

Санкт-Петербургский государственный университет

Институт наук о Земле

Кафедра геохимии

РЫЛОВА Виктория Николаевна

Выпускная квалификационная работа

«Минералого-геохимическая характеристика золоторудного месторождения Ведуга»

Основная образовательная программа магистратуры

«Геология»

Научный руководитель:

Баданина Е.В.,

доцент кафедры геохимии

Рецензент:

Гефнер Т.О.

Санкт-Петербург

2023

Оглавление	
Введение	3
Современное состояние проблемы	5
Фактический материал и методы исследования.....	7
Геологическое строение Енисейского Кряжа.....	9
Положение Енисейского Кряжа в региональных структурах	9
Магматизм	11
Геология месторождения	14
Геолого-структурная позиция	14
Геолого-минералогическое описание пород.....	19
Особенности минералогического состава руд.....	23
Рудные минералы.....	23
Нерудные минералы	38
Золото.....	39
Последовательность минералообразования	42
Оценка условий минералообразования	44
Оценка температуры по хлоритовому геотермометру.....	44
Оценка температуры по арсенопиритовому геотермометру.....	45
Термобарогеохимические исследования.....	47
Изотопные исследования	54
Выводы	56
Список литературы.....	57

Введение

Ведугинское месторождение находится в центре Сибири примерно в 370 км к северу от столицы края г. Красноярска. Ведугинское месторождение расположено в крупной зоне мезотермальных месторождений золота длиной более 300 км и шириной 100 км, охватывающей Северо-Енисейский золотодобывающий район. В пределах западного пояса Енисейской провинции находится несколько золотосульфидных месторождений, в т.ч. Ведуга, близлежащее Олимпиадинское месторождение (одно из крупнейших месторождений в России), а также месторождение Благодатное, Эльдорадо, Титимухта и ряд более мелких.

Ведугинское месторождение разведывалось с конца 80-х годов по 2014 г. В настоящий момент ведётся отработка месторождения открытым способом. Отработка запасов месторождения подземным способом предполагается после окончания открытых горных работ. Ресурсы месторождения Ведуга (по JORC) составляют 1,3 млн унций золота, со средним содержанием 4,5 г/т. Запасы месторождения оцениваются (по JORC) в 4 млн унций золота со средним содержанием 3,9 г/т. В настоящее время в связи с новыми техническими параметрами, проект находится на стадии переоценки. Ожидается, что в ближайшие пару лет начнётся строительство фабрики и Ведуга будет запущена во втором полугодии 2027 года (7).

Актуальность

В настоящее время основными поставщиками золота в России являются месторождения с вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами в углеродисто-карбонатно-терригенных породах. Основная масса золота в таких рудах находится в виде эмульсионной вкрапленности в сульфидах. Источники вещества и гидротермального флюида в большинстве месторождений подобного типа являются дискуссионными.

На данный момент Ведугинское месторождение готовится к отработке средних и глубоких горизонтов, происходит строительство обогатительной фабрики. На 2025 год запланировано начало производства.

Цель

Целью данной работы является минералого-геохимическая характеристика этапов формирования рудообразующей системы золоторудного месторождения Ведуга.

Задачи

В работе были поставлены следующие задачи:

- 1) Определение видообразующего и примесного состава главных рудных минералов;
- 2) Выявление последовательности минералообразования;
- 3) Оценка условий формирования руд по результатам изучения флюидных включений в кварце

Благодарности.

Автор выражает благодарность научным руководителям: доценту кафедры геохимии, Баданиной Елене Васильевне; старшему преподавателю кафедры геохимии Волковой Елене Викторовне и сотрудникам кафедры геохимии за ценную помощь и поддержку, которые позволили подготовить данную работу.

Автор выражает благодарность сотрудникам ресурсных центров Санкт-Петербургского Государственного Университета.

Автор выражает глубокую признательность компании «АО Полиметалл» за предоставление фактического материала, за помощь в сборе и подготовке материала для впускной квалификационной работы.

Современное состояние проблемы

С середины 50-х годов в Советском Союзе были открыты неизвестные ранее прожилково-вкрапленные золото–сульфидные месторождения, представленными минерализованными зонами в осадочных и вулканогенно-осадочных породах. В месторождениях этого типа золото в рудах ассоциировано с сульфидами (пиритом и арсенопиритом), при этом существенная часть золота находится в тонкодисперсной форме. Сульфидные руды такого типа имеют упорных характер. С течением времени значение золото–сульфидных месторождений непрерывно возрастает, т.к. при умеренных содержаниях золота они обладают значительными объёмами рудной массы (Новожилов и др., 1999).

Крупные золото–сульфидные месторождения известны во многих странах. В Узбекистане находится месторождение Коктапас, в США Донлин-Крик и Карлин, в Казахстане – Бакырчик. Представителями этого типа месторождений в России являются Ведуга, Олимпиадинское, Сухой Лог, Наталка, Панимба, Мурунтау (Гибшер, 2019, Сазонов и др, 2016). Часть известных месторождений располагаются на Енисейском Кряже.

Несмотря на длительную историю изучения золотосульфидных месторождений Енисейского Кряжа для них в настоящее время не сформировано однозначное мнение об источниках рудного вещества. Существует несколько генетических моделей формирования золотоносных метасоматитов. Одни генетические модели утверждают, что золото было отложено в первичных терригенных отложениях. Другие модели говорят о том, что месторождения имеют гидротермальное происхождение. В гидротермальных моделях рудообразующие флюиды енисейских месторождений играют главную роль в золоторудогенезе (Прокофьев и др., 1994; Афанасьева и др., 1995; Баранова и др., 1997; Генкин и др., 2002). На сегодняшний день многие исследователи считают, что рудообразующая флюидная система генетически связана с гранитоидным магматизмом (Бернштейн, 1962), другие исследователи считают, что флюидная система связана с метаморфогенными процессами.

Для изучения генезиса подобных месторождений используются геологические, геолого-минералогические, изотопно-геохимические и термобарогеохимические методы. Исследуются физико-химические параметры флюидов, проводятся комплексы термобарогеохимических исследований флюидных включений в кварце, сульфидах, карбонатах. Изучаются изотопный состав серы сульфидов, изотопный состав кислорода в

кварце, изотопы гелия во флюидных включениях. С помощью изотопно-геохимических методов определяется возраст формирования оруденения.

Вопрос генезиса Ведугинского месторождения изучался на протяжении долгих десятилетий многими исследователями, однако до сих пор нет однозначной точки зрения образования рудоносных метасаматитов. Ведугинская площадь в целом амагматична. Ближайшие выходы гранитоидов находятся на расстоянии 14 км от Ведугинского месторождения. По геофизическим данным гранитоиды отсутствуют и на глубине (Жураковский, 1973; Стороженко, 2003)

Однако стоит отметить, что по результатам изотопно-геохронологических исследований возраст ближайших гранитоидов составляет 760 ± 10 млн лет (Вернадский, 2006). Тогда как возраст оруденения, определённый рубидий-стронциевым методом по серициту из рудносных метасоматитов месторождения, составляет 770 ± 20 млн лет (Чугаев и др, 2001). Внедрение гранитов и рудоотложение происходило одновременно. Данные по изотопии S из сульфидов ранних парагенезисов Ведугинского месторождения и S стибнита показывают общность их источников. Изотопный состав серы сульфидов Ведугинского месторождения близок к таковому вмещающих сланцев удерейской свиты (Неволько, 2009).

Фактический материал и методы исследования

Фактический материал

Основу фактического материала составила коллекция образцов 70 штук. Исследованные образцы отбирались из 6 скважин в интервале глубин от +450 м до -75 м рудного тела № 1. Результаты исследований основаны на: а) изучении технологической пробы, отобранной из керна скважин на месторождении Ведуга, б) изучении 70 аншлифов; в) изучении 12 двусторонне-полированных пластинок, изготовленных из керна скважин; г) изучении 10 зёрен игольчатого арсенопирита; д) изучении двух навесок кварца.

Методы исследования

В работе использовались следующие методы исследования: минералогические, термобарогеохимические, изотопные.

Минералогические методы:

- 1) Просмотр и описание аншлифов с помощью оптического микроскопа Olympus
- 2) Изучение состава минералов с помощью с помощью электронного микроскопа Quanta FEG 650 (ресурсный центр «Геомодель» СПбГУ).
- 3) Микротомография игольчатого арсенопирита проводилась на нанотомографе SkyScan Bruker 2011 (Bruker micro-CT, Belgium) с разрешением 250-400 nm и на микротомографе Neoscan N80 с CCD детектором с разрешением 600 nm.

Термобарогеохимические методы:

- 1) КР-спектроскопия включений была сделана на спектрометре Horiba LabRam HR800 с Ar-лазером с длиной волны 514,5 и 488 нм (ресурсный центр «Геомодель» СПбГУ).
- 2) Криометрия
- 3) Термический анализ

Криометрия и термический анализ флюидных включений были сделаны на оптическом микроскопе Olympus BX53F в комплекте с термостолком THMSG-600-ec с системой охлаждения образца жидким азотом LNP95

Изотопные методы:

- 1) Изотопный состав кислорода определялся в ГИН СО РАН (аналитик Посохов В.Ф.)
Измерения изотопного состава кислорода выполнялись на газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT 253 с использованием двойной системы напуска

Геологическое строение Енисейского Кряжа

Положение Енисейского Кряжа в региональных структурах

Енисейский кряж представляет собой крупную складчато-надвиговую структуру северо-западного простирания с шириной до 200 км и протяженностью около 700 км и формирует крупное поднятие северо-западного простирания между Сибирским кратоном и Западно-Сибирской плитой. Ангарским разлом делит кряж на две части – Южно-Енисейскую и Заангарскую (Северо-Енисейскую), в составе которых на основании исследований геодинамических позиций (Старосельцев, 2003) выделяются террейны.

Южно-Енисейский сегмент включает Ангаро-Канский блок палеопротерозойского возраста и Предивинский террейн неопротерозойского возраста. Заангарская часть состоит из Восточно- и Центрально-Ангарских террейнов мезо-неопротерозойского возраста и Исаковского террейна неопротерозойского возраста (Лиханов, Попов, Ножкин, 2012; Верниковский, Метелкин и др., 2016) (Рисунок 1).

Террейны разделены глубинными разломами, преимущественно северо-западного простирания, среди которых самыми крупными являются Ишимбинский и Татарский. Ишимбинский региональный разлом с падением близким к вертикальному тянется с юга от р. Кага на северо-запад до устьевой части р. Подкаменная Тунгуска и сопровождается мелкими оперяющими разломами, формируя зону с переменной шириной от 6 до 40 км. Татарский разлом проходит практически параллельно Ишимбинскому, и состоит преимущественно из системы разнонаправленных разрывных нарушений (Сазонов, Ананьев и др. 2010).

В Заангарской части представлены террейны, сложенные преимущественно неопротерозойскими породами. Восточно-Ангарский блок интерпретируется как выступ основания Сибирского кратона, перекрытый неопротерозойскими терригеннокарбонатными толщами пассивной окраины. Центрально-Ангарский террейн, вероятно, до столкновения с Сибирским континентом представлял собой микроконтинент. Исаковский террейн сложен офиолитовым комплексом пород и интерпретируется как бывшая островная дуга (Верниковский, Метелкин, 2016).



Зоны разломов: Ан — Ангарская, П — Приенисейская, И — Ишимбинская, Т — Татарская, А — Анкиновская. Террейны: I — Исаковский, II — Центрально-Ангарский, III — Восточно-Ангарский, IV — Предивинский, V — Ангаро-Канский. Заштрихованное поле — Татарско-Ишимбинская зона. 1 — границы террейнов.

Рисунок 1. Тектонический план Енисейского Кряжа (Верниковский, Метелкин и др., 2016)

В Восточно-Ангарском террейне отложения слагают три крупные структуры. На юге располагается Ангаро-Питский прогиб, в котором находятся свиты сухопитской и тунгусикской серий. Севернее расположены восточная часть Енашимского поперечного поднятия и Чернореченский горст, сложенные соответственно породами сухопитской и верхов сухопитской—тунгусикской серий. Все три структуры ограничены разломами и имеют блоковую природу (Постельников, 1980).

Исаковский островодужный террейн. Центральная часть террейна представлена офиолитовым меланжем, в составе которого присутствуют пластины толеитовых metabазальтов, метагаббро, метаперидотиты, а также комплекс параллельных даек. Островодужный комплекс пород, представленный здесь известково-щелочной риолит-андезитбазальтовой вулканической серий в ассоциации с слабометаморфизованными туфами, туфопесчанками, пелитами и редко известняками, наиболее широко распространен в западной части террейна (Биске, 2019).

В пределах Центрально-Ангарского террейна, где и располагается месторождение Ведуга, на уровне современного эрозионного среза обнажаются породы тейской серии (PR₁), метаморфизованные в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Они представлены андалузит-силлиманит-ставролитовыми, кианит-силлиманитовыми и биотит-силлиманитовыми гнейсами, а также кварц-мусковитовыми сланцами, кварцитами и мраморами. Их согласно перекрывают отложения сухопитской серии (PR₂), метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и представленные преимущественно ритмично переслаивающимися метапесчаниками, метаалевролитами, кварц-хлорит-серицитовыми сланцами (Некрасова, 2019). Последние сменяются вверх по разрезу толщей слабометаморфизованных преимущественно карбонатных пород тунгусикской серии (RF₂₋₃).

Магматизм

На Енисейском Кряже установлено 3 этапа аккреционно-коллизионных событий: 880-865, 760-720 и 700-630 млн. лет назад, которые определялись по строению и составу соответствующих магматических и метаморфических комплексов (Верниковский 2008, Верниковский 2006). Первый этап (880-865 млн. лет) устанавливается по датировкам пород из массивов Центрально-Ангарского террейна. Второй этап (760-720 млн. лет) определён путём датирования гранитов из Центрально-Ангарского и Ишимбинского террейнов и соответствует коллизии Центрально-Ангарского террейна с Сибирским кратоном (Рисунок 2). В позднем неопротерозое – венде (700-630 млн. лет) в рассматриваемом регионе происходит формирование островных дуг и офиолитов с их последующей обдукцией на окраину кратона. В то же время (650-630 млн лет назад) на Енисейском кряже был сформирован татарский комплекс, включающий граниты А-типа, нефелиновые сиениты и карбонатиты.

На территории Заангарья выделяется пять неопротерозойских гранитоидных комплексов, соответствующих первому и второму этапу магматизма. Тейский, Аяхтинский, Глушихинский и Татарский комплексы располагаются на территории Центрально-Ангарского террейна. Приенисейский комплекс находится на территории Исаковского и Предвиского террейнов. Восточно-Ангарский террейн контрастно отличается от всех вышеописанных полным отсутствием неопротерозойского магматизма.

Наиболее близко к изучаемому объекту расположен Аяхтинский гранитный комплекс, в составе которого выделяются гранитоиды Аяхтинского и Чиримбинского массивов (Рисунок 2). Породы массивов представлены амфибол-биотитовыми гранитами нормальной щелочности и низкощелочными гранитами. По результатам изотопно-геохимических исследований гранитоидов был определён возраст кристаллизации пород – 760-750 млн. лет (Вернадский 2006).

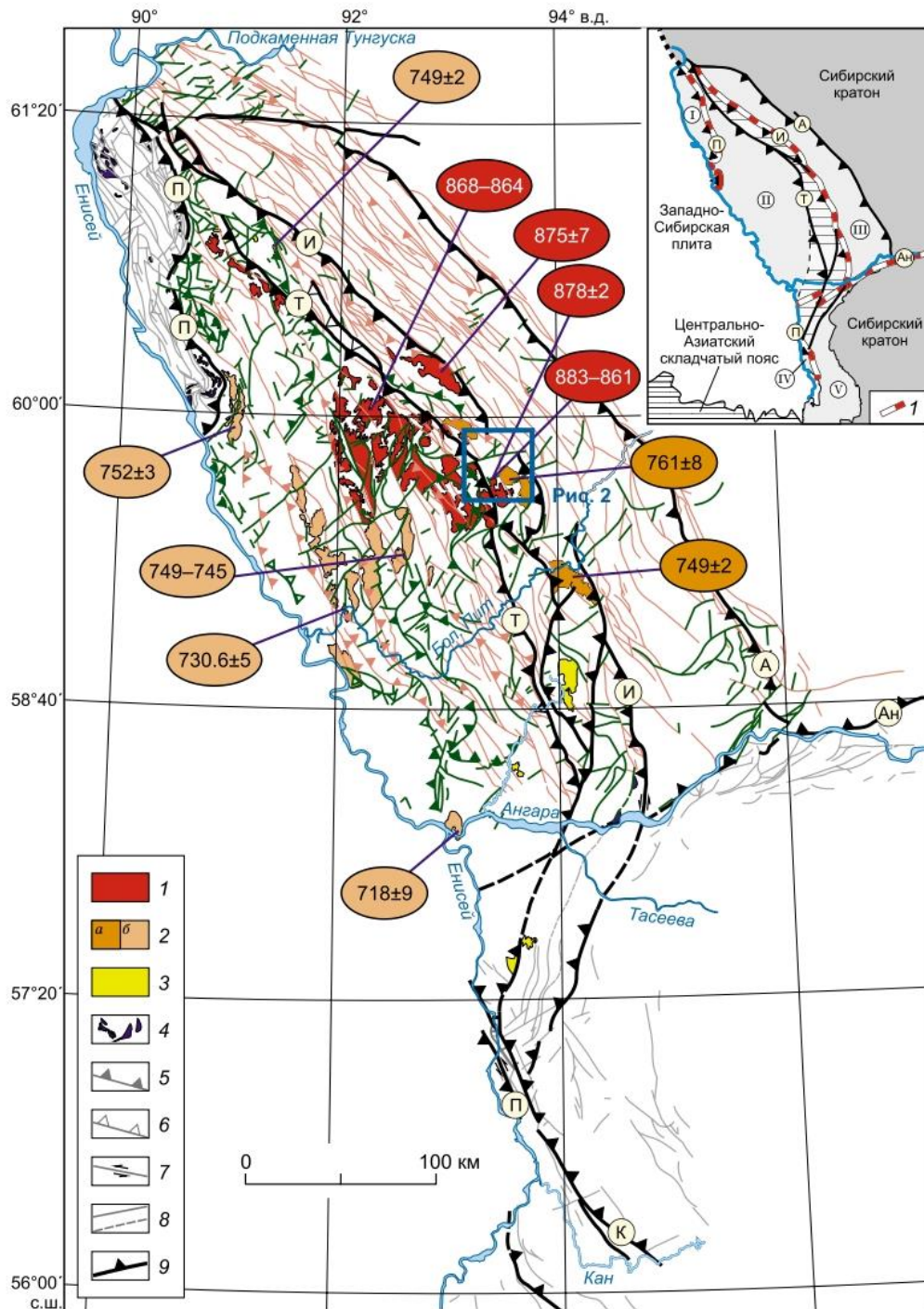


Рисунок 2 – Схема гранитоидного магматизма Заангарской части Енисейского Края (Верниковский и др, 2016)

1 – гранитоиды тейского коллизионного комплекса (883–861 млн лет); 2 – граниты и лейкограниты аяхтинского синколлизонного комплекса (761–749 млн лет) (а), лейкограниты глушихинского постколлизонного комплекса (752–718 млн лет) (б); 3 – щелочные и нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты, трахиты и карбонатиты татарского комплекса (711–630 млн лет); 4 – офиолиты породы Исаковского и Рыбинского-Панимбинского поясов; 5 – взбросы и надвиги; 6 – сбросы; 7 – установленная левосторонняя сдвиговая компонента разломов; 8 – разломы неясной кинематики и предполагаемые продолжения разломов; 9 – крупнейшие разломы и сутуры. В цветных овалах показаны значения U-Pb возраста гранитов по цирконам, в млн лет (Верниковский и др, 2016). Зоны разломов: Ан – Ангарская, П – Приенисейская, И – Ишимбинская, Т – Татарская, А – Анкиновская, К – Кавдорская. На врезке – террейны: I – Исаковский, II – Центрально-Ангарский, III – Восточно-Ангарский, IV – Предивинский, V – Ангаро-Канский. Заштрихованное поле – Татарско-Ишимбинская зона. 1 – граница террейнов.

