоклазом, часто замещенным вростками альбита неправильной пятнообразной формы. Кристаллы калиевых полевых шпатов могут достигать 5-8 мм. Калишпаты вкрапленников полностью серицитизированы, альбитизированы, содержат многочисленные пертитовые вростки. Составляют 10-15% объема пород.

На отдельных участках под воздействием магматического расплава породы испытали воздействие процессов катаклаза, поэтому брекчиевая структура для пород фации является характерной. 30-50% объема пород превращены в мелкозернистый агрегат, состоящий из обломков зерен кварца, микроклина, плагиоклаза и лейст биотита неправильной формы. Зерна сдвойникованных плагиоклазов, таблички решетчатого микроклина и зубчатые обломки кварца погружены в мелкозернистый агрегат, отдельные обломки кварца имеют извилистые ограничения.

Полевые шпаты лучше других минералов перенесли воздействие процессов катаклаза: отдельные части кристаллов сохранились в виде округлых зерен. Кварц дробился легче других минералов и является основной составляющей частью катаклазированной массы.

В породах буро-зеленые агрегаты хлорита замещают зерна горнбленда вплоть до полных псевдоморфоз по ним. Хлоритовые агрегаты приурочены к микротрещинкам и иногда окаймлены или находятся в контакте с тонкодисперсными бурыми частицами лейкоксена с незначительной примесью рутила и гидроксидов железа. Микроскопические образования рутила, образующие иногда игольчатые, коленчатые и редко звездчатые образования (1%) всегда с примесью тонкодисперсного лейкоксена приурочены обычно к агрегатным скоплениям серицита и там же наблюдаются обычно на контакте с пиритом, иногда они остаются, четко прочерчивая грани пирита, по центру отмечаются реликты пирита (рисунок 3.14).

В шлифе №25 отмечены реликтовые порфиробласты полевых шпатов призматической и таблитчатой формы, призматического горнбленда, лимонитизированного пирита и зерна кварца неправильной формы размером 0,7-1,2 мм (рисунок 3.15). Полевые шпаты и горнбленд полностью псевдоморфно замещены серицитом и тонкодисперсными частицами гидроксидов железа (40%). Титанистые образования отмечены и внутри реликтовых скелетных зерен пирита, или остаются в пустотах выщелачивания зерен пирита. Реликтовые линейные образования, пересекающиеся в двух направлениях зон роста пирита замещены лейкоксеном и микрозернистым рутилом и сфеном. Сфен и рутил (1,5%) микронных размеров, при большом увеличении (40<sup>x</sup>) можно различить изометричные зерна сфена и вытянутые, местами коленообразные зерна рутила.

Замещение горнбленда хлоритом можно наблюдать по ее реликтовым фрагментам, которые в общем контуре слагают призмы, буро-зеленый цвет их также обусловлен наличием незначительной примеси лейкоксена, рутила и гидроксидов железа. К зеленым хлоритам приурочены единичные зерна апатита. Калишпаты пелитизированы, иногда замещены альбитом и прокварцованы.

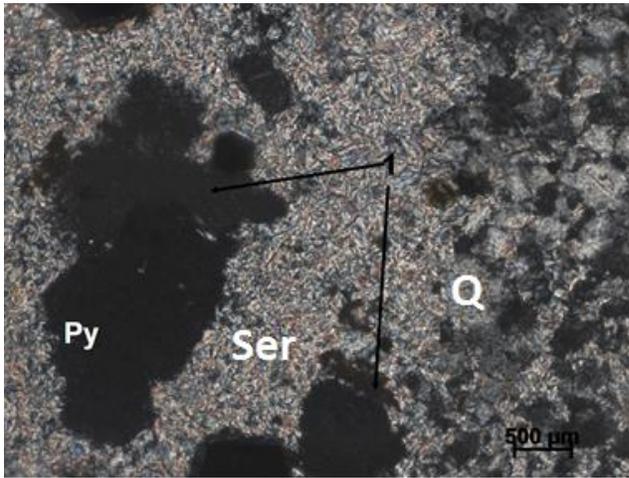


Рисунок 3.14 – Кварц-серицитовый метасоматит ожезненный, шлиф № 50. В серицитовом агрегате лимонитизированные порфиробласты в тесном контакте с тонкодисперсными агрегатами лейкоксенизированного рутила (1).

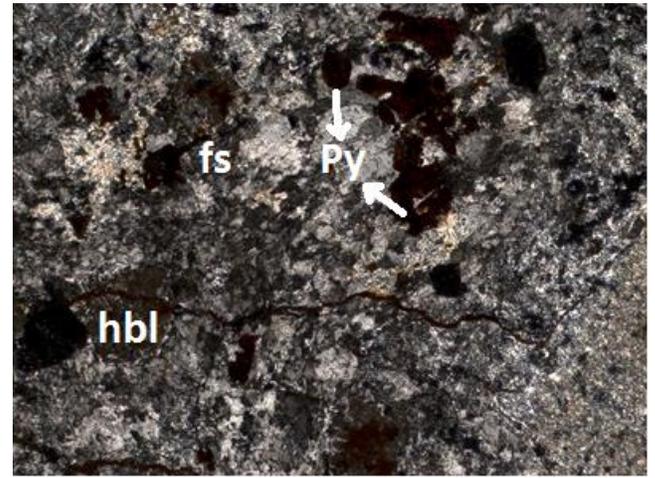


Рисунок 3.15 – Серицит-кварцевый метасоматит ожезненный, шлиф №25.

Визуально породы имеют массивную, вкрапленную или перистую (за счет выщелачивания пирита) текстуру. Структура метасоматическая микролепидогранобластовая и гломеробластовая. Отмечаются элементы порфиробластовой структуры, обусловленной включениями пирита и сванбергита. Основная масса породы состоит из мелкочешуйчатого агрегата серицита и мелкозернистого кварца, на фоне которых выделяются многочисленные порфиробласты пирита.

Количество кварца и серицита в породе непостоянно. С уменьшением количества серицита наблюдается переход в мономинеральные кварцевые породы - монокварциты. С увеличением количества серицита, что обычно характерно для рудных тел, вторичные кварциты переходят в серицит-пиритовые породы – серицитолиты.

Серицит распространен чаще в виде пятнистых агрегатных образований с примесью более значительного количества чешуек мусковита, размером до 0,1 мм, причем они приурочены к микротрещинкам и микропрожилкам жильного кварца (рисунок 3.16).

В шлифе №189 отмечены неправильные, квадратные и удлиненные реликтовые формы пирита также псевдоморфно замещенного лейкоксеном и рутилом. Это хорошо видно по периферии шлифа, где неправильные зерна пирита по решетчатым трещинкам зон роста замещены тонкодисперсным лейкоксеном и рутилом (3%) (рисунок 3.17).

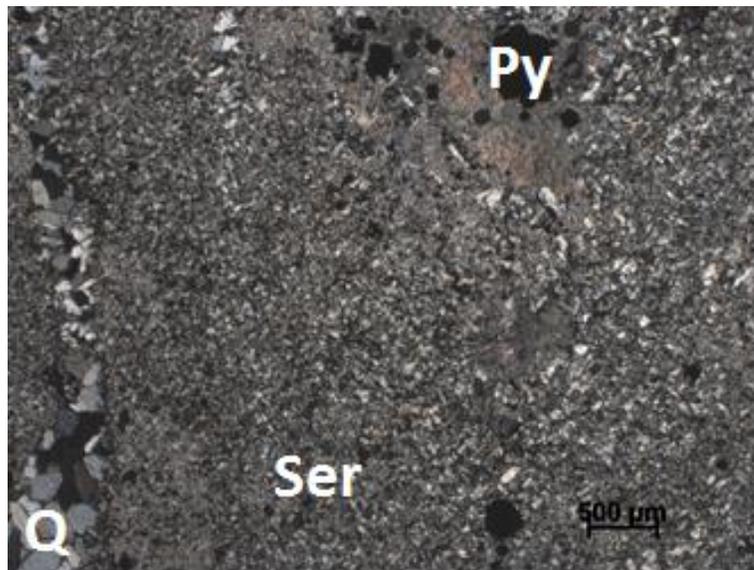


Рисунок 3.16 – Серицит-кварцевый метасоматит ожезненный, шлиф № 49.

Кучные агрегатные скопления серицита с включениями лимонитизированного пирита и чешуйками мусковита.

Основная масса (44%) существенно калишпатовая (ортоклазовая) с единичными призмами плагиоклаза и ксеноморфного кварца (2%). Неравномерно распределены тонкодисперсные агрегаты лейкоксена (1%). Хлорит (5%) грязно-зеленого цвета развит по мусковиту, заместившему горнбленд, по нему развивается мелкозернистый кальцит (2%), тут же отмечены единичные агрегаты лейкоксена неправильной формы.

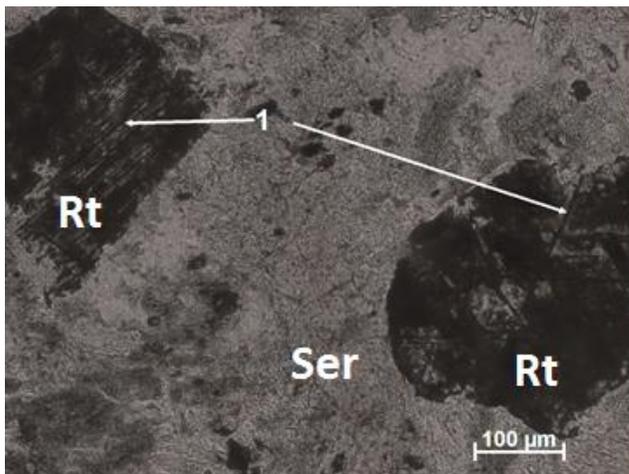


Рисунок 3.17 – Ожезненный сиенит -порфир, шлиф № 189.

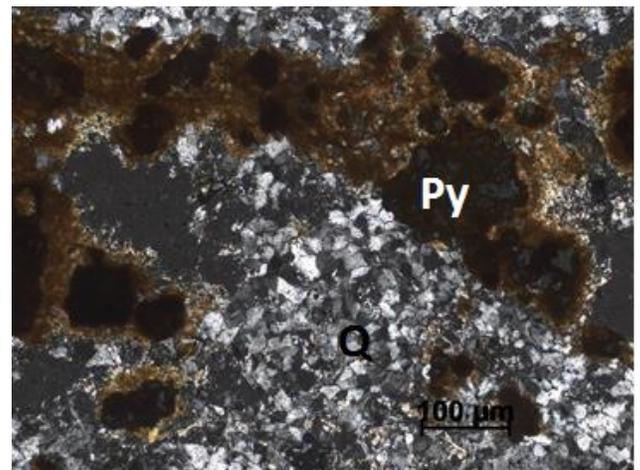


Рисунок 3.18 – Серицит-кварцевый метасоматит ожезненный, шлиф № 52.

Порфиробласты лимонитизированного пирита приуроченные к микротрещинкам

В шлифе №52 порода состоит в основном из микрозерен кварца неправильной формы и в незначительном количестве из микрочешуек

серицита, замещена интенсивно гидроксидами железа. Последние в значительном количестве концентрируются в микротрещинках, где сосредоточены и порфиробласты лимонитизированного пирита (рисунок 3.18). Форма зерен пирита кубическая, срезы гексогональные, иногда зерна полностью выщелочены и имеют скелетный облик.



Рисунок 3.19 – Серицит-кварцевый метасоматит, шлиф № 11. В серицитовой (1) микрочешуйчатой основной ткани зерна пирита неправильной, деформированной, угловатой и корродированной формы в агрегатных скоплениях.

В шлифе густые вкрапления порфиробластов пирита (20%) размером до 1-1,2 мм в серицитовой микрочешуйчатой основной ткани (79%). Форма пирита изометричная, неправильная интенсивно корродированная (рисунок 3.19). Чешуйки серицита доходят до 0,05-0,08 мм, в одном месте отмечены чешуйки до 0,1 мм мусковита.

Пирит (1%) отмечен как в порфиробластах (размером от 0,25 до 0,75 мм) в серицитовых агрегатах, так и в основной ткани (размер зерен 0,025-0,075 мм). Зерна в порфиробластах корродированы и распространены в виде скелетных зерен пентагондодекаэдрической формы (рисунок 3.20). При приближении к жильным кварцевым образованиям концентрация серицита максимальная, вплоть до серицитолитов.

Порфиробласты пирита (35%) размером 0,1-0,3 мм и 1 мм пентагондодекаэдрической формы, корродированные, деформированные отмечены в виде пятнистых неравномерных мелкозернистых агрегатных скоплений в серицитолите (рисунок 3.21). Микрочешуйки серицита (62%) в основной ткани. Тонкодисперсные агрегаты лейкоксена и микрозернистого рутила (1) неправильной формы приурочены к контакту зерен пирита.

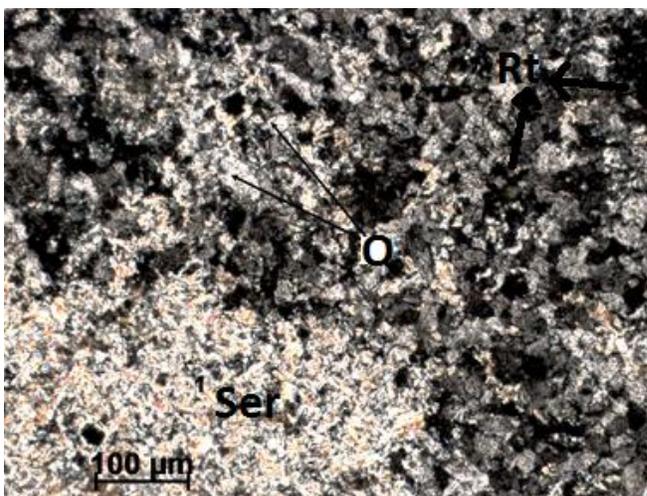


Рисунок 3.20 – Серицит-кварцевый метасоматит, шлиф № 8, порфиробласты корродированного пирита на контакте с микрозернами рутила и лейкоксена

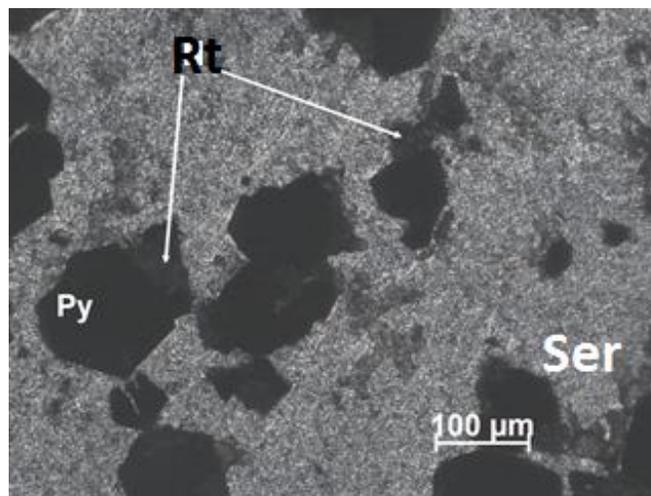


Рисунок 3.21 – Серицитолит с пиритом, шлиф №199.

Тонкодисперсные агрегаты лейкоксена и микрозернистого рутила (1) неправильной формы приурочены к контакту зерен пирита

Серицит, представляющий существенную составную часть кварцитов, нередко частично переходит в гидрослюда и ассоциирует с монтмориллонитом. В редких случаях эти минералы полностью заменяют серицит.

## Выводы

Судя по выше описанным минеральным ассоциациям вторичных кварцитов, на месторождении Коккия проявлена, в основном, внешняя зона (фация) – серицитовая. Минералы внутренних зон отмечаются как реликтовые (диаспоровая фация) и редко имеют самостоятельные обособления.

Идеальный ход последовательного развития минеральных фаций вторичных кварцитов на участке был нарушен, вероятно, прекращением поступления газов и растворов на данном участке или сменой кислотности.

Все это вызвало выпадение фаций, типичных для формации вторичных кварцитов Казахстана, таких как корунд-андалузитовая, алунитовая, пирофиллитовая и др. Проявленные фации, за исключением серицитовой, характеризуются недоразвитостью, непоследовательностью и частым наложением одних фаций на другие.

Максимальные содержания золота в метасоматитах наблюдаются во внутренних и ядерных частях колонки, т.е. в наиболее измененных зонах. Чем выше степень метасоматической проработки пород, тем богаче оруденение. И чем больше мощность метасоматических изменений, тем больше мощность рудных зон.

Слабоизмененные породы в околорудном пространстве образуют большеобъемные тела с низкими содержаниями золота. В будущем, по мере развития технологии извлечения золота, они могут быть переведены в разряд промышленных. Таким образом, также можно прогнозировать увеличение запасов на месторождениях золота, где на флангах развиты крупнообъемные метасоматиты.

Основная рудовмещающая порода пиррофиллит-содержащий серицит-кварцевый метасоматит, предположительно по плагиоклазовому порфириду. В составе руд преобладают кварц, серицит, пирит, представленные в разных генерациях. В небольших количествах присутствуют андалузит, алунит, корунд, диаспор, пиррофиллит. К второстепенным и аксессуарным минералам относятся гематит, рутил, топаз, зунит, флюорит, турмалин.

Судя по взаимоотношениям андалузита и серицита, они формировались на заключительных этапах образования вторичных кварцитов при падении температуры. Широкое развитие андалузита в метасоматитах месторождения свидетельствует о небольшой глубине формирования метасоматитов, а низкая температура минералообразования указывает на слабую эрозию рудопроявления и на возможность обнаружения руды на глубине.

Метасоматиты рудного поля являются рудоконтролирующими образованиями, среди них серицитолиты служат надежным поисковым критерием промышленных концентраций золота.

## 4. МИНЕРАЛОГИЯ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОККИЯ

*Третье защищаемое положение.* Находки теллуридов золота, серебра и висмутовых минералов являются надежными индикаторами перспективности золотого оруденения на глубину. Пентагондодекаэдрический пирит является главным минералом-концентратором золота, наряду с кварцем и серицитом. Изменчивость пробности золота связана с глубиной оруденения, а также процессами минералообразования от ранних ассоциаций к поздним. Исходя из увеличения содержания и пробности золота с глубиной, можно прогнозировать уровень денудационного среза рудных тел месторождения с рудовыми содержаниями золота.

### 4.1 Минеральный состав руд и типоморфные особенности пирита – основного рудного концентратора золота

По результатам микроскопических исследований наиболее распространены кварц-серицитовые метасоматиты в различной степени пиритизированные, вплоть до серицитоцитов. Значительно редки хлорит-кварц-серицитовые метасоматиты. Среди них серицитоциты наиболее обогащены самородным золотом. Визуально они отличаются присутствием пятен или прожилков пирита светло-желтоватого цвета в массе серицитолита, которые могут переходить в густовкрапленную колчеданную руду. Пятна или прожилки пирита мощностью до 2,5 см. Метасоматиты в различной степени прокварцованы, местами карбонатизированы.

На месторождении выделены гипогенная и гипергенная минерализации. На основании изучения пород и руд в шлифах, в керне скважин нами были выделены следующие стадии минералообразования: 1) пиритовая, или ранняя рудная стадия в виде рассеянной вкрапленности (от убогой до густовкрапленной во вторичных кварцитах); 2) теллуридно-полиметаллическая или основная рудная; 3) поздняя рудная стадия – сфалерит – галенитовая.

Минерализация пиритовой стадии представлена метасоматической вкрапленностью пирита в кварц-серицитовых и серицит-кварцевых метасоматитах. Образования пиритовой стадии распространены повсеместно, интенсивность развития минерализации этой стадии возрастает с глубиной.

Минералы теллуридно-полиметаллической стадии в виде прожилков пересекают образования пиритовой стадии, присутствуют в виде включений в пирите, а иногда корродируют их.

Сфалерит – галенитовая стадия представлена тонкими прожилками, секущими образования полиметаллической стадии.

Минерализация гипергенного этапа представлена гетитом, гидрогетитом, ярозитом, лимонитом, а также самородным золотом.

Главным рудным минералом является пирит, из нерудных - кварц и серицит. Самородное золото – основной промышленно -ценный компонент в рудах. К числу второстепенных редко встречающихся относится целый ряд рудных минералов, определяющих геохимическую специфику рудообразования на месторождении (таблица 4.1). В числе редких особенно следует отметить теллуриды золота (калаверит), висмута (цумоит), золота и серебра (петцит).

Подавляющее большинство главных минералов-носителей «невидимого» золота представлено минералами ранних парагенезисов. На месторождении Коккия это сравнительно равномерно распределенная масса тонкозернистого золотосодержащего пирита. Поздние генерации пирита, в том числе вкрапления его в ранних тонкозернистых агрегатах беднее золотом по сравнению с ранними выделениями, но они иногда включают относительно крупные золотины.

Пирит в метасоматитах представлен в виде рассеянной вкрапленности (от убогой до густовкрапленной) и гнезд размером до 1 см. Он представлен несколькими генерациями. В близповерхностных частях пирит подвергается окислению и часто встречается в виде псевдоморфоз.

Таблица 4.1 – Минеральный состав руд месторождения Коккия

Главные	Второстепенные и редко встречающиеся минералы	Ценные и редкие микроминералы
<i><b>Рудные</b></i>		
Пирит (несколько генераций)	Халькопирит, Галенит, Сфалерит, Пирротин, Тетраэдрит,Теннатит, Голдфилдит*,Рутил, Ильменит, Касситерит, Магнетит, Гематит, Молибденит, Шеелит Арсенопирит, Ярозит* Ковеллин, Гетит, Гидрогематит, Лейкоксен	Золото Калаверит Цумоит* Петцит* Алтаит Висмутин* Теллуrowисмутин Теллур самородный Моусонит? *
<i><b>Нерудные</b></i>		
Кварц Серицит	Алунит Андалузит Пирофиллит Кальцит Хлорит Мусковит Диаспор Каолинит Монтмориллонит	Циркон Монацит Крандаллит* Горнбленд Сфен Зуниит Альбит Калишпат

Примечание: \*Минералы, установленные при исследовании технологической пробы первичной руды месторождения Коккия.

**Пирит I** – кубической формы в виде мелкой рассеянной вкрапленности (от 0,01 до 0,05 мм и иногда до 0,1 мм) в массе хлорит-кварц-серицитового метасоматита темно-зеленоватого цвета, приурочен к хлориту и серициту (рисунок 4.1/1).

**Пирит II** – встречается в резко подчиненном количестве, мелкозернистый, в виде прожилковидно-цепочечных образований, развитый по видимому по неустойчивому марказиту и в результате перекристаллизации переходящий в пентагондодекаэдрический, октаэдрический и реже кубический пирит III (рисунок 4.1/2).

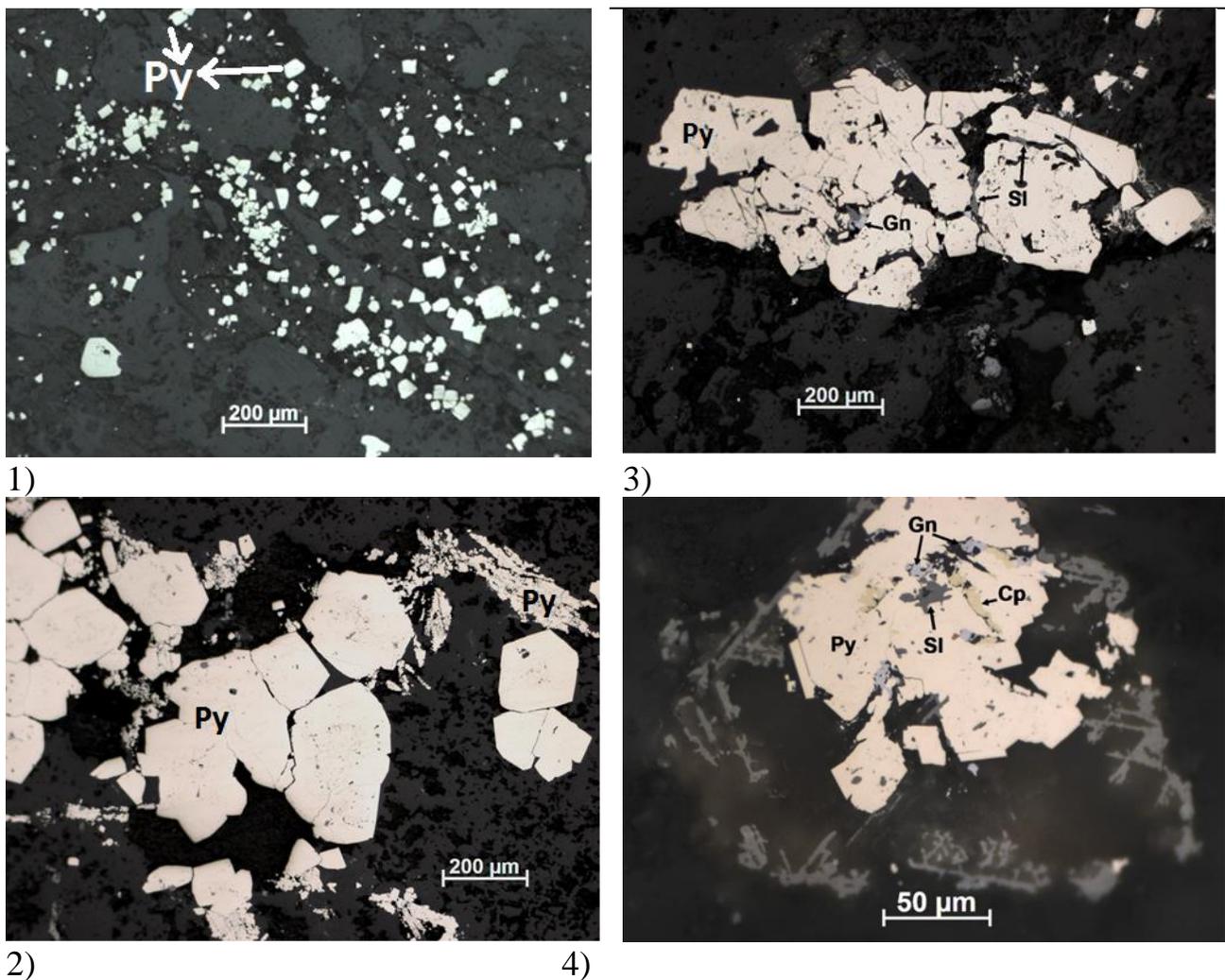


Рисунок 4.1 – Пирит в различных генерациях: 1) Пирит I мелкозернистый кубической формы в хлорите и сериците. Аншлиф 84; 2) Пирит II прожилковидный и Пирит III пентагондодекаэдрический. Аншлиф 86; 3-4) IV агрегативный (Py). Зерна его замещаются минералами титана. Между зерен его галенит (Gn), халькопирит (Cp) и сфалерит (Sl). Аншлиф 84

**Пирит III** – пентагондодекаэдрической, октаэдрической, кубической форм в виде вкрапленности и сростков. Он приурочен преимущественно к

серициту, более крупные зерна содержат включения рутила (рисунок 4.1/3). В пирите III по трещинкам развиваются более поздние халькопирит, галенит, размером от 0,01-0,015 до 0,03 мм. Отмечаются единичные включения арсенопирита в пирите III и сростки молибденита с пиритом в кварце.

