

ТОМСКИЙ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ



На правах рукописи

Ятимов Умед Абдурозикович

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД И ГЕНЕЗИС
МАГНЕТИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТАШ
(ЗАПАДНЫЙ КАРАМАЗАР, ТАДЖИКИСТАН)**

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

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

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Южно-Уральском федеральном научном центре минералогии и геоэкологии Уральского отделения Российской академии наук

Научный руководитель:

Масленников Валерий Владимирович

доктор геолого-минералогических наук,
профессор, чл.-корр. РАН, главный научный
сотрудник Южно-Уральского федерального
научного центра минералогии и геоэкологии
Уральского отделения Российской академии наук

Официальные оппоненты:

Конопелько Дмитрий Леонидович

доктор геолого-минералогических наук,
профессор кафедры региональной геологии
Института наук о земле Федерального
государственного бюджетного образовательного
учреждения высшего образования «Санкт-
Петербургский государственный университет»

Петров Георг Аскольдович

доктор геолого-минералогических наук,
профессор кафедры геологии, минералогии и
петрографии факультета геологии и геофизики
Федерального государственного бюджетного
образовательного учреждения высшего
образования «Уральский государственный
горный университет»

Защита диссертации состоится «26» мая 2025 г. в 14 часов 00 минут на заседании диссертационного совета ДС.ТПУ.28 Национального исследовательского Томского политехнического университета по адресу: 634034, г. Томск, ул. Советская, 73, 111 аудитория, «Томский политехнический университет, корпус № 1».



С диссертацией можно ознакомиться в научно-технической библиотеке Томского политехнического университета и на сайте dis.tpu.ru при помощи QR-кода.

Автореферат разослан «_____» _____ 2025 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета ДС.ТПУ.28,
кандидат геолого-минералогических
наук, доцент

A handwritten signature in blue ink, located to the left of the name Yatchik Tamara Yuryevna. The signature is stylized and appears to be 'Якич'.

Якич Тамара Юрьевна

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Месторождение Акташ локализуется в южной части Валерьяново-Бельтау-Кураминской вулканоплутонической дуги, содержащей многочисленные полигенные железорудные месторождения (рис. 1). К настоящему времени сложилось противостояние гидротермально-осадочной [Формозова, 1963; Саркисян, 1984; Рудницкий, Кузнецов, 2014; Петров, 2019] и гидротермально-метасоматической [Жариков, 1959; Баклаев, 1973; Каххаров, 1977; Шабынин и др., 1984; Einaudi et al., 1981; Meinert, 1993; Овчинников, 1998] моделей формирования полигенных железорудных месторождений Валерьяново-Бельтау-Кураминской дуги. В связи с этим актуальной является проблема оценки влияния вулканогенно-осадочных и скарновых процессов на формирование руд комплексных железорудных месторождений с целью установления эволюции железорудного оруденения.

В последние десятилетия в мировой науке особое внимание уделяется комплексным железорудным месторождениям, содержащим попутные цветные редкие и благородные металлы [Williams et al., 2005; Соловьев, 2011; Barton, 2014; Skirrow et al., 2022]. Особенно остро стоит задача определения минеральных и химических форм нахождения попутных редких и благородных металлов. Полноценное решение этой задачи на новом уровне стало возможным в связи с использованием метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС).

В связи с отмеченной актуальностью интересным объектом для исследований стало комплексное железорудно-полиметаллическое месторождение Акташ, расположенное в Кансайском рудном поле (Западный Карамазар, Северный Таджикистан). Месторождение Акташ отличается от других объектов района совмещением магнетитовых и сульфидных руд в пределах рудных тел и развитием Au-Ag-Bi-Te минерализации.

Верхние горизонты, содержащие свинцово-цинковые руды, на месторождении Акташ разведаны и частично отработаны подземным способом [Белоусов, Полотов, 1981ф]. Однако на больших глубинах сохранились крупные залежи недоразведанных сульфидно-магнетитовых руд, требующие дальнейшего изучения. Минеральный состав руд месторождения Акташ ранее изучался преимущественно оптическими методами без инструментального подтверждения состава минералов [Протоdjяконова, 1972]. Применение современных количественных методов микроанализа, дало новую возможность не только количественно подтвердить состав минералов, определенных ранее оптическими методами, но и расширить список редких минералов. Новые данные о минеральном составе руд и типохимизме оксидов железа и сульфидов могут быть актуальны для совершенствования технологий обогащения руд.

Целью работы является создание минералого-геохимической модели формирования магнетит-полиметаллического месторождения Акташ.

Для достижения поставленной цели были решены следующие **задачи**:

- изучить текстурно-структурные особенности, минеральный состав и последовательность формирования рудной минерализации;
- установить разновидности магнетита, образованные на разных стадиях минералообразования и сравнить типохимизм доскарновых и скарновых разновидностей магнетита;
- определить количественные содержания элементов-примесей и формы нахождения элементов-примесей в сульфидах различных минеральных типов руд;
- на основе данных стабильных изотопов и термобарогеохимических исследований флюидных включений установить источники S, C, O и условия рудообразования.

Объект исследования: минеральные типы руд магнетит-полиметаллического месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан).

Фактическая основа. Работа основана на материалах полевых работ, проведенных автором в период 2015–2023 гг. во время работы геологом в Кайраккумской комплексной геологоразведочной экспедиции (г. Гулистон, Таджикистан), учебы в очной аспирантуре Южно-Уральского государственного университета (ЮУрГУ, г. Челябинск), а также во время работы младшим научным сотрудником в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс). В процессе

работы было отобрано и изучено более 200 образцов руд и пород. Фактический материал включает 235 полированных, 50 прозрачных и 25 двусторонне-полированных шлифов, изученных оптически. В работе использованы фондовые материалы Кайракумской комплексной геологоразведочной экспедиции.