На третьем этапе происходило формирование щелочных пород основного и среднего составов Среднетатарского комплекса, которые приурочены к Татарско-Ишимбинской сутурной зоне. Породы представлены преимущественно фойяитами и ийолитами. Формирование пород происходило в интервале 675-610 млн лет в обстановке активной континентальной окраины (Федорова и др., 2011).

Геология месторождения

Геолого-структурная позиция

В тектоническом плане месторождение расположено в центральной (Заангарской) части Енисейского кряжа в пределах Панимбинского антиклинория, ограниченного с запада Татарским глубинным разломом. Панимбинский антиклинорий представляет собой купольную структуру, осложненную серией крупных надвиговых пластин-сегментов, одной из которых является Маловедугинская аллохтонная пластина. На ее юго-западном замыкании и расположено рудное поле Ведугинского месторождения.

В пределах рудного поля развиты три крупные системы дизъюнктивных нарушений, представленные надвигами, взбросо-сдвигами северо-западного и северо-восточного простирания, а также зонами межпластовых сбросов (срывов). По времени заложения надвиги и зоны межпластовых сбросов относятся к дорудным тектоническим нарушениям, а взбросо-сдвиги – к пострудным. Сочетание разновозрастных и разнонаправленных дизъюнктивных и пликативных нарушений определило сложное мозаично-блоковое строение рудного поля и создало благоприятные условия для формирования месторождения.

В геолого-структурном отношении месторождение приурочено к рудоносной зоне шириной 100-300 м и протягивающейся в субширотном направлении на 2,5 км. В пределах зоны все породы претерпели интенсивное тектоническое воздействие, собраны в складки высоких порядков, осложненные многочисленными нарушениями субмеридионального и субширотного направлений и подверглись прокварцеванию, сульфидизации, метасоматическим изменениям. К таким измененным породам и приурочено золотое оруденение.

В геологическом строении месторождения принимают участие терригенные отложения горбиллокской, удерейской, погорюйской и потоскуйской свит, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Для основной массы пород, слагающих свиты, характерны сходные текстуры и структуры.

Ниже приводится краткая характеристика пород в соответствии с принятой схемой литологического расчленения отложений:

Горбиллокская свита (R₂gb). Отложения распространены в северной и западной частях рудного поля и сложены однообразной толщей зеленовато-серых серицит-хлорит-

кварцевых сланцев. В кровле слоя отмечаются маломощные прослои метаалевролитов и кварцевых метапесчаников.

Удере́йская свита (R_{2ud}). Отложения свиты широко развиты в центральной и восточной частях рудного поля и подразделяются на три подсвиты.

Нижнеудере́йская подсвита (R_{2ud_1}) расчленяется на две пачки: нижнюю ритмоидную и верхнюю монотонную метапелитовую. Нижняя пачка представлена темно-серыми, черными углеродисто-хлорит-серицитовыми сланцами в частом чередовании со светло-серыми прослоями кварцевых метаалевролитов. Отложения верхней пачки представлены монотонными черными, темно-серыми углеродисто-хлорит-серицитовыми сланцами. Мощность нижнеудере́йской подсвиты 300-350 м.

Отложения *среднеудере́йской подсвиты* (R_{2ud_2}) по цвету и вещественному составу подразделяются на три пачки. Первая пачка сложена темно-серыми, серыми, зеленовато-серыми неотчетливо полосчатыми хлорит-серицит-кварцевыми сланцами, находящимися в незакономерном переслаивании. Вторая пачка сложена серыми, зеленовато-серыми тонколистоватыми хлорит-серицитовыми сланцами. В низах пачки встречаются зеленовато-серые карбонатно-кремнистые конкреции. Третья пачка сложена тонколистоватыми и полосчатыми зелеными, зеленовато-серыми хлорит-серицит-кварцевыми сланцами, иногда карбонатсодержащими.

Отложения *верхнеудере́йской подсвиты* (R_{2ud_3}) широко распространены в восточной части рудного поля и представлены темно-серыми, черными углеродистыми сланцами хлорит-серицитового состава. В верхней части разреза подсвиты выделяется пачка (60-100 м) темно-серых метапелитов.

Погорю́йская свита (R_{2pg}). Отложения свиты вскрыты на Юго-Восточном участке и представлены хлорит-серицитовыми сланцами (метапелитами), ритмично переслаивающимися с метаалевролитами и метапесчаниками.

Потоску́йская свита (R_{3pt}). Свита пользуется ограниченным распространением и прослеживается в виде узкой полосы (100-250 м) в южной и юго-западной частях рудного поля. Свита представлена монотонной толщей черных, темно-серых и зеленовато-серых углеродисто-хлорит-серицитовых хлоритоидных сланцев.

Основное оруденение связано с отложениями средне- и нижнеудере́йской подсвит и частично с нижними горизонтами погорю́йской свит (Рисунок 3, Рисунок 4).

В настоящее время на Ведугинском месторождении выделено 28 рудных тел, расположенных на 5 участках месторождения: Западный, Промежуточный, Центральный, Восточный и Юго-Восточный. Границы рудного тела выделяются по бортовому содержанию. Рудные тела, представленные сульфидизированными (более 5%) кварцевыми, кварц-серицитовыми, серицитовым и углеродистыми метасоматитами, не имеют отчетливых геологических границ и выделяются только по результатам опробования.

Рудные тела крутопадающие ($70-90^\circ$) пластовой, линзовидно-пластовой формы с раздувами и пережимами мощностью 0,4-77,0 м (средняя 8,5 м) и протяженностью 70-550 м.

Наиболее крупным рудным телом Ведугинского месторождения является рудное тело 1. В нем сосредоточено около 70% запасов месторождения. Оруденение локализовано в крупном линзовидном в плане теле кварц-серицитовых метасоматитов, протяженностью 370 м и мощностью в центральной части до 70 м. По простиранию мощность тела кварц-серицитовых метасоматитов уменьшается до 10-20 м, единое тело расщепляется на несколько апофиз. По падению оруденение прослежено на 770 м без признаков выклинивания.

Для рудного тела 1 характерно неравномерное, струйчатое распределение золота, фиксирующее, по-видимому, пути поступления металлоносных растворов. Основная («подводящая») струя при крутом восточном склонении проходит в центральной части рудного тела и при ширине 120-180 м прослежена по восстанию на 400 м от горизонта (-250) м до горизонта (+150 м).

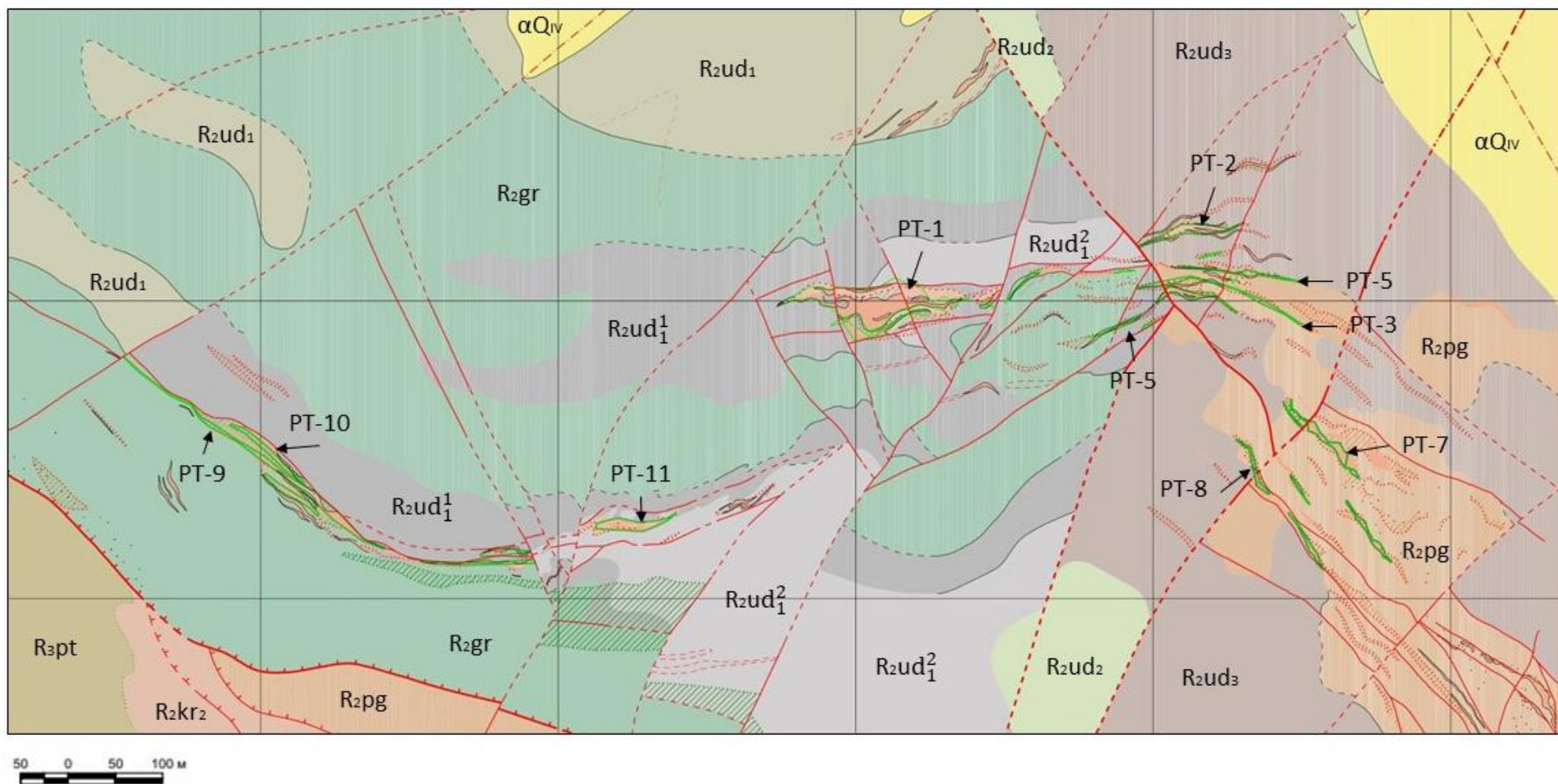


Рисунок 3 – Геологическая карта месторождения Ведуга

αQ_{IV}	Проловиальные, аллювиально-проловиальные, аллювиальные и делювиальные отложения
R_3pt	Потоскуйская свита. Черные углеродистые и зелёные хлоритоидные кварц-серпичитовые сланцы, метаалевролиты (1000 м)
R_2kr_2	Свита карточки. Метамергели, метаизвестняки пестроцветные, метапелиты алевритистые зеленовато-серые (>700 м)
R_2pg	Погорюйская свита. Алевропелитовые метаритмиты тонко-, широкослоистые, метаалевролиты, кварцевые метапесчаники (1200 м)
R_2ud_2	Средняя подсвита. Хлорит-серпичит-кварцевые сланцы зеленовато-серые, желтовато-серые, серые, иногда карбонатсодержащие (600 м)
$R_2ud_1^2$	Вторая пачка. Темно-серые, черные углеродисто-хлорит-серпичитовые сланцы (100-250 м)
$R_2ud_1^1$	Первая пачка. Углеродисто-хлорит-серпичит-кварцевые тонкослоистые темно-серые, черные сланцы с алевритовыми прослоями (50-150 м)
R_2gr	Горбиюкская свита. Метаалевропелиты зеленовато-серые, светло-серые серпичит-хлорит-кварцевые, тонкослоистые (600 м)

Геологические границы

(а – достоверные, б – предполагаемые)

а	_____	между разновозрастными геологическими образованиями
б	-----	
а	=====	несогласного залегания
б	-----	
	—————	границы метасоматически измененных пород
	—————	границы зон катаклаза
	-----	границы зон кварцевого прожилкования

Разрывные нарушения

(а – достоверные, б – предполагаемые, в – скрытые под четвертичными отложениями)

Главные		Второстепенные	
а	—————	а	—————
б	-----	б	-----
в	-----	в	-----
	Надвиги		Надвиги
а	—————	а	—————
б	-----	б	-----
в	-----	в	-----
	Сбросы, взбросы		Неустановленной морфологии

а St	б su-gp	в sr	г kt
д	е	ж	з

Серпичитолиты, кварцитолиты, кварцито-серпичитолиты (а); сульфидизированные углеродистые метасоматиты (б); зоны серпичитизации, окварцевания (г), обуглероживания (с) (в); катаклазиты и катаклазированные породы (г); зоны кварцевого прожилкования (д); кварцевые и кварц-карбонатные жилы (е); зоны вторичного расланцевания и мипонитизации (ж); рудоносные метасоматиты объединённые (з)

Рисунок 4 – Легенда к геологической карте

Геолого-минералогическое описание пород

В рудах Ведугинского месторождения на основании минерального состава, структурно-текстурных характеристик и морфологических особенностей выделяется 4 природных типа пород:

- 1) Темноцветный кварц-серицитовый сланец;
- 2) Серицит-кварц-хлоритовый метасоматит;
- 3) Кварц-серицитовый метасоматит;
- 4) Преимущественно кварцевый метасоматит;

Природные типы различаются по своим морфологическим и структурно-текстурным характеристикам. Типы с большим содержанием прожилкового кварца (кварц-серицитовый метасоматит и преимущественно кварцевый метасоматит), являются наиболее богатыми, средневзвешенные значения золота 5,32 и 7,35 г/т соответственно.

Главными породообразующими минералами являются кварц и слоистые минералы (мусковит, иллит, хлориты). Основными рудными минералами – пирит, пирротин, арсенопирит и стибнит. Второстепенными – карбонаты (кальцит, доломит, сидерит), рутил, турмалин (дравит), гётит, ярозит.

Темноцветный кварц-серицитовый сланец

Порода от темно-серого до черного цвета, плотная, редко трещиноватая. Структура – тонкозернистая, равномерно зернистая. Текстура – сланцеватая, прожилковая. Основная тонкозернистая масса сложена кварцем, серицитом. Второстепенные минералы представлены в основном пиритом и пирротином, реже арсенопиритом и халькопиритом, также хлоритом и кальцитом. Размер пирит-пирротиновых агрегатов сильно колеблется: от тонких 2-3 мм в виде нитевидных прожилков/просечек, до крупных (до 45 мм) массивных и витиеватых прожилков, залегающих в основном согласно, а также линз и гнёзд размером до 10 мм (Рисунок 5). Содержание сульфидов распределено неравномерно и варьирует от 0 до 20 %.

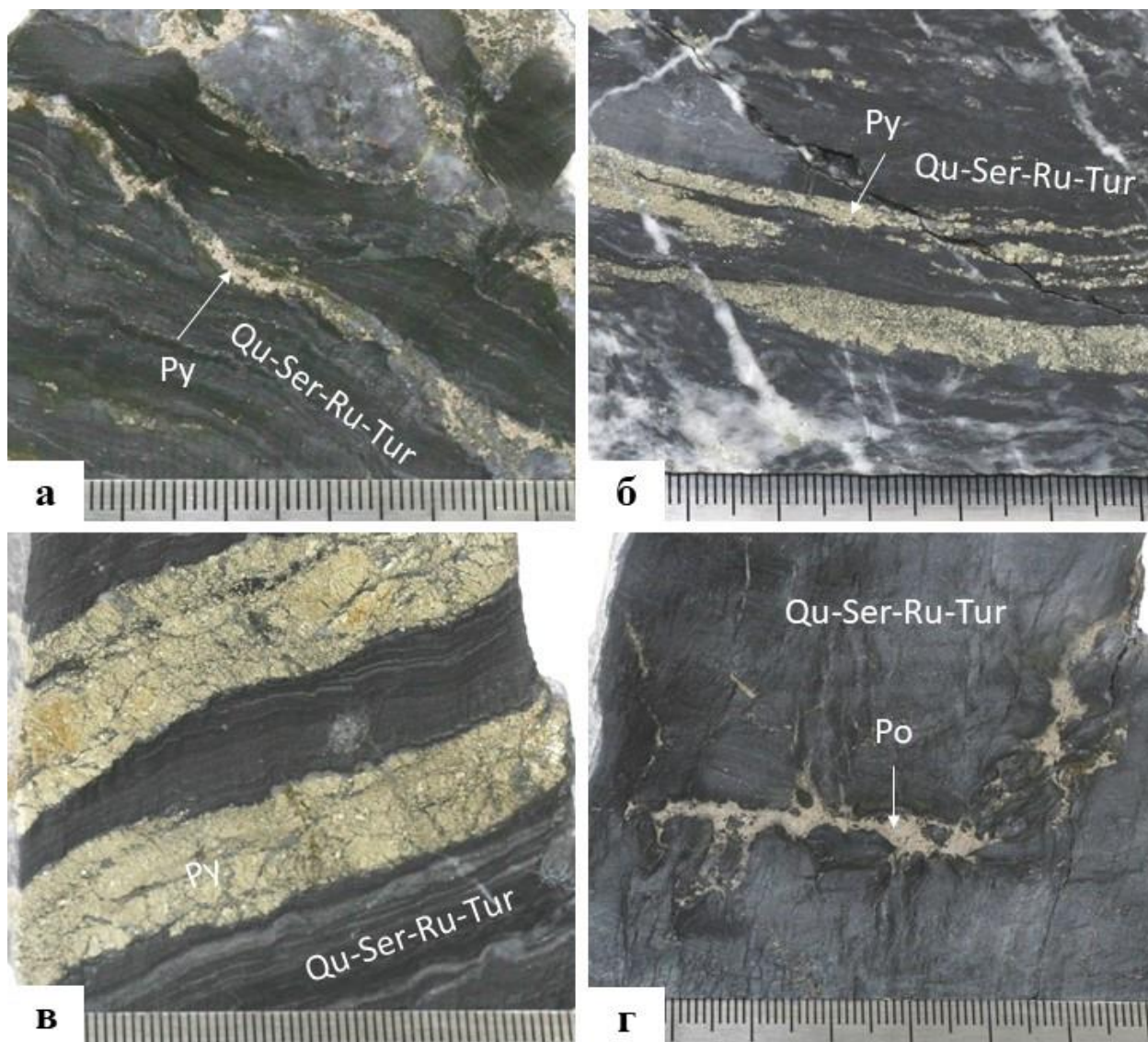


Рисунок 5 – Макрофотографии темноцветного кварц-серицитового сланца.
 Py – пирит, Po – пирротин, Qu-Ser-Ru-Tur – кварц-серицит-рутил-турмалиновая масса.