Густовкрапленный пирит III отмечается в серицитолите, он интенсивно корродирован, пористый, засорен включениями нерудных, по сохранившимся граням пентагондодекаэдрической и кубической форм (рисунки 4.2; 4.4). Размер зерен до 0,4 мм. В таком корродированном пирите золото находится в тесных сростаниях с теллуридами золота, серебра и свинца.

**Пирит IV** – более крупнозернистый (от 0,1 до 0,3 мм) в виде сростков и агрегативных выделений в массе метасоматита. Агрегативный пирит разбит трещинками, по которым развиваются более поздние сфалерит, галенит и халькопирит (рисунок 4.1/3 и 4.1/4). Сростки и агрегативные выделения пирита размером 0,5x1,5 мм и 0,5x2,0 мм.

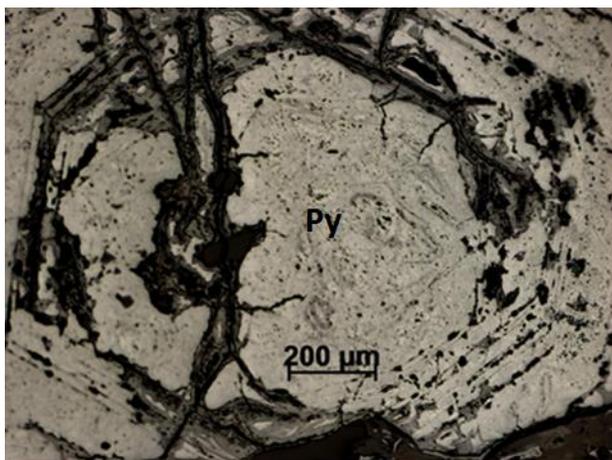


Рисунок 4.2 - Окисленный пирит зональный, аншлиф 195

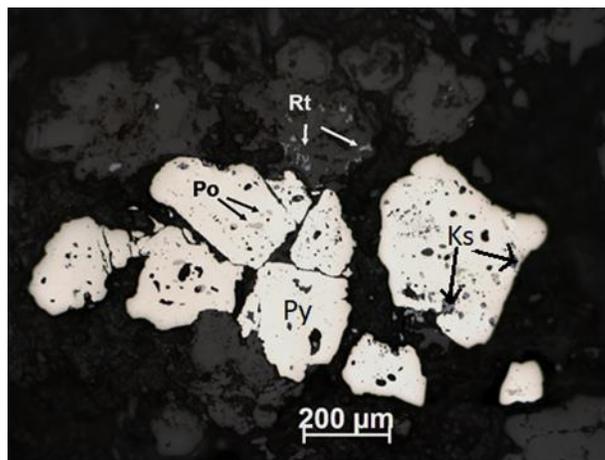


Рисунок 4.3 - Включения в зернах пирита: Ks- касситерит; Po – пирротин, Rt – рутил

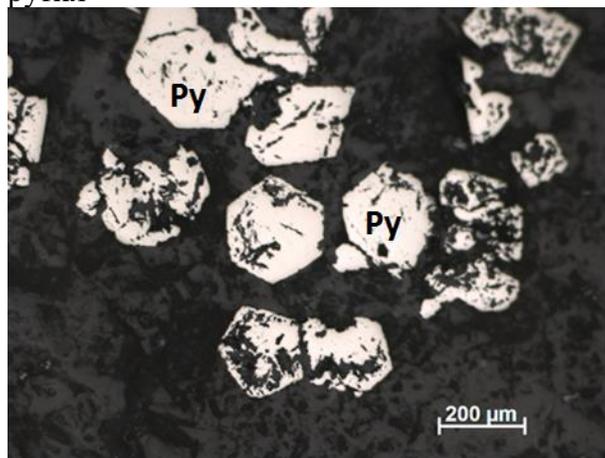
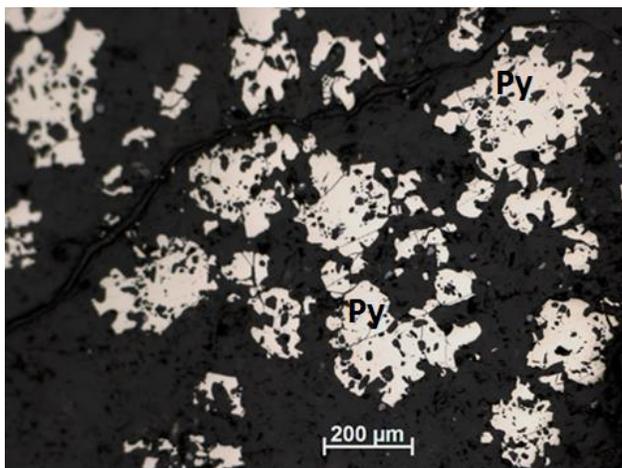


Рисунок 4.4 - Интенсивно корродированный пирит. Аншлиф 11 и Аншлиф 75

К числу редко встречающихся второстепенных минералов относятся халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды (тетраэдрит, теннантит и голдфилдит), арсенопирит, касситерит, пирротин, молибденит, ковеллин, магнетит, гематит, гетит.

**Сфалерит, галенит, халькопирит.** Из них сфалерит наиболее распространен. Все они связаны с тонкими прожилками кварца, секущими метасоматит, а также встречаются в межзерновых пространствах агрегативного пирита.

**Сфалерит** относится к сфалерит – галенитовой стадии образования, распространен в виде относительно крупных (до 1-3 мм) идиоморфных кристаллов в ассоциации с халькопиритом, галенитом и блеклыми рудами. Иногда он развит в виде вытянутых вдоль кварцевого прожилка выделений (размеры от 0,03-0,07x0,3 до 0,2x2,0 мм). Сфалерит содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита и мелкие включения галенита и халькопирита (рисунки 4.6 и 4.7). По краям сфалеритовых выделений отмечаются пирит-халькопиритовые сростки.

**Галенит** образует единичные включения, кроме мелких включений в сфалерите, развивается по трещинкам агрегативного пирита, редко в сростании с халькопиритом. Размер галенитовых выделений от 0,03 до 0,05-0,15 мм (рисунки 4.8, 4.9, 4.10). В составе галенита иногда присутствует примесь селена.

**Халькопирит**, как и сфалерит, встречается на глубоких горизонтах месторождения Коккия. Он образует включения размером 5-10 мкм в пирите, иногда совместно с пирротинном встречается с минералом группы станноидита в виде включений в блеклой руде, также в виде эмульсионной и мелкой вкрапленности в сфалерите (до 0,02 мм) и в кварце (до 0,05x0,15 мм). Встречаются также сростки этих минералов в кварце (до 0,1 мм). Халькопирит (ср) и касситерит (кс) корродируют пирит (Рy) (рисунок 4.11).

**Блеклые руды** присутствуют в составе минерализации сфалерит – галенитовой стадии. По химическому составу блеклые руды представлены тетраэдритом, теннантитом и голдфилдитом (рисунок 4.12). Встречается в виде включений размером до 25 мкм в пирите, иногда совместно с халькопиритом, теллуридом золота. Блеклые руды отмечены в виде свободных зерен с включениями халькопирита и минералов группы станнина. В голдфилдите наблюдается тонкая вкрапленность теллуридов золота и серебра (петцита). Тетраэдрит и теннантит содержат примесь цинка. В составе голдфилдита отмечается значительная примесь мышьяка и сурьмы.

**Арсенопирит.** Встречаются единичные зерна арсенопирита в пентагондодекаэдрическом пирите (рисунок 4.13).

**Касситерит** представляет собой редкие мелкие включения в корродированном пирите, размер – 0,01-0,02x0,05 мм ( см. рисунок 4.3). Также

отмечается в сериците в виде мелких зерен в ассоциации с блеклыми рудами. В ассоциации с халькопиритом корродирует пирит.

**Пирротин** образует мелкие пойкилитовые включения (0,005-0,05 мм) овальной, неправильной формы в корродированном пирите ( см. рисунок 4.3). Иногда отмечаются единичные включения изометричной формы и вкрапленность размером 5-10 мкм в пирите в сростании с халькопиритом.

**Молибденит** встречается редко, его пластинчатые и чешуйчатые зерна развиваются вокруг зерен кварца и в сростании с пиритом в кварце (Рисунки 4.14 и 4.15).

**Ковеллин** отмечен в виде единичных тонкозернистых выделений в нерудной матрице и в виде продуктов окисления халькопирита, также в виде редких отдельных выделений и сростков с мелкозернистым кубическим пиритом в серицитовой массе (до 0,07x0,1 мм). Ковеллиновые каемки наблюдаются вокруг галенита и сфалерита (Рисунок 4.16).

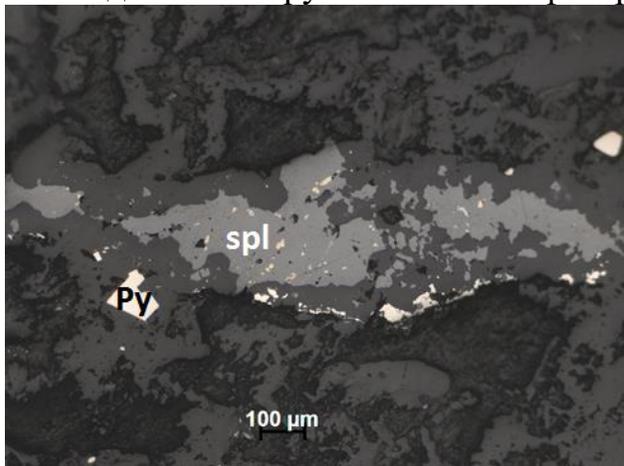


Рисунок 4.6 – Сфалерит (spl) в кварцевом прожилке. Py – пирит. Аншлиф 84

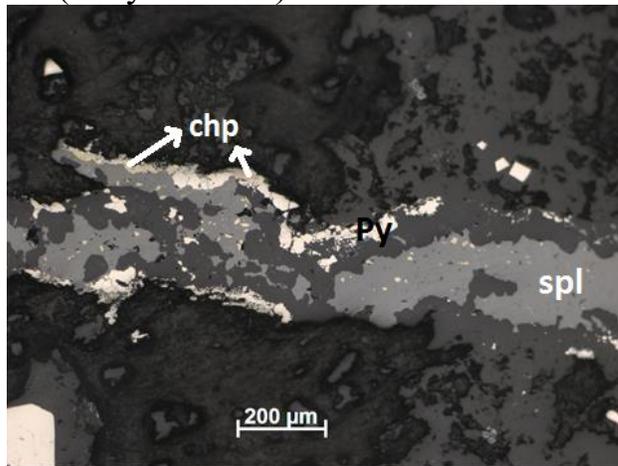


Рисунок 4.7 – По краям сфалерита развивается пирит (Py) в сростании с халькопиритом (chp). Аншлиф 84

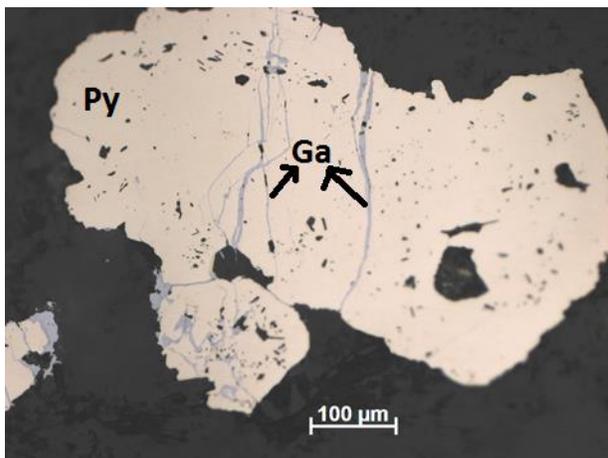


Рисунок 4.8 – Тонкие прожилки галенита (Gn) в пирите. Аншлиф 95/1

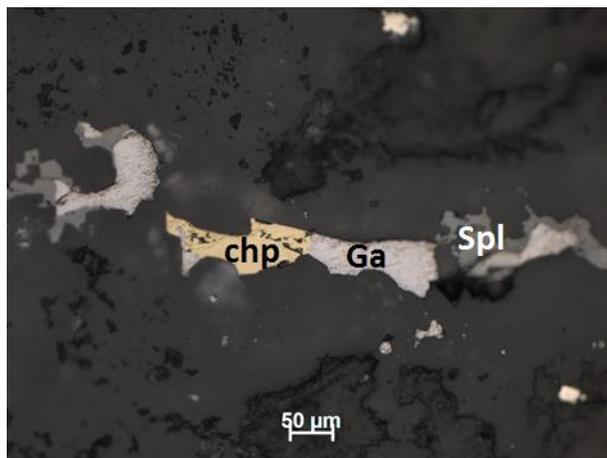


Рисунок 4.9 – Сростки сфалерита (spl), халькопирита (chp) и галенита (Gn) в кварце. Аншлиф 84

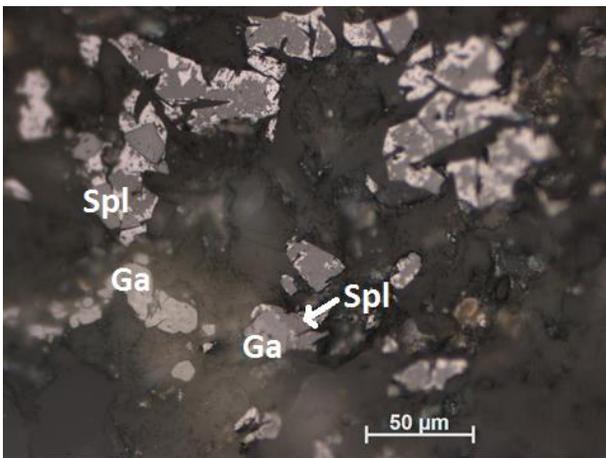


Рисунок 4.10 – Сфалерит (spl) замещается галенитом (Gn). Аншлиф 88

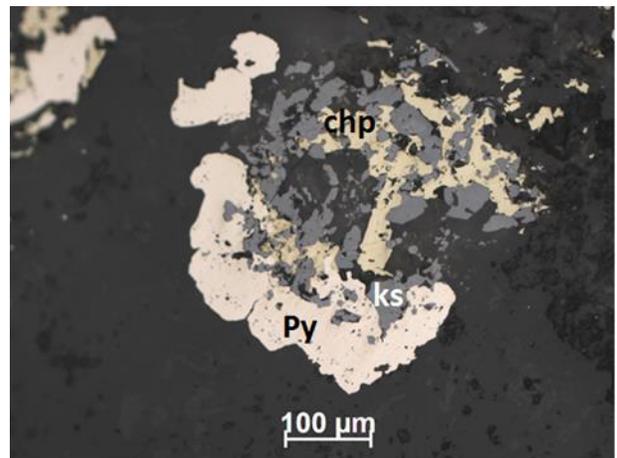


Рисунок 4.11 – Халькопирит (chp) и касситерит (ks) корродируют пирит (Py). Аншлиф 95/2

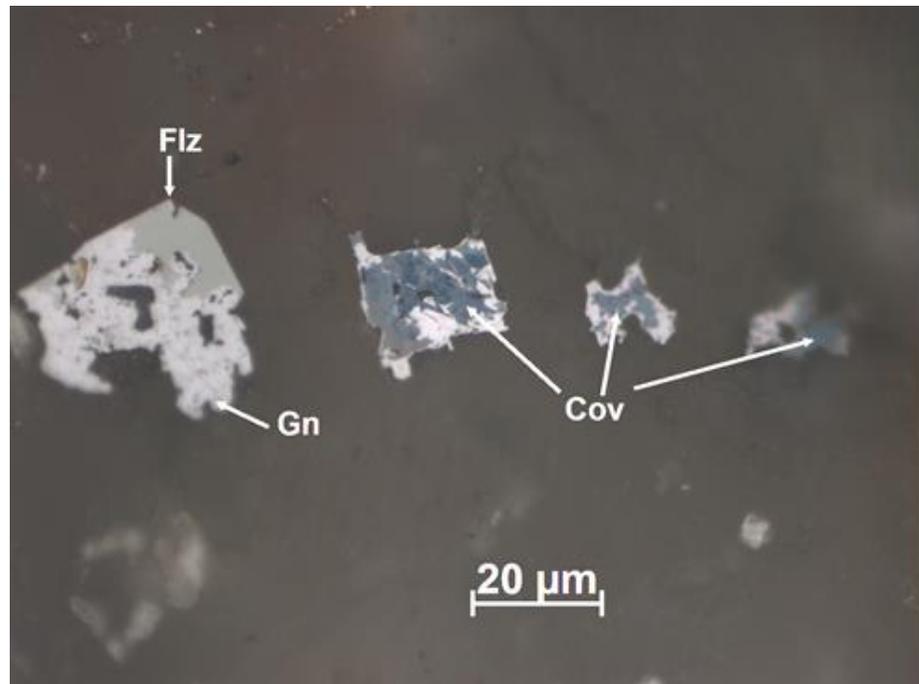


Рисунок 4.12 – Сrostки минералов. Flz – блеклая руда, Gn – галенит, Cov – ковеллин. Аншлиф 87

**Магнетит, гематит, гидрогематит, гетит и оксиды титана** в виде включений размером 5 мкм-0,1 мм, образуют скопления изометричных и игольчатых выделений размером от 10 до 50 мкм в метасоматите.

**Гидрогематит** встречается в виде колломорфных образований, часто концентрически зональный, шаровидный, развит по трещинкам метасоматита, по границам зерен кварца и в кварце (рисунки 4.17 и 4.18).

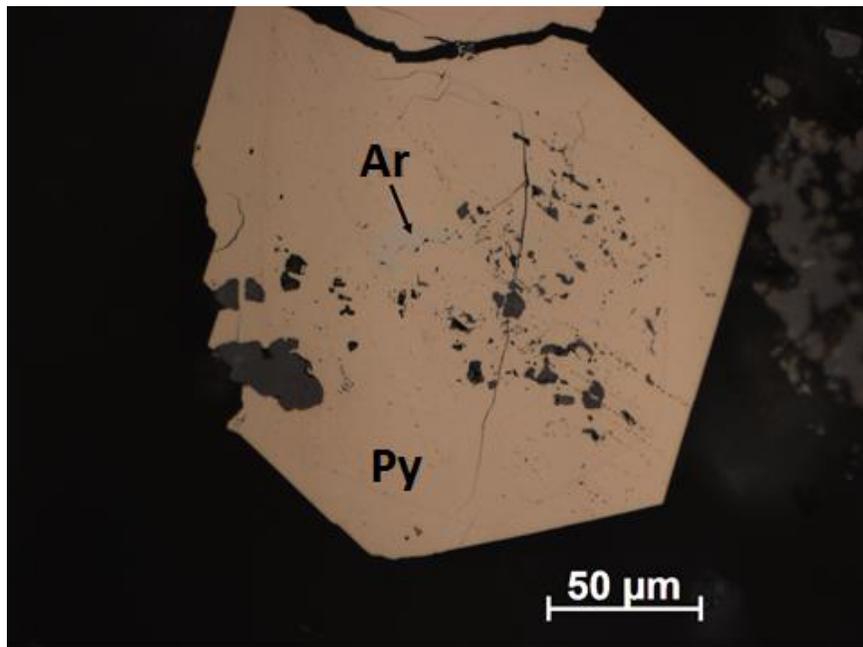


Рисунок 4.13 – Арсенопирит (Ar) в зерне пентагондодекаэдра. Аншлиф 38

*Гематит* отмечен в виде единичных включений в пирите, образует ламеллярные выделения в магнетите.

*Гетит* образует полные псевдоморфозы, иногда с реликтами пирита и колломорфные выделения в нерудных минералах (рисунок 4.19).

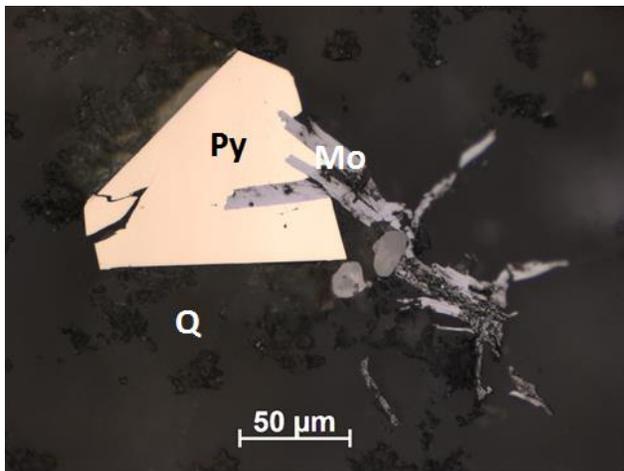


Рисунок 4.14 – Пластинки молибденита (Mo) в сростании с пиритом (Py) в кварце (Q). Аншлиф 38

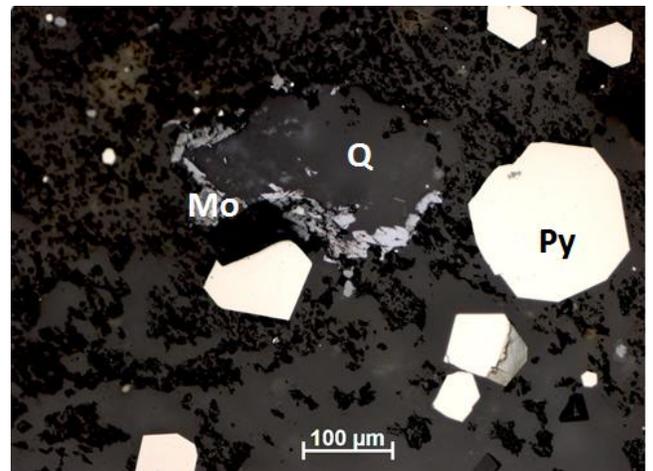


Рисунок 4.15 – Чешуйки молибденита (Mo) вокруг зерна кварца. Py – пирит. Аншлиф 38

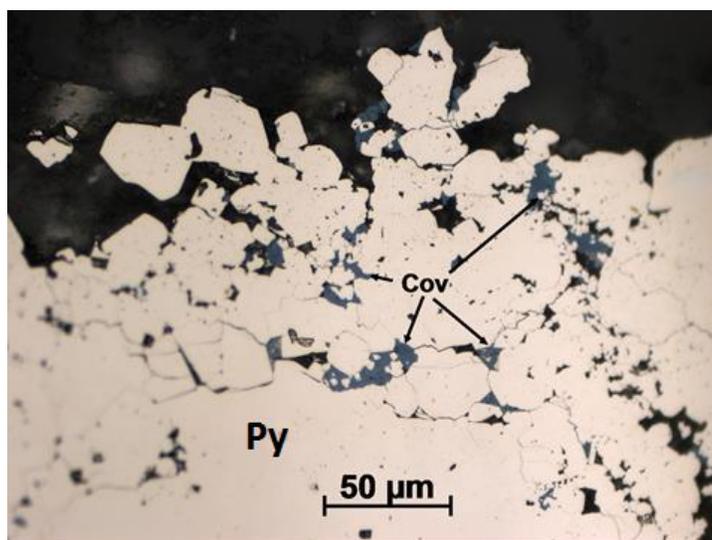


Рисунок 4.16 – Ковеллин (Cov) между зерен пирита (Py). Аншлиф 86

В гипергенных рудах сохраняется первичный кварц, серицит замещен гидрослюдистыми минералами, а из рудных минералов встречаются: лимонит, ярозит и самородное золото.

**Ярозит** как продукт окисления пирита встречается довольно часто, хорошо диагностируется на дифрактограммах, представлен обломками тонкозернистых масс, срастающихся с кварцем и слоистыми силикатами, образуют скопления сросшихся кристалликов. Взаимные срастания ярозита и крандаллита отмечены в сростке с кварцем и золотом. Ярозит иногда содержит тонкую вкрапленность золота.

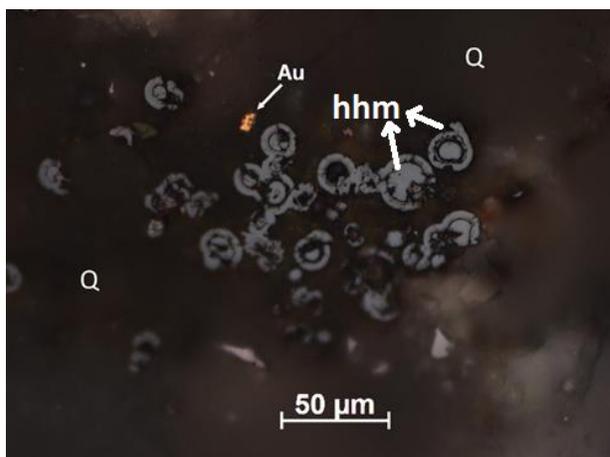


Рисунок 4.17 – Золото (Au) в кварце. Серые круглые зерна – гидрогематит (hhm). Аншлиф 60

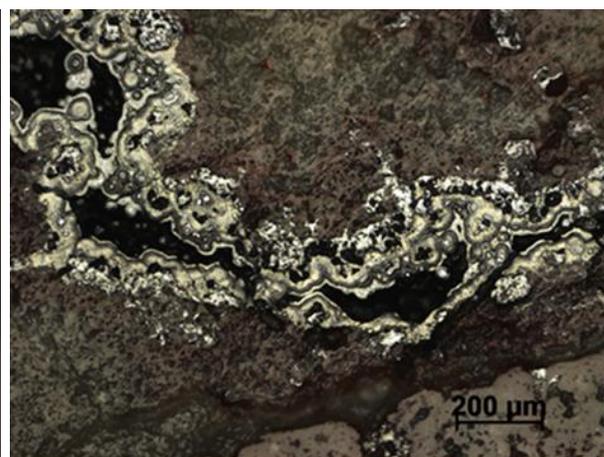


Рисунок 4.18- Колломорфные образования гидроксидов железа. Аншлиф 202/2

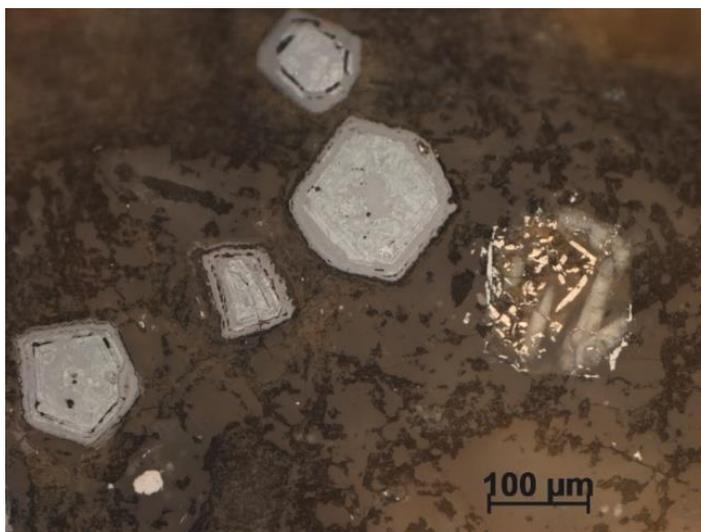


Рисунок 4.19 – Псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту. Аншлиф 193

**Минералы титана** – встречаются ильменит, рутил и в незначительных количествах ильменорутил. Ильменит образует таблитчатые или изометричные зерна размерами 0,1 – 0,2 мм, в различной степени замещенные агрегатами рутила, лейкоксена, гематита (Рисунок 4.20). (Приложение 1). Рутил наиболее распространен и встречается в виде включений размером 5 мкм – 0,1 мм в пирите, образуют скопления изометричных, призматических и игольчатых выделений размером от 10 до 50 мкм в метасоматите (рисунки 4.21 и 4.22). Характерны сгустки, цепочки, пятнообразные скопления лейкоксена.