Методы исследований. Отобранные образцы изучались оптическими, рентгеноструктурными, химическими и микрозондовыми методами на лабораторной базе Южно-Уральского Федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс). Оптическое изучение минералов проводилось на микроскопе Olympus BX51 с цифровой приставкой Olympus DP12. Состав минералов исследован с помощью растрового электронного микроскопа РЭММА-202М, оснащенного энергодисперсионной приставкой, и микроскопа Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act, аналитики В.А. Котляров, И.А. Блинов, М.А. Рассомахин (более 500 анализов). Рентгенофазовые анализы минералов и руд получены методом дифрактометрии на приборе Shimadzu-6000, излучение Cu-K α , аналитик П.В. Хворов (19 проб). Картины дифракции отраженных электронов для уточнения структуры редких минералов получены с использованием сканирующего электронного микроскопа HITACHI S-3400N с детектором дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD) Oxford HKLNordlys Nano (Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), аналитик В.В. Шиловских (35 картин EBSD)). Спектры комбинационного рассеяния света (КР) получены для диагностики редких минералов на рамановском спектрометре Horiba Jobin Yvon HR 320, оборудованным стандартным HeNe лазером, аналитик С.М. Лебедева (24 спектра КР). Атомно-абсорбционные анализы руд проведены на спектрофотометре Perkin-Elmer 3100, аналитик К.А. Филиппова (20 анализов). Силикатный анализ пород проводился по стандартной методике, аналитики М.С. Свиренко, М.Н. Маляренко (26 анализов). Содержание элементов-примесей в рудах определялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС), аналитик К.А. Филиппова (18 анализов), в рудных минералах методом ЛА-ИСП-МС на масс-спектрометре Agilent 7700x с программным комплексом MassHunter и лазерным пробоотборником New Wave Research UP-213, аналитик Д.А. Артемьев (более 400 точек анализов). Расчёт проводился в программе Iolite. Изотопные составы С, О и S определялись на масс-спектрометре Delta^{plus} Advantage фирмы Thermo Finnigan, аналитик С.А. Садыков (110 анализов). Термобарогеохимические исследования флюидных включений в кальците с целью установления условий образования руд проводились в термокамере Linkam TMS-600 (ЮУрГУ), аналитик Н.Н. Анкушева (152 определения температур гомогенизации флюидных включений).

Личный вклад автора заключается в непосредственном участии во всех этапах исследований: сборе первичных материалов, подготовке проб для анализов, выполнении минералого-петрографических исследований, проведении статистической обработки результатов, интерпретации и обобщении полученных данных.

Защищаемые положения:

1. По текстурно-структурным признакам и последовательности минералообразования в рудах месторождения Акташ выявлено два этапа формирования: 1) доскарновый, включающий железнанакопление в придонных условиях и дальнейшее преобразование в условиях диагенеза и 2) скарновый с метасоматическим формированием поздних разновидностей магнетита, силикатов и сульфидов.

2. Доскарновые разновидности магнетита, за исключением обломковидного с включениями силикатов, характеризуются низкими содержаниями большинства элементов-примесей и легким изотопным составом кислорода. Скарновый незональный магнетит отличается высокими содержаниями Mg, Al, Mn, Ti, V, Zn и Cr, а также относительно тяжелым изотопным составом кислорода.

3. Минеральные типы руд месторождения Акташ отличаются ассоциациями редких минералов и, соответственно, содержанием элементов-примесей в сульфидах: 1) для сульфидно-магнетитовых руд характерны висмутовая минерализация и изоморфные примеси Bi, Ag, Se, Te

и Cd; 2) в халькопирит-пирротиновых рудах доминирует теллуру-висмутовая минерализация; 3) в галенит-сфалеритовых рудах Bi, Ag, Se, Te и Cd концентрируются лишь в изоморфной форме.

4. Основным источником серы для сульфидов месторождения Акташ послужили сульфатно-карбонатные эвапориты, а карбонаты, ассоциирующие со скарнами, несут изотопные признаки как магматогенно-гидротермального, так и осадочного происхождения.

Научная новизна. Обнаружены новые для месторождения Акташ минеральные виды (некоторые из них – впервые для Карамазара): самородный висмут, эмплектит, виттихенит, айкинит, фридрихит, зальцбургит, бисмит, заварицкит, цумоит, пильзенит, штютцит, аргентит, ютенбогаардит, глаукодот, пирофанит, перовскит, кальцитрит, цирконолит, флюоборит, торит, бадделеит и джонбаумит. Впервые на месторождении выявлены доскарновые и скарновые разновидности магнетита, каждая из которых характеризуется своими содержаниями элементов-примесей и изотопного состава кислорода, отражающими условия минералообразования. Доказано, что сульфиды в разных минеральных типах руд характеризуются своими содержаниями элементов-примесей. Изотопный состав O и C карбонатов и изотопный состав S сульфидов свидетельствует об участии магматогенно-гидротермальных флюидов и осадочных сульфатно-карбонатных пород в рудообразовании.

Практическая значимость. Результаты изучения минерального состава руд и элементов-примесей рудных минералов могут иметь практическое значение для совершенствования схем комплексной переработки руд месторождения Акташ и других аналогических месторождений Западного Карамазара. Дана оценка перспективности извлечения попутных компонентов, содержащихся в недоразведанной сульфидно-магнетитовой залежи, погружающей на глубину более 500 м. Рекомендуются кроме обогащения магнетита и собственных минералов Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Bi, извлекать попутные элементы, изоморфно входящие в галенит (Bi, Ag, Te, Se) и сфалерит (Cd). Низкие содержания токсичных элементов в пирите можно рассматривать как положительный фактор при оценке экологических рисков отработки сульфидно-магнетитовой залежи, переработки руд и формирования пиритового хвостохранилища.

Апробация работы. Работа выполнена в лаборатории минералогии рудогенеза и лаборатории междисциплинарных исследований природных и синтетических материалов Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. Основные результаты диссертационной работы докладывались и обсуждались на Республиканской научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и сотрудников Таджикского национального университета (ТНУ), посвященной «20-ой годовщине Дня национального единства» и «Году молодёжи» (Душанбе, 2017), на заседаниях научных молодежных школ «Металлогения древних и современных океанов» (Миасс, 2018, 2019, 2020, 2022, 2024), «Уральская минералогическая школа» (Екатеринбург, 2019, 2020, 2023), «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2023, 2024), на XXII симпозиуме по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова (Москва, 2019), на Всероссийской конференции, проводимой в рамках мероприятий, посвященных 300-летию РАН «Минералообразующие системы месторождений высокотехнологичных металлов: достижения и перспективы исследований» (Москва, 2023) и на Всероссийской научной конференции «Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах» (Уфа, 2024).

Публикации. По результатам исследований опубликовано 24 работы, в том числе 10 статей в журналах, входящих в перечень рецензируемых научных изданий ВАК РФ, 5 из которых индексируются также в международных реферативных базах данных научного цитирования Web of Science и Scopus.