Серицит-кварц-хлоритовый метасоматит

Порода от светло-зелёного до зеленовато-серого цвета, плотная, редко трещиноватая. Структура – тонкозернистая, равномерно зернистая, текстура прожилковая, плейчатая и сланцеватая, в единичных образцах встречается брекчиевидная (Рисунок 6). Основная тонкозернистая масса сложена серицитом, кварцем, хлоритом. Второстепенными минералами являются: пирит, пирротин, стибнит, арсенопирит, халькопирит и кальцит, который диагностируется визуально. Также обнаружено самородное золото (1 мм). В породе наблюдаются многочисленные пирит-пирротинные прожилки (2-20 мм), гнёзда (5-50 мм), также часто наблюдается пиритовая и арсенопиритовая рассеянная вкрапленность. Сульфиды распределены неравномерно и их содержание варьирует от 0,5 до 15 %.

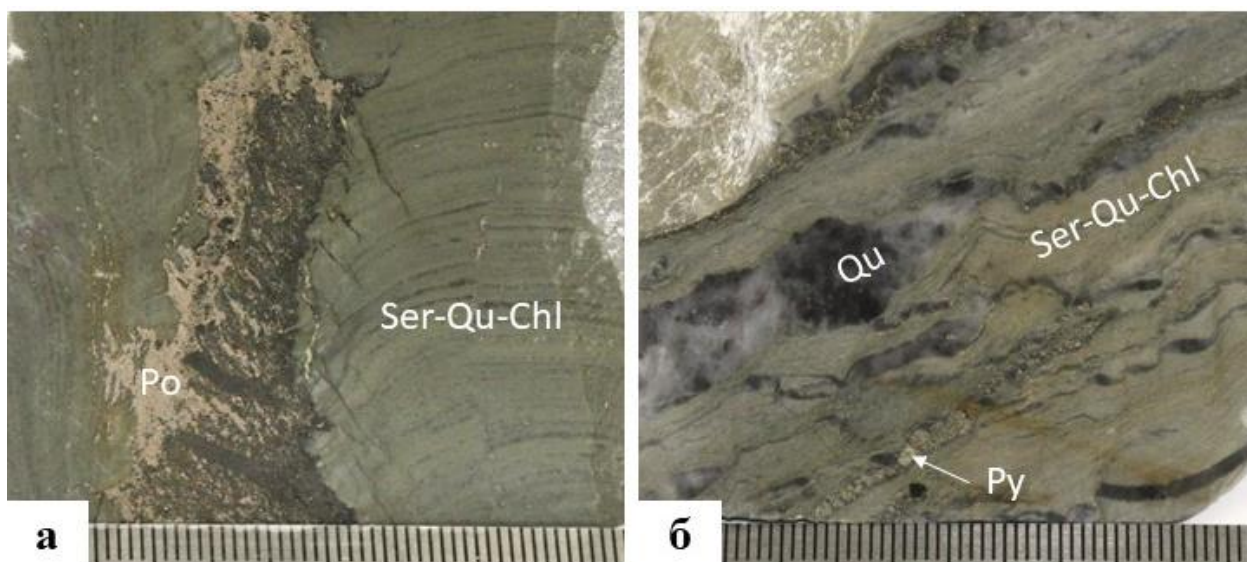


Рисунок 6 – Макрофотографии серицит-кварц-хлоритового метасоматита.
 Py – пирит, Po – пирротин, Qu – кварц, Ser-Qu-Chl – серицит-кварц-хлоритовая основная масса.

Кварц-серицитовый метасоматит

Порода от светло-серого до зеленовато-серого цвета, плотная. Структура – тонкозернистая равномернoзернистая, текстура – прожилковая, плейчатая, сланцеватая (Рисунок 7). Основная тонкозернистая масса сложена кварцем, серицитом, хлоритом. Второстепенными минералами являются: пирит, пирротин, арсенопирит, стибнит, халькопирит, кальцит. Сульфидная минерализация в основном представлена пирит-пирротинными прожилками (1-8 мм), гнёздами (4-10 мм) и варьирует от 1 до 12 %.

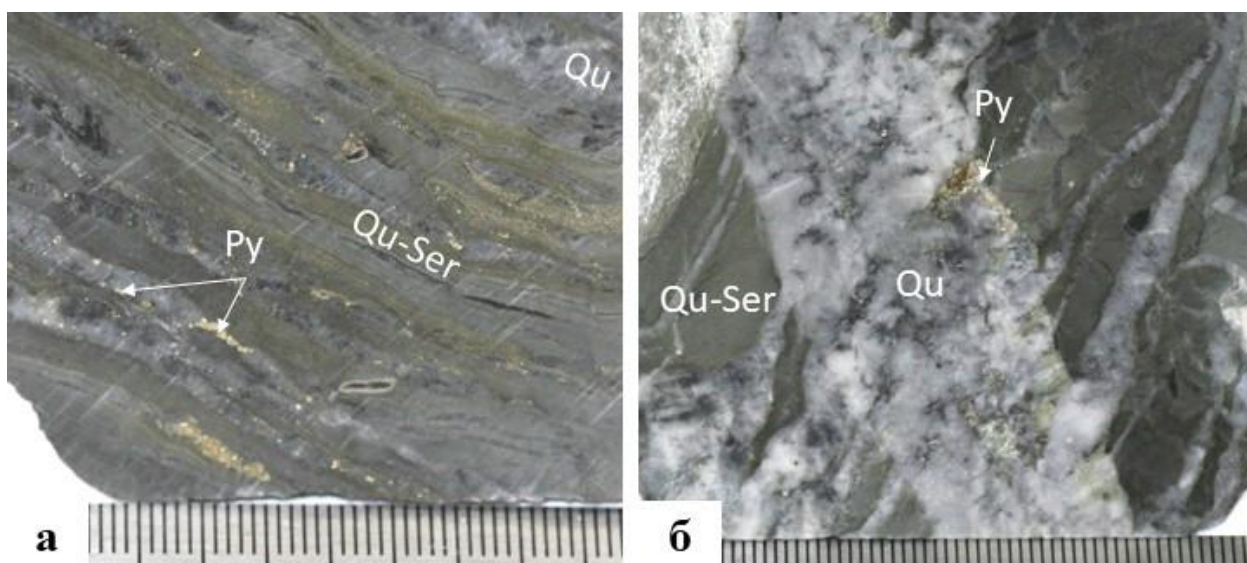


Рисунок 7 – Макрофотографии кварц-серицитового метасоматита.
 Py – пирит, Qu – кварц, Qu-Ser – кварц-серицитовая основная масса.

Преимущественно кварцевый метасоматит

Порода от молочно-белого до темно-серого цвета, плотная. Структура – неравномерно зернистая, крупнозернистая, среднезернистая. Текстура – массивная, пятнистая. Состав преимущественно кварцевый, реже кварц-карбонатный. Второстепенными минералами являются: пирит, пирротин, арсенопирит, редко халькопирит. Рудная минерализация составляет от 1 до 5 %. В породе наблюдаются многочисленные пирит-пирротиновые прожилки различной формы (мощностью 2-3 мм), гнёзда, иногда наблюдаются арсенопиритовые идиоморфные выделения (Рисунок 8).

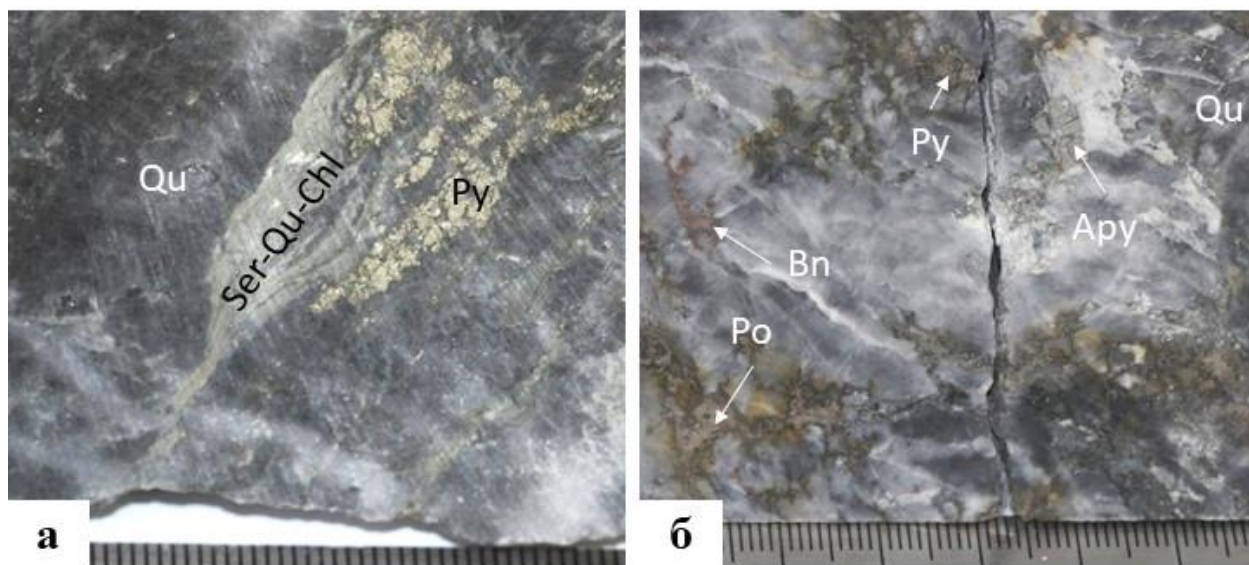


Рисунок 8 – Макрофотографии преимущественно кварцевого метасоматита.
Py – пирит, Po – пирротин, Apy – арсенопирит, Qu – кварц, Ser-Qu-Chl – серицит-кварц-хлоритовая основная масса.

Особенности минералогического состава руд

Особенности минералогического состава определялись при просмотре 70 шлифов с помощью оптического микроскопа Olympus. Изучение состава минералов проходило с помощью электронного микроскопа Quanta FEG 650 (ресурсный центр «Геомодель» СПбГУ).

Породообразующие минералы месторождения представлены слоистыми силикатами (мусковитом и хлоритом), кварцем. Помимо породообразующих минералов в породе присутствуют акцессорные минералы: рутил, монацит, карбонаты (кальцит, анкерит, сидерит), сульфиды. К главным рудным минералам относятся пирит, арсенопирит, пирротин, стибнит.

Рудные минералы

Пирротин представлен двумя типами. Наиболее ранний пирротин-1 распространен весьма широко, присутствует в ранних кварц-карбонатных прожилках, образует цепочки мелких зерен размером до 60 мкм вдоль сланцеватости в более слюдистых разновидностях метасоматитов и более крупные агрегаты в кварцевых разновидностях (Рисунок 9). Размер крупных зёрен пирротина-1 достигает 1–2 мм. Иногда зёрна срастаются, образуя пирротиновую массу. Пирротин-2 очевидно продукт его перекристаллизации, образует мелкие идиоморфные зерна, размером до 200 мкм. Примесный состав двух типов пирротина различен. В пирротине-1 в качестве примеси присутствует Co (до 0,4 атм. %) и Sb (до 0,2 атм. %), а в пирротине-2 – As (до 0,2 атм. %), Sb (до 0,3 атм. %) (Таблица 1).

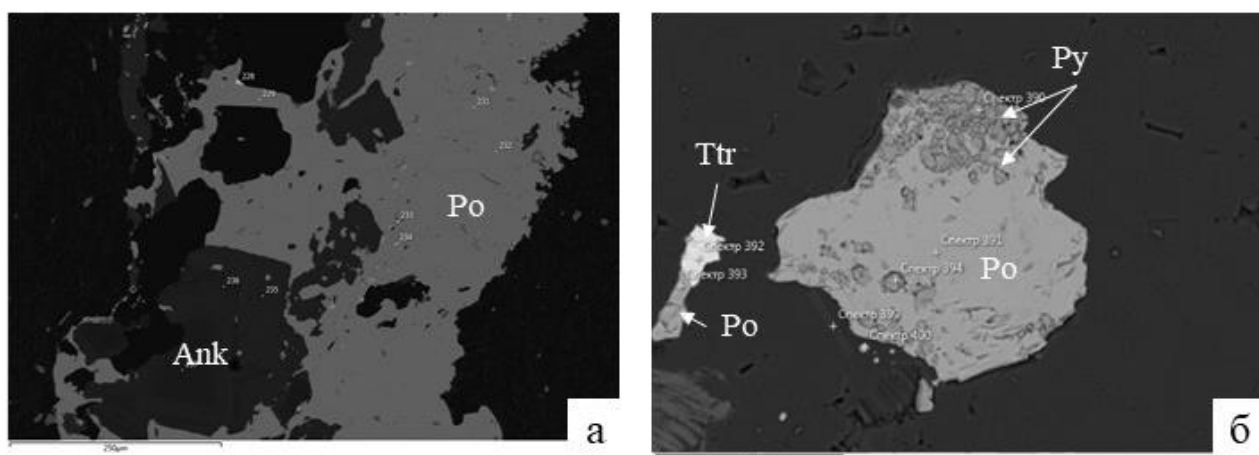


Рисунок 9 – Выделения пирротина: а) массивные агрегаты пирротина-1, б) идиоморфные зёрна пирротина-2

Таблица 1 – Представительные анализы и кристаллохимические формулы пирротина месторождения Ведуга

Пирротин-1						
	Спектр 149	Спектр 173	Спектр 229	Спектр 579	Спектр 763	Среднее N = 28
S	53,19	52,67	52,72	53,17	53,1	52,97±0,5
Fe	46,81	47,33	46,92	46,83	46,79	46,97±0,6
Co	–	–	0,36	–	–	
Sb	–	–	–	–	0,11	
As	–	–	–	–	–	
Сумма	100	100	100	100	100	
S	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Fe	7,04	7,19	7,12	7,05	7,05	7,09±0,2
Co	–	–	0,05	–	–	
Sb	–	–	–	–	0,02	
As	–	–	–	–	–	
Fe/S	0,88	0,90	0,89	0,88	0,88	
Пирротин-2						
	Спектр 391	Спектр 685	Спектр 1008	Спектр 1087	Спектр 1114	Среднее N = 40
S	53,08	53,07	53,22	52,28	52,78	52,78
Fe	46,92	46,93	45,39	47,54	47,00	47,00
Co	–	–	–	–	–	
Sb	–	–	0,3	0,06	0,22	
As	–	–	0,2	0,12	–	
Сумма	100	100	99,11	100	100	
S	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Fe	7,07	7,07	6,82	7,27	7,12	7,13±0,3
Co	–	–	–	–	–	
Sb	–	–	0,05	0,01	0,03	
As	–	–	0,03	0,02	–	
Fe/S	0,88	0,88	0,85	0,91	0,89	

Примечание. Расчёт кристаллохимических формул проводился на основе метода расчёта формул для неокислородных соединений

Пирит. На основе морфологических свойств и особенностей состава выделено 4 типа пирита:

- 1) Пирит-1 представлен зернистыми брекчированными агрегатами, размером до 400 мкм, которые сцементированы кварцем, хлоритом и поздними сульфидами (Рисунок 10 а). Края зерен сильно корродированы. Не содержит включений других минералов.

Хорошо полируется. Ассоциирует с ранним арсенопиритом. По результатам микрозондового анализа пирит имеет зональный состав (Таблица 2). Зоны представлены призматическими кольцами роста (Рисунок 10 б) и отражают пульсационный характер образования пирита. В более светлых участках наблюдается примесь As до 3,5 %. В более темных участках примеси мышьяка либо нет, либо она составляет не более 0,5 %. Реже присутствует в пирите-1 примесь сурьмы (до 3 атм.%)

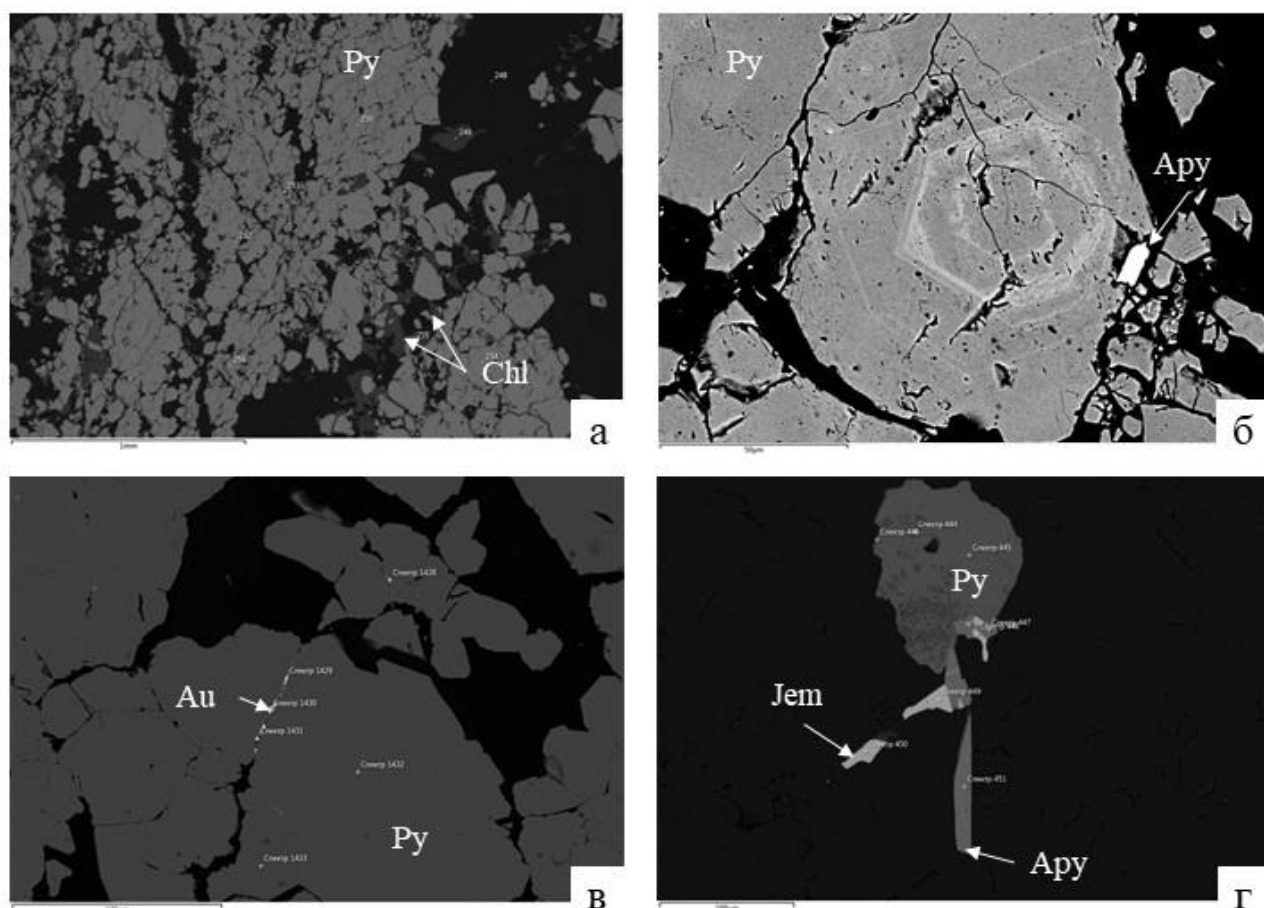


Рисунок 10 – Выделения пирита: а) брекчированный пирит-1, б) зональный пирит-1, в) сплошной агрегат пирита-2, г) зерно пирита-3

- 2) Пирит-2 встречается в виде сплошных агрегатов (крупные выделения до нескольких мм), которые состоят из изометричных или слабоудлиненных зерен (Рисунок 10 в). Одиночные зерна имеют отчетливые кристаллографические формы. Содержит в себе реликты замещенного пирротина. В состав пирита-2 иногда входит примесь мышьяка (до 2 атм. %) и сурьмы (до 0,2 атм. %).
- 3) Пирит-3 представлен мелкими зернами неправильной формы, в редких случаях наблюдаются отдельные грани. Пирит-3 является более поздним, чем пирит-2. Возможно образуется в результате замещения арсенопиритом раннего пирротина, т.к.