Наблюдается тесная ассоциация лейкоксена и рутила с пиритом, они корродируют пирит, часто замещают его и присутствуют в виде включений в зернах пирита (рисунок 4.23).

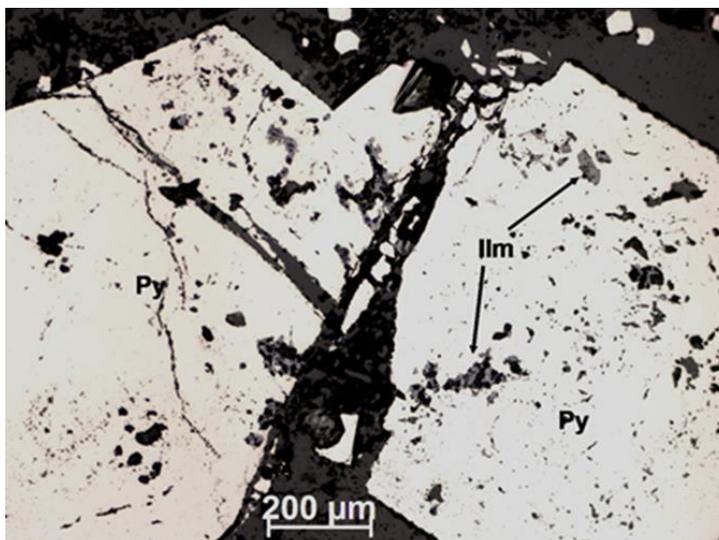


Рисунок 4.20 – Ильменит (Ilm) в пирите (Py). Аншлиф 1/2. (Приложение 1)

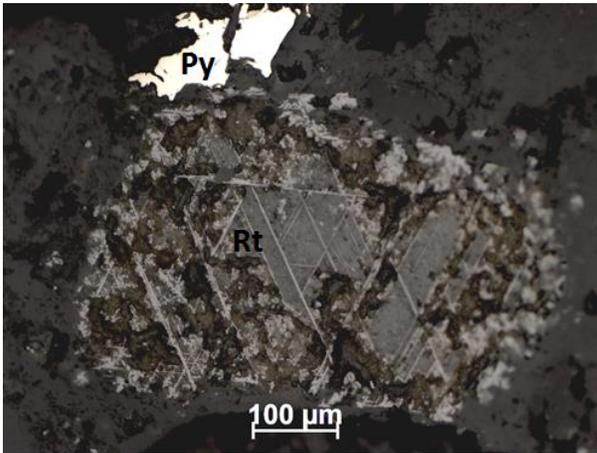


Рисунок 4.21 – Замещение пирита (Py) минералами титана – лейкоксен и рутил (Rt). Аншлиф 31

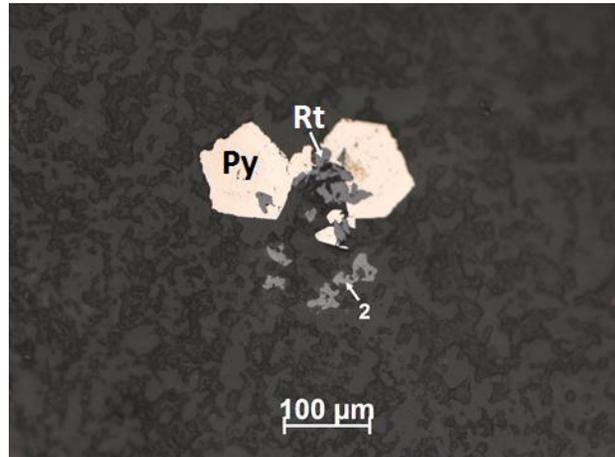


Рисунок 4.22 – Коррозия пирита (Py) минералами титана – лейкоксен и рутил (Rt). Аншлиф 36

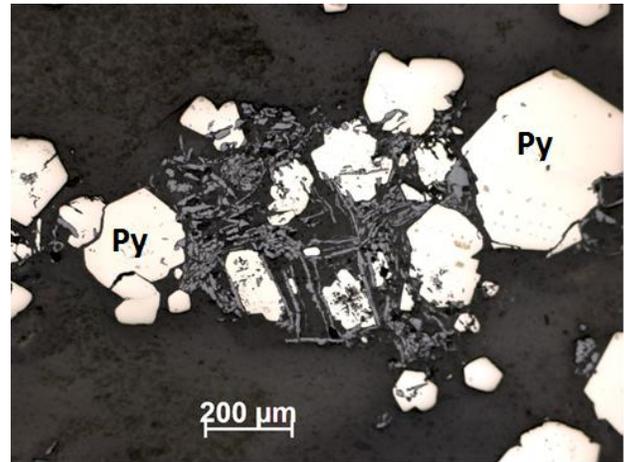
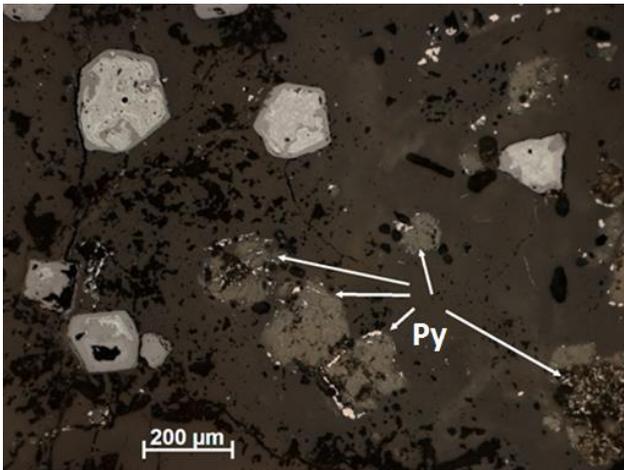


Рисунок 4.23 – Окисленный пирит и замещение его минералами титана. Аншлиф 195 и Аншлиф 199/1

**Минералы теллура** относятся к числу редких, размеры их зерен очень мелкие и преимущественно образуют включения в пирите. Теллур представлен в виде самородной формы и теллуридов золота (калаверит), висмута (цумоит), серебра и золота (петцит), свинца (алтаит), в также обнаружен в составе блеклой руды (голдфилдит). Повышенная частота нахождения теллура характерна для золота «эпитермального генезиса». Отмечен также селен, который образует изоморфную примесь в галените, цумоите и висмутине. Состав теллуридов варьирует.

**Теллур самородный** встречается в виде включений субгидральных кристалликов размером 10-20 мкм в пирите (рисунок 4.24), иногда сростается с теллуридом золота и серебра. Не содержит изоморфных примесей.

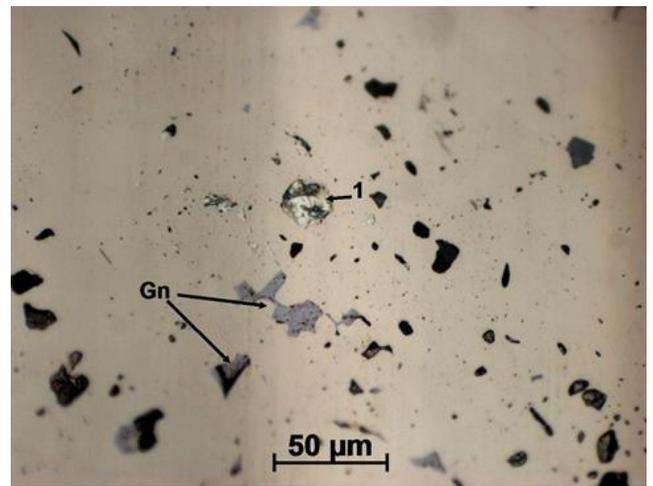
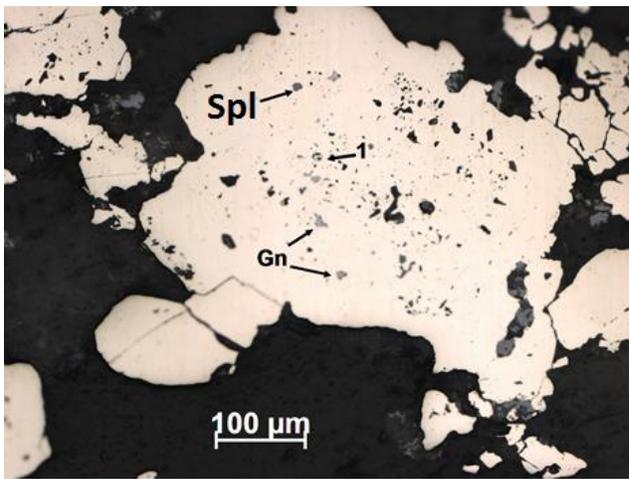


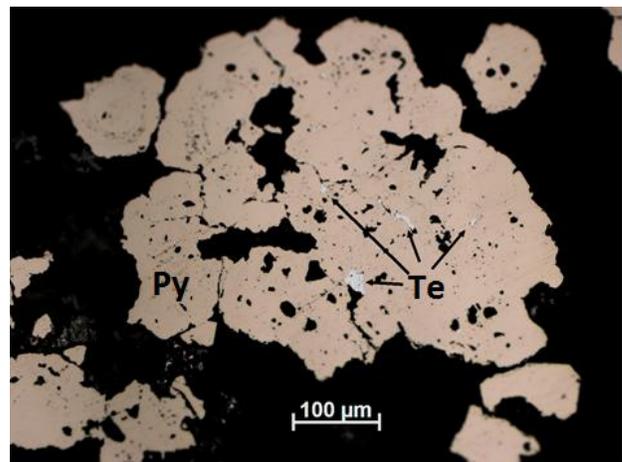
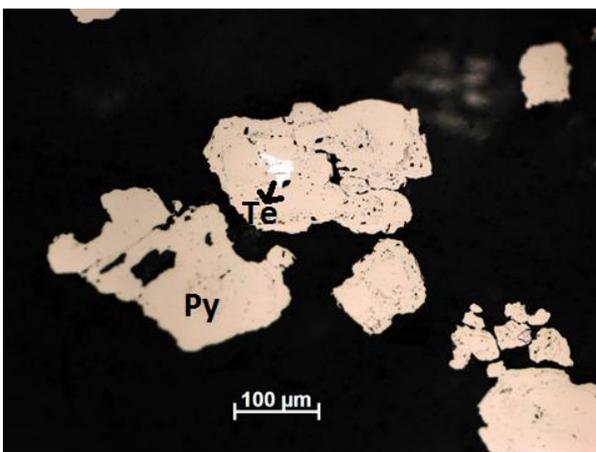
Рисунок 4.24 – Мелкие включения самородного теллура (1), галенита (Gn) и сфалерита (Spl) в пирите. Аншлиф 101. Справа увеличенный снимок.

**Петцит** развивается в прожилках и порах теннантита, также он образует тонкую вкрапленность размером до 1 мкм в голдфилдите.

**Цумоит** содержит примесь селена.

**Алтаит** является самым распространенным теллуридом месторождения Коккия. Он в виде мелких включений развит в корродированном пирите. Форма зерен неправильная, коротко прожилковидная, размер их 0,005-0,015 мм; 0,005x0,03 мм; 0,025x0,045 мм; до 0,06 мм (Рисунки 4.25-4.27). (Приложение 2).

**Калаверит** развивается между зерен пирита, прожилковидной, овальной, призматической формы. Встречается обособленно в массе метасоматита, в сростках с золотом и пиритом, проникает в пирит, корродируя его (рисунок 4.28). Размер выделений до 0,04x0,07 и 0,03x0,1 мм (Приложение 3).



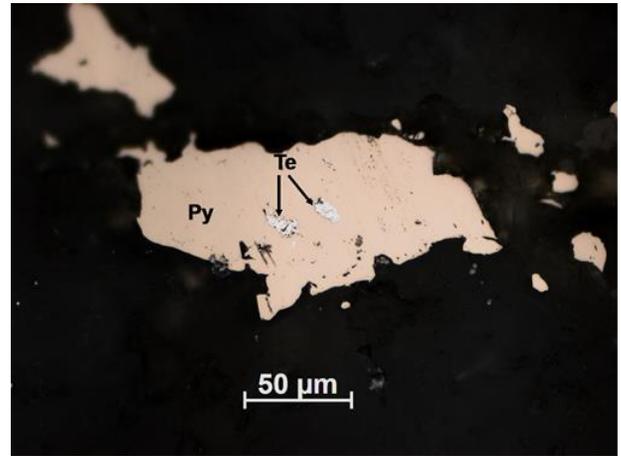
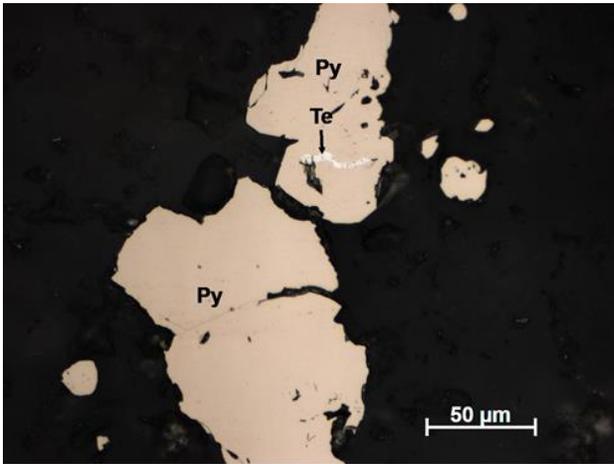


Рисунок 4.25 – Алтаит (Te) в пирите (Py). Аншлиф 215а/1 и аншлиф 100

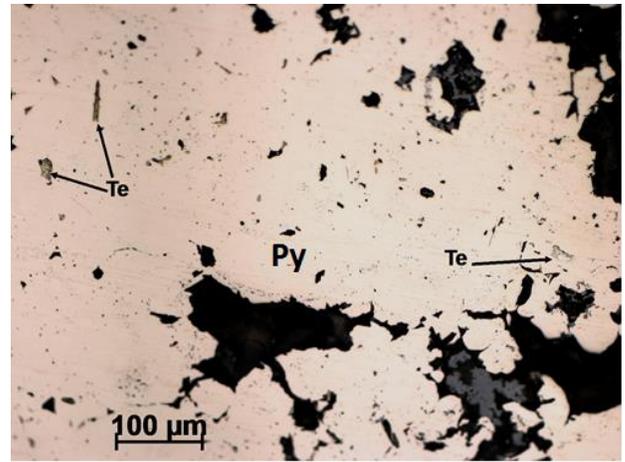
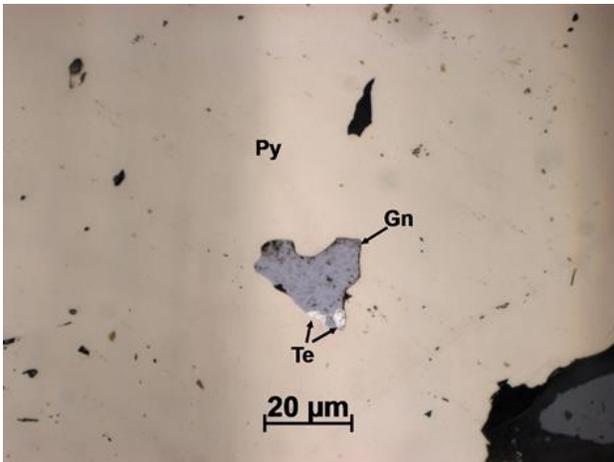
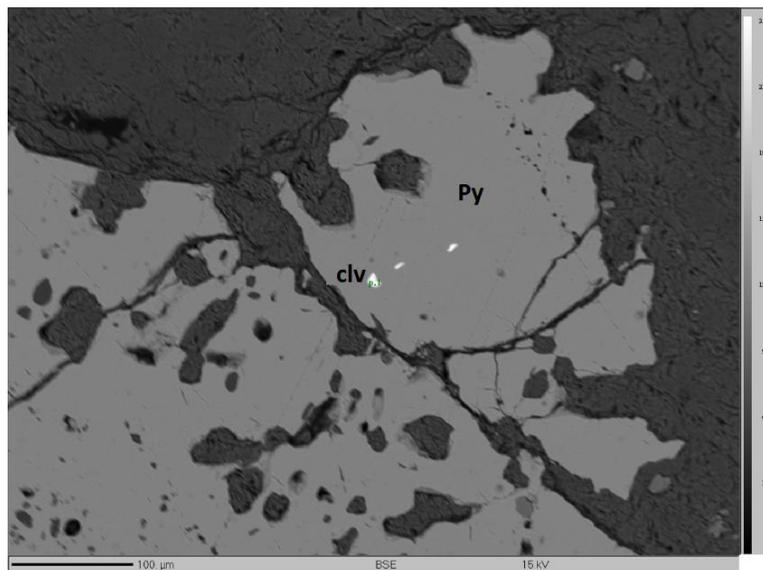


Рисунок 4.26 – Алтаит (Te) в сростании с галенитом (Gn) в пирите (Py). Аншлиф 221/2

Рисунок 4.27 – Алтаит (Te) в агрегативном пирите. Аншлиф 223



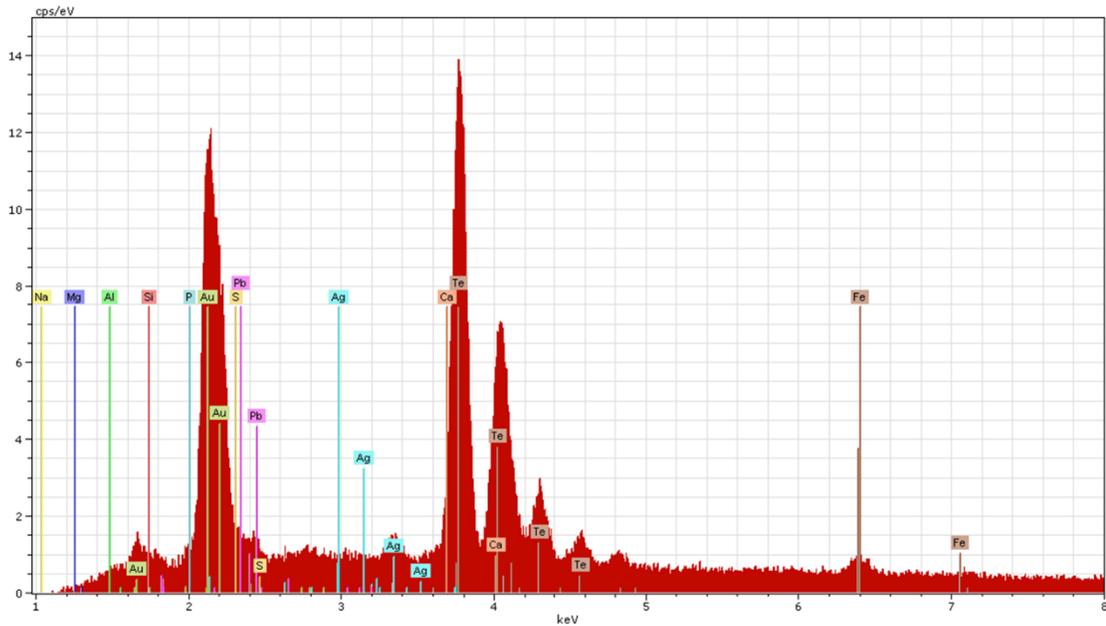


Рисунок 4.28 – Включения калаверита (Clv) в пирите (Py)

**Теллуровисмутит** – редкий минерал, зерна его найдены в кварце и в сростании с пентагондодекаэдрическим и кубическим пиритом в кварце (Рисунок 4.29). Форма зерен неправильная, размер до 0,05 мм (*Приложение 4*)

Теллуриды серебра и висмута и сульфотеллуриды висмута отлагались близко, одновременно с галенитом и золотом или несколько позже. Их взаимоотношения указывают на последнее, возможно имеет место самостоятельная поздняя золото-теллуридная ассоциация, разбросанная в пространстве.

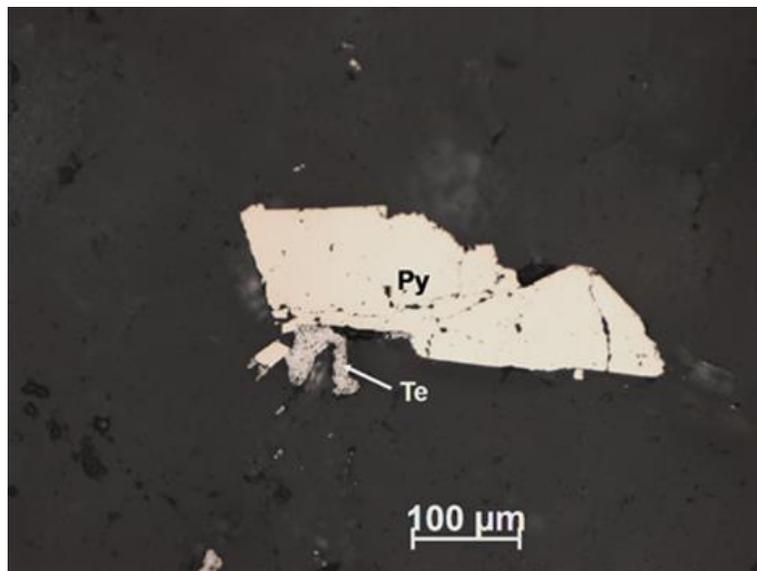


Рисунок 4.29 – Теллуровисмутит (Te) в сростании с пиритом (Py). Аншлиф 1/1

**Висмутин** образует включения размером до 10 мкм в пирите, при этом может сростаться с теллуридом золота (калаверитом).

По результатам микронзондовых исследований на глубине 9-10 м в гидроксидах железа отмечен висмутовый минерал. Он выделяется в виде микронных отдельных включений и их скоплений (1 – 5 мкм) удлиненной, игольчатой формы в пирите и в гидроксидах железа и более крупных выделений (10 мкм до 20 x 40 мкм и 10 x 50 мкм) (рисунок 4.30). Часто висмут образует тонкую вкрапленность в пирите, едва видимую с самым большим объективом. В таких участках обычно отмечается микронное золото. Висмут также встречается в пирротиновых агрегатах, иногда отмечается в сфалерите, халькопирите и кварц-кальцитовом метасоматите. Наблюдается в сростках с теллуридами висмута; с халькопиритом и сфалеритом в пирротине.