Благодарности. Автор глубоко признателен своему научному руководителю член-корр. РАН, профессору, д.г.-м.н. В.В. Масленникову за создание благоприятной атмосферы для научных исследований, помощь в выполнении работы и обсуждение ее результатов. Особая благодарность выражается директору ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН д.г.-м.н. В.Н. Удачину за всестороннюю поддержку, к.г.-м.н. Н.Р. Аюповой, д.г.-м.н. Е.В. Белогуб, м.н.с. А.С. Целуйко и к.г.-м.н. Е.Е. Паленовой за плодотворное обсуждение работы и помощь в интерпретации

данных, аналитикам к.г.-м.н. В.А. Котлярову, к.г.-м.н. Д.А. Артемьеву, к.г.-м.н. Н.Н. Анкушевой, к.г.-м.н. С.А. Садыкову, к.г.-м.н. И.А. Блинову, М.А. Рассомахину, к.г.-м.н. К.А. Филипповой, к.г.-м.н. В.В. Шиловских (СПбГУ), к.г.-м.н. П.В. Хворову, к.г.-м.н. С.М. Лебедевой, М.С. Свиренко, М.Н. Маляренко и Т.М. Рябухиной (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН); сотрудникам Института геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии академии наук республики Таджикистан, член-корр., д.г.-м.н. А.Р. Файзиеву и к.г.-м.н. Н.С. Сафаралиеву за помощь и бесценные консультации. Автор благодарен геологам Кайраккумской комплексной геологоразведочной экспедиции И. Нурибоеву, Дж. Хафизову, Т. Шарифбоеву, С. Гуломайдарову и А. Худоёрову, а также директору Архитектурно-строительного института ЮУрГУ д.т.н. Д.В. Ульриху за содействие при проведении полевых работ.

Исследования были поддержаны РНФ (проект № 22-17-00215, «Создание минералого-геохимической теории гальмиролиза как фактора субмаринного железнакопления в осадочно-вулканогенных палеобассейнах») и выполнялись в рамках государственных бюджетных тем Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (№ АААА-А19-119061790049-3, № 122031600292-6).

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ И ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и содержит 221 страницы текста, 85 рисунков, 52 таблицы. В списке литературы – 257 наименований, из них 6 – фондовые материалы.

Во **введении** обоснована актуальность исследования, степень разработанности проблемы, определены цели и задачи работы, представлены научная новизна и практическая значимость, обозначен личный вклад автора и данные об апробации работы. В **первой** главе приведены сведения о геологическом строении магнетит-полиметаллического месторождения Акташ. **Вторая** глава посвящена минералогической характеристике и химическим особенностям рудных и нерудных минералов в различных типах руд на месторождении. В **третьей** главе отражены типохимические особенности различных морфологических разновидностей магнетита. В **четвертой** главе охарактеризованы содержания элементов-примесей в пирите, пирротине, халькопирите, сфалерите и галените в различных минеральных типах руд. В **пятой** главе представлены результаты изотопных и термобарогеохимических исследований, дана интерпретация минералого-геохимических условий формирования месторождения, показана разработанная модель формирования месторождения. В **шестой** главе приведено практическое значение результатов работы. В **заключении** изложены основные выводы, полученные в ходе исследований.

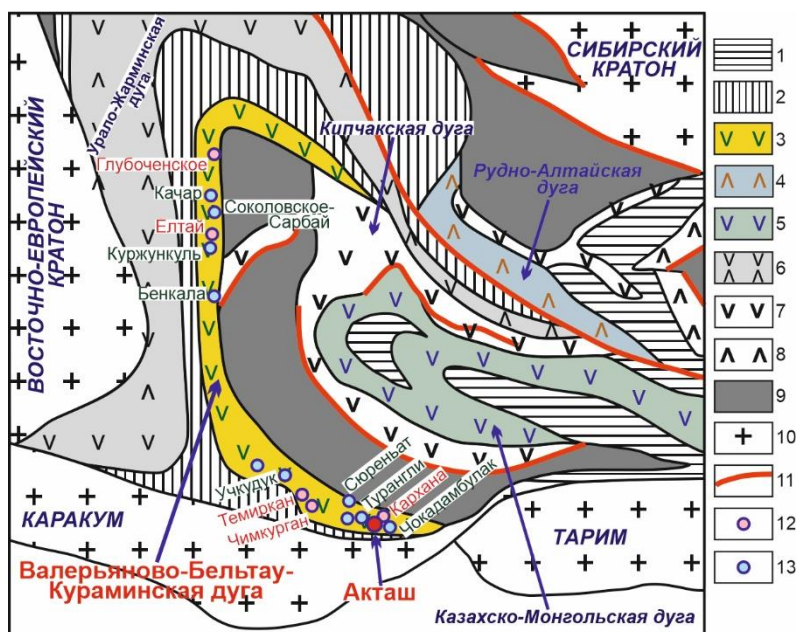
1. По текстурно-структурным признакам и последовательности минералообразования в рудах месторождения Акташ выявлено два этапа формирования: 1) доскарновый, включающий железнакопление в придонных условиях и дальнейшее преобразование в условиях диагенеза и 2) скарновый с метасоматическим формированием поздних разновидностей магнетита, силикатов и сульфидов.

Месторождение Акташ расположено в пределах рудного района Карамазара, приуроченного к юго-западной части Кураминской зоны Чаткало-Кураминского террейна Срединного Тянь-Шаня, относящегося к южной активной континентальной окраине Палеоказахстана (рис. 1). Кураминская зона является юго-восточным окончанием Валерьяново-Бельтау-Кураминской вулcano-плутонической дуги, сформированной в обстановке андского типа по мере погружения Уральской и Туркестанской океанических плит под Палеоказахстанский континент в раннем девоне и активизированной в раннем и среднем карбоне [Yakubchuk et al., 2005; Seltsmann et al., 2014; Konopelko et al., 2017].

Вдоль Валерьяново-Бельтау-Кураминской дуги локализованы многочисленные вулканогенно-осадочные и скарновые железорудные месторождения главного железорудного пояса Тургай – Валерьяновской зоны и магнетитового пояса Бельтау-Кураминской зоны (рис. 1) [Тушевский, 1966; Дымкин, Пругов, 1980; Крикунова и др., 2012]. На восточном окончании магнетитового пояса Бельтау-Кураминской зоны сосредоточены железорудные месторождения

Западного Карамазара: Чокадамбулакская группа, Акташ, Шевчуковское, Канташ, Айнабулак, Турангли и Катар-Булак (Пурасрор).