присутствует только в виде мелких зерен в замещающем пирротин арсенопирите. В пирите-3 присутствует примесь сурьмы до 0,3 атм.%.

- 4) Пирит-4 содержит много реликтов пирротина, поверхность «неровная», корродированная. Ассоциирует с карбонатами. В составе пирита-4 иногда наблюдается примесь мышьяка до 0,4 атм.%.

Таблица 2 – Представительные анализы и кристаллохимические формулы пирита месторождения Ведуга

Пирит-1						
	Спектр 258	Спектр 263	Спектр 289	Спектр 290	Спектр 292	Среднее N = 29
S	66,14	64,99	63,93	65,96	66,17	65,46±2
Fe	33,86	33,55	33,76	33,73	33,83	33,70±3
As	–	–	2,31	0,31	–	
Sb	–	2,90	–	–	–	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
S	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Fe	1,02	1,05	1,06	1,02	1,02	1,03±0,3
As	–	–	0,07	0,01	–	
Sb	–	0,05	–	–	–	
Fe/S	0,51	0,52	0,53	0,51	0,51	
Пирит-2						
	Спектр 453	Спектр 571	Спектр 983	Спектр 1059	Спектр 1105	Среднее N = 69
S	65,90	65,95	65,90	64,17	66,35	65,88±2
Fe	34,10	33,76	33,73	34,01	33,63	33,77±1
As	–	0,29	0,33	1,82	–	
Sb	–	–	0,04	–	0,02	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
S	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Fe	1,04	1,02	1,02	1,06	1,01	1,03±0,2
As	–	0,01	0,01	0,06	–	
Sb	–	–	0,00	–	0,00	
Fe/S	0,52	0,51	0,51	0,53	0,51	
Пирит-3						
	Спектр 384	Спектр 385	Спектр 390	Спектр 394	Спектр 398	Среднее N = 9
S	65,41	63,33	66,11	65,54	65,96	65,37±0,9
Fe	34,59	36,67	33,89	34,28	33,82	34,51±1,2
As	–	–	–	–	–	
Sb	–	–	–	0,18	0,22	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

S	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Fe	1,06	1,16	1,03	1,05	1,03	1,06±0,3
As	–	–	–	–	–	
Sb	–	–	–	0,01	0,01	
Fe/S	0,53	0,58	0,51	0,52	0,51	
Пирит-4						
	Спектр 713	Спектр 616	Спектр 580	Спектр 554	Спектр 565	Среднее N = 16
S	65,83	66,02	66,66	66,44	66,22	65,75±2
Fe	33,92	33,61	33,34	33,56	33,78	34,13±1,5
As	0,25	0,37	0,00	0,00	0,00	
Sb	–	–	–	–	–	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
S	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Fe	1,03	1,02	1,00	1,01	1,02	1,04±0,2
As	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	
Sb	–	–	–	–	–	
Fe/S	0,52	0,51	0,50	0,51	0,51	

Примечание: расчёт кристаллохимических формул проводился на основе метода расчёта формул для неокислородных соединений

Арсенопирит представлен тремя разными типами:

- 1) Наиболее ранний арсенопирит-1 образует нечастые мономинеральные скопления в виде жилок и гнезд. В редких случаях арсенопирит встречается с совместно пирротинном и халькопиритом и в виде достаточно крупных отдельных сильно трещинноватых кристаллов с неровными очертаниями. Иногда арсенопирит встречается в виде мелких включений в пирите. Нередко в состав арсенопирита-1 входит примесь сурьмы (до 0,85 масс. %) и кобальта (до 2,10 масс. %).
- 2) Арсенопирит-2 представлен зернами с призматическим габитусом у более крупных кристаллов, «игольчатым» у более мелких. Более крупный образует линзы и прожилки и содержит в большом количестве включения реликтов пирротина и кварца и серицита. Игольчатый арсенопирит образует «потоки» и «струи» согласные со сланцеватостью, но зерна иногда разноориентированы (Рисунок 11 а, б). В составе арсенопирита-2 содержится примесь сурьмы (от 0,1 до 1,29%). Содержание сурьмы в зёрнах арсенопирита имеет зональное распределение (Рисунок 11 в): на периферии

минерала содержания Sb всегда ниже – до 0,47%, а в центральной части арсенопирита содержания выше и достигают 1,46% (Таблица 3).

3) Арсенопирит-3 ассоциирует с сурьмяными минералами. Чаще всего представлен в виде дипирамидальных мегакрист. Встречается также скелетный, футляровидный (Рисунок 11 г) арсенопирит. В состав арсенопирита-3 входит примесь сурьмы (от 0,06 до 0,20 атм. %).

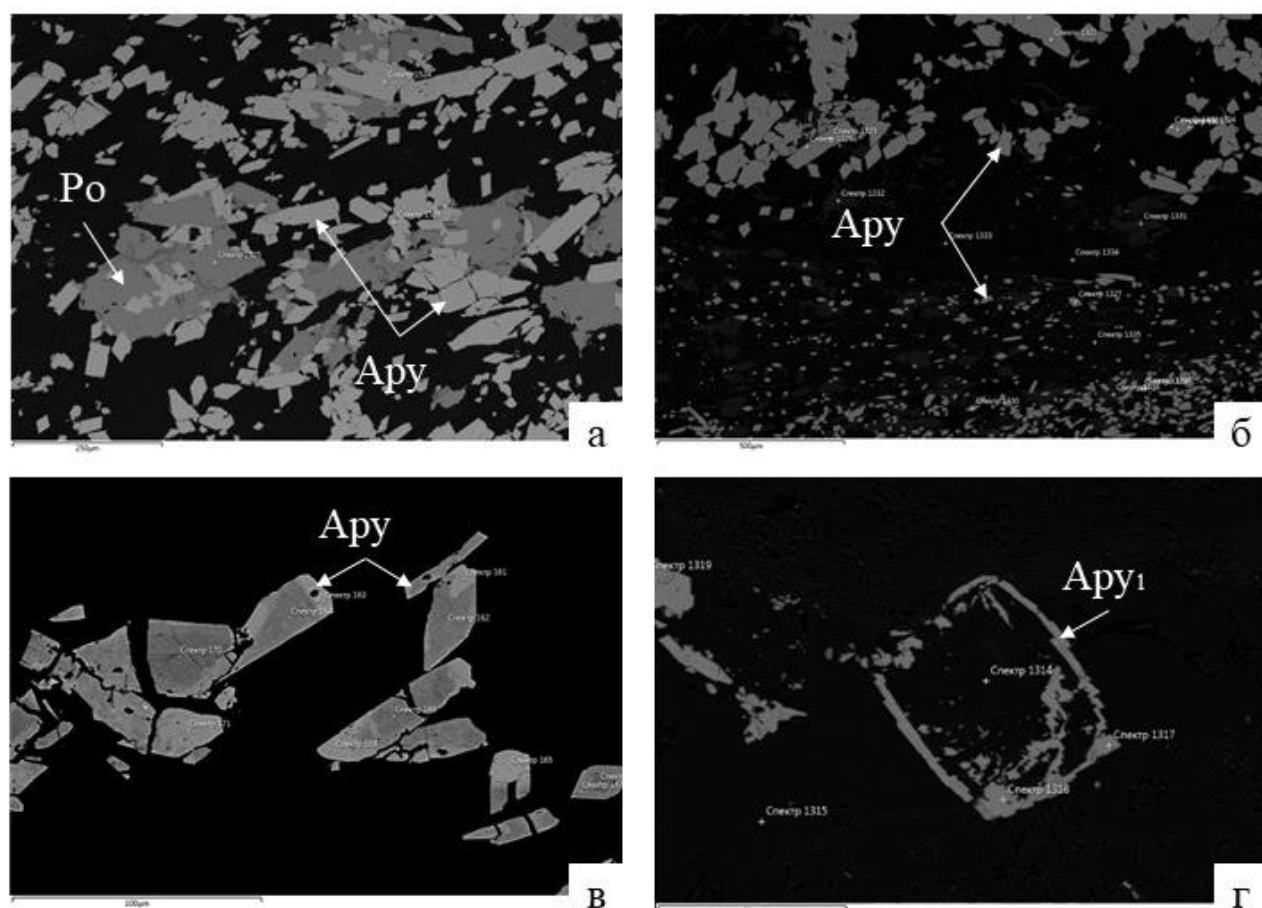


Рисунок 11 – Выделение арсенопирита: а, б) игольчатый арсенопирит, в) зональный арсенопирит, г) футляровидный арсенопирит

Таблица 3 – Представительные анализы и кристаллохимические формулы арсенопирита месторождения Ведуга

Арсенопирит-1						
	Спектр 183	Спектр 75	Спектр 451	Спектр 523	Спектр 715	Среднее N = 88
S	37,12	33,04	34,71	34,57	34,43	35,08±2,5
Fe	33,53	32,41	33,34	33,18	33,94	33,43±0,3
As	29,21	32,93	31,77	32,25	31,63	31,18±2,0
Co	–	1,36	–	–	–	
Sb	0,14	0,26	0,19	–	–	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

S	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Fe	0,90	0,98	0,96	0,96	0,99	0,96±0,1
As	0,79	0,94	0,92	0,93	0,92	0,89±0,2
Co	–	0,04	–	–	–	
Sb	0,00	0,01	0,01	–	–	
Арсенопирит-2 игольчатый						
	Спектр 167	Спектр 162	Спектр 163	Спектр 169	Спектр 170	Среднее N =81
	к	Ц	К	ц	Ц	
S	35,71	36,02	33,52	37,83	38,49	35,55±3
Fe	33,06	33,91	33,24	33,38	33,41	33,52±0,5
As	31,14	29,80	33,21	28,16	27,53	32,65±4
Co	–	–	–	–	–	
Sb	0,08	0,27	0,03	0,63	0,57	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
S	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Fe	0,93	0,94	0,99	0,88	0,87	0,91±0,2
As	0,87	0,83	0,99	0,74	0,72	0,82±0,2
Co	–	–	–	–	–	
Sb	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	
Арсенопирит-2 призматический						
	Спектр 360	Спектр 361	Спектр 362	Спектр 363	Спектр 368	Среднее N = 35
S	38,61	36,07	39,66	35,37	39,03	37,65±2
Fe	33,74	33,36	33,66	33,66	33,87	33,45±0,4
As	27,29	30,31	26,09	30,82	26,31	29,76±3
Co	–	–	–	–	–	
Sb	0,36	0,27	0,59	0,14	0,78	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
S	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Fe	0,87	0,92	0,85	0,95	0,87	0,90±0,05
As	0,71	0,84	0,66	0,87	0,67	0,81±0,3
Co	–	–	–	–	–	
Sb	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	
Арсенопирит-3						
	Спектр 330	Спектр 722	Спектр 731	Спектр 732	Среднее N = 4	
S	35,44	33,40	34,93	35,51	34,79±1,6	
Fe	33,55	33,82	33,76	33,45	33,62±0,4	
As	30,81	32,61	31,25	31,04	31,39±0,5	
Co	–	–	–	–		
Sb	0,20	0,16	0,06	0,06		

Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	
S	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Fe	0,95	1,01	0,97	0,94	0,97±0,2
As	0,87	0,98	0,89	0,87	0,90±2
Co	–	–	–	–	
Sb	0,01	0,00	0,00	0,00	

Примечание: расчёт кристаллохимических формул проводился на основе метода расчёта формул для неокислородных соединений

Примечание: ц – центральная часть зерна арсенопирита, к – краевая часть зерна арсенопирита

Стибнит представлен двумя вариациями.

- 1) Стибнит-1 более ранний. Встречается в виде цемента в образцах с брекчированными ранними сульфидами (с пиритом, пирротинном, арсенопиритом). Образует агрегаты кубического габитуса размером до 20 мкм, ассоциирующие с ранними сульфидами. Химический состав стибнита-1 стехиометричен, без примесей (Таблица 4)
- 2) Стибнит-2 более поздний. Образует каймы вокруг пирита и пирротина (Рисунок 12 а). Стибнит-2 цементирует основную массу кварца. Иногда такие агрегаты являются мономинеральными (Рисунок 12 б), а иногда образуют сростки с бертьеритом. В некоторых зёрнах стибнита₂ встречаются многочисленные включения цинкениита (PbSb₂S₄) размером от 5 до 15 мкм. Химический состав стибнита-2 однороден, без примесей.

Таблица 4 – Представительные анализы и кристаллохимические формулы стибнита месторождения Ведуга

Стибнит-1					
	Спектр 307	Спектр 308	Спектр 315	Спектр 1010	Среднее N = 4
S	58,74	59,23	59,68	58,51	58,57±1
Sb	41,26	40,77	40,32	41,49	40,65±1
Сумма	100	100	100	100	
S	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Sb	2,11	2,07	2,03	2,13	2,08±0,1
Стибнит-2					
	Спектр 548	Спектр 553	Спектр 906	Спектр 1026	Среднее N = 20
S	59,07	58,87	59,48	58,61	58,82±1
Sb	40,93	41,13	40,52	41,39	41,11±0,5
Сумма	100	100	100	100	
S	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Sb	2,08	2,10	2,04	2,12	2,10±0,1

Примечание: расчёт кристаллохимических формул проводился на основе метода расчёта формул для неокислородных соединений

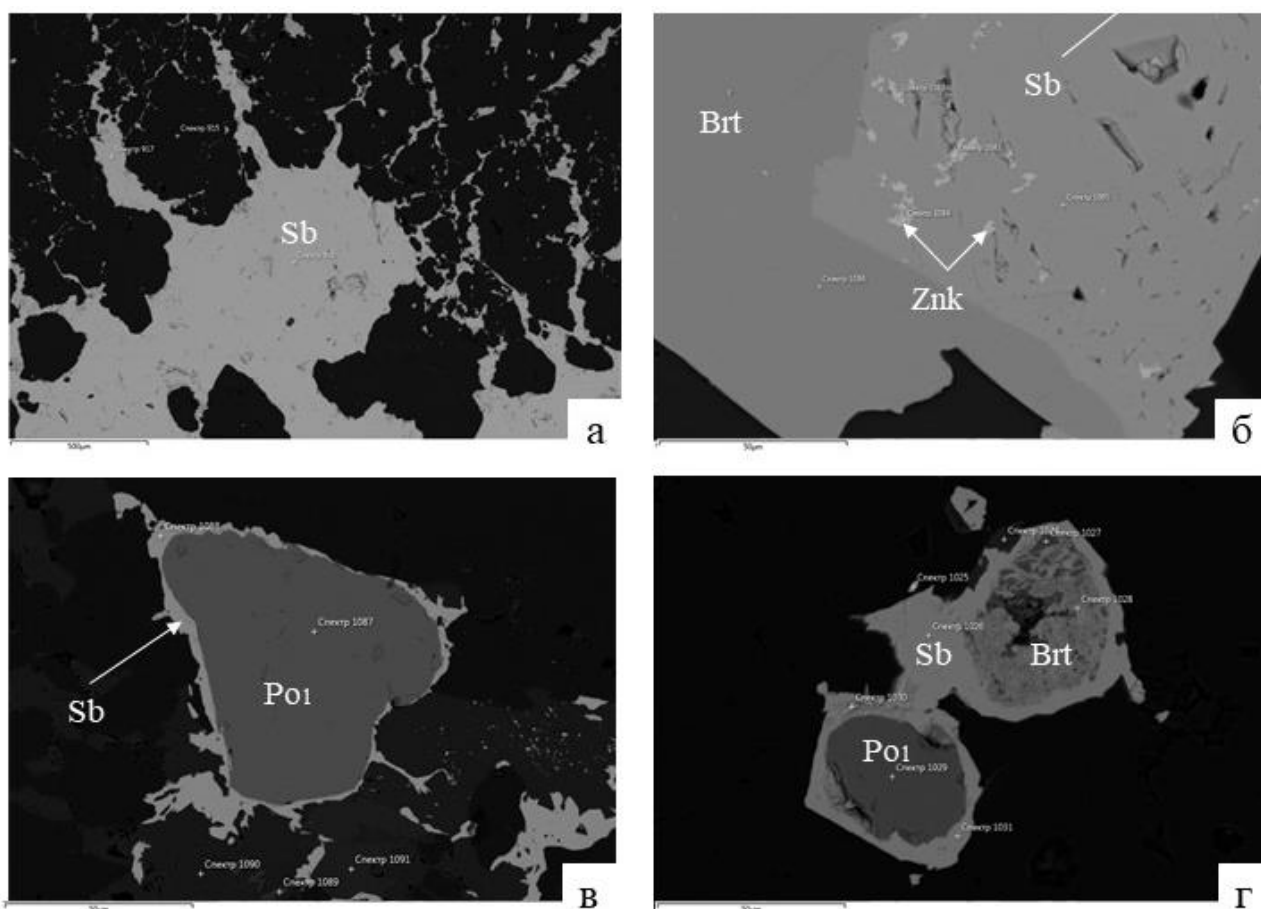


Рисунок 12 – Выделения стибнита: а) стибнит цементирует основную массу, б) включения цинкениита в стибните, в, г) кайма стибнита вокруг пирротина

Кроме основных сульфидов в месторождении встречаются наименее распространённые минералы. Некоторые из них определены по результатам микрозондового анализа.

Тетраэдрит $((Zn, Fe, Cu)_{12}Sb_4S_{13})$. Тетраэдрит цементирует трещины в пирите и основной массе кварца. Иногда тетраэдрит образует сростки с гудмундитом или с бертьеритом, в редких случаях встречаются тройные сростки бертьерит, сфалерит, тетраэдрит (Рисунок 13). В составе тетраэдрита присутствует примесь Fe и Zn. В редких случаях есть небольшая примесь серебра (Таблица 5).