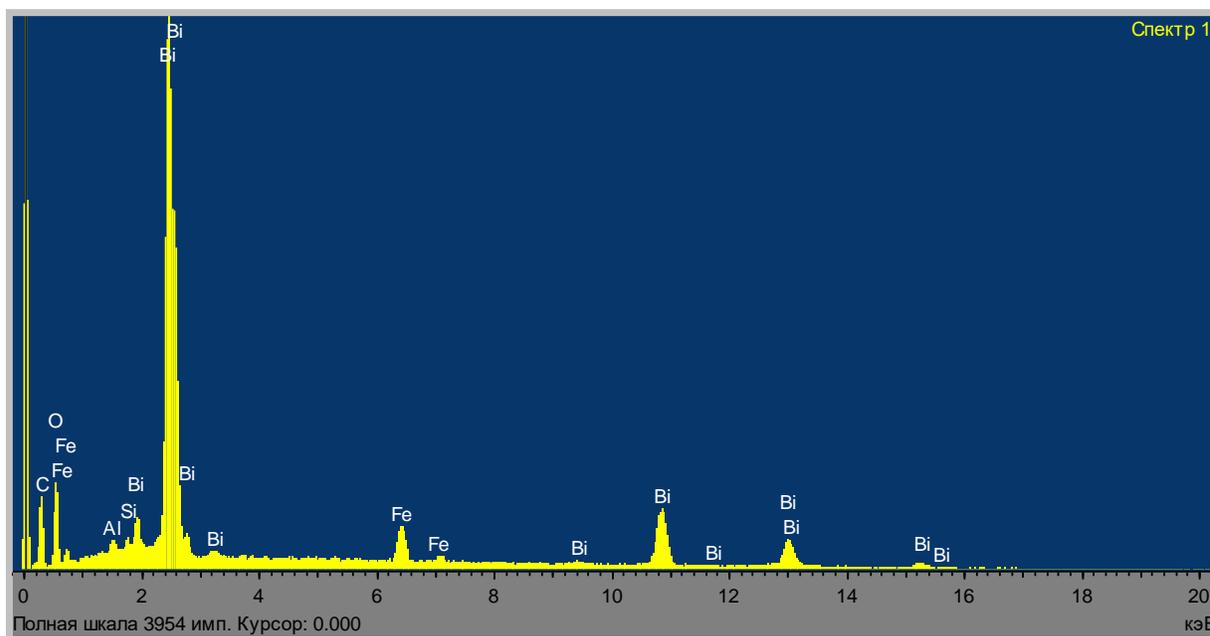
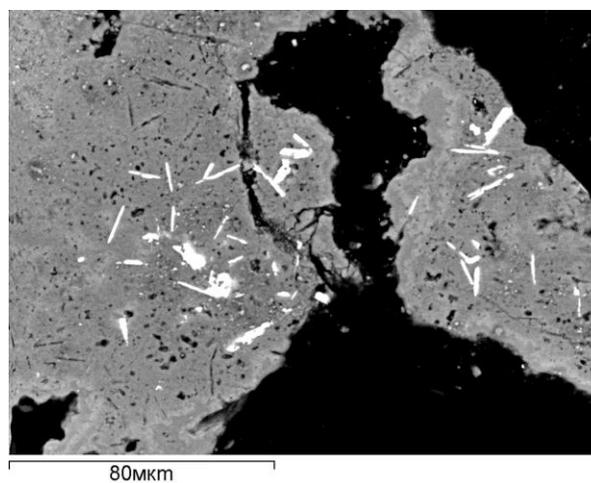
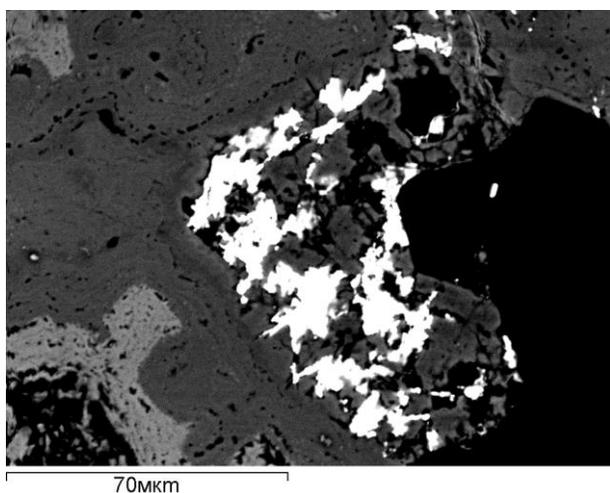
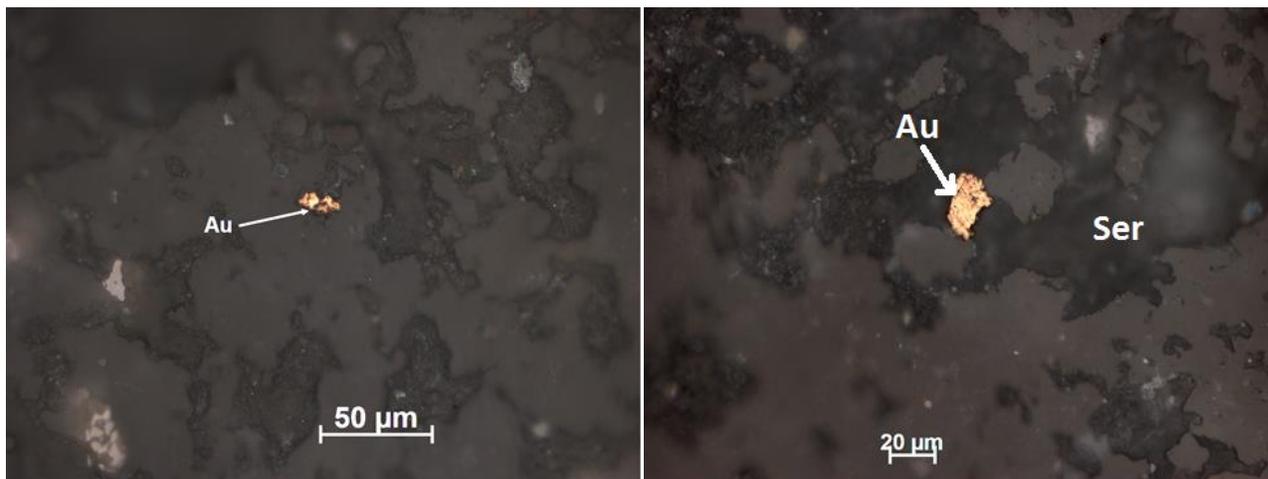


Рисунок 4.30 – Минералы висмута в гидроксидах железа

**Золото** находится в самородной форме (ранняя ассоциация) и входит в состав теллуридов золота и серебра (поздняя ассоциация). Сингенетичность главной массы ультрамелкого золота и вмещающих его сульфидов не вызывает сомнений, это первая генерация самородного золота, участвующая в ранних парагенезисах пирита. Тончайшая вкрапленность самородного металла могла возникать как при распаде первоначально гомогенных золото-сульфидных систем, так и при проникновении золотоносных растворов в агрегаты ранее образованных сульфидов.

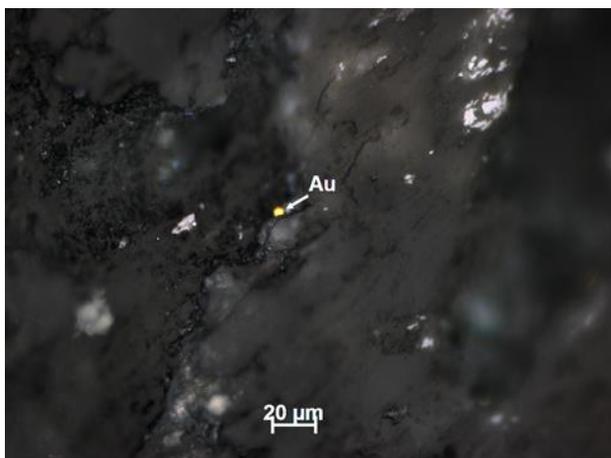
Самородное золото тонкодисперсное (размером до 10 мкм) и заключено в пирите, а также сериците и кварце (рисунки 4.31 и 4.32). Форма выделений золота - тонкие включения, прожилковидные, комковатые (до 0,07 мм), губчатые (до 0,1 мм). По отражательной способности присутствует золото светло-желтое, желтое, розоватое. В зоне окисления рудных тел золото присутствует в псевдоморфозах пирита и развивается по окисленным зонкам в нем. Также встречается губчатое золото в порах и кавернах зерен нерудных минералов и в виде порошокватой массы в лимоните. Цвет его желтый с красноватым оттенком. Размер свободных золотинок составляет от 20 до 80 мкм, иногда 0,5 мм (Рисунок 4.33). Кроме того, обнаружено так называемое «горчичное золото», в сростках с кварцем, ярозитом, крандаллитом, слюдой, реже пиритом.

Позднее золото находится в тесной парагенетической ассоциации с различными минералами теллура и висмута и развито в их составе (креннерит  $(AuAg)Te_2$ , калаверит  $(AuTe_2)$ , петцит  $(Ag_3AuTe_2)$ ).

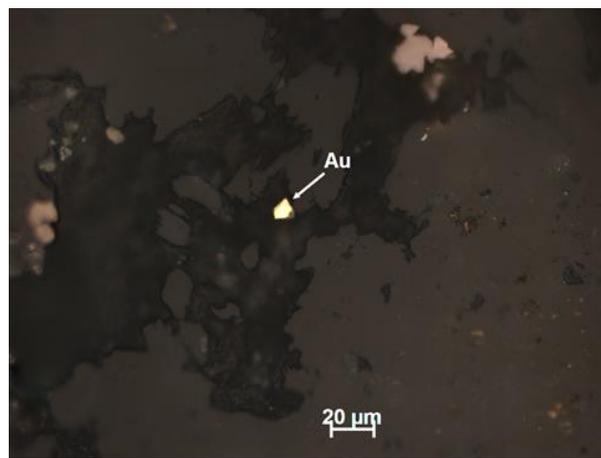


Аншлиф 86

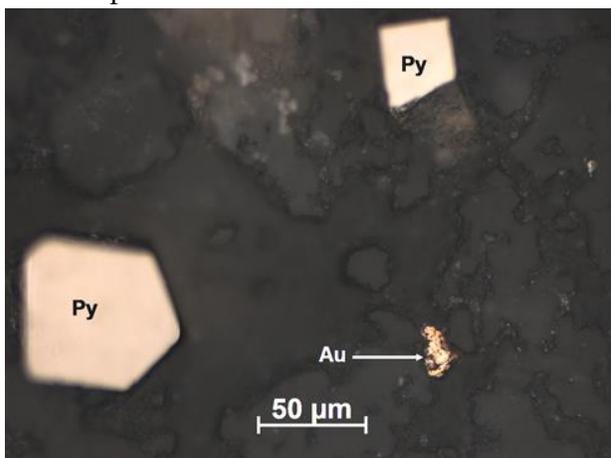
Аншлиф 85



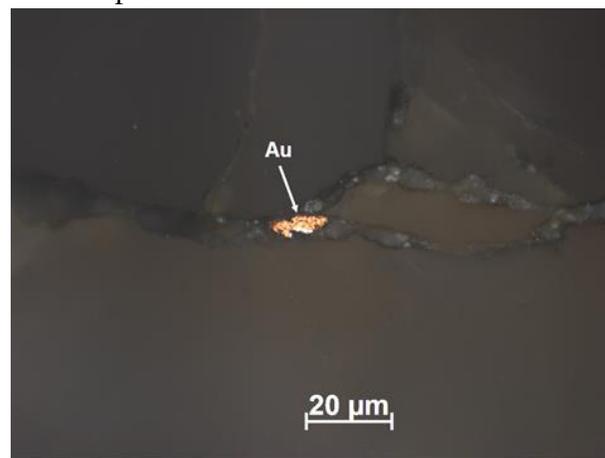
Аншлиф 5/2



Аншлиф 84



Аншлиф 86



Аншлиф 88

Рисунок 4.31 – Золото розоватого цвета (Au) в сериците и в сростании со светло-желтоватым теллуридом в серицитовом прожилке (аншлиф 88).

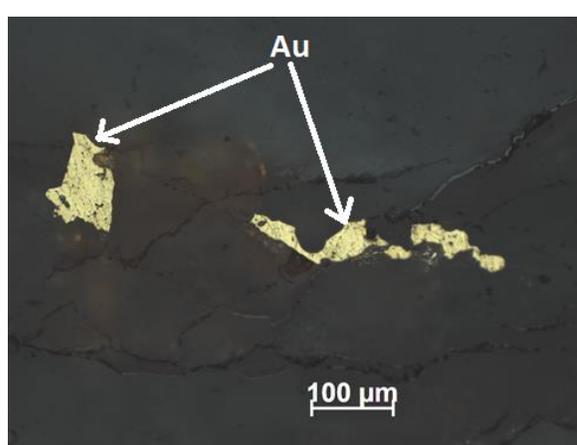
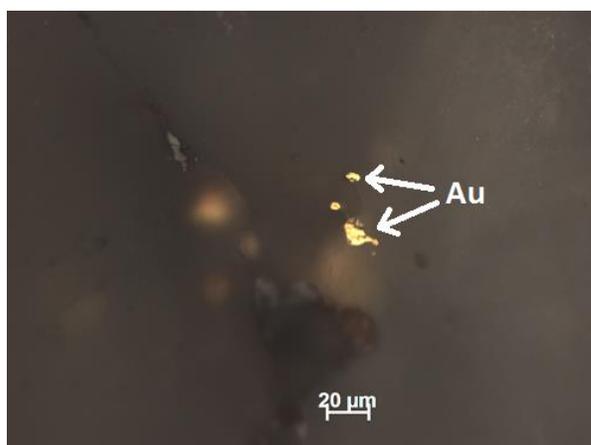


Рисунок 4.32 - Золото в кварце. Аншлиф 194/1

Под действием гипергенных процессов первичные структуры золотин осложняются появлением тонких межзерновых прожилков и периферических кайм высокопробного золота.

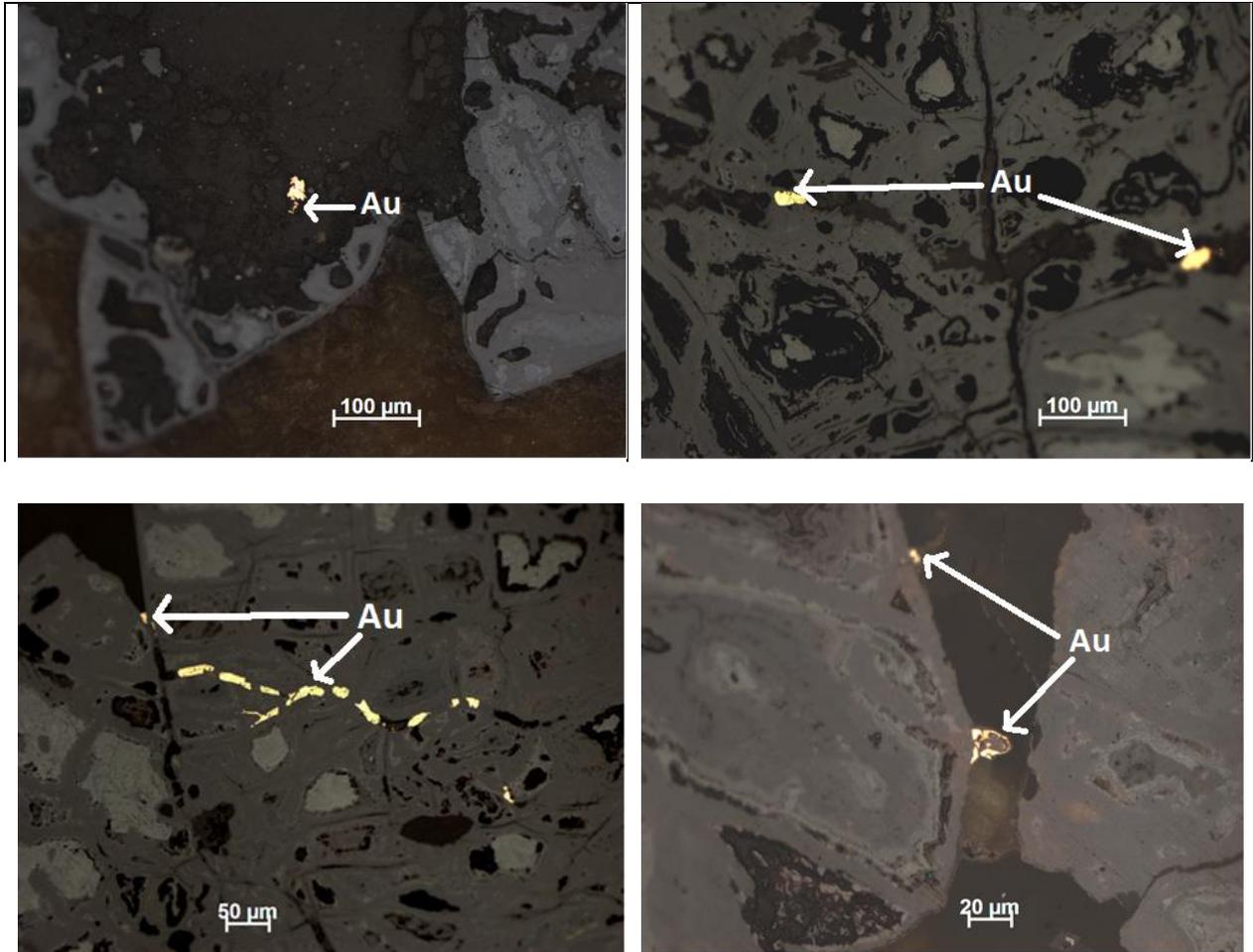


Рисунок 4.33 – Золото в гидроксидах железа. Аншлиф 194 и 193

С развитием высокопробных прожилков и оболочек связано гипергенное облагораживание первичного золота в зонах окисления. Гипергенное золото наблюдается в сростаниях с ярозитом, гидроокислами железа, основная его часть выделялась позднее этих минералов, в меньшей мере – одновременно с ними.

#### 4.2 Изменчивость пробности золота как индикатор условий процесса рудообразования

*Общие сведения.* Пробность самородного золота издавна привлекала внимание ученых мира, рассматривающих её как типоморфный признак, обусловленный физико-химическими условиями образования золоторудных месторождений. В частности, В.В. Щербина ещё полвека назад придавала отношению Au/Ag значение геохимического индикатора миграционной способности золота и серебра и причин их геохимической дифференциации в различных геологических процессах. Важность этого параметра, как критерия определенных условий формирования конкретных золоторудных и золото-

серебряных месторождений при их классификации и формационной идентификации отмечается в многочисленных работах многих исследователей [84, 85]. Так, для пробности самородного золота предложена классификация золоторудных месторождений по шести основным типам. По их оценкам для плутоногенного типа диапазон вариации пробности Au составляет 650-970‰, для порфирового – 650-1000‰, для вулканогенного – 520-870‰, для эпitherмального – до 1000‰.

Ряд ученых считают, что пробность золота возрастает с увеличением температуры и глубины рудообразования. В частности, И.В. Петровская с соавторами констатирует, что золото в высокотемпературных глубинных месторождениях высокопробное, среднеглубинных – среднепробное, а малоглубинных – изменяется в широком диапазоне и определяется температурным режимом, хотя она и не отрицает существенного влияния на состав Au рН и Eh среды. Другие, напротив, на основе детальных исследований по растворимости Au-Ag сплавов считают, что на пробность золота влияют, в основном, кислотность-щелочность гидротермальных растворов и содержание в них серы и лишь в меньшей степени она зависит от температуры, а также окислительно-восстановительный потенциал, состав гидротерм, давление, не приводя при этом достаточного термодинамического обоснования. Существенный вклад в понимание зависимости пробности золота от физико-химических условий рудообразования внесли осуществленные в последнее десятилетие экспериментальные исследования по растворимости золото-серебряных сплавов и проведенное на их основе термодинамическое моделирование совместного переноса и отложения соединений Au и Ag в хлоридных, хлоридно-сульфидных и сульфидных гидротермальных растворах [86-89]. Но, в основном, они касались лишь систем, равновесных с пирит-пирротинным буфером.

Иной подход, основывающийся на применении методов физической химии, обоснован фундаментальными исследованиями термодинамики процессов минералообразования корифеев советской и зарубежной геологической науки [90-92]. Они базируются на результатах экспериментального изучения, полученных при этом термодинамических константах и, главным образом, на электрохимическом анализе окислительно-восстановительных процессов образования, миграции и разрушения комплексов золота и серебра в различных по кислотности-щелочности и редокс-потенциалу гидротермальных растворов. Расчет свободной энергии и окислительного потенциала различных комплексов благородных металлов позволяет оконтурить поля их устойчивости на диаграммах Eh – рН и определить ход эволюции гидротермальной системы при формировании золоторудных месторождений. Такие исследования позволяют рассматривать направленность окислительно-восстановительных реакций различных соединений,

устойчивость и реакционная способность которых предопределяется Eh – рН показателями системы [93-95].

Состав минералов служит одним из главных источников информации о физико-химических условиях рудоотложения, поэтому выявление причинно-следственных связей между составом минералов и характеристиками минералообразующих процессов является важнейшей задачей генетической минералогии. Не менее важно это и в практическом отношении для разработки минералогических прогнозно-оценочных критериев.

По данным Н.В. Петровской влияние температуры на вхождение Ag в структуру кристаллизовавшегося золота не является определяющей. Нет также достоверных оснований для вывода о значении общей концентрации Ag в верхних частях зоны гидротермальной деятельности, то есть не наблюдается прямая зависимость пробы золота от богатства месторождений серебром. Кроме того накоплен большой фактический материал, которые противоречит известным выводам А.Е. Ферсмана о закономерном очищении минералов на поздних стадиях рудоотложения (принцип автолиза). В литературе приводится еще один фактор – степень пересыщения растворов, при которой идет кристаллизация данного минерала [96-98]. Авторы этой работы на основании детального изучения типоморфных особенностей основных минералов золоторудных месторождений пришли к выводу, что между параметрами гидротермальных растворов и конечным результатом (состав минералов) имеет место степень пересыщения растворов, которая регулирует поведение изоморфных примесей.

В лексиконе минералогических и технологических описаний прижились понятия низкопробное и высокопробное золото, заменяющие цифровые обозначения содержаний серебра в минерале (таблица 4.2). Иногда граница таких содержаний определяется разными исследователями неодинаково. При этом исключен электрум, как особый минеральный вид.

Таблица 4.2 – Пробность золота (по Н.В. Петровской, 1973г.)

Пробность	Границы содержаний, ‰
Весьма высокопробное, почти чистое	998-951
Высокопробное	950-900
Умеренновысокопробное, средней пробы	899-800
Относительно низкопробное	799-700
Низкопробное	699-600
Весьма низкопробное, высокосеребристое	< 600

***Пробность самородного золота на месторождении Коккия.***

На рисунке 4.34 показано золото заключенное в пентагондодекаэдрическом пирите III (глубина 60-61 м) хлорит-серицит

кварцевого метасоматита (*Приложение 5*). Золото ярко-желтого цвета, по отражательной способности его можно отнести к высокопробному золоту (примерно 950‰).

С глубиной (140-143 м) в серицитолитах появляются теллуриды золота, серебра, свинца, находящиеся в тесной ассоциации с золотом самородным и развивающиеся в межзерновых пространствах интенсивно корродированного пирита III. Также в тесной ассоциации с пиритом III встречены редко встречающиеся на месторождении высокотемпературные молибденит и арсенопирит.

В аншлифе 11 найдены золотинки: 1) прожилковидной формы (0,01x0,05 мм) в сериците по краю крупного корродированного зерна пирита (Рисунок 4.35 и 4.38); 2) мелкие неправильной формы в сериците (0,01 мм); 3) в срastании с мелкими зернами пирита в сериците (0,01x0,1 мм); 4) в срastании с мелкими зернами пирита и теллуридами прожилковидной формы (0,01x0,1 мм); 5) в сериците – 0,005x0,025 мм; 6) в срastании с теллуридами и пиритом в сериците (8 зерен неправильной формы – 0,01-0,02x0,03 мм); 7) по краю зерна пирита (0,01 мм); 8) 3 в зерне пирита (0,005-0,01 мм); 9) золото (2 зерна - 0,01-0,02 мм) в срastании с теллуридами между зерен пирита, цементируя пирит; 10) прожилковидного выделения золота (0,01x0,1 мм) в промежутке зерен пирита в сериците; 11) два прожилковидных выделения золота в сериците (0,01x0,05 мм); 12) в срastании с теллуридом и серицитом в пирите (0,01x0,02 мм); 13) прожилковидный в сериците рядом с зерном пирита (0,01x0,06 мм); 14) в срastании с пиритом и между зерен пирита (2 зерна 0,01-0,005x0,01 мм) (Рисунки 4.36 и 4.37) (*Приложение 6*).

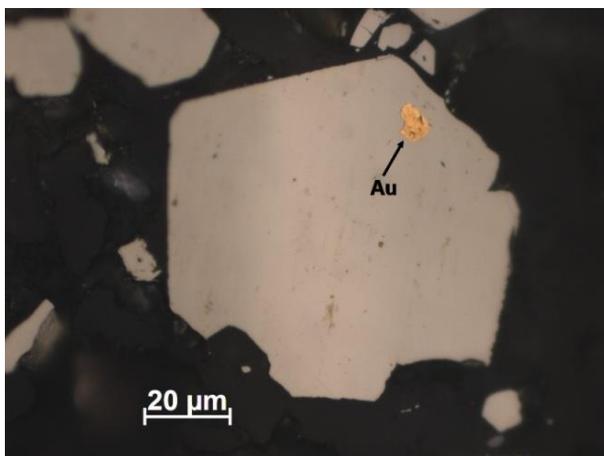


Рисунок 4.34 – Золото (Au) в зерне пентагондодекаэдрического пирита (Py). Аншлиф 38.

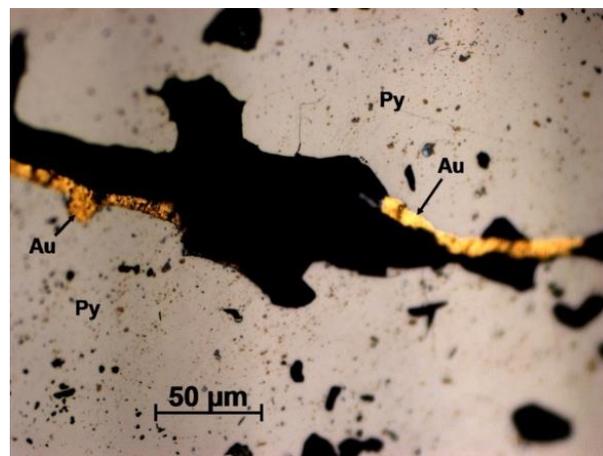


Рисунок 4.35 – Золото (Au) прожилковидной формы в промежутке зерен пирита или по краю пиритовых зерен (Py) в серицитолите. Аншлиф 11.

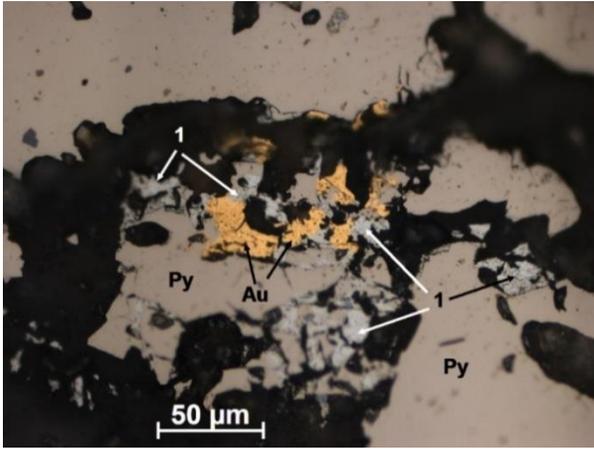


Рисунок 4.36 – Золото (Au) в сростании с алтаитом, калаверитом (1) и пиритом (Py) в серицитолите. Аншлиф 11

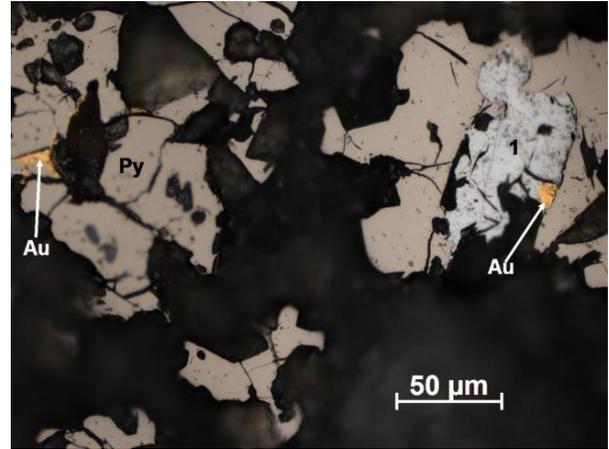
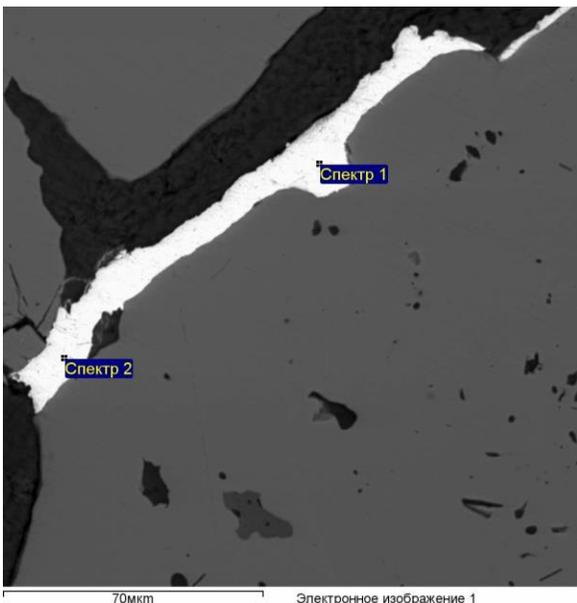


Рисунок 4.37 – Золото (Au) в сростании с алтаитом (1) и пиритом (Py) в серицитолите. Аншлиф 11

**Калаверит и алтаит** – развиваются между зерен пирита, прожилковидной, овальной, призматической формы. Встречаются обособленно в массе метасоматита, в сростках с золотом и пиритом, проникают в пирит, корродируя его. Размеры – до 0,04x0,07 и 0,03x0,1 мм. Минералы подтверждены аналитически. Кроме того, алтаит встречается в корродированных зернах и сростках пирита, иногда в ассоциации с галенитом.