Рисунок 1 – Геотектоническая схема Средней Азии и прилегающих территорий, с дополнениями по [Seltmann et al., 2005]: 1 – недифференцированные протерозойские и мезозойские аккреционные комплексы; 2 – аккреционные комплексы в шовных задуговых и внутридуговых бассейнах; 3 – средне- и позднепалеозойская Валерьяново-Бельтау-Кураминская дуга; 4 – средне-позднепалеозойская Рудно-Алтайская дуга; 5 – средне-позднепалеозойская Казахско-Монгольская дуга; 6 – средне-позднепалеозойская Урало-Жарминская дуга; 7 –



позднеллопротерозойская и нижнепалеозойская Кипчакская дуга; 8 – позднеллопротерозойская и нижнепалеозойская Тувино-Монгольская дуга; 9 – протерозойские доуралиды и добайкаиды; 10 – докембрийские кратоны и микроконтиненты; 11 – зона сутуры; 12 – вулканогенно-осадочные железорудные месторождения; 13 – скарновые железорудные месторождения.

Сульфидно-магнетитовые руды месторождения Акташ слагают крутопадающие линзообразные тела мощностью от 10 до 40 м среди полосчатых карбонат-серпентин-гранат-пироксеновых пород и прослежены по простиранию на 100–300 м. Сульфидно-магнетитовые руды представляют собой чередование магнетитовых полос с полосами, состоящими из нерудных минералов и сульфидов (рис. 2, а–в). Полосы обладают выдержанной мощностью, часто характеризуются пережимами и раздувами, иногда наблюдается их расщепление на более тонкие полосы. Магнетитовые полосы нередко имеют асимметричное строение, характерное для слоистых руд: в нижней части наблюдаются более крупнозернистые агрегаты магнетита по сравнению с верхней частью; верхние границы ровные, нижние со знаками нагрузки и содержат реликты нерудных минералов (рис. 2б). Нерудные полосы представлены пироксеном диопсид-геденбергитового ряда, серпентином и гранатомgrossуляр-андрадитового состава, которые также имеют асимметричное строение. Как в магнетитовых, так и в скарновых полосах наблюдается наложенная сульфидная минерализация в виде неравномерно рассеянной вкрапленности, тонких прожилков и скоплений пирита, халькопирита, галенита и сфалерита. Сульфидные полосы состоят из пирита, образованного в результате замещения магнетита (рис. 2в). Кроме сульфидно-магнетитовых руд встречаются вкрапленные, прожилковые, пятнистые и массивные халькопирит-пирротитовые и галенит-сфалеритовые руды, представленные столбообразными, жилообразными телами и мелкими линзами в карбонатных породах.

По результатам структурного травления в магнетитовых и скарновых полосах установлены несколько морфологических разновидностей магнетита: обломковидный псевдоморфный (Mt-1h), дендритовидный (Mt-1d), волокнистый (Mt-1f), радиально-лучистый (Mt-1r), колломорфно-почковидный (Mt-1c), зональный (Mt-2s), удлиненно-пластинчатый (мушкетовит) (Mt-3m) и незональные метакристаллы (Mt-4e) (рис. 3).

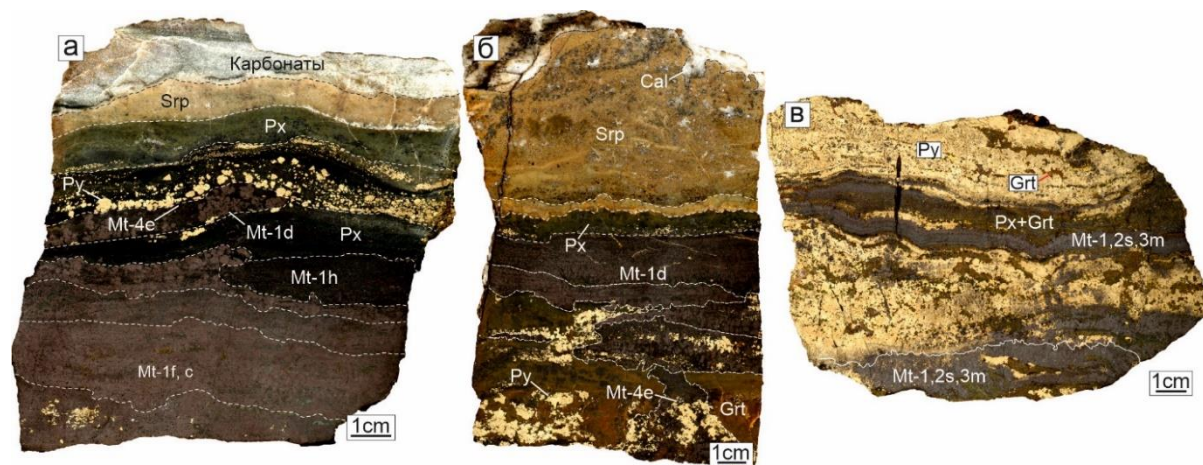


Рисунок 2 – Массивно-полосчатая (а), пятнисто-полосчатая (б) и полосчатая (в) текстура сульфидно-магнетитовых руд на контакте со скарнами. Пироксен (Px), гранат (Grt), серпентин (Srp), пирит (Py). Магнетит: Mt-1h – обломковидный, Mt-1d – дендритовидный, Mt-1f – волокнистый, Mt-1c – колломорфно-почковидный, Mt-2s – зональный, Mt-3m – мушкетовит, Mt-4e – незональный.

Обломковидный магнетит представляет собой обособления стустково-зернистой и пористой, иногда атоллоидной структур в пироксеновых полосах (рис. 3а). В его агрегатах наблюдаются многочисленные включения нерудных минералов. Дендритовидный магнетит образует ветвящиеся агрегаты относительно других доскарновых разновидностей крупного размера в ассоциации с пироксеном и обломковидными агрегатами магнетита (рис. 3б). Волокнистый магнетит состоит из плотных параллельных волокон (рис. 3в). Волокнистые агрегаты магнетита часто обрастают сначала колломорфно-почковидным, а затем зональным магнетитом.