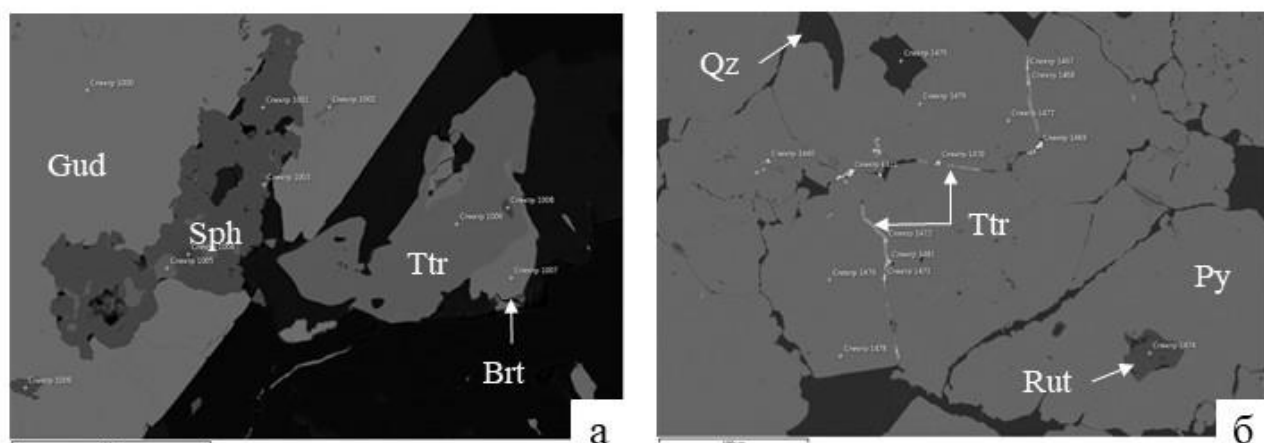


Рисунок 13 – Выделения тетраэдрита: а) сросток тетраэдрита с бертьеритом, б) тетраэдрит заполняет трещины в пирите

Таблица 5 – Представительные анализы и кристаллохимические формулы тетраэдрита месторождения Ведуга

	Спектр 53	Спектр 392	Спектр 502	Спектр 964	Спектр 1013	Среднее N = 25
S	24,4	25,18	25	24,73	25,06	24,60±1
Fe	7,55	5,2	6,02	4,65	5,1	5,94±2
Cu	35,77	36,91	37,05	37,43	37,29	36,78±1
Zn	2,49	2,4	2,28	2,9	2,39	2,42±0,5
Sb	29,79	30,3	29,65	30,29	29,29	30,26±1
Ag	–	–	–	–	0,87	
Сумма	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	
S	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00
Fe	2,31	1,54	1,80	1,40	1,52	1,81±0,5
Cu	9,62	9,61	9,72	9,93	9,76	9,81±0,5
Zn	0,65	0,61	0,58	0,75	0,61	0,63±0,2
Sb	4,18	4,12	4,06	4,19	4,00	4,21±0,5
Ag	–	–	–	–	0,13	

Примечание: расчёт кристаллохимических формул проводился на основе метода расчёта формул для неокислородных соединений

Бертьерит (FeSb_2S_4) и **джемсонит** ($\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$). Бертьерит часто образует свободные зёрна удлинённой формы, размер которых достигает нескольких мм или сростки со стибнитом (Рисунок 14 а) и джемсонитом. Часто джемсонит образует многочисленные небольшие включения (10-50 мкм) в бертьерите (Рисунок 14 б), напоминающие зону распада твердого раствора. В виде отдельных зерен джемсонит встречается редко, образуя удлинённые кристаллы размером до 50 мкм. В некоторых случаях джемсонит имеет примесь селена от 0,2 до 4 %. Количество железа в составе джемсонита изменчиво (Таблица 7).

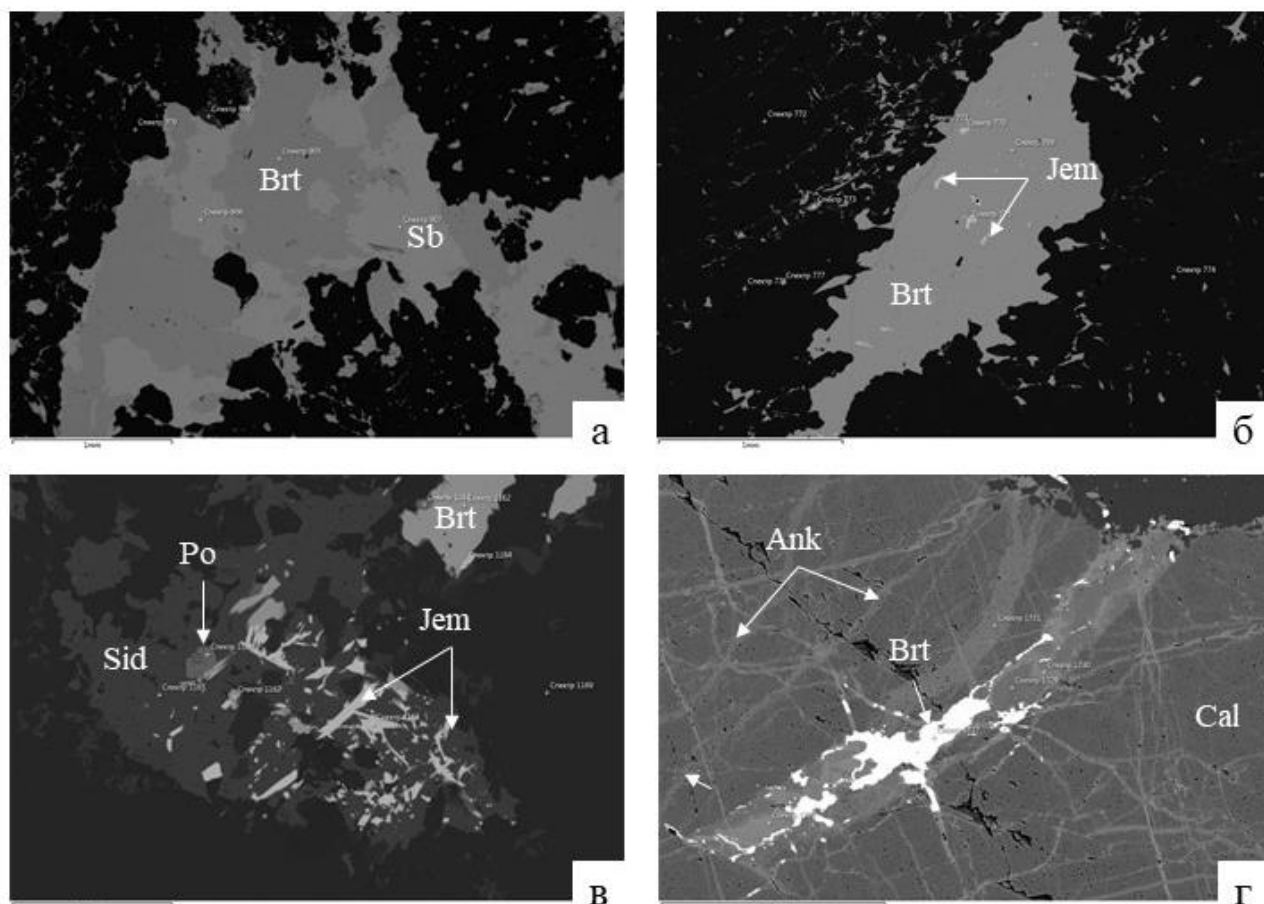


Рисунок 14 – Выделения джемсонита и бертьерита: а) Срастание стибнита и джемсонита, б) включения джемсонита в бертьерите, в, г) включения бертьерита и джемсонита в карбонатах

Таблица 6 – Представительные анализы и кристаллохимические формулы бертьерита месторождения Ведуга

	Спектр 282	Спектр 415	Спектр 786	Спектр 843	Спектр 1113	Среднее N = 61
S	55,69	55,99	56,44	56,06	56,30	56,1±0,5
Fe	14,54	14,81	13,61	14,70	14,59	14,45±1
Sb	29,78	29,19	29,95	29,24	29,11	29,45±0,4
Сумма	100	100	100	100	100	
S	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Fe	1,02	0,97	1,00	1,04	1,01	1,01±0,03
Sb	2,12	2,04	2,10	2,14	2,06	2,09±0,05

Примечание: расчёт кристаллохимических формул проводился на основе метода расчёта формул для неокислородных соединений

Таблица 7 – Представительные анализы и кристаллохимические формулы джемсонита месторождения Ведуга

Джемсонит						
	Спектр 74	Спектр 546	Спектр 766	Спектр 1131	Спектр 1150	Среднее N = 63
S	55,13	55,09	54,43	55,01	55,19	54,91±0,5
Fe	4,01	3,84	4,27	4,04	4,34	4,10±0,4
Sb	24,31	24,79	24,67	24,87	24,68	24,66±0,4
Pb	16,55	16,28	16,63	16,08	15,79	16,26±0,5
Сумма	100	100	100	100	100	
S	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00
Fe	1,02	0,98	1,10	1,03	1,10	1,04±0,2
Sb	6,17	6,30	6,35	6,33	6,26	6,28±0,2
Pb	4,20	4,14	4,28	4,09	4,01	4,14±0,2
Джемсонит с Se						
	Спектр 690	Спектр 708	Спектр 1012	Спектр 1079	Спектр 1093	Среднее N = 17
S	54,18	53,44	47,36	54,2	53,61	52,56±5
Fe	4,24	5,89	3,66	3,41	4	4,24±2
Sb	24,77	24,32	25,9	24,34	24,77	24,82±1
Pb	16,4	16,15	18,42	17	16,56	16,90±1,5
Se	0,4	0,2	4,65	1,04	1,06	1,47±3
Сумма	100	100	100	100	100	
S	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00	14,00
Fe	1,10	1,54	1,08	0,88	1,04	1,13±0,4
Sb	6,40	6,37	7,66	6,29	6,47	6,64±1
Pb	4,24	4,23	5,45	4,39	4,32	4,53±1
Se	0,10	0,05	1,37	0,27	0,28	0,42±0,4

Примечание: расчёт кристаллохимических формул проводился на основе метода расчёта формул для неокислородных соединений

Гудмундит (FeSbS). Образует зёрна правильной формы. В большинстве случаев края зёрен корродированы арсенопиритом-3 (Рисунок 15) или кварцем. Часто поверхность минерала «неровная», со множеством дыр. Химический состав минерала достаточно однороден, без примесей (Таблица 8).

Таблица 8 – Представительные анализы и кристаллохимические формулы гудмундита месторождения Ведуга

	Спектр 487	Спектр 581	Спектр 620	Спектр 942	Спектр 960	Среднее N = 33
S	32,26	33,47	32,77	33,09	33,44	33,01±0,7
Fe	34,08	32,92	34,00	33,32	33,54	33,57±0,6
Sb	33,66	33,61	33,23	33,59	33,01	33,42±0,3
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
S	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Fe	1,06	0,98	1,04	1,01	1,00	1,02±0,05
Sb	1,04	1,00	1,01	1,02	0,99	1,01±0,05

Примечание: расчёт кристаллохимических формул проводился на основе метода расчёта формул для неокислородных соединений

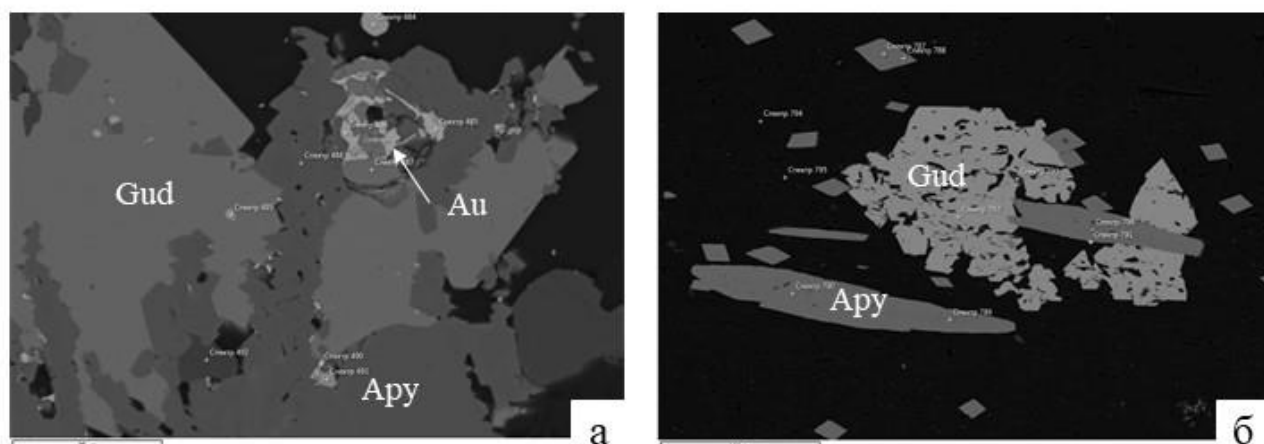


Рисунок 15 – Сrostки гудмундита и арсенопирита

Халькопирит. В рудах месторождения присутствует два вида халькопирита: один образует сростки с пиритом, размером около 50 мкм; второй представлен в виде мелких включений в пирротине, похожих на зону распада твёрдого раствора. Агрегаты первого халькопирита имеют правильные очертания. Халькопирит первый химически чистый, во втором в виде примеси встречаются Ni (до 1,8 атм. %), Sb (до 2,5 атм. %), реже Zn (до 0,3 атм. %), Co (до 0,3 атм. %) (Таблица 9).

Галенит. Образует округлые зёрна, размером до 20 мкм в пирите и пирротине. В составе галенита постоянно присутствует примесь Fe (до 7,1 атм.%), реже в виде примеси присутствуют Ni (до 3 атм.%), Cu (до 1,4 атм.%), Sb (до 10,8 атм. %) (Таблица 10).

Таблица 9 – Представительные анализы и кристаллохимические формулы халькопирита месторождения Ведуга

	Спектр 172	Спектр 407	Спектр 558	Спектр 25	Спектр 31	Среднее N = 12
	Сру-1	Сру-1	Сру-1	Сру-2	Сру-2	
S	49,65	50,68	49,66	49,54	47,79	49,46±1
Fe	25,81	24,93	26,19	24,99	23,88	25,16±1
Cu	24,54	24,39	24,15	24,54	24,02	24,33±0,5
Ni	–	–	–	0,51	1,84	
Sb	–	–	–	0,42	2,46	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	
S	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Fe	1,04	0,98	1,05	1,01	1,00	1,02±0,1
Cu	0,99	0,96	0,97	0,99	1,01	0,98±0,1
Ni	–	–	–	0,02	0,08	
Sb	–	–	–	0,02	0,10	

Примечание 1: расчёт кристаллохимических формул проводился на основе метода расчёта формул для неокислородных соединений

Примечание 2: Сру-1 – халькопирит первого типа, Сру-2 – халькопирит второго типа.

Таблица 10 – Представительные анализы и кристаллохимические формулы галенита месторождения Ведуга

	Спектр 35	Спектр 38	Спектр 67	Спектр 69	Спектр 77	Среднее N = 7
S	45,48	45,13	46,09	46,27	48,09	46,21±2
Pb	41,94	36,95	42,83	47,18	48,14	43,41±5
Fe	7,02	7,08	5,97	5,59	3,77	5,89±4
Ni	2,97	–	1,47	–	–	
Cu	–	–	1,4	–	–	
Sb	2,59	10,84	2,23	0,97	–	
Сумма	100	100	100	100	100	
S	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Pb	0,92	0,82	0,93	1,02	1,00	0,94±1
Fe	0,15	0,16	0,13	0,12	0,08	0,13±1
Ni	0,07	–	0,03	–	–	
Cu	–	–	0,03	–	–	
Sb	0,06	0,24	0,05	0,02	–	

Примечание. Расчёт кристаллохимических формул проводился на основе метода расчёта формул для неокислородных соединений

Цинкеним (PbSb₂S₄). Редкий минерал. Встречается только в виде включений в стибните. Размер включений варьирует от 10 до 30 мкм (*Рисунок 12 – Выделения стибнита: а) стибнит цементирует основную массу, б) включения цинкенима в стибните, в, г) кайма*

стибнита вокруг пирротина (Рисунок 12 б). В составе минерала часто происходит частичное замещение серы селеном (Таблица 11).

Таблица 11 – Представительные анализы и кристаллохимические формулы цинкениита месторождения Ведуга

	Спектр 551	Спектр 1078	Спектр 1082	Спектр 1083	Спектр 1084	Среднее N = 5
S	55,16	54,01	53,92	54,49	54,29	54,37±1,5
Sb	28,57	29,06	30,34	28,1	29,35	29,08±
Pb	16,27	14,39	14,37	16,02	14,15	15,04±1
Se	–	2,00	1,38	1,39	2,21	
Сумма	100	100	100	100	100	
S	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Sb	2,07	2,15	2,25	2,06	2,16	2,14±0,2
Pb	1,18	1,07	1,07	1,18	1,04	1,11±0,1
Se	–	0,15	0,10	0,10	0,16	

Примечание. Расчёт кристаллохимических формул проводился на основе метода расчёта формул для неокислородных соединений

Ульманнит (NiSbS). Ульманнит редко встречается в рудах. Минерал в основном образует каймы шириной 15 мкм по пириту и пирротину (Рисунок 16). Состав ульманнита представлен ниже (Таблица 12). Стоит отметить, что в качестве постоянной примеси в ульманните присутствует железо (до 5,8 атм.%). Нередко в качестве примеси выступает кобальт (до 6,6 атм.%), реже свинец (до 5,3 атм.%).

Таблица 12 – Представительные анализы и кристаллохимические формулы ульманнита месторождения Ведуга

	Спектр 70	Спектр 88	Спектр 114	Спектр 228	Спектр 679	Среднее N = 12
S	14,81	14,54	14,68	14,43	14,22	14,54±0,3
Ni	24,16	21,86	24,54	21,36	26,06	23,60±3
Sb	53,66	57,81	57,73	55,1	57,68	56,40±3
Fe	2,11	1,11	0,86	1,62	2,03	
Co	–	4,69	2,18	3,78	–	
Pb	5,27	–	–	–	–	
Сумма	100	100	100	100	100	100,00
S	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Ni	0,89	0,82	0,91	0,81	1,00	0,89±0,2
Sb	0,95	1,05	1,04	1,01	1,07	1,02±0,05
Fe	0,08	0,04	0,03	0,06	0,08	
Co	–	0,18	0,08	0,14	–	
Pb	0,06	–	–	–	–	

Примечание. Расчёт кристаллохимических формул проводился на основе метода расчёта формул для неокислородных соединений

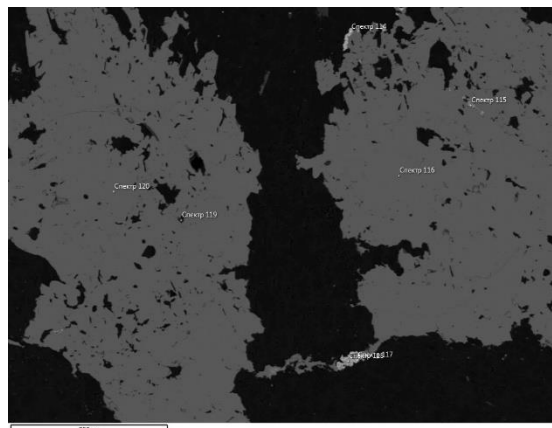


Рисунок 16 – Кайма ульманнита на контакте пирита и основной массы

Нерудные минералы

Нерудные минералы в рудах месторождения Ведуги представлены кварцем, серицитом, хлоритом, рутилом, ильменитом, карбонатами.

Кварц. В рудах месторождения Ведуга выделяется 3 типа кварца. Кварц I типа – в основной массе породы, образует бесцветные зерна, в основном вытянутые согласно сланцеватости или изометрические размером до 10 мкм. Кварц II типа представлен мелкими бесцветными зернами в основном изометричной, округлой формы размером до 50 мкм. Он слагает преимущественно кварц-пиритовые зоны в краевых частях кварцевых жил и прожилков, реже образует самостоятельные кварц-серицит-сульфидные, зачастую с высоким содержанием рутила, тонкие прожилки. Образовывался при перекристаллизации основной массы породы. Кварц III типа – это «молочный кварц» слагающий мономинеральные кварцевые жилы и прожилки нередко с сульфидами, размер кристаллов кварца в жилах колеблется от 50 мкм до 5 мм.

Серицит. Серицит представлен II генерациями: I - тонкочешуйчатые удлиненно-пластинчатые зерна, располагающиеся согласно со сланцеватостью в основной ткани породы, II – более поздняя совместно с кварцем образует тонкие кварц-серицитовые прожилки с более крупным выделением лейст серицита и зачастую насыщенные мелкими зернами сульфидов.