На границе с поздними сульфидными прожилками во вмещающих их ранее сформировавшихся агрегатах сульфидов наблюдаются группы ультрамелких частиц золота, исчезающих в удалении от прожилков. Этот признак, а также приуроченность к ослабленным участкам зерен сульфидов, позволяют распознавать под микроскопом более позднее тонкодисперсное золото.



Полуколичественный анализ. Средний состав по двум измерениям (в вес.%)

Элемент	Весовой %	±вес. %
Ag	6.00	±0.37
Au	93.57	±0.40
Итоги	99.57	

Железо исключено из результатов расчета

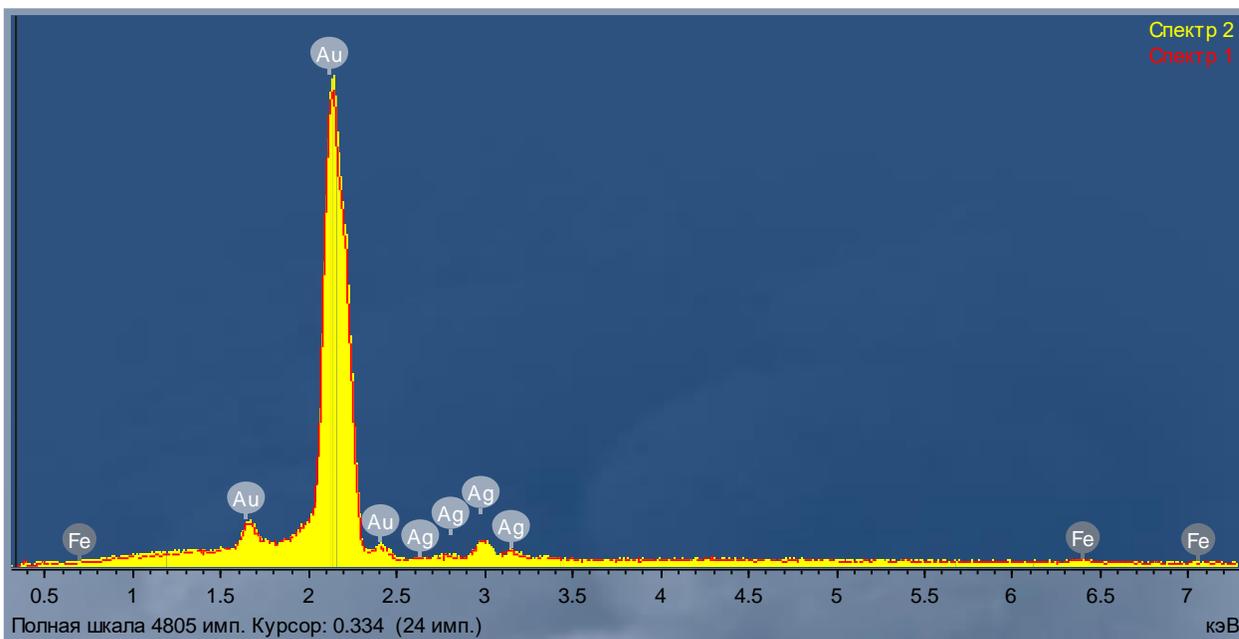


Рисунок 4.38 – Золото (Au) прожилковидной формы в промежутке зерен пирита или по краю пиритовых зерен (Py) в серицитолите. Аншлиф 11.

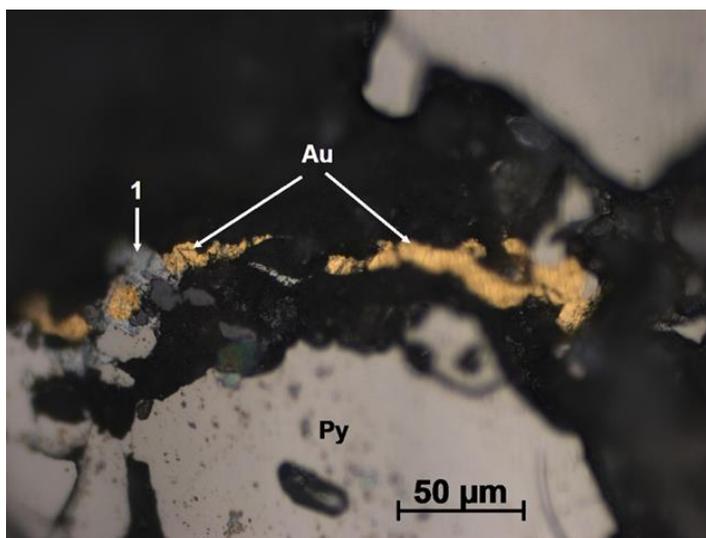
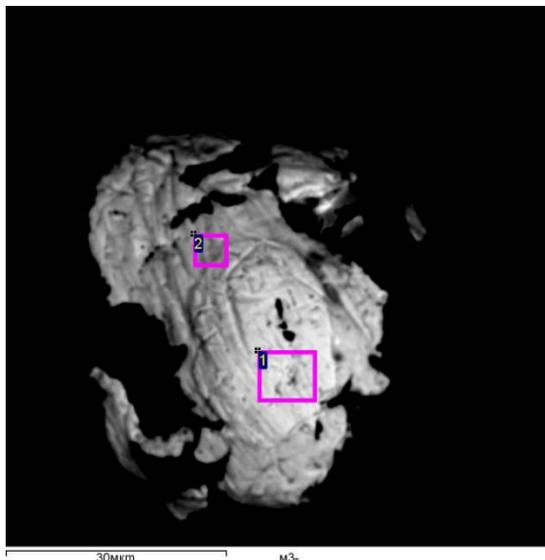


Рисунок 4.39 – Золото (Au) прожилковидной и неправильной формы в срастании с теллуридом (1) и пиритом (Py) в сериците. Аншлиф 11 (Приложение 7)

**Результаты лабораторных исследований.** Пробность золота (см. рисунки 4.35 и 4.37) приведенная в таблице 4.3 выполнена Поповым Ю.В. («Центр исследований минерального сырья и состояния окружающей среды» Южного федерального университета) на растровом электронном микроскопе Tescan Vega LMU с системами рентгенофлуоресцентного микроанализа INCA Energy 450, INCA Wave 700 (фирмы OXFORD Instruments Analytical). Золото относится к высокопробному (930-944 ‰).



Золото (1) с алтаитом (2)  
Полуколичественный анализ,  
состав в вес. %

Элемент	Весовой %	±вес. %
Ag	5.47	0.33
Au	92.60	0.52
Итого	98.07	

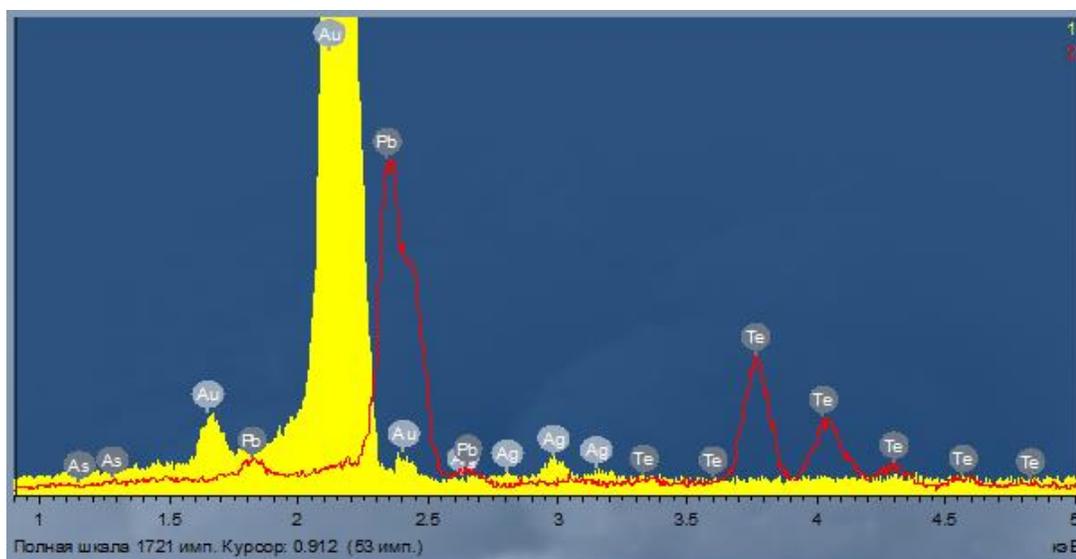


Рисунок 4.40 – Золото (Au) в сростании с алтаитом (1) и пиритом (Pb) в серицитолите. Аншлиф 11

Результаты, полученные на микрозонде по пробности золота в сростании с теллуридами оказались близкими к выполненным на растровом электронном микроскопе (рисунки 4.38 - 4.40, таблица 4.4). Золото относится к высокопробному и весьма высокопробному (941 и 977‰).

Таблица 4.3 – Состав золота по данным растрового электронного микроскопа (вес. %)

Аншлиф 11	Элементы		Сумма	Пробность, ‰
	Au	Ag		
Анализ 1 – Золото прожилковидной формы	93,57	6,0	99,57	940
Анализ 2 – Золото в сростании с алтаитом между зерен пирита	92,60	5,47	98,07	944

Таблица 4.4 – Состав золота по данным микрорентгеноспектрального анализа (вес. %)

Аншлиф 11 – золото в сростании с теллуридами (алтаит и калаверит) между зерен пирита, (вес. %)*				
Au	Ag	Fe	Сумма	Пробность, ‰
97,04	2,27	0,69	100	977
92,23	5,77	2,0	100	941

\*Аналитики В.И. Левин и П.Е. Котельников. Анализ выполнен на микронзонде JCXA-733 (Япония).

Химический состав рудных и жильных минералов изучен при помощи сканирующего электронного микроскопа «S-3700N» оснащенного энергодисперсионным рентгеновским спектрометром (EDS) с микроанализатором в лаборатории Адам Мицкевич Университета, Польша (рисунок 4.41).

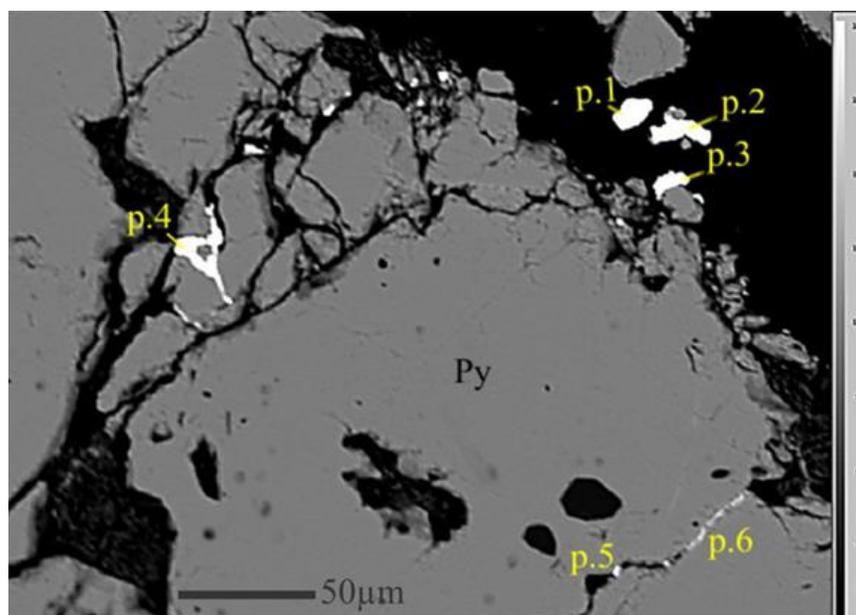


Рисунок 4.41 – Золото в зернах пирита. Аншлиф 11

На более глубоких горизонтах месторождения (глубина 175-176 м) отмечается появление прожилково-вкрапленной колчеданно-полиметаллической руды в кварц-серицитовом метасоматите, в котором золото тесно ассоциирует с галенитом. Галенит с заключенным в нем золотом развивается в виде тонких прожилков между зерен агрегативного пирита IV (рисунок 4.42). (Приложение 9). Золото относится к умеренновысокопробному, среднему (810‰).

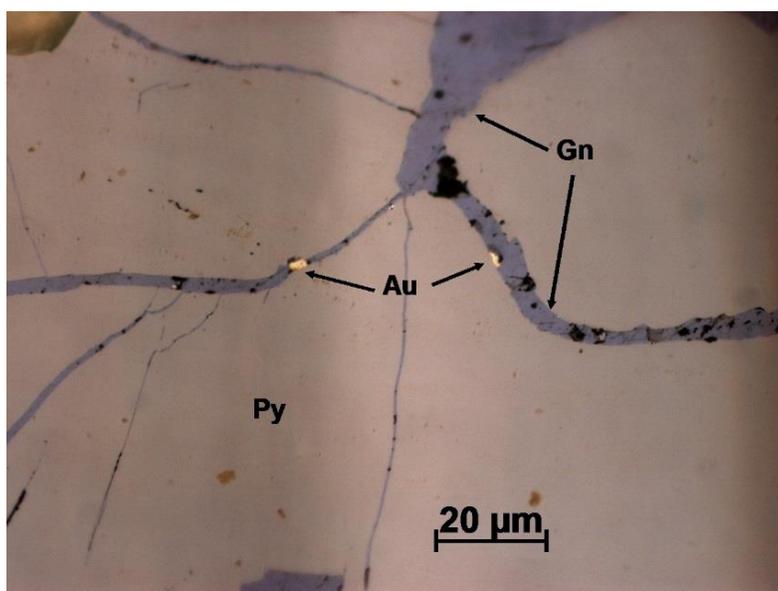


Рисунок 4.42 – Золото светло-желтое (Au) в галенитовом прожилке (Gn), в зерне пирита (Py)

Содержание серебра в самородном золоте, заключенном в поздних галенитовых прожилках в агрегативном пирите IV закономерно увеличивается и является характерным для многих золоторудных месторождений.

На малых глубинах (6-8 м) тонкодисперсное золото, заключенное во вкрапленниках пентагондодекаэдрического пирита III в серицитолитах, отличается понижением пробности (таблица 4.5). Золото относится к низкопробному и относительно низкопробному (634-717‰).

Таблица 4.5 – Состав золота по данным микрорентгеноспектрального анализа (вес. %)

Аншлиф 199 – Золото в пирите, (вес. %)*			
Au	Ag	Сумма	Пробность золота, ‰
71,66	28,34	100	717
63,39	36,61	100	634
*Аналитики В.И. Левин и П.Е Котельников. Анализ выполнен на микрозонде JСХА-733.			

Сравнительно давно было замечено, что золото в зонах окисления несколько отличается по среднему составу от золота первичных руд и содержит на 3–6% меньше серебра (Donn, 1898; Вернадский, 1922; Fischer, 1959). Существует мнение, что различия пробы золота настолько значительны, что позволяют отличать гипергенное золото от гипогенного (Maskau, 1944). Вместе с тем данные о гипергенном «облагораживании» золота заслуживают внимания. На повышение пробы золота в зоне окисления уральских сульфидно- кварцевых месторождений указал М.Н. Альбов (1960). По его данным, в окисленных рудах Кочкарского месторождения золото имело пробу около 870–900, а в первичных – около 700. Средняя проба золота Кумакского месторождения — 860, а «кустового» золота с глубины 72 м - 900–930; в Джетыгаринском месторождении средняя проба золота 670, на горизонте 210 м – 650, а на глубине 16–30 м – до 860. Признаки изменения пробы золота с глубиной отмечались для месторождений Мариинской Тайги в Кузнецком Алатау (Миков, Черепнин, 1970), Алдана (Нестеров, 1970), Узбекистана (Бадалова, Бадалов, 1964), а за рубежом – для рудных полей Канады, Индонезии, Австралии, Новой Зеландии и других районов мира. Степень гипергенного «облагораживания» самородного золота неодинакова в разных месторождениях, что является следствием разнообразия условий формирования кор выветривания [86, с.284].

По результатам анализов в окисленных рудах месторождения Коккия пробность золота, заключенного в гидроксидах железа на глубине от 9–10 м до 20–22 м отмечается повышением пробности от относительно низкопробного до среднепробного и умеренно-высокопробного (634–820‰) (рисунки 4.43 и 4.46), (таблица 4.6). Хотя высокопробное золото в зоне окисления изученного месторождения не было обнаружено, но замечена тенденция роста пробности золота с глубиной, что позволяет судить о «непроработанности» зоны окисления.

Таблица 4.6 – Состав золота по данным микрорентгеноспектрального анализа (вес. %)

Аншлиф 194 – Золото в гидроксидах железа, (вес. %)*			
Au	Ag	Сумма	Пробность золота, ‰
79,15	20,85	100	790
82,46	17,54	100	820
*Аналитики В.И. Левин и П.Е Котельников. Анализ выполнен на микрозонде JСХА-733.			

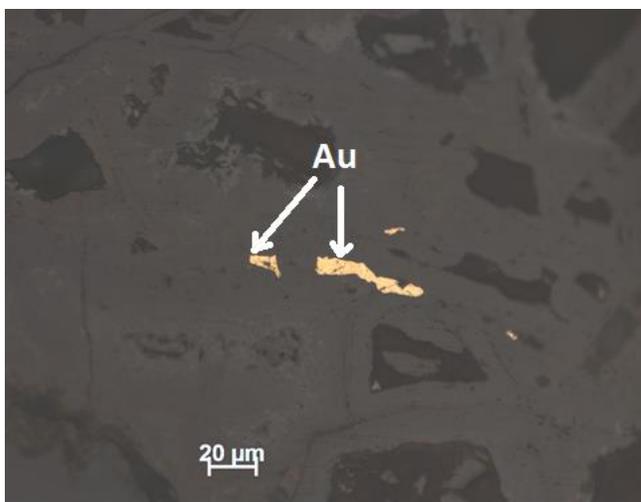


Рисунок 4.43 – Золото в гидроксидах железа. Аншлиф 194/2

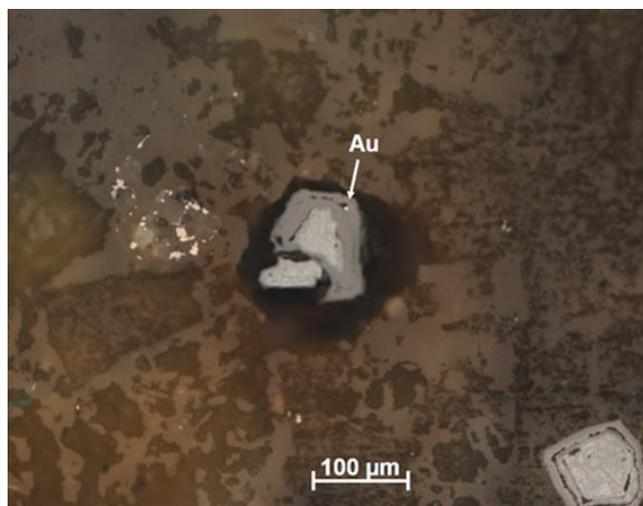


Рисунок 4.44 - Золото (Au) в псевдоморфозе пирита. Аншлиф 193

Как отмечалось выше на месторождении наблюдается тенденция очищения золота от примесей в зоне гипергенеза. Новообразованное золото нередко обогащено серебром, хотя в зоне гипергенеза этот элемент относительно подвижен и проявляет тенденцию обособляться от золота. Золото теряет при изменении большую часть примесей серебра, которое содержалось в краевых частях золотин. Такое золото не образует монолитных скоплений; для него характерны губчатые и моховидные формы частиц, порошокватые налеты.

Наиболее надежным критерием, позволяющим уверенно распознавать гипогенное и гипергенное золото, являются различия минеральных парагенезисов при отчетливых структурных взаимоотношениях минералов. Особенно характерны эмульсионные, петельчатые и нитевидные структуры сростаний золота и гидрогетита, а также пленки золота в слоях и в трещинах дегидратации окислов железа.

Пробность золота в сростании с теллуридами (алтаит и калаверит), находящимися между зерен пирита варьирует от 944 до 977 ‰, в прожилках галенита и пирита на малых глубинах наблюдается понижение пробности - до 830 ‰. Снижение общего количества золота в более поздних ассоциациях могло быть обусловлено нейтрализацией флюида при его взаимодействии с вмещающими породами.

Анализ содержания и пробности золота в пробах рядовых руд (результаты ураганных содержаний золота исключены), отобранных из различных глубин залегания и эрозионного среза рудных тел позволил выявить закономерную связь между этими параметрами (рисунки 4.45 и 4.46).

Установлена тенденция роста содержания и пробности (гипогенного и гипергенного) золота в рядовых рудах с глубиной имеет важное практическое значение для прогноза перспективности рудных тел и их уровня эрозионного

среза.

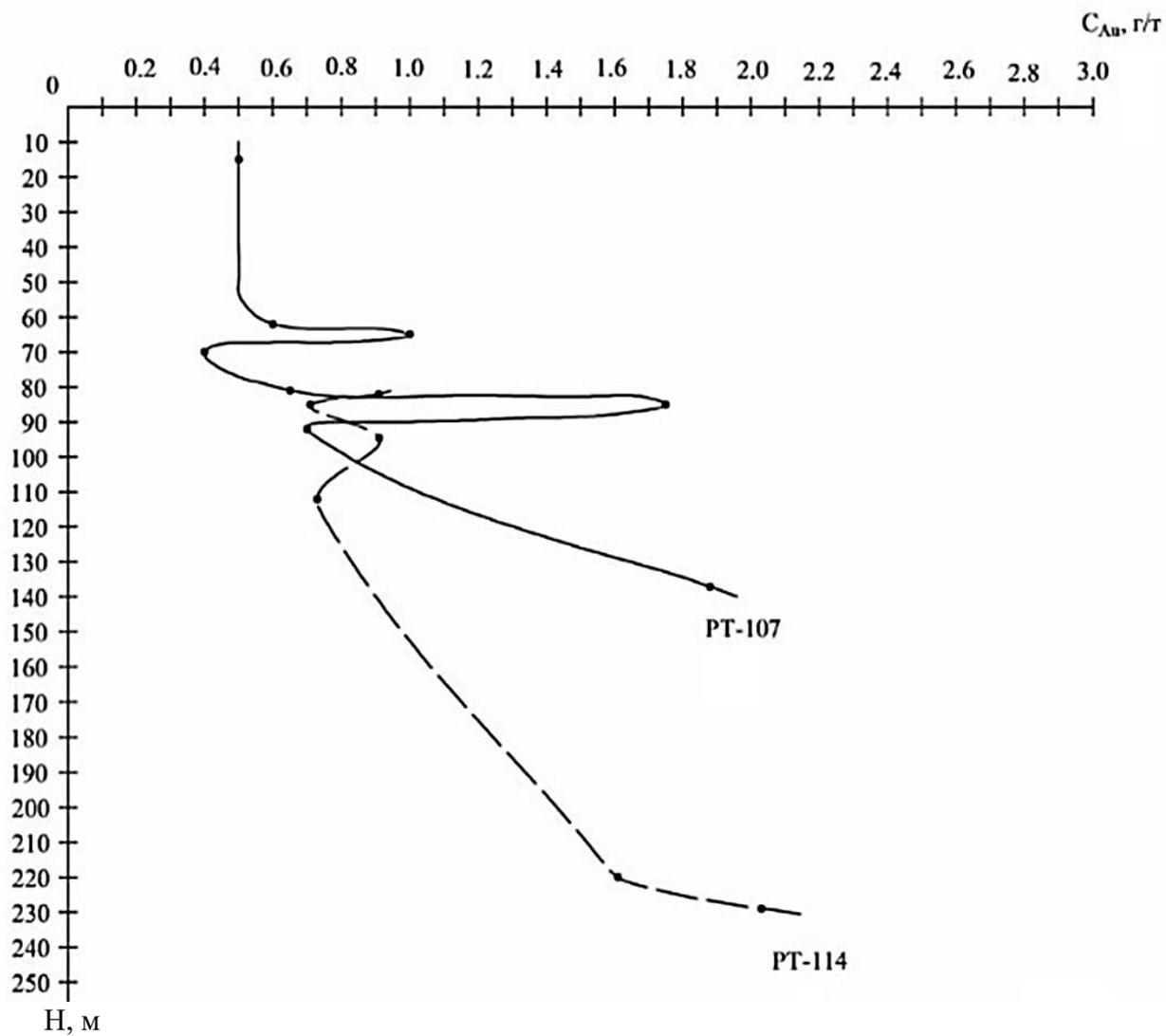


Рисунок 4.45 – График зависимости содержания самородного золота ( $C_{Au}$ , г/т) с глубиной расположения ( $H$ , м) рудных тел

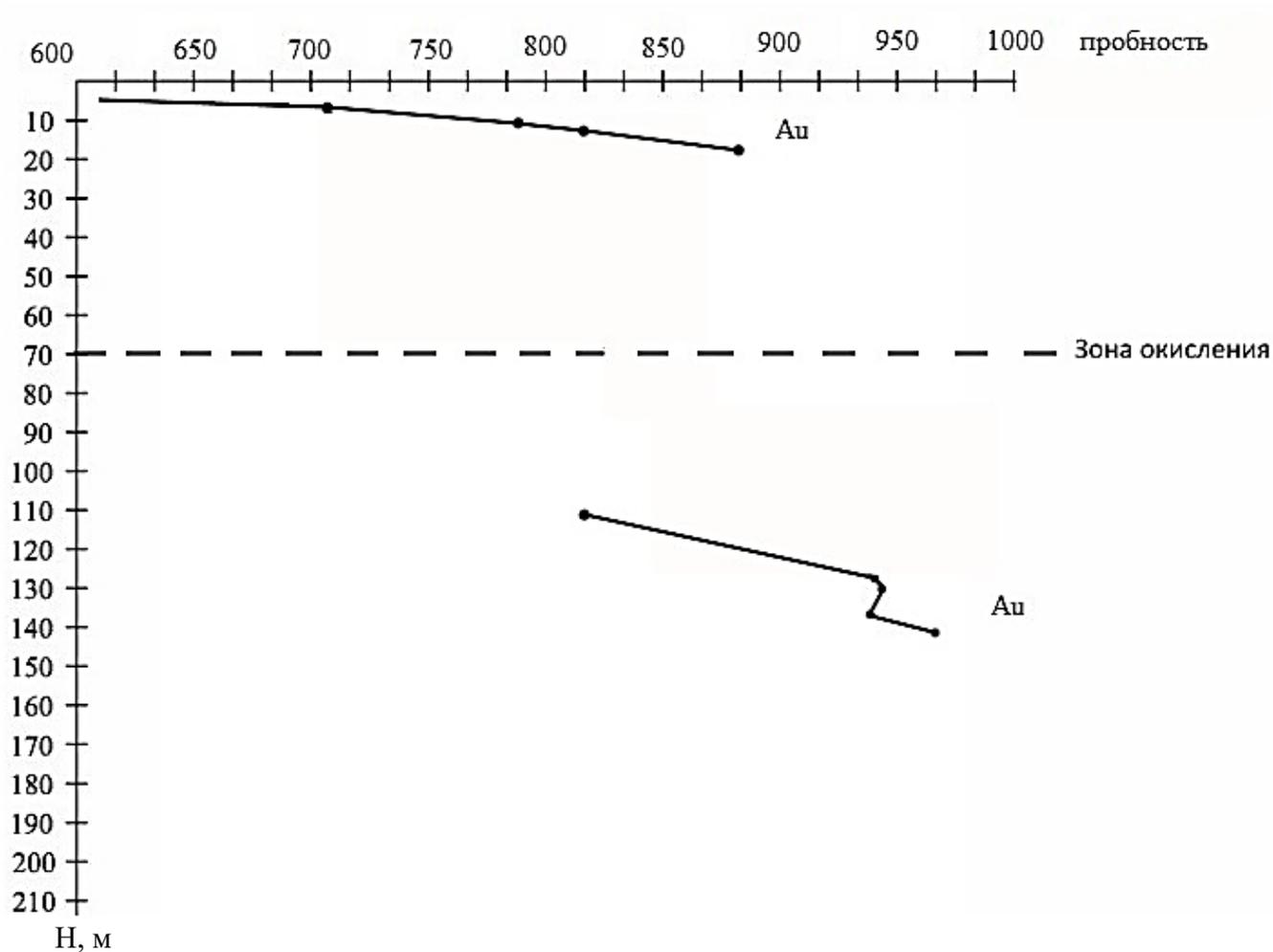


Рисунок 4.46 – График увеличения пробности золота (Au, ‰) с глубиной (Н, м)

### Выводы

1. Широко развитая на месторождении тесная ассоциация кварца, серицита и пирита позволяет отнести его к золото-метасоматическому типу.