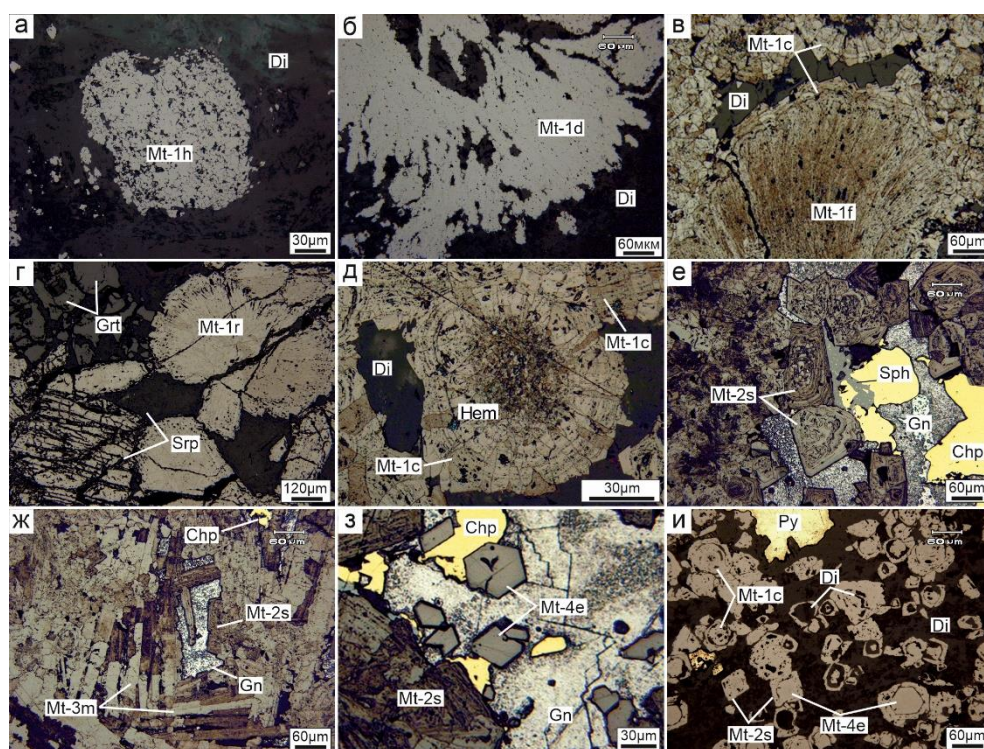


Рисунок 3 – Морфологические разновидности магнетита месторождения Акташ: а – обломковидный (Mt-1h); б – дендритовидный (Mt-1d) в – волокнистый (Mt-1f) обрастает колломорфно-почковидным (Mt-1c) и зонально-субгедральным (Mt-2s); г – радиально-лучистый (Mt-1r); д – колломорфно-почковидный; е – зонально-субгедральным в ассоциации с сульфидами; ж – кристаллы мушкетовита (Mt-3m); з – незональный эвгедральный (Mt-4e); и – замещение колломорфно-почковидного магнетита диопсидом с последующим отложением незонального эвгедрального магнетита. Нерудные минералы:

диопсид (Di), гранат (Grt), серпентин (Srp); сульфиды: пирит (Py), халькопирит (Chp), галенит (Gn), сфалерит (Sph).

Обломковидные, дендритовидные и волокнистые разновидности магнетита распространены локально в незначительных количествах. Основную массу магнетитовых полос составляют радиально-лучистый, колломорфно-почковидный, зональный и незональный разновидности магнетита, а также мушкетовит. Радиально-лучистые агрегаты магнетита находятся обычно в ассоциации с пироксеном, гранатом и прожилками серпентина (рис. 3г). Колломорфно-почковидный магнетит образует небольшие округлые зерна, ядра которых состоят из тонкозернистого обломочного магнетита (рис. 3д). Часто наблюдается обрастание его зерен зональным магнетитом.

Зональные субгидральные кристаллы магнетита, содержащие в ядре фрагменты обломковидного и колломорфно-почковидного магнетита, широко распространены в магнетитовых полосах в ассоциации с крупными удлиненно-пластинчатыми кристаллами мушкетовита (рис. 3е, ж). Наиболее поздние незональные метакристаллы магнетита размером до 100 мкм наблюдаются в виде отдельных эвгидральных кристаллов в сульфидах и пироксене (рис. 3з, и).

Текстурно-структурные особенности руд, последовательность роста морфологических разновидностей магнетита и характера взаимоотношений их с сульфидами и скарновой минерализацией свидетельствуют в пользу двухэтапной модели формирования руд месторождения Акташ с выделением доскарнового и скарнового этапов (рис. 4).

Доскарновый этап связан с формированием и придонным преобразованием вулканогенно-осадочных отложений раннего и среднего девона (рис. 4а). Известно, что вулканогенно-осадочные породы являются неотъемлемой составляющей рудовмещающих разрезов гематит-магнетитовых месторождений, локализованных в Кураминской зоне: Чимкурбан, Темиркан, Канташ, Чокадамбулакской группы и Катар-Булак (Пурасор) [Тушевский, 1966; Филев и др., 1968ф; Крикунова и др., 2012]. Однако на месторождении Акташ первичные вулканогенно-осадочные породы интенсивно изменены до флогопит-серпентин-гранат-пироксеновых пород.