Хлорит. Хлорит формирует основную массу кварц-серицит-хлоритового состава и сульфидно-хлорит-анкерит-кварцевые прожилки. В основной массе практически неотличим от серицита, так как имеет очень тонкую размерность. Однако хлорит также образует более

крупные чешуйки до 50 мкм в поперечнике. Хлорит в прожилках занимает подчинённое положение и обычно представлен отдельными чешуйками до 50 мкм в поперечнике или чешуйчатыми агрегатами.

Карбонаты. Карбонаты слагают прожилки, преимущественно кварц-анкеритового, реже кальцитового состава. Также встречается достаточно часто сидерит (Рисунок 17). Анкерит наиболее ранний карбонат. Сидерит и кальцит образовывались на более поздних стадиях. Как правило, кварц-анкеритовые прожилки имеют небольшую мощность – 0,5-2 мм, реже 3-5 мм. Прожилки распределены по объёму неравномерно: встречаются более светлые участки, в которых большое количество разнонаправлено ориентированных прожилков образуют сетчатый рисунок и более темные фрагменты, в которых прожилки редки или вовсе отсутствуют. Ориентация прожилков разнообразная, преобладает параллельная сланцеватости, реже вкрест.

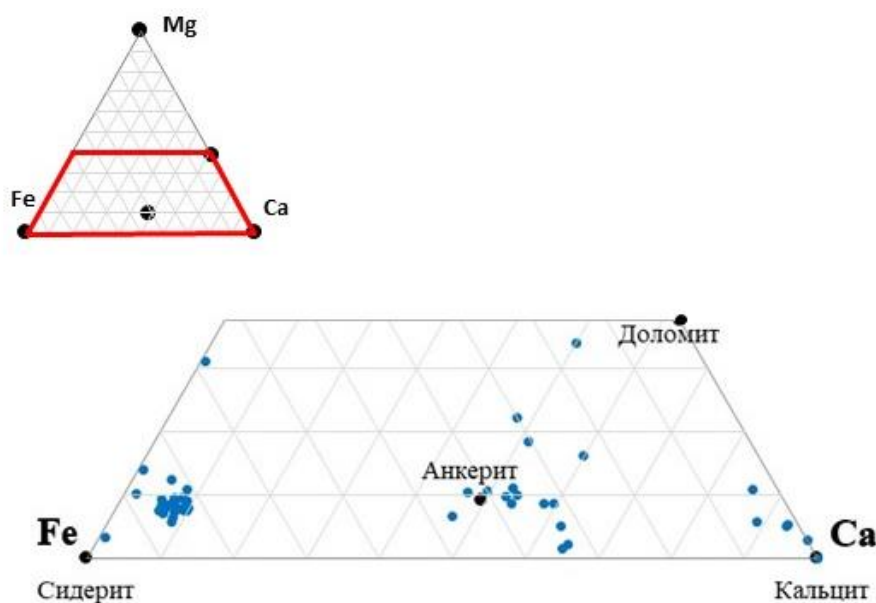


Рисунок 17 – Состав карбонатов

Ильменит FeTiO_3 и рутил TiO_2 образуют рассеянную вкрапленность в кварц-серицит-хлоритовой основной массе и в трещинах, субортогональных сланцеватости. Зёрна минералов обычно ксеноморфные, имеют округлую или вытянутую форму, ориентированную по сланцеватости или вдоль трещин. Размер зёрен обычно не превышает 5-10 мкм.

Золото

В рудах Ведугинского месторождения выделяется два типа золота. Золото содержится в виде примеси в пирите и арсенопирите (Кукушкин, Горлов, 2003), а также золото

представлено самородным золотом, образующим собственные минеральные фазы. Первый тип золота распространён больше и составляет основной объём полезного компонента.

Определение коллоидного золота в зёрнах арсенопирита проводилось методом рентгеновской компьютерной микротомографии. Разрешение доступных микротомографов недостаточно для обнаружения отдельных частиц золота, но вполне достаточно для выявления участков с повышенной плотностью в зёрнах арсенопирита (плотности арсенопирита и золота различаются более чем в четыре раза), что можно было бы трактовать как скопление золота в кристаллах.

Методом рентгеновской компьютерной микротомографии изучены 20 зерен (обломки зерен, кристаллов, двойников, сростков) арсенопирита. Размеры зерен (кристаллов) 195x50x50 мкм и меньше. Исследования проводились на нанотомографе SkyScan Bruker 2011 (Bruker micro-CT, Belgium) с разрешением 250-400 нм и на микротомографе Neoscan N80 с CCD детектором с разрешением 600 нм. Режимы сканирования на нанотомографе SkyScan Bruker 2011: ускоряющее напряжение 50 кV, сила тока 200 mA, разрешение 250-400 нм, угол поворота образца 0,2 град, количество сканирований в одном положении 4, экспозиция 2 сек. Режимы сканирования на микротомографе Neoscan N80: ускоряющее напряжение 58 кV, сила тока 200 mA, Al фильтр 0,25 мм, разрешение 600 нм, угол поворота образца 0,15 град, количество сканирований в одном положении 4, экспозиция 0,2 сек.

Большинство изученных кристаллов, отсканированных с разрешением 600 нм, однородны по своему строению (Рисунок 18), либо участки скопления коллоидного золота меньше, чем разрешение, с которым проводилось сканирование. В зёрнах, отсканированных на нанотомографе с разрешением 250-300 нм, наблюдаются участки повышенной плотности. Эти участки приурочены к краевым частям кристаллов.

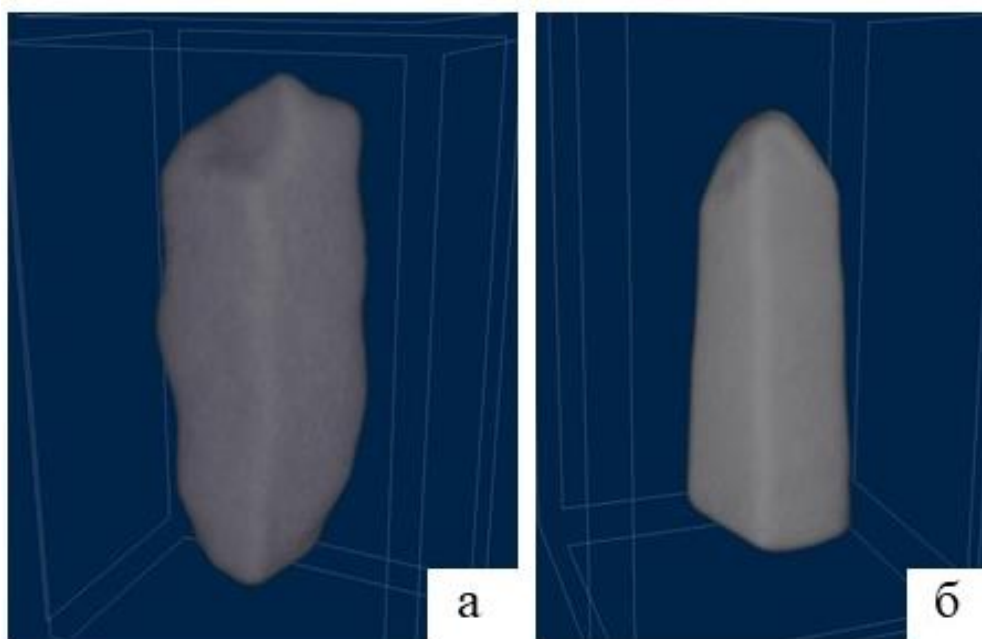


Рисунок 18 – Зерна арсенопирита. Микротомографические 3D-изображения.

Разрешение 600 нм. Размеры образцов 194x49x49 мкм (а) и 1157x44x44 мкм (б).

Самородное золото является вторичным. Оно встречается в виде небольших золотинок размером от 1 до 20 мкм, которые располагаются в трещинах зерен арсенопирита и пирита (Рисунок 19). Иногда золото заполняет пустоты в кварце. Пробность золота варьирует от 890 до 999 ‰, в основном 999‰ (Таблица 13, Рисунок 20). В качестве примеси в золоте выступает серебро.

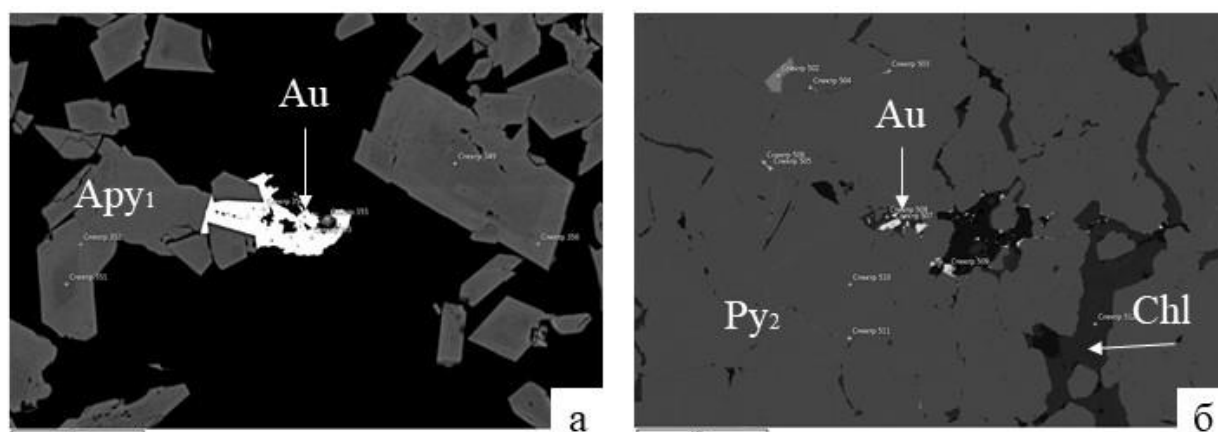


Рисунок 19 – а) самородное золото ассоциирует с арсенопиритом, б) самородное золото ассоциирует с пиритом.

Таблица 13 – Средний химический состав золота, вес%

	Спектр 318	Спектр 464	Спектр 539	Спектр 999	Спектр 477	Среднее N = 58
Au	100	100	100	89,31	99,81	99,13
Ag	–	–	–	10,69	0,19	0,87
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

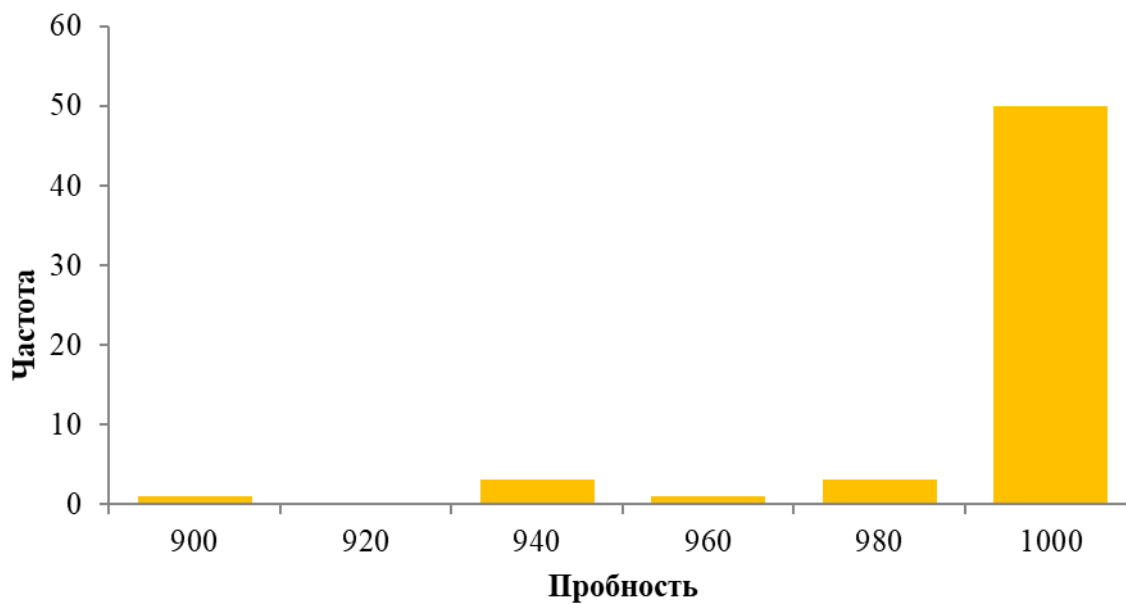


Рисунок 20 – Гистограмма распределения пробности золота по частоте встречаемости

Последовательность минералообразования

На основе изучения морфологических свойств и примесного состава основных рудных минералов было выделено 3 этапа минералообразования: золото-арсенопиритовый, золото-полисульфидный, сурьмяный (Таблица 14)

Таблица 14 – Последовательность образования минералов

Этап		Дорудный	Рудный			Пострудный
Ассоциация			Золото-арсенопиритовая	Золото-полисульфидная	Сурьмяная	
Пирротин	Fe_7S_8	0	1	2		
Пирит	FeS_2	0	1	2	3	4
Арсенопирит	$FeAsS$		1	2	3	
Стибнит	Sb_2S_3			1	2	
Халькопирит	$CuFeS_2$	1		2		
Тетраздрит	$Cu_{12}Sb_4S_{12}$					
Галенит	PbS					
Гудмундит	$FeSbS$					
Бертьерит	$FeSb_2S_4$					
Джемсонит	$Pb_2FeSb_6S_{14}$					
Ульманит	$NiSbS$					
Цинкениг	$PbSb_2S_4$					
Золото самородное	Au					
Кварц	SiO_2					
Серицит	$KA1_2(Si,Al)O_{10}(OH)_2$					
Хлорит	$(Mg, Mn, Fe)_3Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$					
Карбонаты	$Ca(CO_3)_2$					
Рутил	TiO_2					
Ильменит	$FeTiO_3$					

Таким образом последовательность минералообразования в общем виде можно представить следующим образом.

В дорудную стадию происходило образование пирротина-1, пирита-1 и халькопирита. Минералы, образованные в эту стадию, содержат примесь кобальта и мышьяка.

Наиболее ранняя рудная золото–арсенопиритовая ассоциация представлена агрегатами зернистых, практически мономинеральных агрегатов пирита-1, пирротина-1, арсенопирита-1. На данной стадии многие минералы имеют в своём составе примеси кобальта и сурьмы.

Золото–полиметаллическая характеризуется появлением пирротина-2, пирита-2, арсенопирита-2, -3, стибнита и других, менее распространённых минералов. Стоит отметить, что арсенопирит в данной стадии представлен «игольчатыми» агрегатами. На данной стадии во многих минералах появляется примесь сурьмы.

Сурьмяная стадия отмечается появлением сурьмянистых минералов, таких как стибнит, бертьерит и др.. Часто сурьмянистые минералы цементируют основную массу или более ранние сульфиды. Предполагается, что на данной стадии происходило взаимодействие поздних сурьмянистых флюидов с ранними золотоносными минеральными ассоциациями. Стоит отметить, что на данной стадии образовывались минералы, в которых сера частично замещается селеном.

Заключительная пострудная стадия характеризуется появлением пирротина-2 и пирита-4.

Оценка условий минералообразования

Оценка температуры по хлоритовому геотермометру

Температуры этапов минералообразования определялись с помощью хлоритового термометра, основанного на распределении катионов алюминия по различным структурным позициям. Хлорит представляет собой слоистый гидроалюмосиликат магния, марганца и железа с общей формулой $(Mg, Mn, Fe)_5Al_2Si_3O_{10}[OH]_8$. Следует отметить, что при различной температуре минералообразования алюминий занимает в структуре как тетраэдрические, так и октаэдрические структурные позиции.

Образцы хлорита отбирались из пород с различной степенью метасоматической проработки: вмещающая порода – низкая степень проработки; серицит-кварц-хлоритовый метасоматит – средняя степень проработки; преимущественно кварцевый метасоматит – наиболее проработанная порода.

Химический состав хлоритов определялся с помощью микронзондовых исследований (152 анализа) в РЦ «Геомодель» СПбГУ. Кристаллохимические формулы рассчитаны по кислородному методу (Таблица 15). Недостаток суммы в анализах варьирует от 6 до 13 масс.%. Исходя из результатов анализов выделяется 3 пика вариации составов хлоритов.

Таблица 15 – Химический состав хлоритов (мас.%)

Пик	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO ₂	Сумма
I	34,21	24,8	27,35	6,23	1,13	–	–	0,78	94,50
II	28,39	23,57	29,21	6,67	0,5	0,06	0,36	1	89,76
III	23,08	20,69	39,69	3,45	–	–	–	0,09	87,00

Таблица 16 – Структурная формула хлоритов

Пик	Si ^{IV}	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Ti ⁴⁺	Mn ⁴⁺
I	3,28	0,72	2,09	2,20	0,89	0,14	–	–	0,06
II	2,95	1,05	1,84	2,54	1,03	0,07	0,01	0,03	0,09
III	2,67	1,33	1,48	3,84	0,59	–	–	–	0,01

Температуры образования хлоритов определены согласно уравнению 1 (Cathelineau, Nieva, 1985), построена частотная диаграмма (Рисунок 21).

$$T = 212,3 * Al^{IV} + 17,5 \quad (1)$$

Температура, рассчитанная по составу хлорита, варьирует от 48°C до 314°C. Как видно из рисунка выделяется три этапа метасоматической проработки с пиками в 170°C, 230°C, 290°C (Рисунок 21). С повышением температуры образования хлоритов состав минерала становится более железистым.

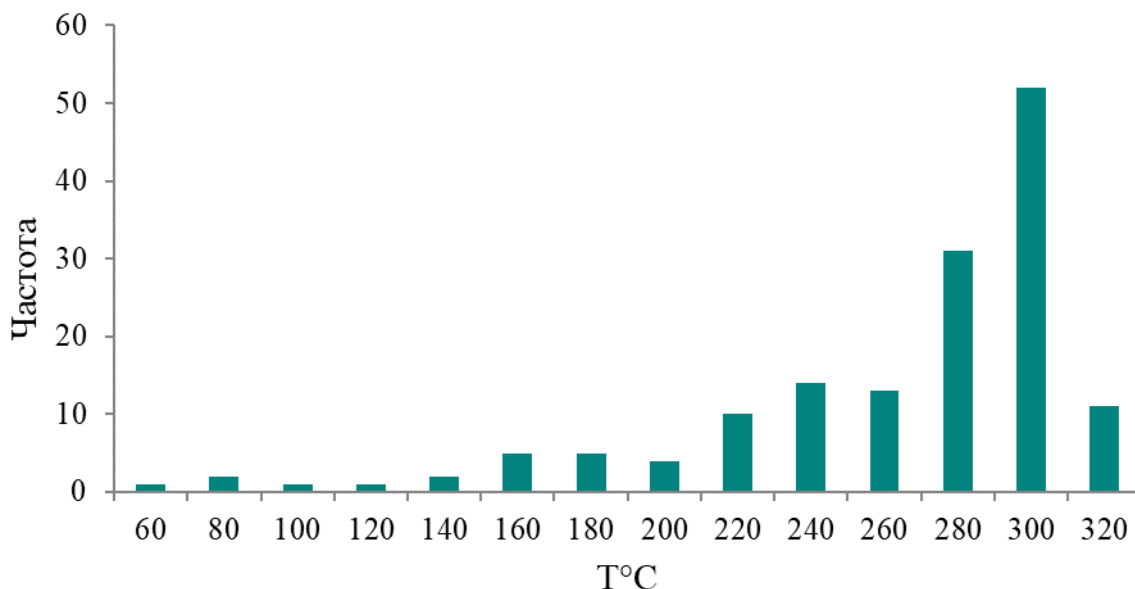


Рисунок 21 – Гистограмма распределения температур от частоты встречаемости

Согласно вариантам расчета по уравнению 2 (Cathelineau, 1988) температура образования хлоритов варьирует от 23,25°C до 387,60°C. Пики температур для этапов метасоматической проработки соответствуют 180°C, 240°C и 360°C. Полученные температуры по второму хлоритовому термометру являются более высокими.

$$T = 321,98 * Al^{IV} - 61,92 \quad (2)$$

Оценка температуры по арсенопиритовому геотермометру

Температуры этапов минералообразования также определялись с помощью арсенопиритового термометра, основанного на вариации содержания мышьяка в зависимости от температуры образования минерала.