2. Серицитолиты с вкрапленностью пентагондодекаэдрического пирита III являются наиболее золотоносными. Золото концентрируется как в пирите, так и в сериците.

3. Золото, связанное с пентагондодекаэдрическим пиритом III высокопробное, однако с уменьшением глубины (6-10 м) содержание серебра, как основного примесного элемента самородного золота увеличивается.

4. С глубиной (140-143 м) пирит III подвергается интенсивному корродированию, становится пористым и самородное золото в тесной ассоциации с теллуридами золота, серебра и свинца проникает в него. Золото высокопробное и весьма высокопробное.

5. Содержание серебра в самородном золоте, заключенном в поздних

галенитовых прожилках в агрегативном пирите IV закономерно увеличивается и является характерным для многих золоторудных месторождений.

6. Самородное золото высокой пробы находится в окисленных псевдоморфозах пирита III и в гидроксидах железа.

7. Установленная тенденция роста содержания и пробности золота в рядовых рудах с глубиной имеет важное практическое значение для прогноза перспективности рудных тел и их уровня эрозионного среза.

Формирование месторождения Коккия характеризуется сложными минеральными парагенезисами и происходило в несколько стадий. Максимальное количество высокопробного самородного золота в рудах месторождения Коккия отложилось в результате распада гидросульфидного комплекса в температурном интервале 250-125°C в кислой среде при формировании ранних минеральных ассоциаций основной рудной стадии. Одним из главных факторов осаждения золота явилось охлаждение минералообразующего раствора по мере удаления от источника тепла. Снижение общего количества золота в более поздних ассоциациях могло быть обусловлено нейтрализацией флюида при его взаимодействии с вмещающими породами. Наличие многочисленных парагенетических ассоциаций и морфогенетических типов самородного золота в сочетании с теллуридами золота указывают на многостадийный процесс формирования золоторудной минерализации и являются предпосылкой для обнаружения высоких концентраций золота на глубоких горизонтах при значительном вертикальном размахе продуктивного оруденения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Золоторудное месторождение Коккия расположено на северных склонах Кыргызского хребта, в южной части бассейна р. Улькен Коккия (левый приток р. Каракыстак).

Разновозрастные и разного состава интрузивные комплексы региона являются комагматическими образованиями. Основанием для суждения о комагматичности интрузивных образований различного состава служат их расположение в едином пространстве, приуроченном к зоне глубинного разлома, и смещение во времени от кембрия до девона включительно гомодромно от ультрабазитов до кислых пород. Источником образования интрузивных комплексов служит мантийный плюм, внедренный в литосферу в начале каледонской тектоно-магматической активизации континента Казахстана. Формирование своеобразной геотектоники современного Казахстана и прилегающих территорий связано с активным суперплюмом, действовавшим в течение палеозоя.

В результате исследований определены следующие: вертикальная метасоматическая зональность, типоморфные признаки и свойства минералов, минеральные ассоциации и направленность их изменения в процессе метасоматического минералообразования. Судя по выше описанным минеральным ассоциациям вторичных кварцитов, на месторождении Коккия проявлена, в основном, внешняя зона (фация) - серицитовая. Минералы внутренних зон отмечаются как реликтовые (диаспоровая фация) и редко имеют самостоятельные обособления.

Идеальный ход последовательного развития минеральных фаций вторичных кварцитов на участке был нарушен, вероятно, прекращением поступления газов и растворов на данном участке или сменой кислотности.

Все это вызвало выпадение фаций, типичных для формации вторичных кварцитов Казахстана, таких как корунд-андалузитовая, алунитовая, пирофиллитовая и др. Проявленные фации, за исключением серицитовой, характеризуются недоразвитостью, непоследовательностью и частым наложением одних фаций на другие.

Метасоматиты рудного поля являются рудоконтролирующими образованиями, среди них серицитолиты служат надежным поисковым критерием промышленных концентраций золота.

Золотосодержащая руда – преимущественно первичная (сульфидная) с небольшим развитием окисленных форм. Основной рудовмещающей породой является пирофиллит-содержащий серицит-кварцевый метасоматит, предположительно по плагиоклазовому порфириту. В составе руд преобладают кварц, серицит, пирит. В небольшом количестве присутствуют пирофиллит и каолинит, выявлен ярозит. Акцессорные минералы – рутил, циркон, барит.

Пробность золота первичных руд варьирует от весьма высокопробного (977 ‰) и высокопробного (944 ‰) до умеренно высокопробного (830 ‰).

По данным минералогических и микроразностных исследований установлены следующие ассоциации золота:

1. Самородное золото в ассоциации с пентагондодекаэдрическим пиритом в серицитолите (ранняя ассоциация). Золото присутствует преимущественно в центральных частях раннего пирита. Размеры золота – менее 0,03 мм (относится к пылевидному). Золото ярко-желтого цвета.

2. Золото встречается в виде прожилков и просечек в рудных и жильных минералах в микропарагенезисе с галенитом и в более поздней ассоциации с теллуридами свинца, золота и серебра. Самородное золото в ассоциации с галенитом и теллуридами относится к умеренно-высокопробному и среднему (810-830‰). Теллур относится к числу типоморфных примесей, концентрирующихся от долей процента до десятков процентов в виде самостоятельных микровключений в форме теллуридов золота, свинца и серебра. Пробность золота понижается от ранних ассоциаций к поздним. Появление более низкопробного золота поздних ассоциаций обусловлено привнесением серебра растворами на завершающих стадиях гидротермальной деятельности.

Максимальные содержания золота в метасоматитах наблюдаются во внутренних и ядерных частях колонки, т.е. в наиболее измененных зонах. Чем выше степень метасоматической проработки пород, тем богаче оруденение. И чем больше мощность метасоматических изменений, тем больше мощность рудных зон.

Слабоизмененные породы в околорудном пространстве образуют большеобъемные тела с низкими содержаниями золота. В будущем, по мере развития технологии извлечения золота, они могут быть переведены в разряд промышленных. Таким образом, также можно прогнозировать увеличение запасов на месторождениях золота, где на флангах развиты крупнообъемные метасоматиты.

Исходя из увеличения содержания и пробности золота с глубиной, можно прогнозировать уровень денудационного среза рудных тел месторождения с рядовым содержанием золота, что играет определенную роль в выяснении степени перспективности сходных месторождений.

Актуальность данных исследований неимоверно возросла в связи с тем, что на сегодняшний день практически все месторождения кварцево-жильного типа с большими содержаниями золота почти отработаны, пришло время обратить внимание на крупнообъемные месторождения с малыми содержаниями золота, каковым является месторождение Коккия.

## ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

ИГН – Институт геологических наук  
КазНИТУ им. К.И. Сатпаева – Казахский национальный исследовательский  
технический университет им К.И. Сатпаева  
ГРЭ – Геолого-разведочная экспедиция  
СВК – Структурно-вещественные комплексы  
ПК – Плутонические комплексы  
ЗГР – Зона глубинного разлома  
ГДП-200 – Геологическое доизучение 200 000 масштаба  
ГГК-200 – Геолого-геофизическое картирование 200 000 масштаба  
EDS – энергодисперсионный рентгеновский спектрометр  
СЭМ – Сканирующий электронный микроскоп  
Pg – плагиоклаз  
Hbl – горнбленд  
Py – пирит  
Ser – серицит  
Q – кварц  
Te – теллур  
Gn – галенит  
Au – золото  
Cl – хлорит  
Cov – ковеллин  
Flz – блеклая руда  
Cpy – халькопирит  
Ar – арсенопирит  
Sph – сфалерит  
Rt – рутил  
Bi – висмут  
Po – пиротин

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- [1] Санников А.Г., Шибаета Л.Н. Отчет о результатах поисковых работ на северном склоне Киргизского хребта, участок Коккия, масштаб 1:25000. По работам за 1979-82 гг. ПГО «Южказгеология», с. Николаевка, 1982 г.
- [2] Козицкая М.Г. Геологическая карта СССР масштаб 1:200000. Серия Северо-Тянь-Шанская. Лист К-42-ХП. «Недра», Москва, 1964
- [3] Жданова Л.П., Шолохов В.В. и др. Геологическое строение Киргизского хребта в пределах бассейнов рек Аспара, Каракыштак и Каракол. Рукопись, ВАГТ, 1956 г.
- [4] Степаненко А.Ф. Геологическая карта СССР масштаб 1:200000. Лист К-43-VII. Серия Тянь-Шанская. Москва, 1963 г.
- [5] Баженов Ю.В. и др. Геологическое доизучение на площади листов К-42-48-А-в, -г; -Б-в; К-43-37-А-в, -г; Б-в, -г; -В-а, -б; -Г-а, -б, -г, и геологическая съемка на площади листов К-42-48-А-а, -б; -Б-а, -б; К-43-37-А-а, -б; -Б-а, -б в Киргизском хребте. Отчет Меркенской партии за 1985-89 гг. Алма-Ата, 1989 г.
- [6] Гутермахер М.М., Гилев Ю.Н., Базанов Е.Н. и др. Геологическое доизучение масштаб 1:200000 в Киргизском хребте. Алматы, 2007. - Том I – 215 с.
- [7] Гутермахер М.М., Гилев Ю.Н., Базанов Е.Н. и др. Геологическое доизучение масштаб 1:200000 в Киргизском хребте. Алматы, 2007. - Том II – 243 с.
- [8] Абрамович И.И. и др. Основы палеогеодинамического анализа при геологическом картировании 1997 г.
- [9] Авдеев А.В. Составление геодинамической карты Южного Казахстана. Масштаб 1:1000000. Алматы 1990 г.
- [10] Авдеев А.В. Геодинамическая карта Южного Казахстана. Масштаб 1:500000. Алматы 2001 г.
- [11] Миколайчук А.В., Собел Э. Структурная эволюция северной окраины Тянь-Шанского орогена // Известия НАН КР. Бишкек, 2003.
- [12] Никоноров В.В. Новый тип золотого оруденения в Кыргызстане. // "Геология рудных месторождений". - 1993. -Том 35. - № 5. - С. 450-454.
- [13] Гутермахер М.М., Гилев Ю.Н., Базанов Е.Н. и др. Геологическое доизучение масштаб 1:200000 в Киргизском хребте. Алматы, 2007. - Том III – 264 с.
- [14] Патрикеев Н.П. Кузнецов П.Н. Отчет по поисковым работам на месторождении Узунбулак в 1954-55 гг. Листы ЮГ К-43-48-А; ЮЗ К-42-48-Б; СВ К-42-48-В; СВК-42-48-Г. Тюлькубасская ГРП, Джамбульский ПРО. 1955 г.
- [15] Василевский В.А. Поиски прожилково-вкрапленных медно-порфировых руд в пределах листов К-42-43-А и –В масштаб 1:10000. Алма-Ата, 1969 г.

- [16] Рафаилович М.С. Золотоносные метасоматические формации Казахстана. // Уральский геологический журнал, 2000. - № 5. - С. 41- 84.
- [17] Рафаилович М.С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, модели прогнозирования и поиска. Алматы. - 2009. - 304 с.
- [18] Абдулин А.А. Геология Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1981. 312с.
- [19] Аковецкий В.И. Дешифрирование снимков. – М.: Недра, 1983. – 374 с.
- [20] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. и др. Глобальная геодинамика // Новосибирск. СОРАН, 2001. – 409 с.
- [21] Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. – Алматы, 2002. 26 с.
- [22] Байбатша А.Б., Плюм-тектоническая природа геологических структур и геодинамики территории Казахстана. // ГеоБайкал 2016 - Иркутск, Россия, 22-26 августа 2016 г.
- [23] Байбатша А.Б. О геотектонике и геодинамике Улытау-Карсакпайской зоны с позиции плюм-тектоники. // Материалы МНК «Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан и стран СНГ». – Алматы, 2015. - С. 34-41.
- [24] Байбатша А.Б. Плюм-тектоническая природа формирования геологических структур Казахстана с крупными месторождениями полезных ископаемых // Материалы МНПК Инновации и перспективные технологии геологоразведочных работ в Казахстане «Бекжановские чтения» 16-17 марта 2017 г. ISBN 978-604-71-31-3. Алматы. – С. 132-137.
- [25] Байбатша А. Б., Металлогеническое значение интрузивных и метасоматических образований Карсакпайского района // Изв. НАН РК. 4(418) 2016. С. 36-50. ISSN 2224-5278.
- [26] Байбатша А.Б. Маманов Е.Ж. Перспективы выявления поисковых геологических предпосылок по данным космического зондирования // Вестник КазНТУ имени К.И. Сатпаева. – Алматы, - 2015. - № 1. – С. 8-13.
- [27] Байбатша А.Б. Модели месторождений цветных металлов. – Saarbrucken: Deutschland, LAP LAMBERT Academic Publishing, 2013. – 588 с.
- [28] Байбатша А.Б. Модели месторождений благородных металлов. Монография. - Saarbrucken, Deutschland, LAP LAMBERT Academic Publishing RU, 2016. – 605 с.
- [29] Месторождения золота Казахстана. Справочник. Алматы, 1996. 183с.
- [30] Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология: учебник для студентов вузов. - М.: Издательский центр «Академия», 2008. - 464 с.

- [31] Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родины и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, № 1. С. 5-28.
- [32] Ужкенов Б.С., Мазуров А.К., Быкадоров В.А. и др. Палеогеография и геодинамика Казахстана и сопредельных территорий. В кн: Геонауки в Казахстане. Алматы, 2004. С. 39-54.
- [33] Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родины и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, № 1. С. 5-28.
- [34] Хаин В.Е., Ломизе М.Т. Геотектоника с основами геодинамики. М. Изд. МГУ. 1995г.
- [35] Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. - Т. 1. Глубинное строение и геодинамика. - Алматы, 2002. - 234 с.
- [36] Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. - Том 2. Металлогения. – Алматы, 2002. – 272 с.
- [37] Бекжанов Г.Р. Геологическое строение Казахстана // Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан. Алматы. –2000.
- [38] Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М. Тектоническое строение Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и в раннем-среднем палеозое. // Геотектоника, 2010, № 1. С. 5-28.
- [39] Тектоническая карта Казахстана. Объяснительная записка / В.Я. Кошкин и др. - Алматы, 2007. - 130 с.
- [40] David A. Yuen, Shigerenori Maruyama, Shun-Ichiro Karato, Brian F. Windley. Superplumes: Beyond Plate Tectonics. 2007. XIV, ISBN: 978-1-4020-5749-6. 569 p.
- [41] Golonka J., Krobicki M., Pajak N., Zuchiewicz W. Global plate tectonics and paleogeography of southeast Asia. - Krakow, 2006. - 128 p.
- [42] Joachim R.R., Ritter, Ulrich R. Christensen. Mantle Plums. 2007. VIII, ISBN: 978-3-540-68045-1. 502 p.
- [43] Zhironov D. Controlling structures of the Paleozoic Plume in the Kola alkaline large igneous Province//16<sup>th</sup> International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM2016, 30 June - 6 July, 2016, Albena, Bulgaria. 2016. ISBN 978-619-7105-55-1. PP. 133-140.
- [44] Байбатша А.Б. Суперплюмовая природа палеозоидов Казахстана и прилегающих территорий // Минерагения Казахстана, Международная научно-практическая конференция, посвященная 90-летию со дня рождения академика Ш. Есенова. Алматы, 2017. – С. 47-52.
- [45] Baibatsha A. Relationship of Paleozooids and Mineral Deposits of Kazakhstan with the Paleozoic Superplume. 17th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM, 29 June – 5 July 2017, Albena, Bulgaria. Vol. 17, Issue 11, pp. 479-486.

[46] Baibatsha A.B. Connection geological structure and mineral resources of Kazakhstan with plum // Gordon research conference. - Massachusetts, USA, 2015. – P.10.

[47] Pirajno. F. Ore Deposits and Mantle Plumes. 2000. ISBN: 978-0-412-81140-1. 576 p.

[48] Baibatsha A.B. Plum tectonic nature of geodynamical development of Kazakhstan // International conference on Geology. - Florida, USA, 2015. - P. 44.

[49] Baibatsha A.B. Plumetectonics nature forming geological structures of Kazakhstan with large deposits and basins//Plate Tectonics at 50. William Smith Meetings 2017. London, 2017. – P. 104.

[50] Baibatsha A.B. The role of the Paleozoic superplume in the formation of the geological structures of Kazakhstan with large metal deposits// Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits. Proceedings of XXXIV International Conference. Miass, 4-9 August 2017. ISBN 978-5-905049-21-7. P. 28-30.

[51] Байбатша А.Б. Новая геодинамическая модель развития и тектонического строения территории Казахстана //Международный геологический конгресс МГК-35. Доклады казахстанских геологов. Науки о Земле в Казахстане. Алматы 2016. ISBN 9965-9502-4-5. С. 194-203.

[52] Baibatsha A.B., 35th IGC. Geodynamic model of development and the tectonic structure of Kazakhstan from the standpoint plume tectonics//35th International geological congress 2016. 27 august-2 September, 2016. Cape Town, South Africa.

[53] Байбатша А.Б. О новом взгляде на геологическое строение и геодинамическое развитие территории Казахстана // Изв. НАН РК, серия геологическая. – 2008. – №2. –С. 66-74.

[54] А.Б.Байбатша, Г.М. Омарова. О едином мантийном источнике палеозойских магматических образований Кыргызско-Терской геосутурной зоны// ВЕСТНИК КазНУТУ №5. 2017. С. 3-8

[55] Абрамов С.С., Андреева О.В., Жариков В.А. и др. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998 г. - 492 с.

[56] Казицын Ю.В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. М.: Недра, 1972. 216 с.

[57] Коротеев В.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н. и др. Рудоперспективные шовные зоны Урала: генезис, минерагения, практическая значимость // Докл. АН. 2008. Т. 420, №5. С. 659–663.

[58] Крупные и суперкрупные месторождения (закономерности размещения и условия образования) / Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 430 с.

[59] Русинов В.Л., Омеляненко Б.И., Зотов А.В. и др. Некоторые аспекты вертикальной метасоматической зональности // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. - С. 5-14.

[60] Hedenquist J.W. and Lowenstern J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // *Nature*, 1994, vol.370, N 6490, p.519-527.

[61] Hedenquist J.W. and Henley R.W. The importance of CO<sub>2</sub> on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and application for epithermal ore deposits // *Econ. Geol.*, 1985, v.80, p. 1379-1406.

[62] Бортников Н.С., Сазонов В.Н., Викентьева О.В. и др. Роль магматического флюида в формировании Березовского мезотермального золотокварцевого месторождения. Урал // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 363, №1. С. 82–85.

[63] Викентьева О.В., Сазонов В.Н. Источники флюидов и условия образования метасоматитов Березовского рудного поля // *Уральская минералогическая школа-2006*. Екатеринбург, 2006. С.41–46.

[64] Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 342 с.

[65] Наковник Н.И. Вертикальная зональность продуктов постмагматического метасоматоза и место в ней формаций вторичных кварцитов и пропилитов // *Записки Всесоюз. минерал. об-ва*. 1963. Вып. 4. С. 394–409.

[66] White N.C. and Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // *SAG Newsletters*, 1995, N 23, p. 8-13.

[67] Reyes A.G. Minerology, distribution and origin of acid alteration in Phillipine geothermal systems // *Geol.Surv. of Japan*, 1991, Rep. N 277, p. 59-67.

[68] Рафаилович М.С., Алексеева М.К. Метасоматические формации золотопродуктивных месторождений Казахстана // *Геология и разведка недр Казахстана*. 1996. - №5-6. - С. 13-21.

[69] Байбатша А.Б., Металлогеническое значение интрузивных и метасоматических образований Карсакапайского района // *Изв. НАН РК*. 4(418), 2016. С. 36-50.

[70] Байбатша А.Б., Выделение прогнозно-перспективных участков на основе изучения метаморфо-метасоматических комплексов. // *Вестник КазНИТУ*. – 2016. - № 5. - С. 3-9.

[71] Абишев Ю.Л., Левин Г.Б., Нарсеев В.А. и др. Васильковское месторождение // *Геология золото- рудных месторождений Казахстана и Средней Азии*. М.: ЦНИГРИ, 1986. С. 7–21.

[72] Бахтина А.П., Сазонов В.Н. Околорудный метасоматоз на одном золоторудном месторождении // *Околорудные метасоматиты Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 52–67.

[73] Пак Н.Т. Модель рудно-метасоматической зональности месторождения золота Талды-Булак Левобережный // *Современные проблемы геологии, минерагении и комплексного освоения месторождений полезных ископаемых Большого Алтая. Усть-Каменогорск*, 2003. С. 205-208.

[74] Пак Н.Т. Модели метасоматической зональности золоторудных месторождений, как метод их прогнозной оценки //Материалы международной научно-практической конференции «Бекжановские чтения». Алматы, 2017. С. 46-49.

[75] А.Б.Байбатша, Г.М. Омарова, А.Т. Касенова. Зональность и минеральный состав рудоконтролирующих метасоматитов золоторудного поля Коккия.// ВЕСТНИК КазННТУ №2 (126). 2018. С. 3-8

[76] Omarova G.M., Baibatsha A.B., Kassenova A.T., Loparev S. (2017) Petrology of ore-bearing metasomatites of gold deposit Kokkiya (South Kazakhstan). 17th International Multidisciplinary Scientific Geoconference, Albena, Bulgaria. ISBN 978-619-7105-98-8. SGEM 2017. PP. 431-439.

[77] Omarova G.M., Baibatsha A.B., Muszynski A., Dyussebayeva K.Sh., Loparev S. (2017) Micromineralogy of gold-bearing ores of metasomatic type deposit in Kazakhstan. 17th International Multidisciplinary Scientific Geoconference, Albena, Bulgaria. ISBN 978-619-7105-98-8. PP. 321-329.

[78] Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Вертикальная метасоматическая зональность и ее значение для прогнозирования слепого оруденения и оценки перспектив обрабатываемых месторождений на глубину (на примере золоторудных и золотополиметаллических месторождений) // Литосфера. 2008. № 1. С. 77–89.

[79] Чекваидзе В.Б. Вертикальная метасоматическая зональность колчеданно-полиметаллических месторождений // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. С. 89–104.

[80] Проблемы вертикальной метасоматической зональности/ Под ред. Н.Н.Перцева. М.: Наука, 1982. 184 с. Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов. Новосибирск: Наука, 2000. 192 с.

[81] Рафаилович М. С., Алексеева М.К. Метасоматические формации золотопродуктивных месторождений Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1996. № 5–6. С. 13–21.

[82] Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов// Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, С. 334-456

[83] Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969 (I издание), 1982 (II издание)

[84] Колонин Г.Р., Белеванцев В.И., Пальянова Г.А., Широносова Г.П. Физико-химическая модель рудоотложения на месторождениях золото-сульфидной формации // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск.- Т. II.- 1981.- с. 110-112.

[85] Колонин Г.Р., Пальянова Г.А. Пробность самородного золота как возможный индикатор состава и температуры рудообразующего раствора //

Докл. АН РАН.- 2000.- т. 373.- № 7.- с. 527-531.

[86] Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука.- 1973. - 330 с.

[87] Кривцов А.И. Распределение масс и содержаний металлов в гидротермальных рудообразующих системах. // - "Отечественная геология", 1996. - № 8.

[88] Baibatsha A.B., Omarova G., Dyussebayeva K.Sh., Kassenova A.T., SGEM 2016. Kokkiya - a promising for Kazakhstan gold-metasomatic type of deposit// 16th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM, Albena, Bulgaria. 2016. - PP. 289-296

[89] Baibatsha A., Dyussebayeva, Kassenova A. Microgenetic associations of gold in ore-forming minerals from deposits of different geological and industrial types of Kazakhstan // Proceedings of the 11th International congress for Applied Mineralogy (ICAM). Springer International Publishing. Switzerland. 2015. - P. 1-8.

[90] Акимова А.В., Плотинская О.Ю. Особенности морфологии и внутренней структуры пирита Березняковского золоторудного месторождения (Южный Урал)// Пробл. конф. посвященная 100-летию со дня рождения Ф.В. Чухрай. Москва: ИГЕМ РАН. - 2008.- С. 244-246.

[91] Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Коваленкер В.А. и др. Минералогия и условия образования руд Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. Т. 51. - №5.- 2009. – С. 414-443.

[92] Коваленкер В.А., Плотинская О.Ю., Конеев Р.И. Минералогия эпитеpmальных золото-сульфидно-теллуридных руд месторождения Кайрагач (Узбекистан) // Новые данные по минералам. Т. 37. - 2003.- С. 45–63.

[93] В.Н. Сазонов, В.А. Коротеев. Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала. Екатеринбург, 2009. -161 с.