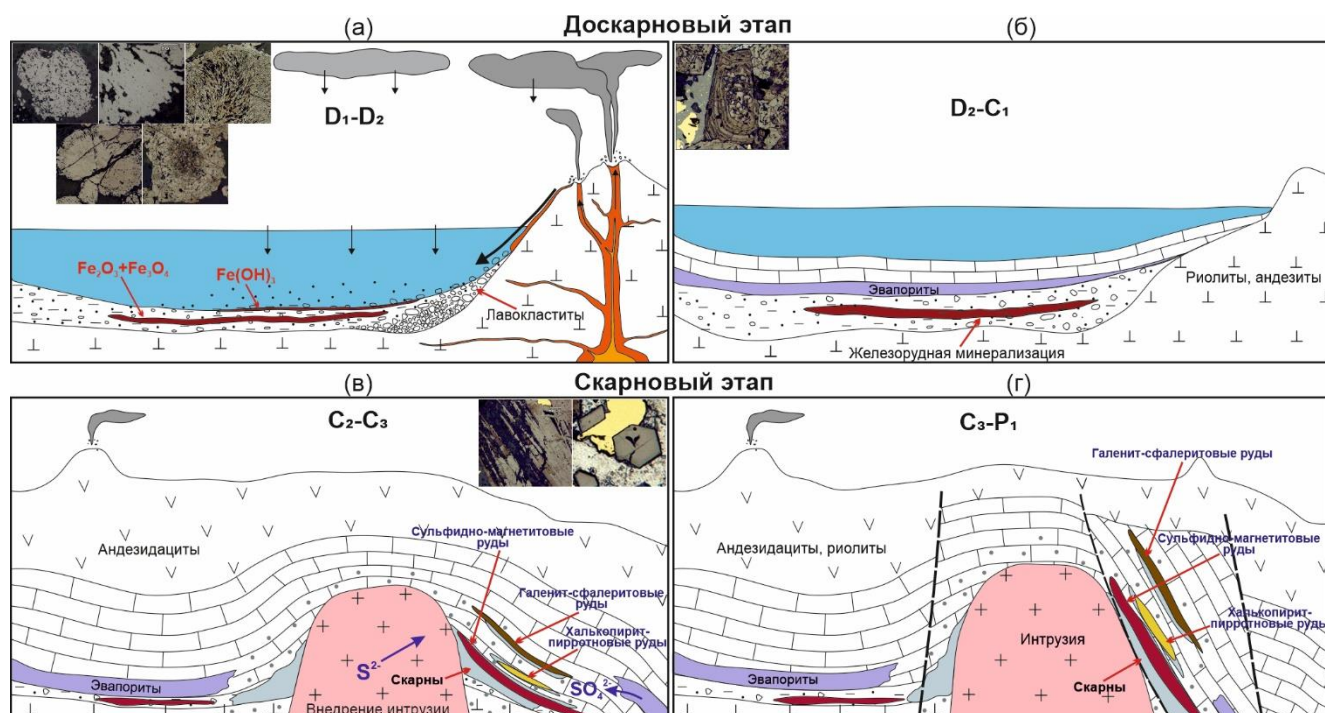


Рисунок 4 – Схематическая модель формирования руд месторождения Акташ.

По аналогии с неметаморфизованным железорудным месторождением Качар в северной части Валерьяновско-Бельтау-Кураминской вулcano-плутонической дуги [Масленников и др.,

2024] предполагается, что при подводном разложении (гальмиролизе) известковистых гиалокластических илов происходило формирование палагонитов-сметитов, а затем их замещение окси-гидроксидами железа, как результат высвобождения элементов при изменении гиалокластов. При дальнейших диагенетических преобразованиях в окислительных условиях формируются железистые отложения (гематит-1) в виде слоистых придонных руд. На стадии диагенеза в окисдно-железистых осадках образовались псевдоморфные обломковидные, иногда атоллоидные агрегаты магнетита-1h за счет псевдоморфного замещения гематита (рис. 5а). Атоллоидные каймы магнетита, обнаруженные в рудах месторождения Акташ, напоминают реакционные каймы гематита вокруг гиалокластов вулканогенно-осадочного железорудного месторождения Чимкурбан (Узбекистан) (рис. 5б). Атоллоидные и обломковидные гематитовые, гематит-магнетитовые и магнетитовые псевдоморфозы по вулканокластам встречаются на многих колчеданных [Maslennikov et al., 2012] и стратиформных магнетитовых месторождениях Урала и Тургайского пояса, формирование которых связывается с гальмиролитическими и диагенетическими процессами в гиалокластических осадках [Рудницкий и др., 2013; Аюрова et al., 2021; Масленников и др., 2024]. Псевдоморфные гематитовые руды впервые были интерпретированы как продукты гальмиролиза вулканического стекла на месторождении Лан-Диль (Германия) [Hümmel, 1922]. В целом, формирование смектитов, гидроксидов и оксидов железа – характерная черта гальмиролиза вулканического стекла в современных осадках на дне океанов [Дриц, Косовская, 1990; Япаскерт, 2008].

Дендритовидные, волокнистые и радиально-лучистые агрегаты магнетита-1, вероятно, образовались за счет замещения бактериоморфных структур. Волокнистые структуры магнетита-1 напоминают строение колоний фоссилизированных железобактерий, реликты которых нередко встречаются в железных рудах [Страхов 1947; Розанов и др., 2016; Аюпова, 2024]. Радиально-лучистые агрегаты магнетита сходны со сфероидально-лучистыми биогенными структурами в рудах вулканогенно-осадочных железорудных формаций Курской магнитной аномалии (КМА) [Чухров, 1975; Новиков и др., 2017]. На этом же этапе образовались колломорфно-почковидные агрегаты магнетита-1. Аналогичные колломорфные агрегаты магнетита обнаружены в магнетитовых рудах месторождений Чокадамбулакской группы, для образования которых предполагается участие коллоидных растворов [Онтюев, 1959; Бутузова, 1968; Власова и др., 1972].

Зональные субгедральные кристаллы магнетита (Mt-2s) нарастали на агрегаты колломорфного магнетита, в более поздних процессах диагенеза (рис. 4б). Зональные кристаллы диагенетического магнетита с реликтами гематита и псевдоморфоз магнетита по пластинчатому гематиту, широко представлены на магнетитовых месторождениях, не ассоциирующих со скарнами [Аюрова et al., 2021]. Одновременно с образованием магнетита-2 формировались пластинчатые кристаллы гематита-2 в результате замещения слоистых силикатов, являющихся продуктами диагенеза смектитов в первичных железистых отложениях. Скорее всего, из-за интенсивной

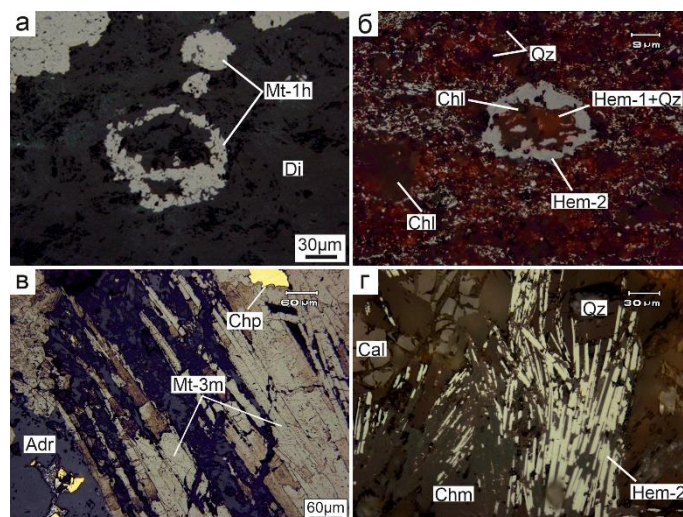


Рисунок 5 – Разновидности магнетита в рудах месторождения Акташ (а, в) и гематит вулканогенно-осадочных месторождений Чимкурбан (б) и Канташ (г) Кураминской зоны: а – обломковидные атоллоидные агрегаты магнетита (Mt-1h); б – обломковидные атоллоидные агрегаты гематита (Hem-2), в центре – тонкодисперсные гематит-кварцевые агрегаты (Hem-1+Q) с фрагментами хлоритизированного гиалокласта (Chl); в – мушкетовит (Mt-3m); г – удлиненные пластинчатые кристаллы гематита в тесном срастании с шамозитом (Shm) в кальцит-кварцевой ассоциации (Cal, Qz).