Локальный химический состав зёрен арсенопирита по результатам микронзондовых исследований (149 анализов) в РЦ «Геомодель» СПбГУ варьирует, мас. %: Fe 28,12–36,79; As 35,83–47,89; S 19,11–27,40 (при стехиометрическом составе Fe 34,3; As 46,0; S 19,7). Отношения S/As и (S+As)/Fe изменяются от 0,96 до 1,58 и от 1,90 до 2,15, соответственно.

Химический состав арсенопирита из руд месторождения Ведуга более изменчив чем из руд Олимпиады. Данные по арсенопириту взяты по Сазонову 2016.

Рассчитанная температура образования арсенопирита (Scott, 1983) варьирует в широких пределах. В рудах месторождения присутствуют зёрна, температура образования которых как меньше 300°C, так и выше 500°C. Анализируя частоту встречаемости зёрен, температура образования которых лежит в диапазоне от 300°C до 500°C, можно сказать, что также выделяется 3 пика, которые соответствуют трём этапам образования арсенопирита. Пики температур для этапов образования арсенопирита соответствуют 300°C, 360°C и 430°C.

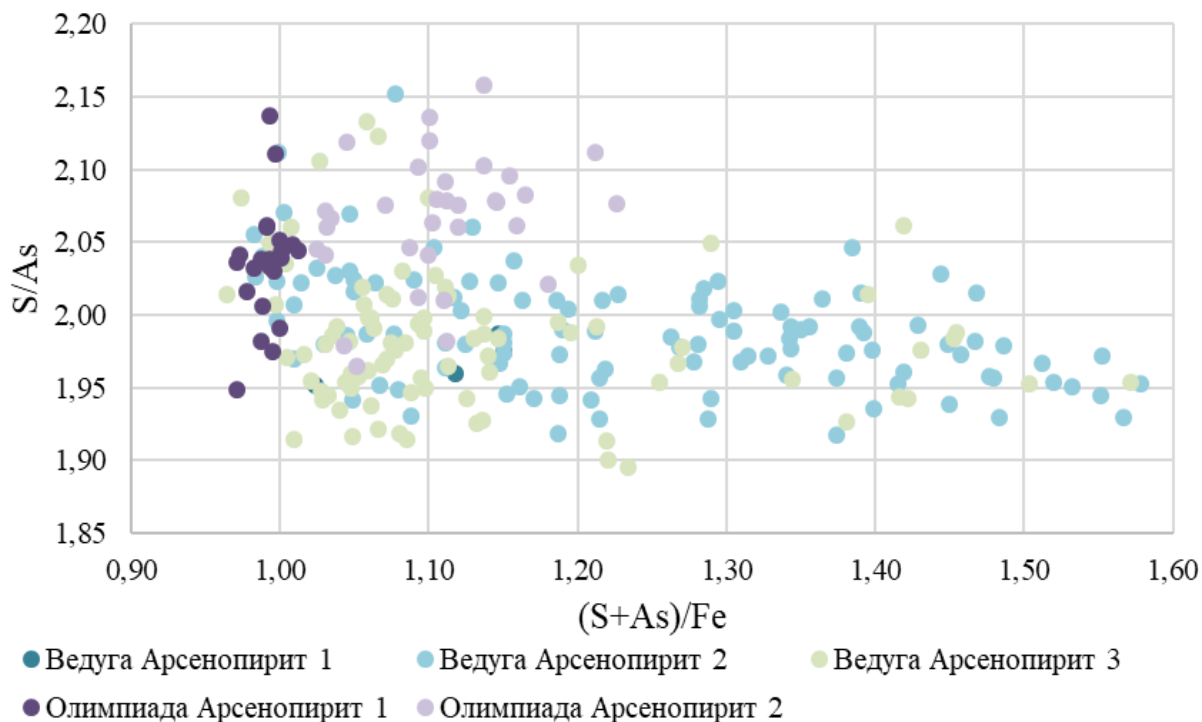


Рисунок 22 – Химический состав арсенопирита в координатах S/As и (S+As)/Fe

Термобарогеохимические исследования

Для изучения флюидных включений в кварце рудоносных метасоматитов были изготовлены 12 двустороннеполированных пластинок. Материал для пластинок отбирался из кварц-серицитового метасоматита и преимущественно кварцевого метасоматита.

Данные о составе флюидных и кристаллических включений в кварцах были получены методом рамановской спектроскопии. Состав рудообразующих флюидов и условия кристаллизации кварцев из золоторудных ассоциаций определен классическими методами термобарогеохимии (криометрия и термический анализ).

На оптическом микроскопе Olympus BX53F в комплекте с термостоликом THMSG-600-ес с системой охлаждения образца жидким азотом LNP95 по температурам эвтектик (Борисенко, 1977) был изучен солевой состав флюидов. Концентрация солей в растворе определена по температурам плавления льда для солевой системы NaCl–H₂O (Bodnar, Vityk, 1994). Состав газовой фазы ФВ в кварцах выполнен методом КР- спектроскопии на спектрометре Horiba LabRam HR800 с Ar-лазером с длиной волны 514,5 и 488 нм (ресурсный центр «Геомодель» СПбГУ).

В рудах месторождения Ведуга выделяется 3 типа кварца. Кварц I типа – в основной массе породы, образует бесцветные зерна, в основном вытянутые согласно сланцеватости или изометрические размером до 10 мкм. Кварц II типа представлен мелкими бесцветными зернами в основном изометричной, округлой формы размером до 50 мкм. Он слагает преимущественно кварц-пиритовые зоны в краевых частях кварцевых жил и прожилков, реже образует самостоятельные кварц-серицит-сульфидные, зачастую с высоким содержанием рутила, тонкие прожилки. Образовывался при перекристаллизации основной массы породы. Кварц III типа – это «молочный кварц» слагающий мономинеральные кварцевые жилы и прожилки нередко с сульфидами, размер кристаллов кварца в жилах колеблется от 50 мкм до 5 мм. Флюидные включения исследовались в кварце II и III типов.

Кварц II типа соответствует прожилкам в кварц-серицитовом метасоматите и представлен двумя разновидностями. Основной объём пластинки занимает мутный, ячейстый кварц, с обилием углистого вещества. В нем установлены газовой-жидкие двухфазные флюидные включения (ФВ) размером от 2 до 10 мкм (Рисунок 1 Рисунок 24 а-г). Форма включений изометричная, удлиненная, каплевидная, неправильная. Размер газового пузырька занимает от 30 до 80 % объёма вакуоли. Состав газовой фазы – CO₂ (от 45 до 70%) и CH₄ (от 30 до 65%). Второй тип кварца прозрачный массивный, образует вытянутые участки вдоль сульфидных прожилков. Морфологически включения похожи на

вышеописанные, однако в составе их газовой фазы наряду с CO_2 и CH_4 обнаружено обилие N_2 (от 18 до 46 %). Жидкая фаза этих включений соответствует раствору $\text{CaCl}_2 - \text{NaCl}_2$ с соленостью 7,86-8,55 масс. % NaCl -экв., что совпадает с результатами, полученными для месторождений данного типа (Неволько П.А. и др., 2009).

Кварц III типа образует прожилки в преимущественно кварцевом метасоматите от молочно-белого до прозрачного иногда с обилием углистого вещества, насыщен мелкими – от 1 до 10 мкм флюидными включениями. Особое внимание было уделено прожилковому молочно-белому кварцу без углистого вещества с сульфидными прожилками. В нём обнаружено большое разнообразие двухфазных и однофазных прозрачных и тёмных включений изометричной, каплевидной, неправильной и угловатой формы размером от 5 до 10 мкм. Включения разного облика и морфологии сосуществуют на одних и тех же участках. Двухфазные ФВ содержат газовый пузырьёк, занимающий 20-80 % объема включения. В жидкой фазе водного раствора обнаружено обилие включений графита. При анализе газовой фазы ФВ (39 включений) обнаружен широкий спектр соотношений CO_2 (от 0 до 71%), CH_4 (от 11 до 34%), N_2 (от 18 до 46%) и H_2S компонентов. Положение полосы сероводорода – 2584 см^{-1} свидетельствует о том, что он находится в жидком состоянии. Плотность CO_2 варьирует от 0,03 до 0,33 г/см³.

Особого внимания заслуживает то обстоятельство, что в составе флюидной фазы включений в кварце золоторудного месторождения Ведуга впервые методом рамановской спектроскопии был обнаружен ароматический углеводород – C_6H_6 (бензол). Его идентификация была проведена по характерной полосе 3064 см^{-1} по (Colangelli et al., 1992) (Рисунок 23). Полученные данные согласуются с результатами по составу включений в кварцах, пирите и золоте месторождения Советское, расположенного в северной части Восточного золотоносного пояса Енисейского кряжа по данным беспирилизной газовой хромато-масс-спектроскопии (Бульбак и др., 2020), в которых наряду с водой и углекислотой, обнаружены представители не менее 11 гомологических рядов органических соединений.

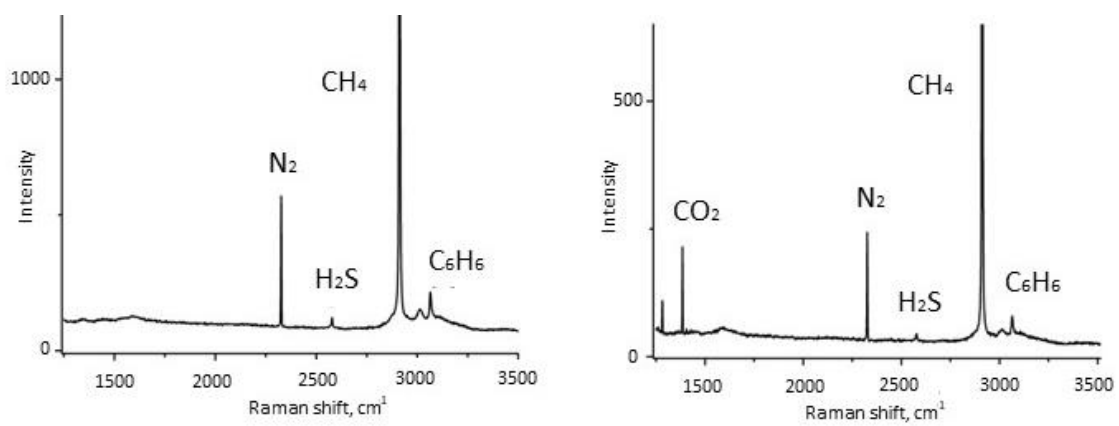


Рисунок 23 – Рамановские спектры ФВ с бензолом

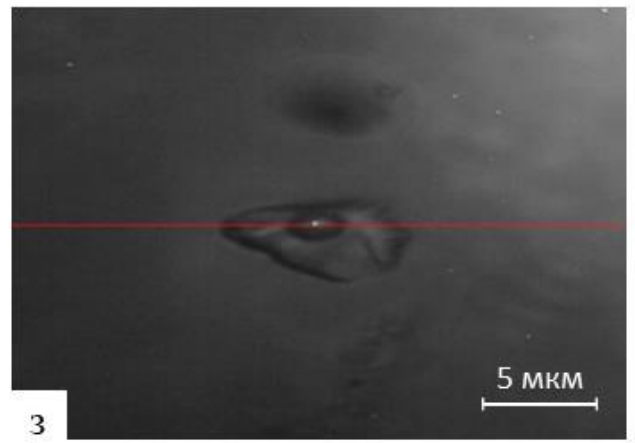
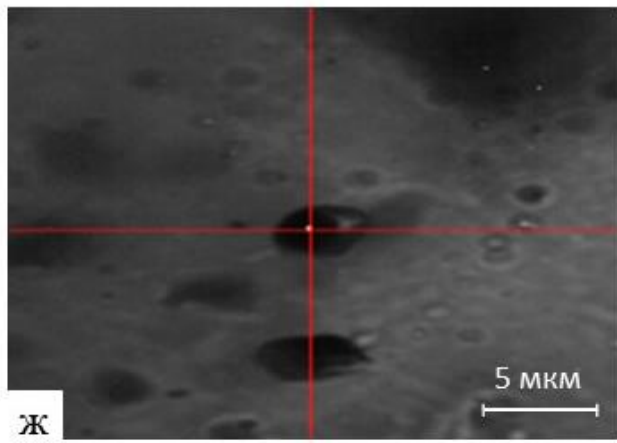
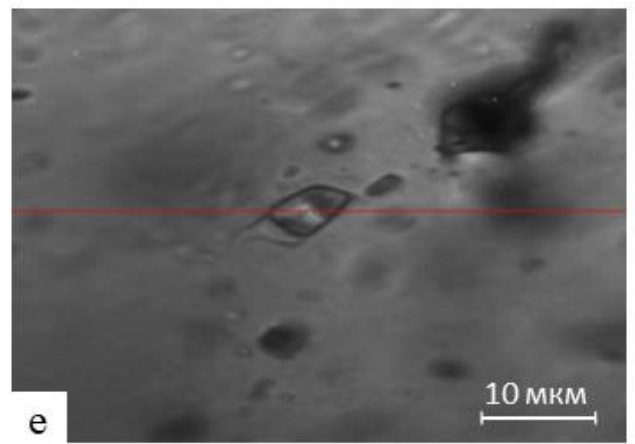
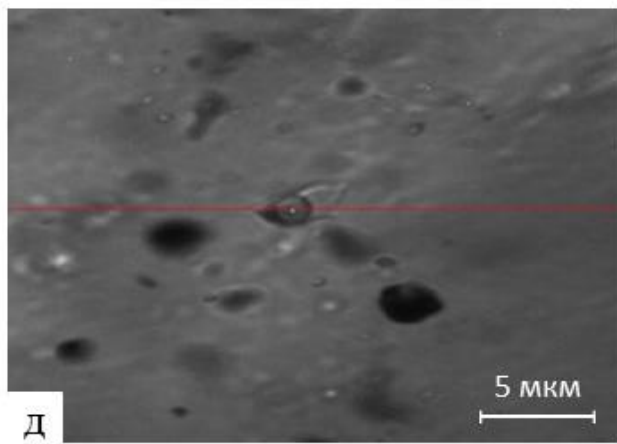
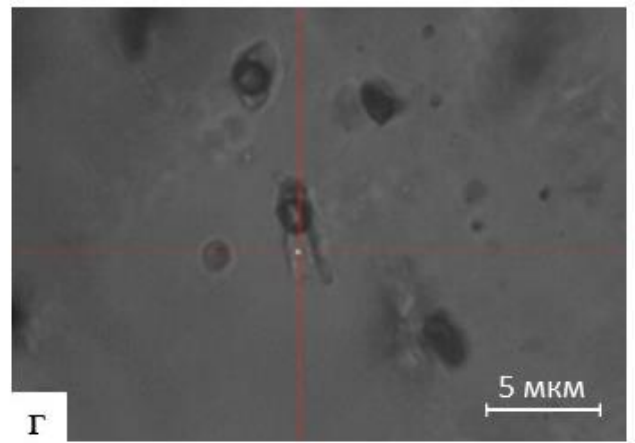
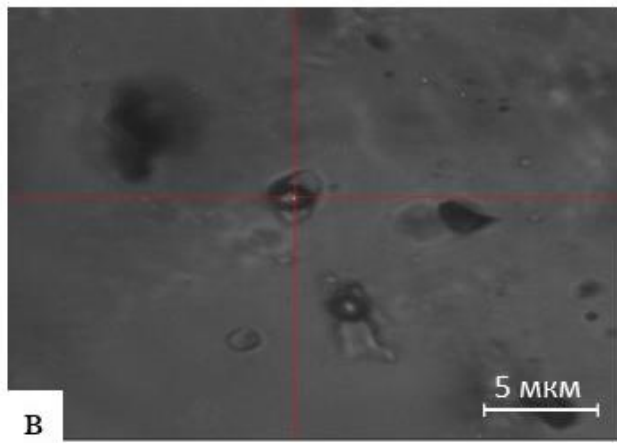
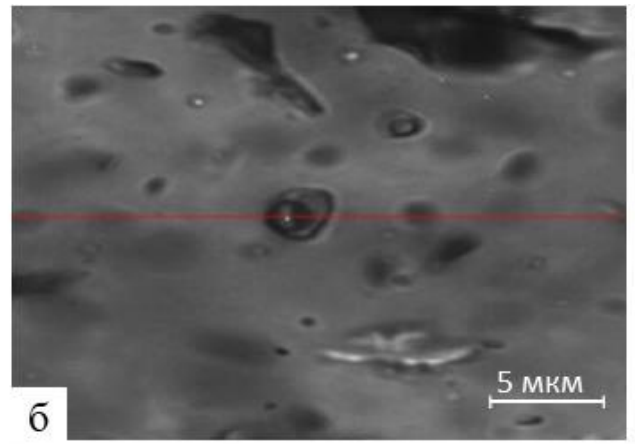
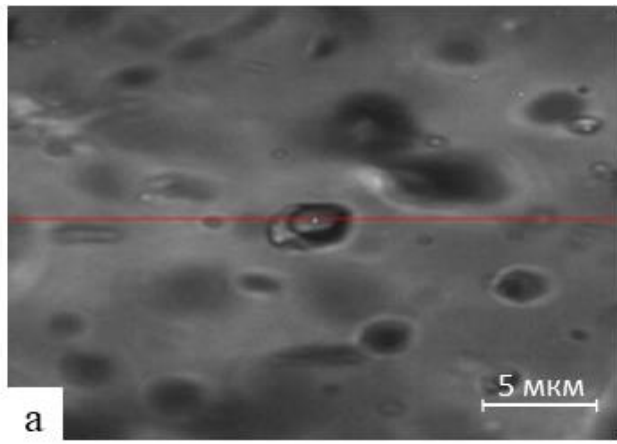


Рисунок 24 – Флюидные включения в золото-полиметаллической и сурьмянистой ассоциациях

Таблица 17 – Результаты анализов газовой фазы включений методом КР-спектроскопии

N, шт	CO ₂ , %	CH ₄ , %	N ₂ , %	H ₂ S, %	Плотность CO ₂ , г/см ³
Кварц метасоматитов					
7		30-65	35-70		
13		100			
4	33-62	67-38			0,03-0,33
1	100				
8	17-51	37-55	28-41		
Жильный кварц					
12	45-70	30-65	18-46	5-20	0,03-0,33

Исходя из состава газа во флюидных включениях, можно предположить, что золото транспортировалось восстановленными флюидами углекислотно--углеводородного состава (до 68% CH₄), с примесью азота (до 46%) и сероводорода (до 20%).