[94] Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир. – 2000. - 272 с.

[95] Жаутиков Т.М. Металлогения и эволюционная направленность рудного процесса на месторождениях золота Казахстана // Мат. Всерос. конф. «Самородное золото, типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М.: ИГЕМ РАН. – 2010. - Том 1. - С. 193-195.

[96] Самусиков В.П. Закономерности концентрации изоморфно-примесных элементов в минералах при гидротермальном рудообразовании. Геология и геофизика.- 2010.- т. 51.- № 3.- с. 338—352.

[97] Широких И.Н., Черезов А.М., Васьков А.С. Вариации состава самородного золота на Старо-Берикульском месторождении Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика.- 2000.- т. 41 (1).- с. 111-119.

[98] Матвиенко В.Н. О природе золотого оруденения на основе изучения морфологии золота и рудовмещающих пород. М., тр. ЦНИГРИ, 1992, вып.242. С.36-43

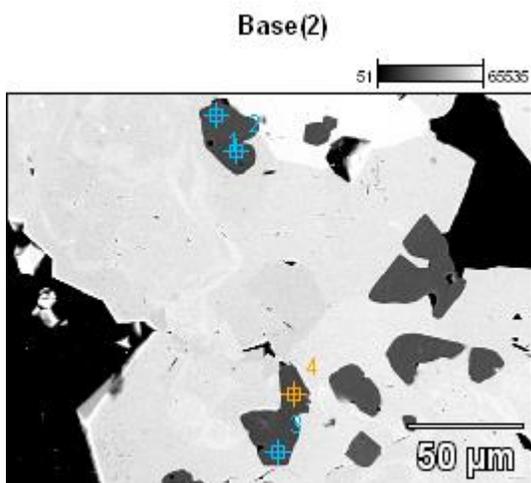
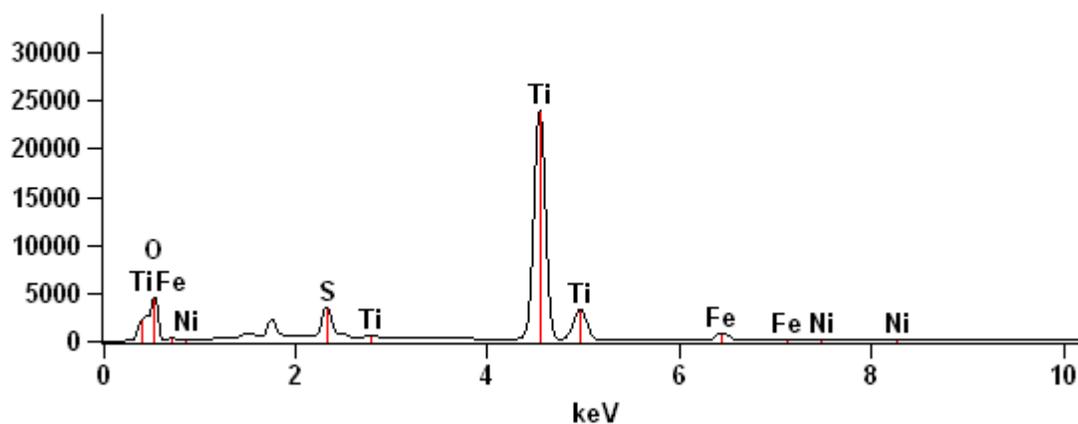


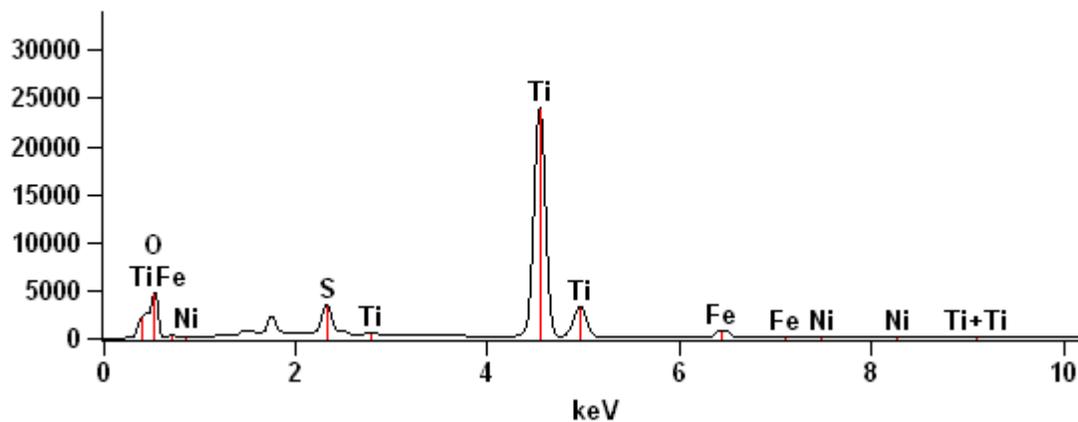
Image Name: Base(2)  
 Accelerating Voltage: 20.0 kV  
 Magnification: 550  
 Full scale counts: 23893

Base(2)\_pt2



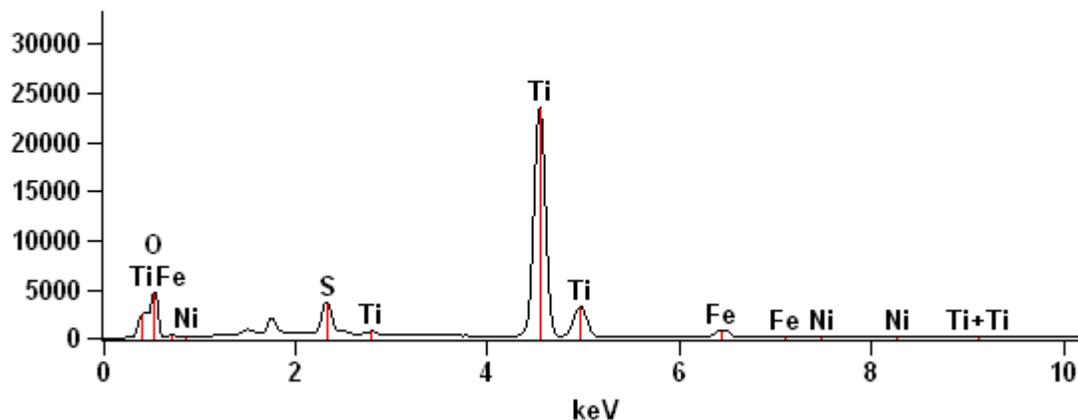
Full scale counts: 23948

Base(2)\_pt1



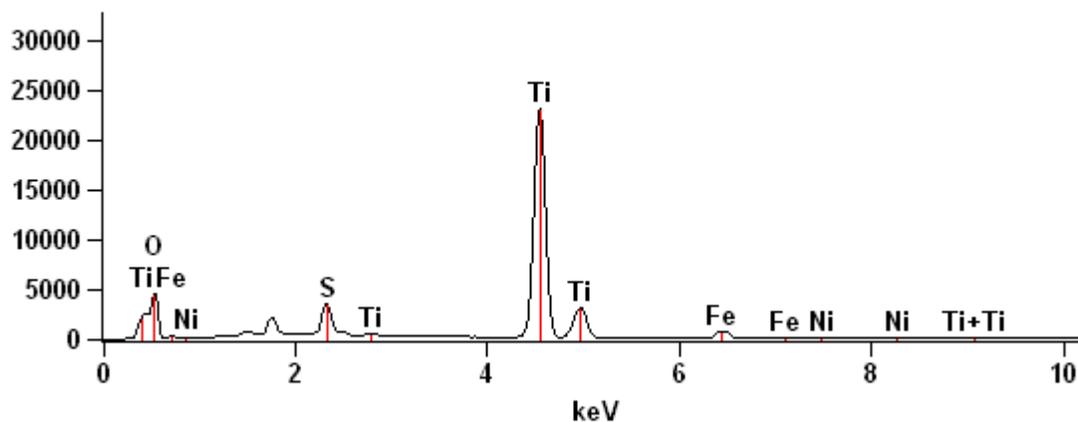
Full scale counts: 23473

Base(2)\_pt4



Full scale counts: 23191

Base(2)\_pt3



Weight %

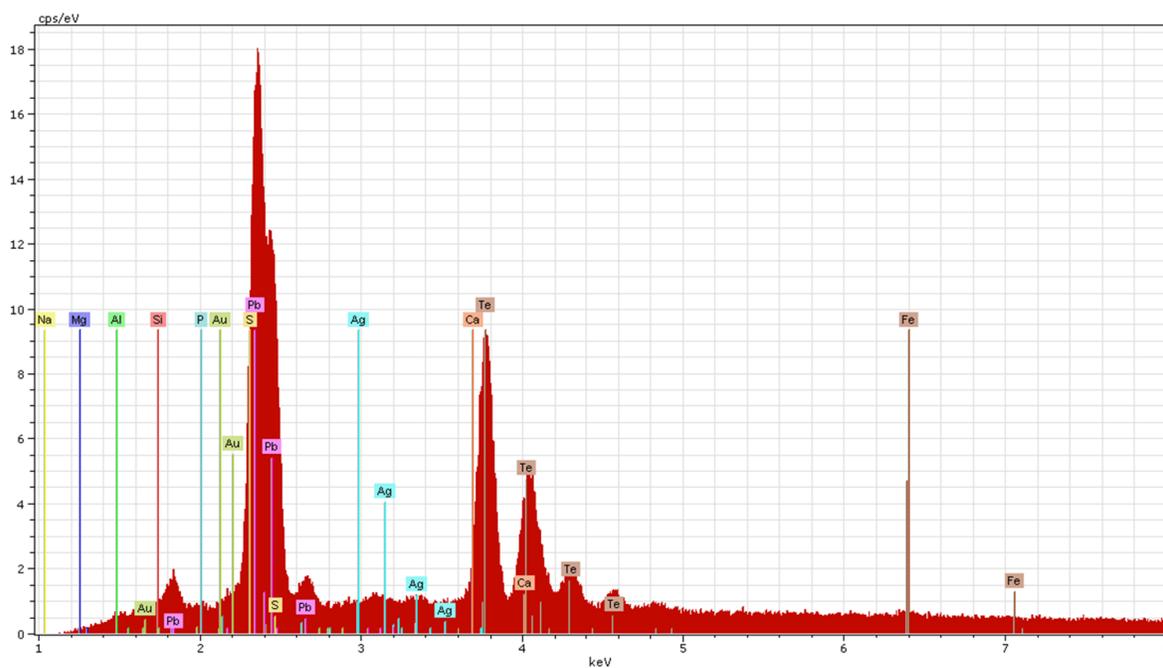
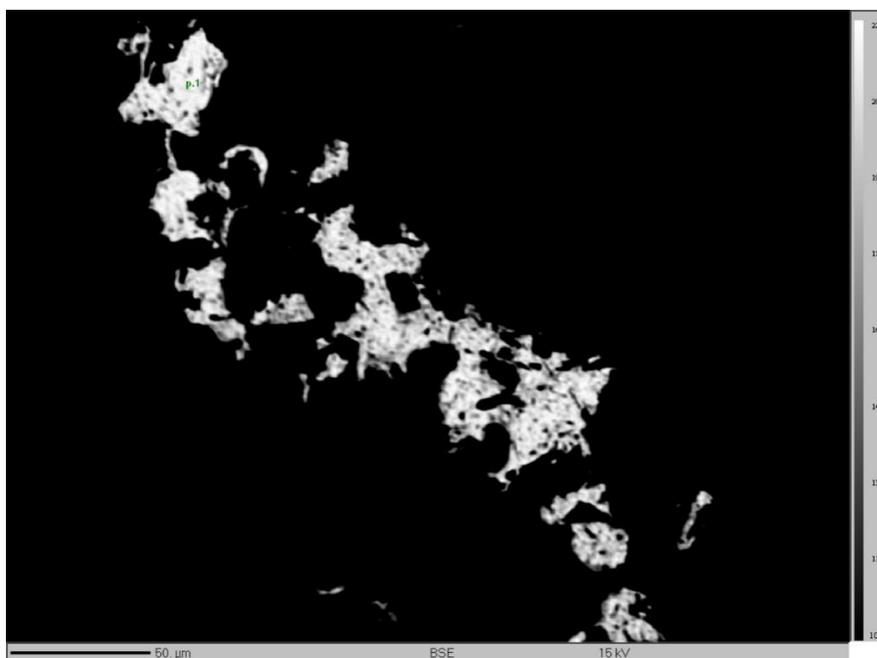
	<i>O-K</i>	<i>S-L</i>	<i>Ti-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Ni-K</i>
<i>Base(2)_pt1</i>	39.51S	0.00	56.74	3.74	0.00
<i>Base(2)_pt2</i>	39.53S	0.02	56.78	3.61	0.07
<i>Base(2)_pt3</i>	39.52S	0.03	56.68	3.77	0.00
<i>Base(2)_pt4</i>	39.49S	0.00	56.62	3.85	0.04

Atom %

	<i>O-K</i>	<i>S-L</i>	<i>Ti-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Ni-K</i>
<i>Base(2)_pt1</i>	66.37	0.00	31.83	1.80	0.00
<i>Base(2)_pt2</i>	66.37	0.01	31.85	1.74	0.03
<i>Base(2)_pt3</i>	66.37	0.02	31.79	1.81	0.00
<i>Base(2)_pt4</i>	66.35	0.00	31.78	1.85	0.02

Formula					
	<i>O-K</i>	<i>S-L</i>	<i>Ti-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Ni-K</i>
<i>Base(2)_pt1</i>		SO3	TiO2	Fe2O3	NiO
<i>Base(2)_pt2</i>		SO3	TiO2	Fe2O3	NiO
<i>Base(2)_pt3</i>		SO3	TiO2	Fe2O3	NiO
<i>Base(2)_pt4</i>		SO3	TiO2	Fe2O3	NiO

Compound %					
		<i>SO3</i>	<i>TiO2</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>NiO</i>
<i>Base(2)_pt1</i>	0.00	0.00	94.65	5.35	0.00
<i>Base(2)_pt2</i>	0.00	0.04	94.71	5.16	0.09
<i>Base(2)_pt3</i>	0.00	0.07	94.54	5.39	0.00
<i>Base(2)_pt4</i>	0.00	0.00	94.44	5.50	0.05



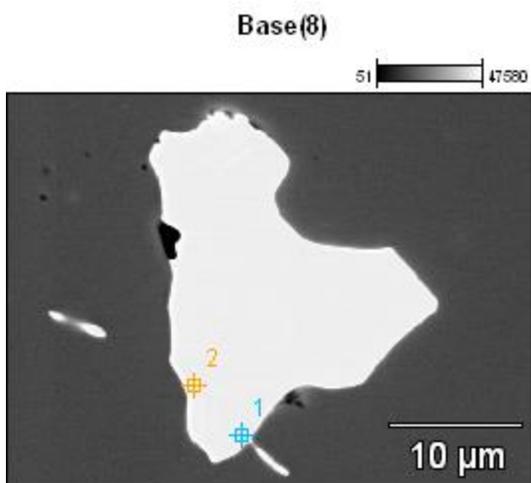
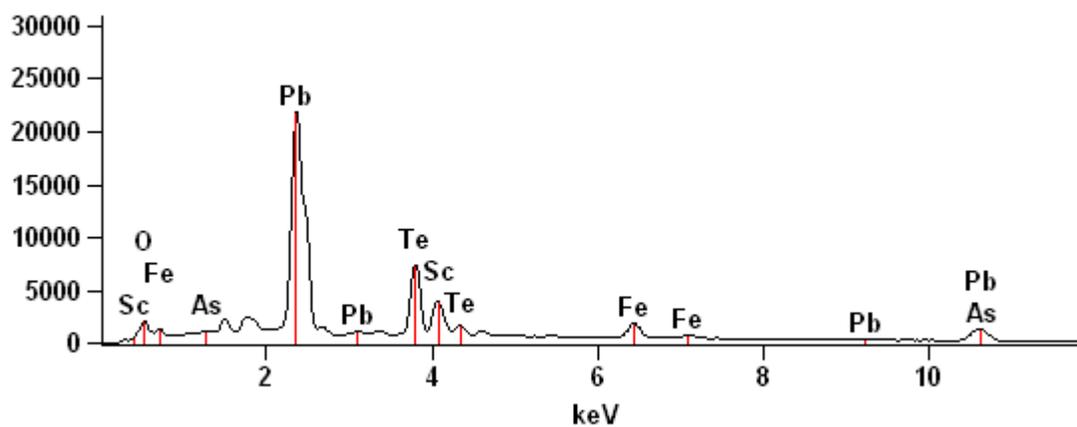


Image Name: Base(8)

Accelerating Voltage: 20.0 kV

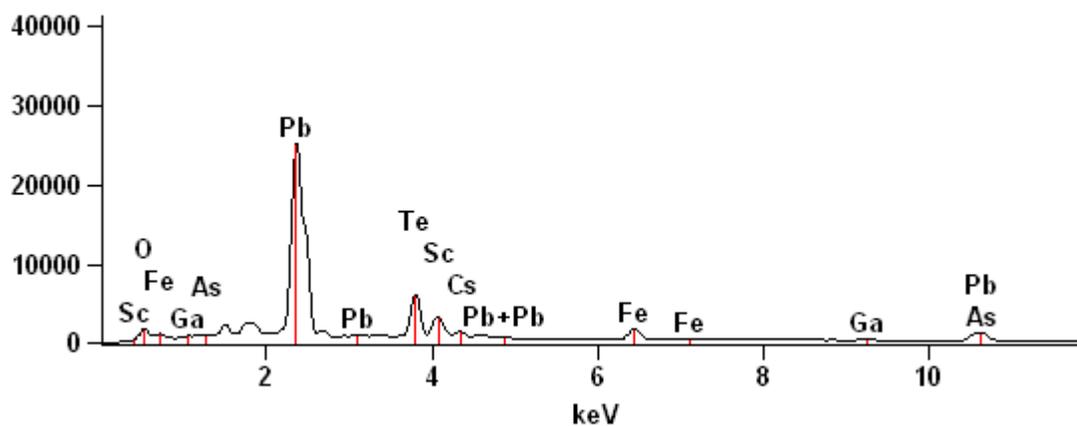
Full scale counts: 21759

Base(8)\_pt1



Full scale counts: 25157

Base(8)\_pt2



## Weight %

	<i>O-K</i>	<i>Sc-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Ga-K</i>	<i>As-K</i>	<i>Te-L</i>	<i>Cs-L</i>	<i>Pb-L</i>
<i>Base(8)_pt1</i>	17.185	0.42	6.13		9.44	35.38		31.44
<i>Base(8)_pt2</i>	16.465	0.40	5.10	0.58	10.91	30.15	0.33	36.06

## Atom %

	<i>O-K</i>	<i>Sc-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Ga-K</i>	<i>As-K</i>	<i>Te-L</i>	<i>Cs-L</i>	<i>Pb-L</i>
<i>Base(8)_pt1</i>	61.44	0.53	6.28		7.21	15.86		8.68
<i>Base(8)_pt2</i>	60.68	0.52	5.38	0.49	8.59	13.93	0.15	10.26

## Formula

	<i>O-K</i>	<i>Sc-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Ga-K</i>	<i>As-K</i>	<i>Te-L</i>	<i>Cs-L</i>	<i>Pb-L</i>
<i>Base(8)_pt1</i>		Sc2O3	Fe2O3		As2O3	TeO2		PbO
<i>Base(8)_pt2</i>		Sc2O3	Fe2O3	Ga2O3	As2O3	TeO2	Cs2O	PbO

## Compound %

		<i>Sc2O3</i>	<i>Fe2O3</i>	<i>Ga2O3</i>	<i>As2O3</i>	<i>TeO2</i>	<i>Cs2O</i>	<i>PbO</i>
<i>Base(8)_pt1</i>	0.00	0.64	8.77		12.46	44.26		33.87
<i>Base(8)_pt2</i>	0.00	0.61	7.29	0.78	14.41	37.71	0.35	38.85

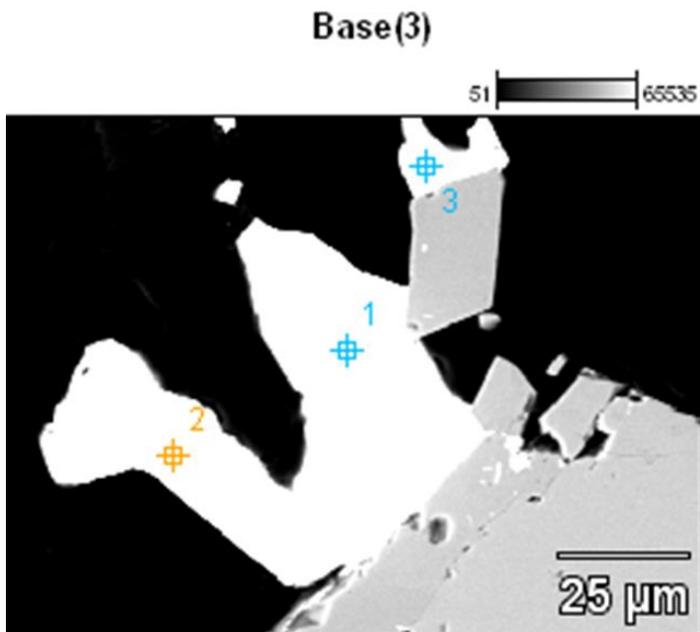
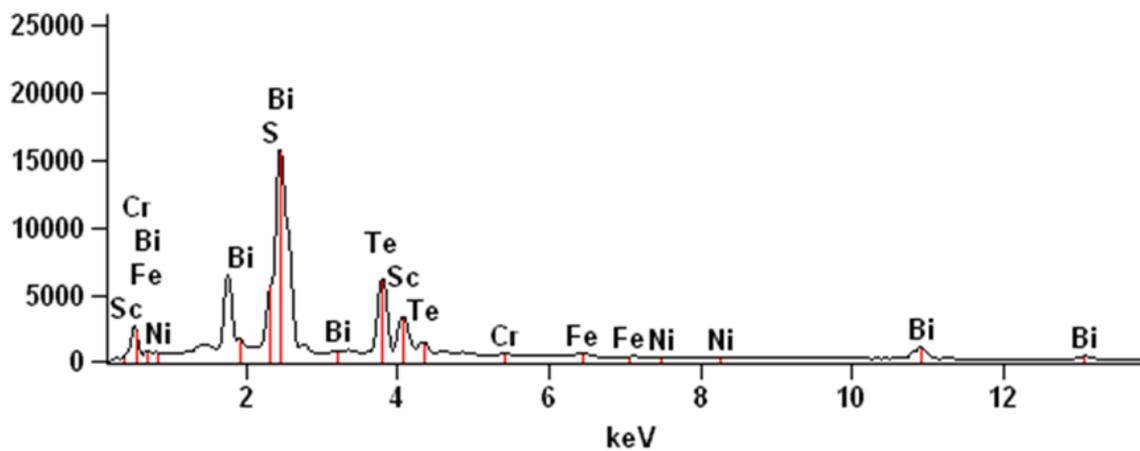


Image Name: Base(3)  
Accelerating Voltage: 20.0 kV  
Magnification: 949

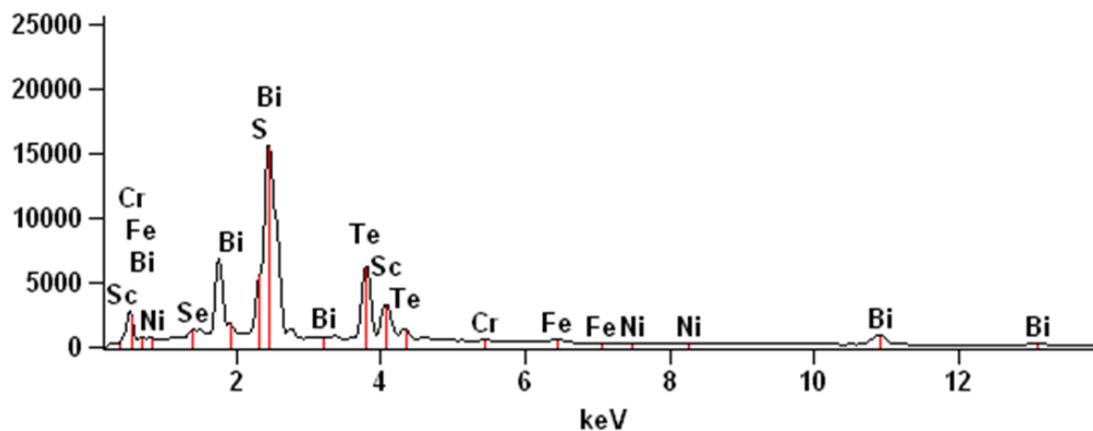
Full scale counts: 15702

Base(3)\_pt1



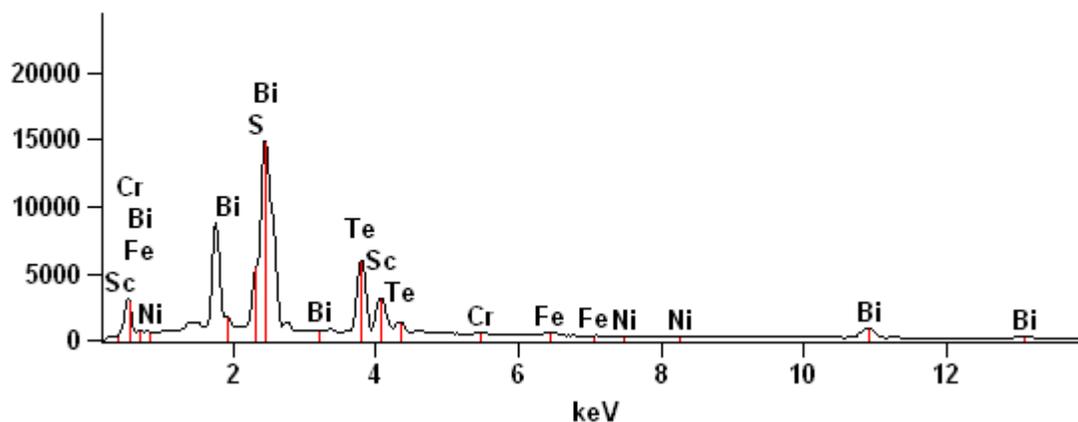
Full scale counts: 15600

Base(3)\_pt2



Full scale counts: 14828

Base(3)\_pt3



Weight %

	S-L	Sc-K	Cr-K	Fe-K	Ni-K	Se-K	Te-L	Bi-M
Base(3)_pt1	0.00	0.36	0.29	0.86	0.00		40.16	58.33
Base(3)_pt2	0.00	0.23	0.47	0.86	0.02	0.68	39.79	57.94
Base(3)_pt3	0.00	0.36	0.50	1.12	0.01		39.99	58.02