мушкетовитизации пластинчатого гематита, он не сохранился в рудах месторождения Акташ (рис. 5в). Такие пластинчатые кристаллы гематита в ассоциации с шамозитом, кальцитом и кварцем сохранились на вулканогенно-осадочном рудопроявлении Канташ Западного Карамазара (рис. 5г).

Скарновый этап связан с внедрением интрузии гранодиоритов в среднем карбоне [Бобоходжаев, 1986; Konopelko et al., 2017] (рис. 4в). На этом этапе палагонит-сметит-карбонатные отложения доскарнового этапа были превращены в флогопит-серпентин-гранат-пироксеновые породы. В это же время сформировались псевдоморфозы магнетита-3 по пластинчатым кристаллам гематита-2 и граната по шамозиту и кальциту (рис. 5в, г), а также незональные метакристаллы магнетита-4 и ассоциирующие с ними сульфидные минералы. На этом этапе вместе с сульфидами образовались висмутовые минералы и теллуриды висмута и серебра. Наименее устойчивые колломорфные и тонкозернистые агрегаты, слагавшие ядра зональных субгедральных зерен магнетита-2 замещались скарновыми минералами и метакристаллами незонального магнетита-4. Метакристаллы незонального магнетита-4 цементируются халькопиритом, сфалеритом, галенитом и пиритом. В некоторых кристаллах магнетита-4 встречаются реликты раннего пирротина. Вследствие тектонических нарушений стратиформные пластообразные тела железных руд изменили свое первичное залегание и приобрели крутопадающее положение (рис. 4г).

В целом, в пользу гидротермально-осадочной модели железнакопления свидетельствует тонкая слоистость магнетитовых руд, переслаивание слоев с вулканогенно-осадочными породами, асимметричное строение слоев, накопление магнетита в кровле вулканокластических ритмов, наличие рудокластов и ксенолитов руды в интрузивах [Дебриков, 1964; Беляшов, 1978; Белевцев и др., 1983; Формозова, 1968; Дымкин, 1966; Белевцев, 1982; Ивлев, 2009; Калугин, 1985; Кассандров, 2010; Atapour et al., 2017]. Однако сторонниками гидротермально-метасоматической модели указывается на признаки метасоматического происхождения тонкослоистых (полосчатых) магнетитовых руд [Овчинников, 1998]. Гальмиролитическая модель в комбинации со скарновой моделью на примере месторождения Акташ во многом объясняет сочетание седиментологических и метасоматических признаков железнакопления.

Таким образом, разновидности магнетита в рудах месторождения Акташ отражают последовательность преобразования железистых отложений, связанных с различными этапами рудообразования. На доскарновом этапе образовались обломковидный, дендритовидный, волокнистый, радиально-лучистый, колломорфно-почковидный и зональный магнетит, а на скарновом этапе – мушкетовит и незональный магнетита с последующим отложением сульфидов и редких минералов.

2. Доскарновые разновидности магнетита, за исключением обломковидного с включениями силикатов, характеризуются низкими содержаниями большинства элементов-примесей и легким изотопным составом кислорода. Скарновый незональный магнетит отличается высокими содержаниями Mg, Al, Mn, Ti, V, Zn и Cr, а также относительно тяжелым изотопным составом кислорода.

Разновидности магнетита доскарнового и скарнового этапов существенно отличаются по содержаниям элементов-примесей и соотношению изотопов кислорода. Наиболее характерными элементами в составе магнетита являются элементы-примеси: Mg, Al, Mn, Ti, V, Cr, Zn, а также As, Sb, Mo, W, Ni, содержания которых в разновидностях магнетита по данным ЛА-ИСП-МС широко варьируют (от 0.02 до 16000 г/т). Далее для сравнения элементов-примесей в разновидностях магнетита использовалось медианное содержание.

Обломковидный магнетит-1 (Mt-1h) характеризуется более высокими содержаниями Mg, Al, Ti, V, Cr, W и Ni по сравнению с другими разновидностями магнетита-1, за счет присутствия включений силикатных (диопсид, андрадит) и акцессорных (титанит, шеелит) минералов (рис. 6). Содержания As, Sb и Mo ниже, чем в других разновидностях магнетита-1, а содержания Ni также повышенные по сравнению с поздними разновидностями магнетита (Mt-2, Mt-3, Mt-4).

Дендритовидный магнетит-1 (Mt-1d) характеризуется пониженными содержаниями Mg, Al, Mn и W, повышенными Mo, Sb и As относительно обломковидного и наименьшим количеством Cr по сравнению с остальными разновидностями магнетита-1. Содержания Ti и Zn сопоставимы, а V в два-три раза ниже по сравнению с обломковидным магнетитом-1.

Волокнистый магнетит-1 (Mt-1f) отличается максимальными содержаниями Mo, As, Sb и минимальными значениями содержаний Ti, V, Ni среди других разновидностей магнетита (рис. 6).

Радиально-лучистый магнетит-1 (Mt-1r) содержит меньше Mg, Al, Mn, Ti, V, Zn, As, Sb, Mo и W относительно других разновидностей магнетита-1. Содержания Ti, V, Cr, Ni, Sb и Mo выше по сравнению с волокнистым и обломковидным магнетитом-1.

Колломорфно-почковидный магнетит-1 (Mt-1c) характеризуется повышенными содержаниями Mg, Al, Ti, V, Mn, Ni, Zn, As, Sb, W, преобладающими над содержаниями элементов-примесей в радиально-лучистом магнетите-1, а содержания Cr, Ni и Mo сопоставимы (рис. 6).