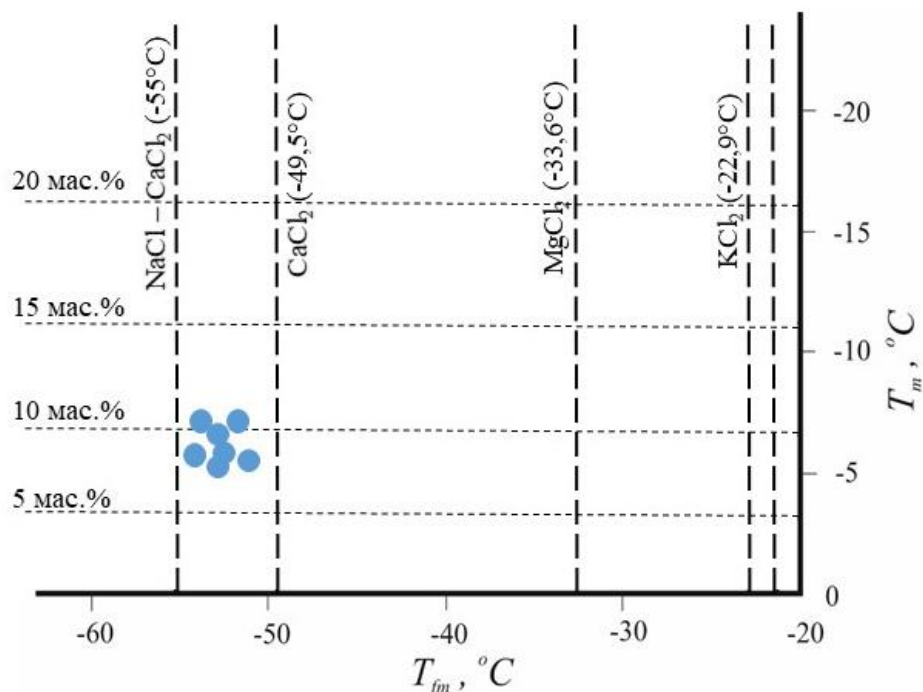


Рисунок 25 – График солёности золотоносных метасоматизирующих растворов

В кварце, принадлежащем кварц-серицитовым метасоматитам, выявлены флюидные включения двух типов, отличающихся по температуре гомогенизации. Температура гомогенизации включений первого типа варьирует от 332 до 380°C (Рисунок 26), среднее

значение – 360°C. Температура гомогенизации включений второго типа превышает 540°C. При нагревании таких включений темнеет кварц, расширяется газовая часть пузырька, но окончательной гомогенизации не происходит (Рисунок 27). Полученные данные плохо согласуются с температурами гомогенизации по Неволько (250°C).

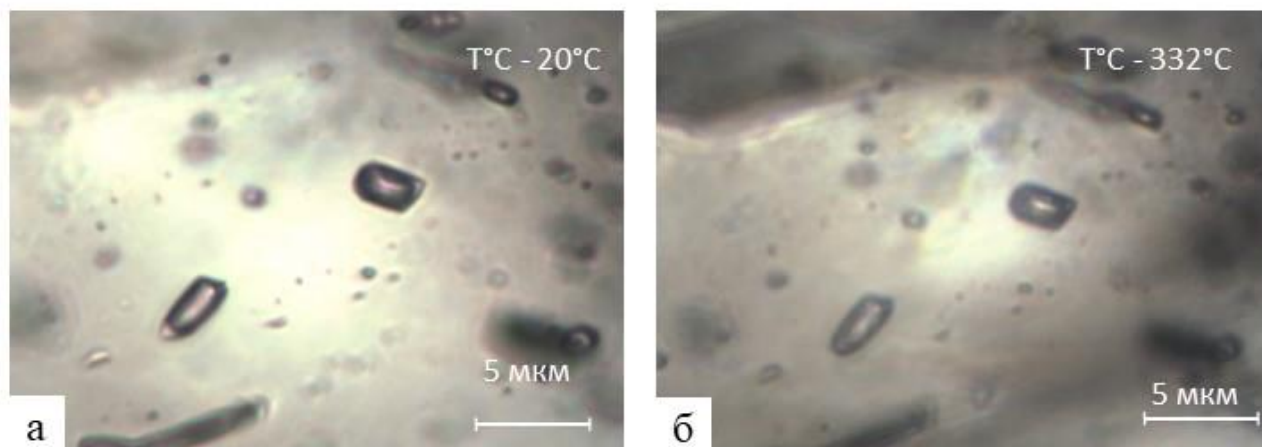


Рисунок 26 – Гомогенизация флюидных включений первого типа

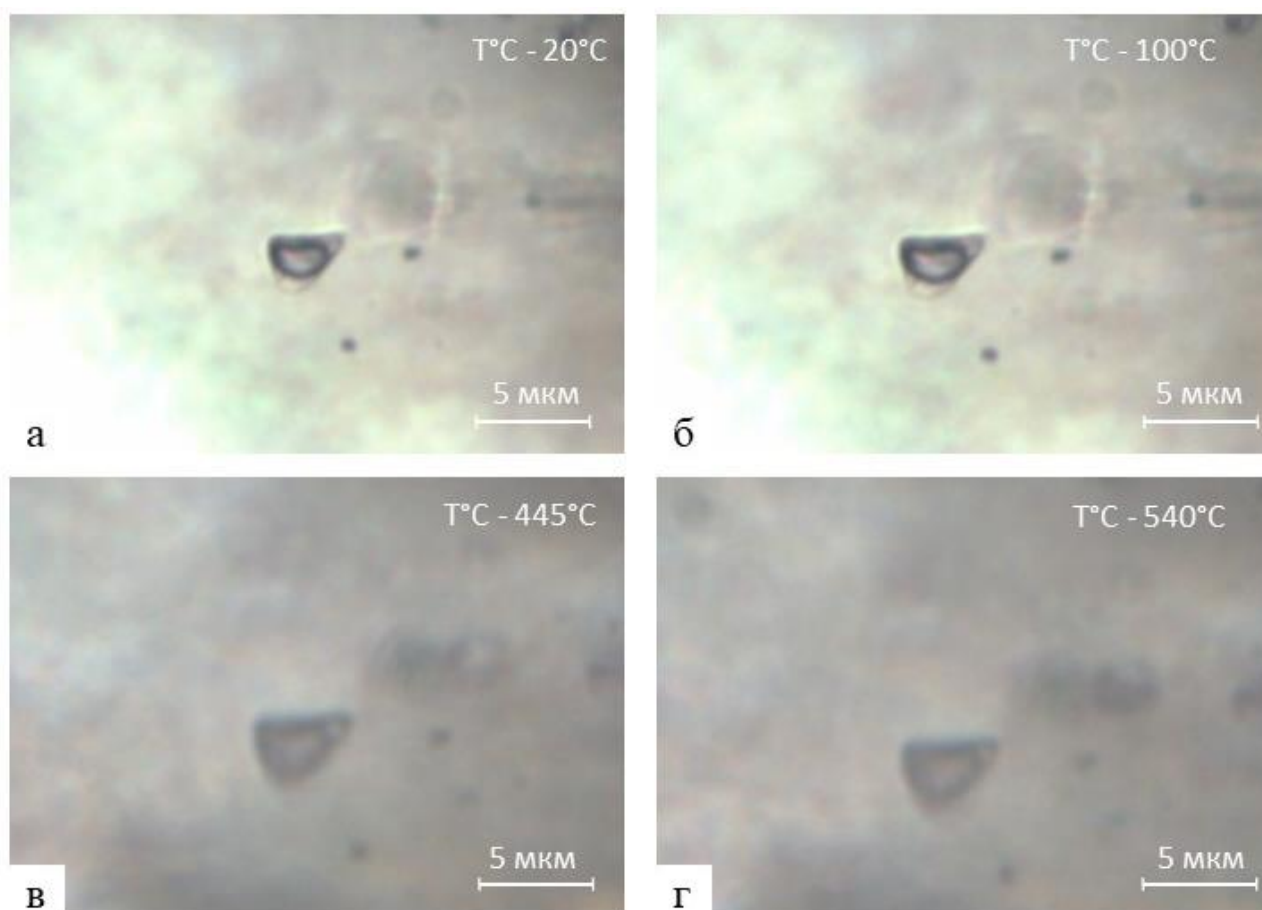


Рисунок 27 – Гомогенизация флюидных включений второго типа

В кварце, принадлежащем преимущественно кварцевым метасамотитам, выявлены только высокотемпературные флюидные включения. Температура гомогенизации включений

превышает 540°C. При нагревании таких включений темнеет кварц, расширяется газовая часть пузырька, но окончательной гомогенизации не происходит.

Изотопные исследования

Источник гидротермальных флюидов, участвующих в образовании благороднометалльной минерализации, изучаются по изотопному составу кислорода в кварце.

Изотопный состав кислорода в рудах месторождения Ведуги изучался в кварце, ассоциирующемся с ранней золото–полиметаллической ассоциацией, и с поздней сурьмянистой. Изотопный состав кислорода определялся в ГИН СО РАН (аналитик Посохов В.Ф.) Измерения изотопного состава кислорода выполнялись на газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT 253 с использованием двойной системы напуска. Значения $\delta^{18}\text{O}$ даны в промилле относительно международного стандарта SMOW, погрешность анализов составила не более 0,2. Величины $\delta^{18}\text{O}$ раннего кварца составляют +19,6 ‰, а позднего +17,7 ‰.

На основе этих данных определён изотопный состав кислорода во флюиде. Соотношения стабильных изотопов кислорода в минералообразующем флюиде рассчитаны в соответствии с уравнениями фракционирования в гидротермальных системах, используя измеренные величины $\delta^{18}\text{O}$ для кварца и средние температуры гомогенизации флюидных включений в кварце. При этом допускалось, что в системах кварц–вода изотопное равновесие между гидротермальным флюидом и отлагавшимися минералами установилось при температуре минералообразования и сохранялось после их отложения.

Было использовано уравнение (Matsuhisa et al., 1979; Zheng, 1999), где T – температура Кельвина:

$$\Delta_{\text{кварц}-\text{H}_2\text{O}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{кварц}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.34 (10^6 / T^2) - 3.31 \quad (3)$$

Рассчитанные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ высокотемпературного флюида, отлагавшего раннюю золото–полиметаллическую ассоциацию на месторождении при 550°C, составляют $+18,0 \pm 1$ ‰ в равновесии с кварцем. Рассчитанные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ флюида, отлагавшего позднюю сурьмянистую ассоциацию при 550°C, составляют $+16,1 \pm 1$ ‰ в равновесии с кварцем. Рассчитанные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ флюида сильно зависят от температуры гомогенизации флюидов (Таблица 18). При $T_{\text{гом}} = 360^\circ\text{C}$ (низкотемпературный флюид) рассчитанная величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ флюида золото–полиметаллической ассоциации будет $+14,6 \pm 1,1$ ‰. В сурьмянистой минерализации низкотемпературного флюида обнаружено не было.

Таблица 18 – Рассчитанные величины $\delta^{18}O_{H_2O}$ при разных температурах

	$\delta^{18}O_{H_2O}$ при 550°C	$\delta^{18}O_{H_2O}$ при 360°C
Золото-полиметаллическая ассоциация	+18,0 ± 1	+14,6 ± 1,1 ‰
Сурьмянистая ассоциация	+16,1 ± 1	–

Значения $\delta^{18}O_{H_2O}$, полученные для температуры гомогенизации 550°C и 360°C, обогащены тяжелым изотопом кислорода относительно магматической воды и соответствуют изотопному составу воды метаморфогенного происхождения (Рисунок 28).

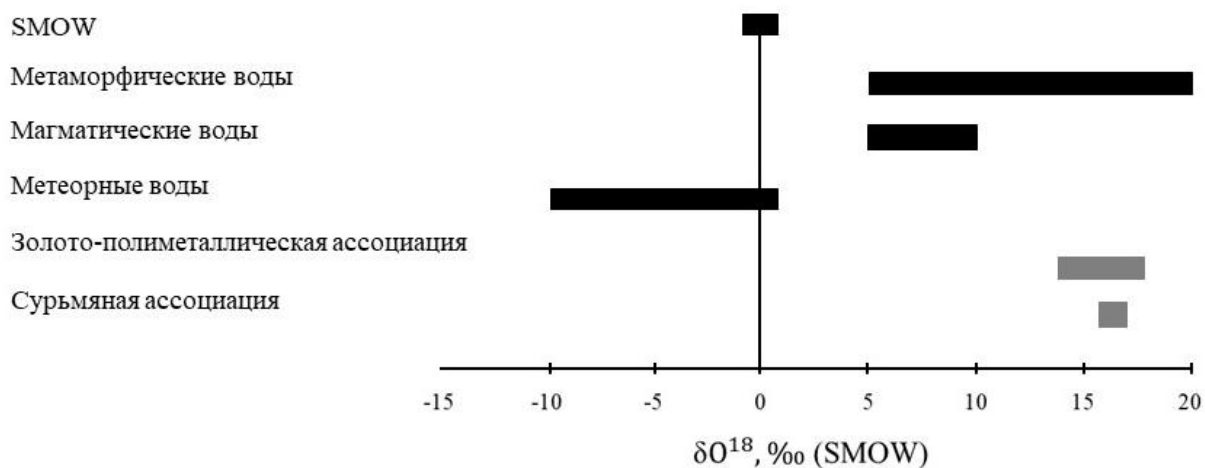


Рисунок 28 – Изотопный состав кислорода золото-полиметаллической и сурьмяной ассоциаций месторождения Ведуга

Выводы

Основной целью данной дипломной работы являлось минералого-геохимическая характеристика этапов формирования рудообразующей системы золоторудного месторождения Ведуга. Приведенные в настоящей работе результаты геологических, изотопно-геохимических, минералого-геохимических и термобарогеохимических исследований золоторудного месторождения Ведуга позволили получить новые данные для решения главной проблемы, поставленной в работе. В заключении можно привести обобщённые выводы, полученные в ходе исследования.

На основе минералого-геохимических, термобарогеохимических и изотопных исследований установлено, что образование золото-сульфидных руд месторождения Ведуга происходило в несколько стадий, которые фиксируются развитием на фоне понижения температуры золото-арсенопиритовой, золото-полисульфидной и сурьмянистой минеральных ассоциаций, причем минералообразование полисульфидной и сурьмяной ассоциаций происходило за счёт частичной перекристаллизации ранних сульфидов.

Формирование золоторудного оруденения месторождения Ведуга происходило с участием высокотемпературных ($> 550^{\circ}\text{C}$) – образование преимущественно кварцевых метасоматитов (кварцитоцитов) и среднетемпературных ($\sim 360^{\circ}\text{C}$) Ca-Na-хлоридных газообразных флюидов средней солёности (7,7 – 8,6 масс.% NaCl-экв.). Впервые обнаруженный во ФВ в кварце золоторудного месторождения ароматический углеводороды – бензол подтверждает высокотемпературный восстановительный характер минералообразующих сред.

Золото транспортировалось восстановленными флюидами углекислотно-углеводородного состава (до 68% CH_4), с примесью азота (до 46%) и сероводорода (до 20%).

Изотопный состав кислорода во флюидах показал, что гидротермальные растворы имеют метаморфогенное происхождение.

Кроме того, в составе руд месторождения впервые выявлен минерал цинкениит (PbSb_2S_4).

Таблица 19 – Сводная таблица температур образования ассоциаций, $^{\circ}\text{C}$

	Золото-арсенопиритовая	Золото-полисульфидная	Сурьмянистая ассоциация
$T^{\circ}\text{C}$ по хлориту-1	290	230	170
$T^{\circ}\text{C}$ по хлориту-2	360	240	180
$T^{\circ}\text{C}$ по Ару	430	360	300

Список литературы

1. Bodnar R.J., Vityk M.O. *Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. Fluid inclusions in minerals, methods and applications.* Virginia Tech, 1994, с. 117–130
2. Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clayton R.N. *Oxygen isotopic fractionation in the system quartz–albite–anorthite–water* // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1979. с. 1131–1140
3. Cathelineau M.; Nieva, D. *A Chlorite Solid Solution Geothermometer the Los Azufres (Mexico) Geothermal System.* *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985, с. 91, 235–244.
4. Cathelineau M *Cation Site Occupancy in Chlorites and Illites as a Function of Temperature.* *Clay Miner.* 1988, с. 471–485
5. Scott S.D. *Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments.* *Mineralogical Magazine,* 1983, с. 427–435
6. Zheng Y.-F. *Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals* // *Geochemical J.* 1999. с. 109–126
7. <https://www.polymetalinternational.com/ru/>
8. Бернштейн П.С. *Условия локализации различных типов золоторудных месторождений Енисейского кряжа.* Труды ЦНИГРИ, 1962, с. 43, 47–55
9. Бискэ Ю.С. *Геология России: курс лекций.* СПбГУ, 2019, с. 79–82
10. Борисенко А.С. *Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии.* Геология и геофизика, 1977, с. 16–27
11. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенев А.М. *Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий?* Доклады Академии Наук, 2008, с. 90–94
12. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. *Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных.* Геология и геофизика, 2016, т.57, №1, с. 63–90
13. Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Бульбак Т.А., Рябуха М.А., Сильянов С.А., Некрасова Н.А., Хоменко М.О., Шапаренко Е.О. *Олимпиадинское золоторудное месторождение (Енисейский кряж): температура, давление, состав*

- рудообразующих флюидов, $\delta^{34}S$ сульфидов, $^3He/^4He$ флюидов, Ar-Ar возраст и продолжительность формирования*, Геология и геофизика, 2019, с. 1310–1329
14. Кукушкин В.И., Горлов М.В. *Проект на проведение поисков и оценки месторождений рудного золота на Ведугинской площади*. Внутренний отчет "Амикана", 2003, с. 46-58
 15. Ли Л.В., Шохина О.И. *Геохимия золота в метаморфических и магматических сериях докембрия (на примере Енисейского кряжа)*. Недра, 1985, 133 с.
 16. Лиханов И.И., Попов Н.В., Ножкин А.Д. *Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Pb и Sm-Nd данные, обстановки формирования*. Новосибирск// Геохимия, 2012, №10, с.966-976
 17. Неволько П.А., Борисенко А.С. *Сурьмяная минерализация на золото-сульфидных месторождениях Енисейского кряжа*. Разведка и охрана недр, 2009, с. 11-14
 18. Некрасова Н.А. *Геология и генезис месторождения Панимба (Енисейский Кряж)*. СФУ, 2019, с. 171
 19. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М., *Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах*. Москва ЦНИГРИ, 1999, с. 5–16
 20. Постельников Е.Е. *Геосинклинальное развитие Енисейского Кряжа в позднем докембрии*. Наука, Москва, 1980, с. 9–11
 21. Сазонов А.М., Кирик С.Д., Сильянов С.А., Баюков О.А., Тишин П.А. *Типоморфизм арсенопирита золоторудных месторождений Благодатное и Олимпиада (Енисейский кряж)*. Минералогия № 3, 2016. с. 53–70
 22. Сазонов А.М., Ананьев А.А., Полева Т.В., Хохлов А.Н., Власов В.С., Звягина Е.А., Федорова А.В., Тишин П.А., Леонтьев С.И. *Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей*. Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies 4, 2010, с. 12–15
 23. Сазонов А.М., Некрасова Н.А., Звягина Е.А., Тишин П.А. *Геохронология гранитов, вмещающих сланцев и руд месторождения золота "Панимба" (Енисейский кряж)* Журнал сибирского федерального университета. серия: техника и технологии, 2016
 24. Сараев В.А., Сазонов А.М. *Вихревая система Енисейского кряжа*. ВИНТИ № 21, с. 50–78
 25. Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В. *Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой*. Геология и геофизика, 2003, с. 76–85

26. Фёдорова А.В., Тишин П.А., Сазонов А.М. *Петрохимические особенности и факторы вариаций состава пород Средне-Татарского свода (Заангарский массив)*. ФСУ, 2011, с. 214–218