Atom %

	S-L	Sc-K	Cr-K	Fe-K	Ni-K	Se-K	Te-L	Bi-M
Base(3)_pt1	0.00	1.28	0.91	2.47	0.00		50.53	44.81
Base(3)_pt2	0.00	0.80	1.45	2.45	0.06	1.38	49.68	44.17
Base(3)_pt3	0.00	1.27	1.53	3.20	0.02		49.83	44.15

Compound %

	S	Sc	Cr	Fe	Ni	Se	Te	Bi
Base(3)_pt1	0.00	0.36	0.29	0.86	0.00		40.16	58.33
Base(3)_pt2	0.00	0.23	0.47	0.86	0.02	0.68	39.79	57.94
Base(3)_pt3	0.00	0.36	0.50	1.12	0.01		39.99	58.02

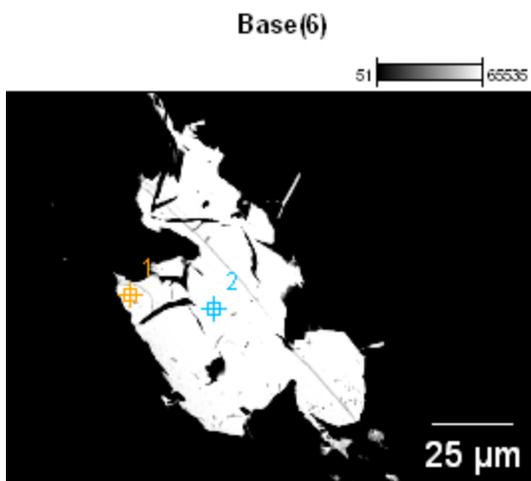
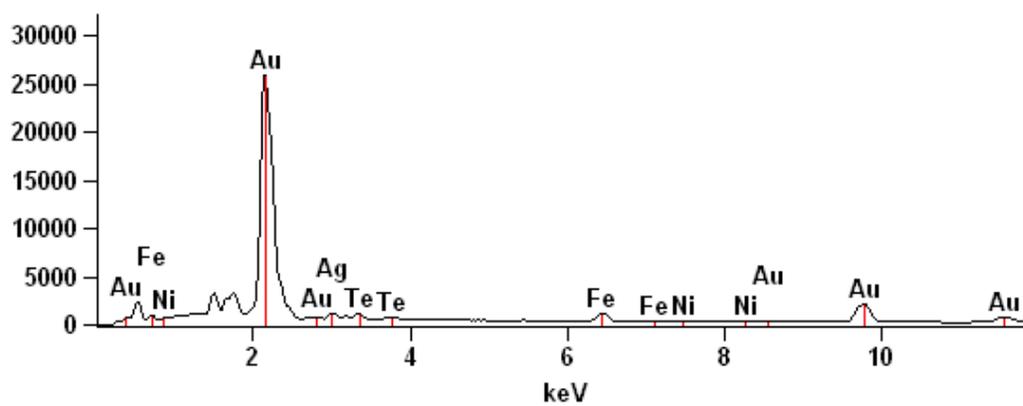


Image Name: Base(6)  
Accelerating Voltage: 20.0 kV  
Magnification: 800

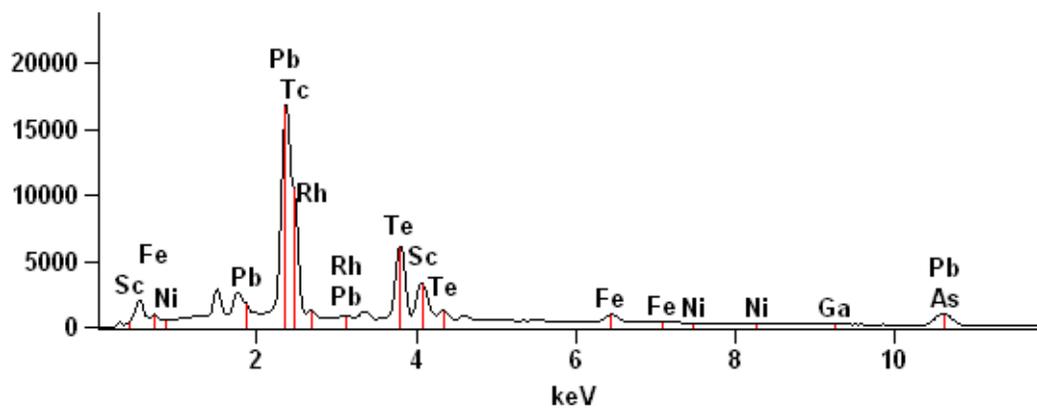
Full scale counts: 25835

Base(6)\_pt1



Full scale counts: 16760

Base(6)\_pt2



Weight %

	Sc-K	Fe-K	Ni-K	Ga-K	As-K	Tc-L	Rh-L	Ag-L	Te-L	Au-L	Pb-L
<b>Base(6)_pt 1</b>		4.33	0.08					4.18	2.04	89.38	
<b>Base(6)_pt 2</b>	0.22	3.31	0.00	0.46	10.72	13.62	2.51		38.45		30.72

Atom %

	Sc-K	Fe-K	Ni-K	Ga-K	As-K	Tc-L	Rh-L	Ag-L	Te-L	Au-L	Pb-L
<b>Base(6)_pt 1</b>		13.20	0.22					6.60	2.72	77.26	
<b>Base(6)_pt 2</b>	0.60	7.17	0.00	0.79	17.33	16.68	2.96		36.50		17.96

Formula

	Sc-K	Fe-K	Ni-K	Ga-K	As-K	Tc-L	Rh-L	Ag-L	Te-L	Au-L	Pb-L
<b>Base(6)_pt1</b>		Fe	Ni					Ag	Te	Au	
<b>Base(6)_pt2</b>	Sc	Fe	Ni	Ga	As	Tc	Rh		Te		Pb

Compound %

	Sc	Fe	Ni	Ga	As	Tc	Rh	Ag	Te	Au	Pb
<b>Base(6)_pt 1</b>		4.33	0.08					4.18	2.04	89.38	
<b>Base(6)_pt 2</b>	0.22	3.31	0.00	0.46	10.72	13.62	2.51		38.45		30.72

Пробность 932  
Аншлиф 11

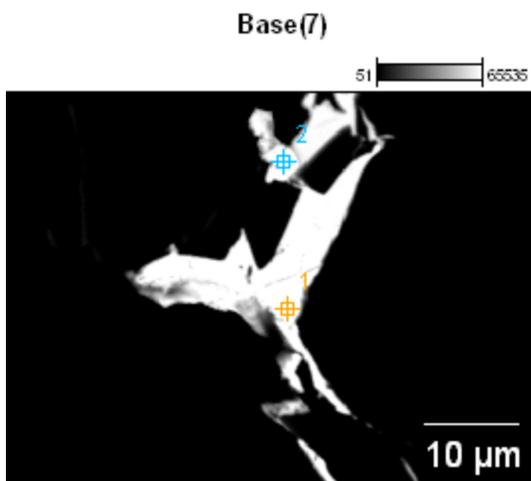


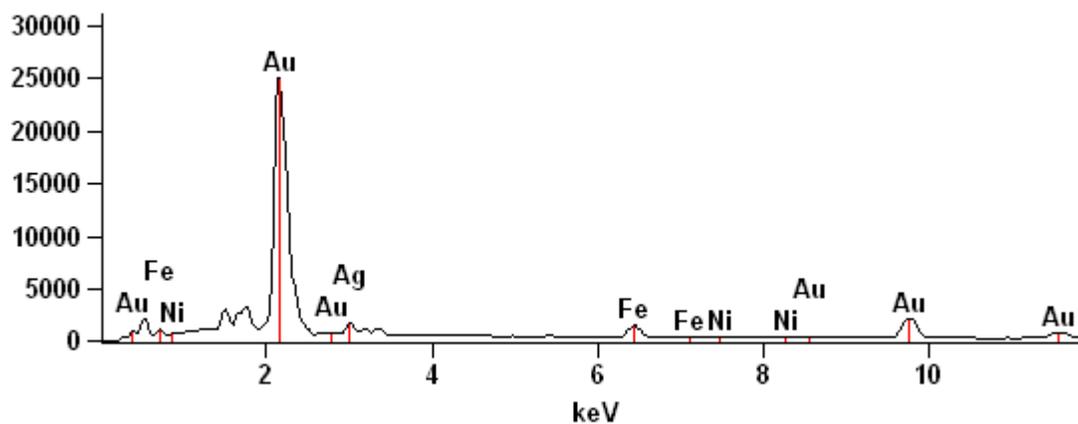
Image Name: Base(7)

Accelerating Voltage: 20.0 kV

Magnification: 2300

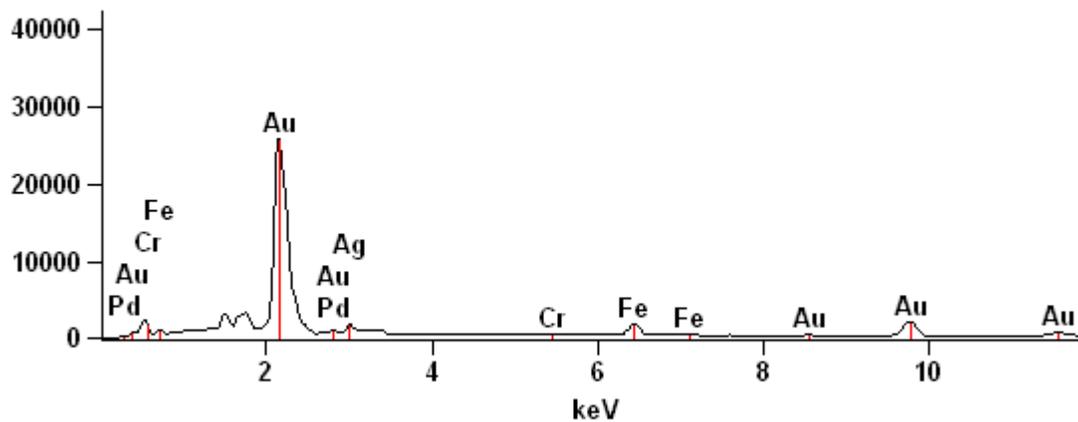
Full scale counts: 24962

Base(7)\_pt1



Full scale counts: 25803

Base(7)\_pt2



## Weight %

	<i>Cr-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Ni-K</i>	<i>Pd-L</i>	<i>Ag-L</i>	<i>Au-L</i>
<i>Base(7)_pt1</i>		6.30	0.11		6.25	87.35
<i>Base(7)_pt2</i>	0.48	7.94		0.14	6.24	85.20

## Atom %

	<i>Cr-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Ni-K</i>	<i>Pd-L</i>	<i>Ag-L</i>	<i>Au-L</i>
<i>Base(7)_pt1</i>		18.32	0.29		9.40	71.99
<i>Base(7)_pt2</i>	1.45	22.11		0.20	8.99	67.25

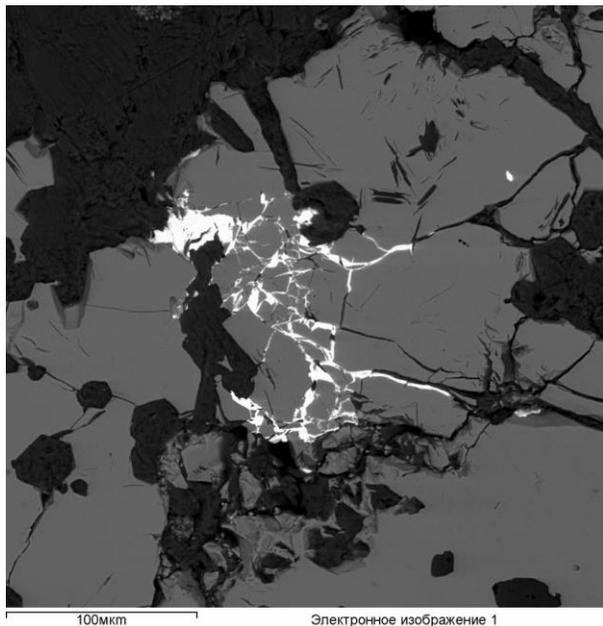
## Formula

	<i>Cr-K</i>	<i>Fe-K</i>	<i>Ni-K</i>	<i>Pd-L</i>	<i>Ag-L</i>	<i>Au-L</i>
<i>Base(7)_pt1</i>		Fe	Ni		Ag	Au
<i>Base(7)_pt2</i>	Cr	Fe		Pd	Ag	Au

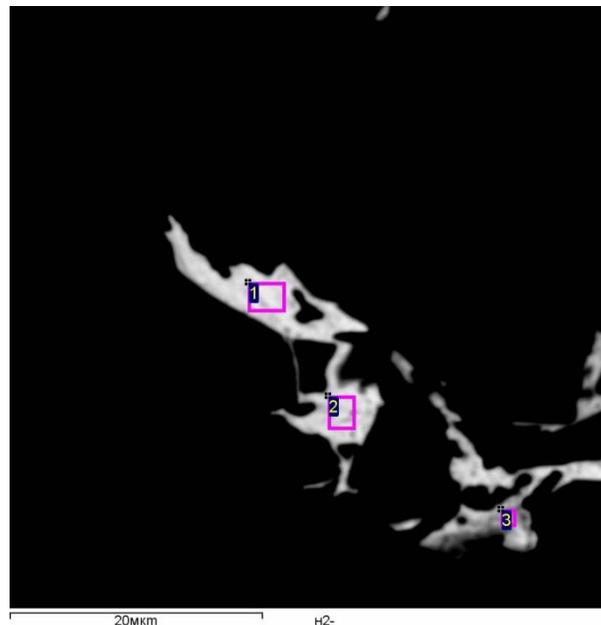
## Compound %

	<i>Cr</i>	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>	<i>Pd</i>	<i>Ag</i>	<i>Au</i>
<i>Base(7)_pt1</i>		6.30	0.11		6.25	87.35
<i>Base(7)_pt2</i>	0.48	7.94		0.14	6.24	85.20

**Золото с алтаитом в межзерновых пространствах пирита**

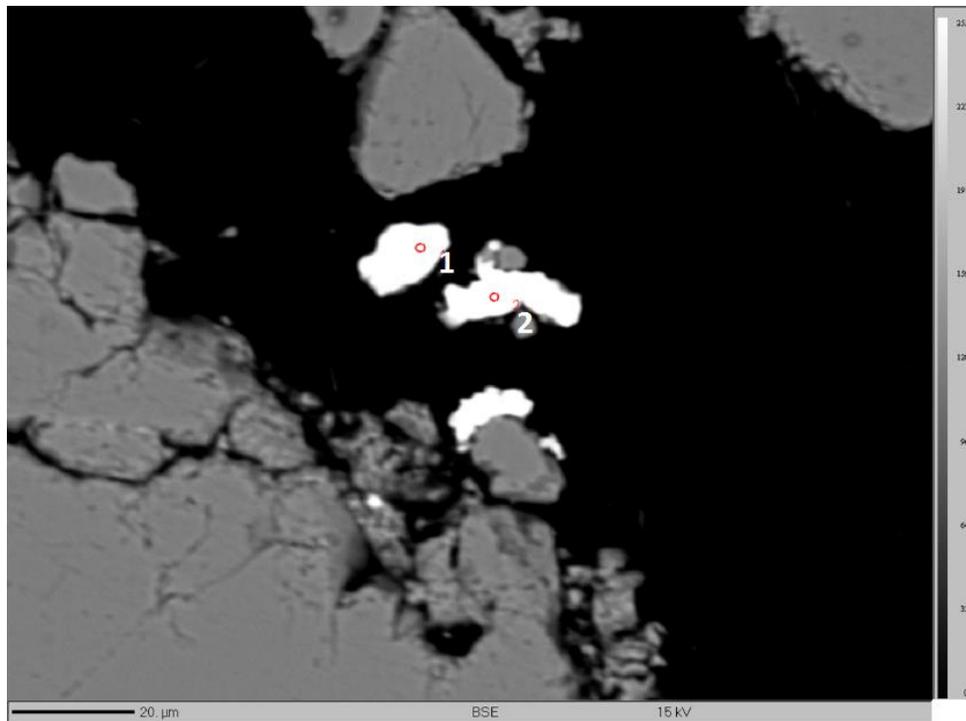


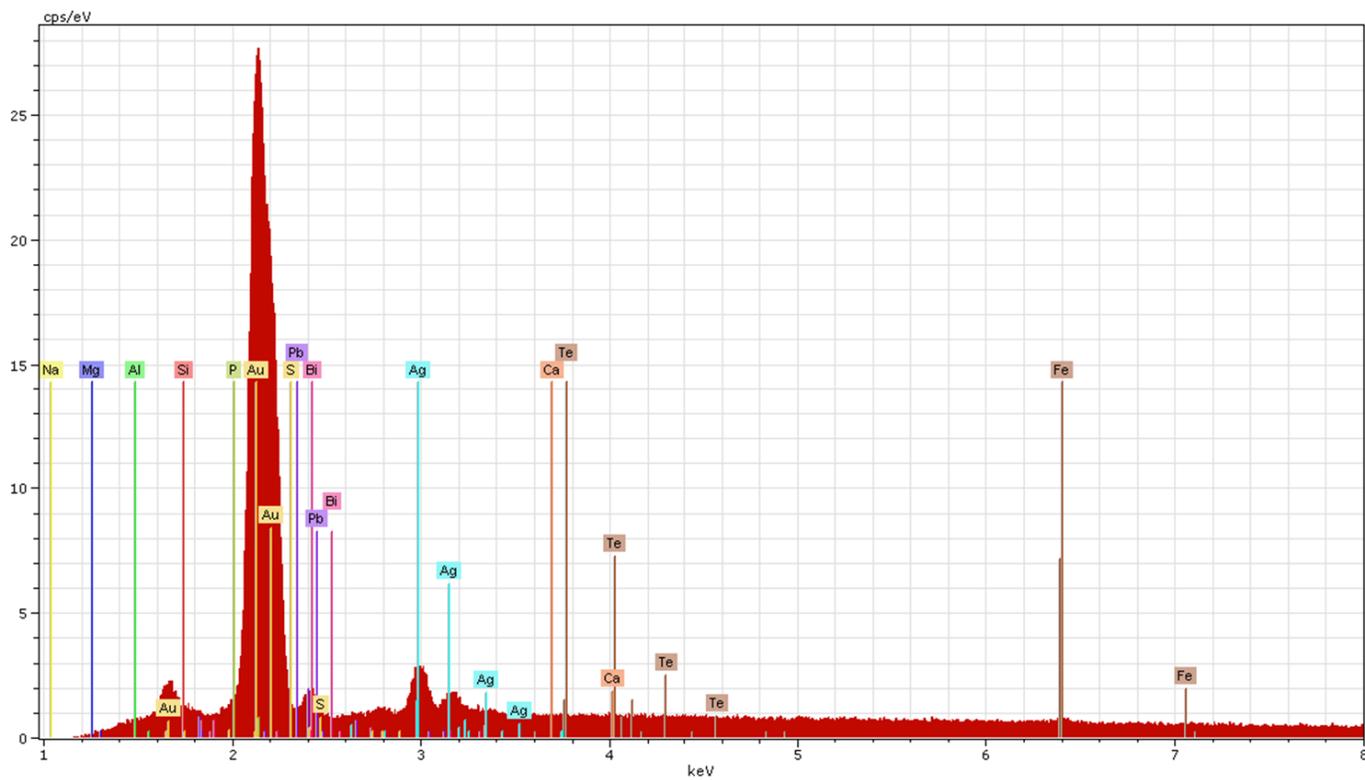
**Увеличенное изображение (участка левоо снимка) с фазовым контрастом: частицы золота**



Золото (1-3). Полуколичественный анализ, состав в вес.%. Точка 3 исключена из рассмотрения – сигнал BSE указывает на вероятное развитие поверхностных пленок на участке анализа.

Спектр	Ag	Au	Итог
1	6.42	92.37	98.79
2	6.86	91.11	97.97



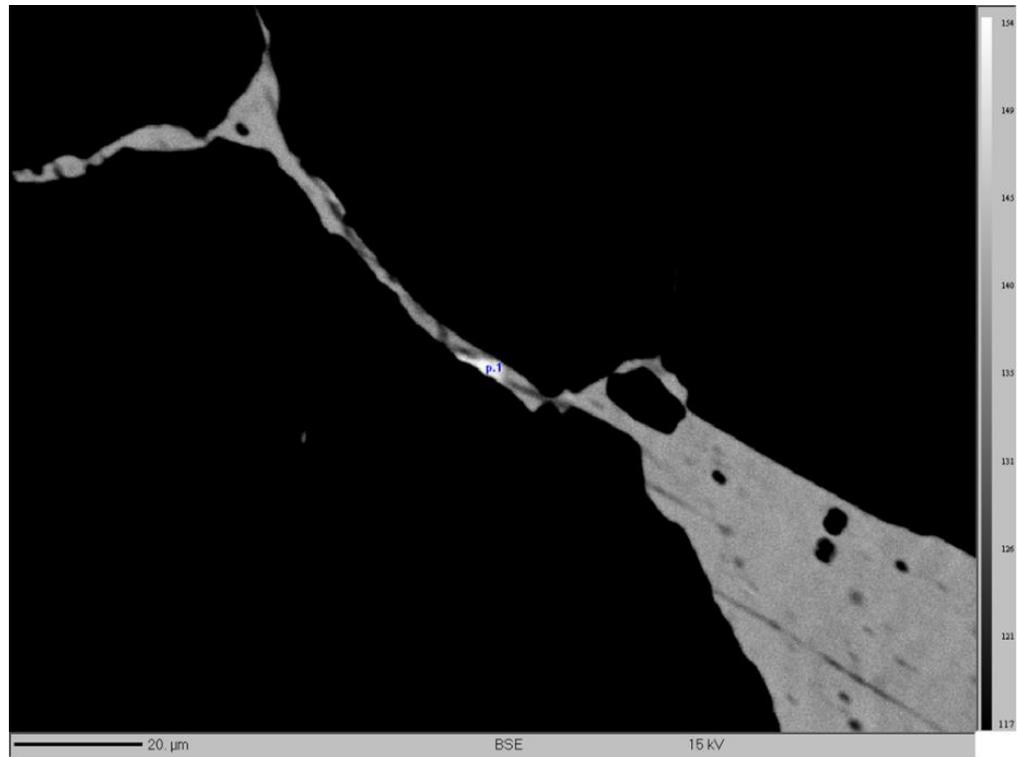


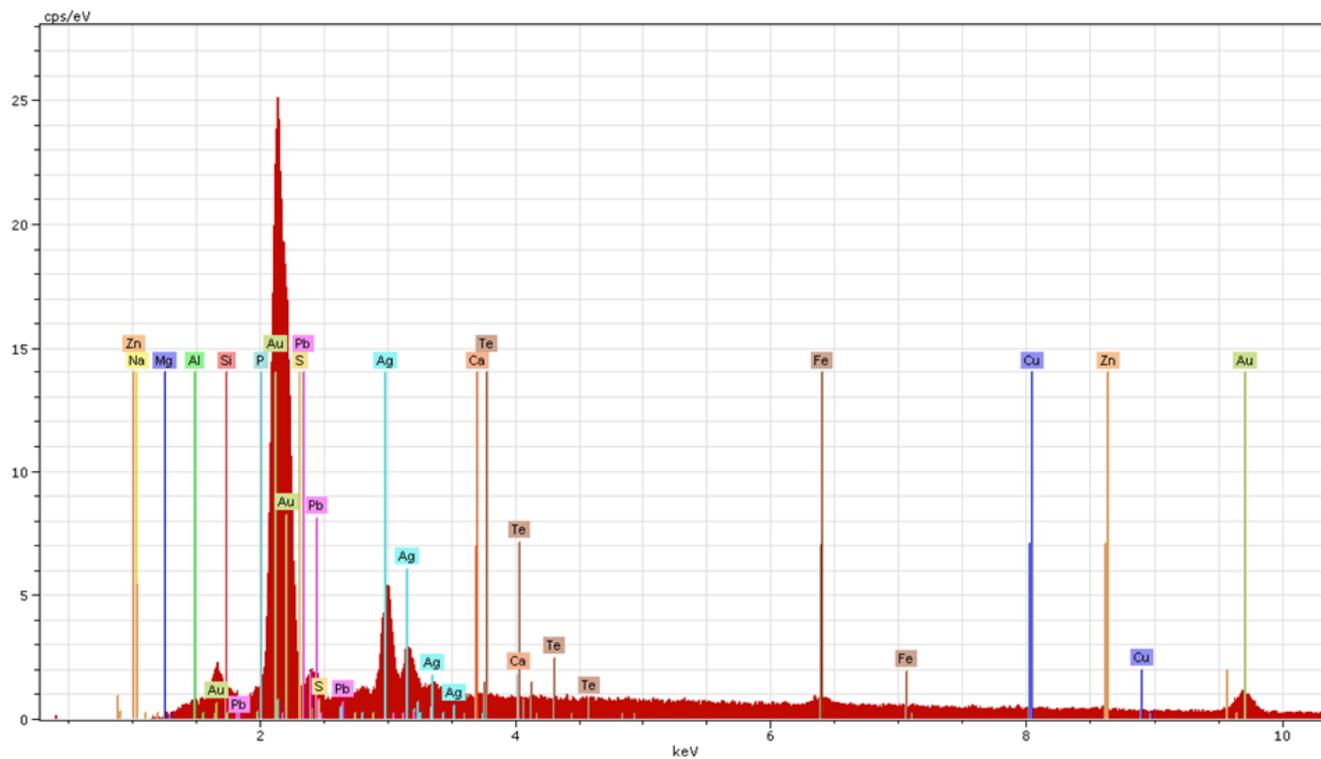
	Weight%																					
Point#	Si	Al	S	Te	Ca	Cd	Ag	Sb	Cl	Bi	Pb	Zn	Se	As	Cu	Ni	Co	Fe	Mg	Hg	Au	Total
1	0,197	0,001	0,126	0,005	0,016	0,063	8,76	0	0,042	0,053	0	0	0	0	0,025	0	0,013	0,471	0,026	0	90,341	100,14
2	0,069	0,004	0,387	0,012	0,006	0,032	8,416	0	0,058	0	0	0,013	0	0	0,002	0,023	0,004	0,739	0,011	0	90,426	100,218

Отарова\_4\_obsz-02\_fot-2

Аншлиф 11

Пробность 912%





	Weight %																					
Point #	Si	Al	S	Te	Ca	Cd	Ag	Sb	Cl	Bi	Pb	Zn	Se	As	Cu	Ni	Co	Fe	Mg	Hg	Au	Total
1	0,059	0,011	0,197	0	0,009	0,071	18,382	0	0,024	0,06	0	0,089	0	0	0,058	0,007	0,015	1,546	0,013	0	78,58	99,121

Пробность 810  
Аншлиф 94/2