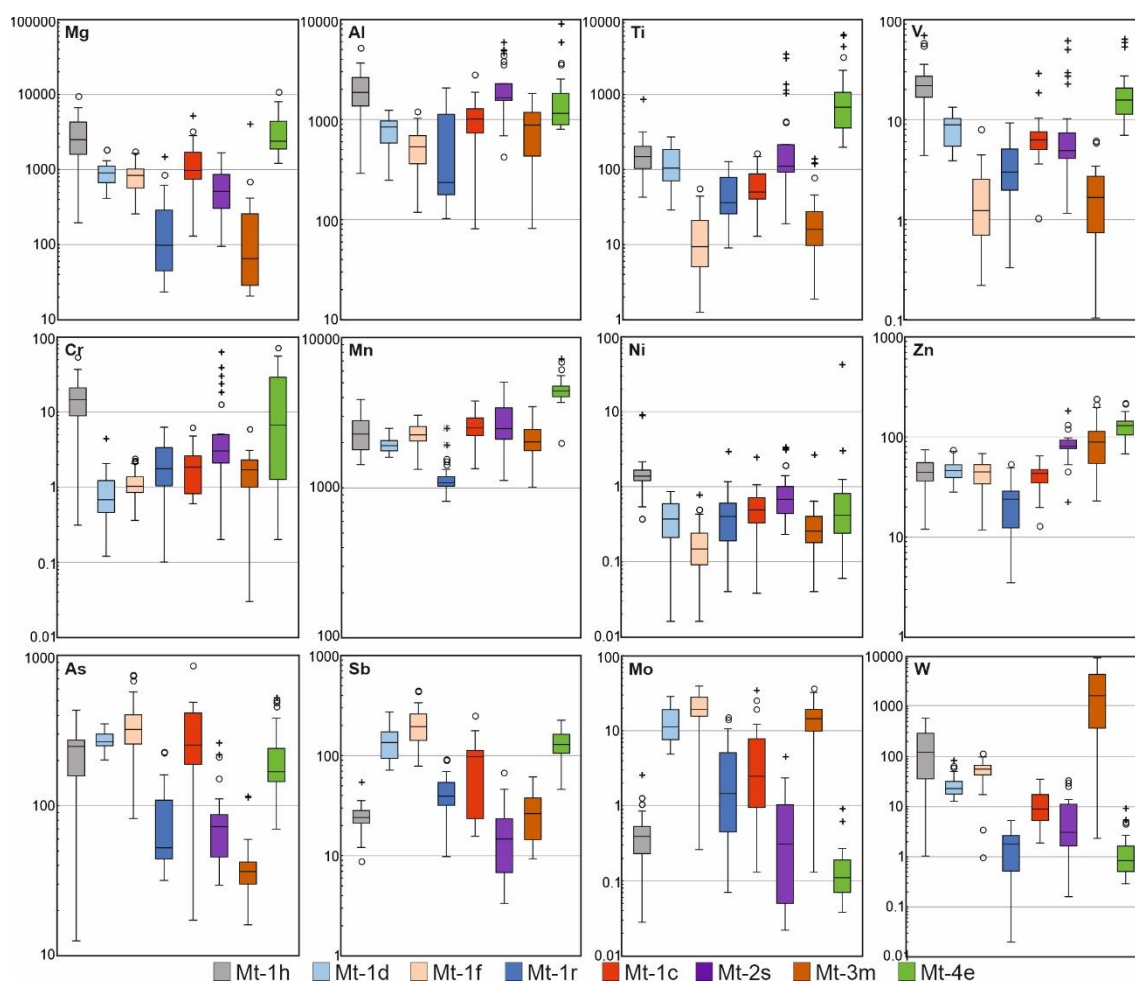


Рисунок 6 – Распределение элементов-примесей в разновидностях магнетита руд месторождения Акташ. Окрашенные прямоугольники ограничены по вертикали 25 и 75 % квантилями, горизонтальная линия в прямоугольниках – значения медианы. Вертикальные линии характеризуют минимальные и максимальные значения. Кресточки и кружочки за пределами вертикальных линий – аномальные выбросы и крайности. Магнетит: Mt-1h – обломковидный Mt-1d – дендритовидный, Mt-1f – волокнистый, Mt-1c – колломорфно-почковидный, Mt-1r – радиально-лучистый, Mt-2s – зональный, Mt-3m – удлиненно-пластинчатый (мушкетовит), Mt-4e – незональный.

В зональном магнетите-2 (Mt-2s) содержания Al, Ti, Cr, Mn, Ni, Zn выше, чем в ранних разновидностях магнетита-1 (кроме обломковидного), а содержания Mg, As, Sb, Mo и W ниже. Также в нем в отличие от мушкетовита наблюдаются повышенные содержания большинства

элементов-примеси, кроме Sb, Mo и W, при этом содержания Mo и W выше, чем в незональном магнетите-4.

Удлиненно-пластинчатый магнетит-3 или «мушкетовит» (Mt-3m) по сравнению с ранними разновидностями магнетита-1 и зонального магнетита-2, характеризуется пониженными содержаниями Mg, Ti, V, Ni, As и Sb и относительно повышенными содержаниями W, Mo и Zn (рис. 6). Отличительная черта магнетита-3 – аномально высокие содержания W (при среднем содержании 3108 г/т).

В незональном магнетите-4 (Mt-4e) в отличие от других разновидностей магнетита установлены максимальные содержания Mg, Al, Mn, Ti, V, Cr и Zn и минимальные содержания W и Mo (рис. 6). Содержания Al, V и Cr ниже, чем в обломковидном магнетите.

Таким образом, содержания элементов-примесей в доскарновых разновидностях магнетита ниже, чем в скарновых. Большинство элементов-примесей в магнетите скарнового этапа унаследованы от доскарновых разновидностей магнетита, однако при скарнировании в несколько раз увеличиваются концентрации Ti, V, Cr, Mn и Zn и уменьшаются содержания Mo и W. Повышенные содержания и большой разброс Mg, Al и Mn в доскарновых разновидностях магнетита могут быть связаны с включениями силикатов. Пониженные содержания большинства элементов-примесей в разновидностях магнетита доскарнового этапа согласуются с низкими содержаниями элементов-примесей магнетита вулканогенно-осадочных месторождений [Чернышева и др., 1981, 1989; Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018]. Повышенные содержания As, Sb, Mo и W в разновидностях магнетита-1 могут быть связаны с биогенными компонентами первичных осадков или объясняются способностью оксигидроксидов железа сорбировать их из морской воды [Kashiwabara, 2011; 2013; Kim, Park, 2023]. В мушкетовите, несмотря на снижение содержаний Mg, Al, Ti, V, Cr, Mn, As и Sb, концентрации Mo и W высокие и, вероятно, унаследованы от пластинчатого гематита-2. Высокие содержания Ti, V, Cr, Mn и Zn в метакристаллах незонального магнетита-4 скарнового этапа свидетельствуют об их образовании при высоких температурах (>400 °C), т. к. при высоких температурах магнетиту свойственно обогащаться изоморфными примесями [Чернышева и др., 1981, 1989; Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018].

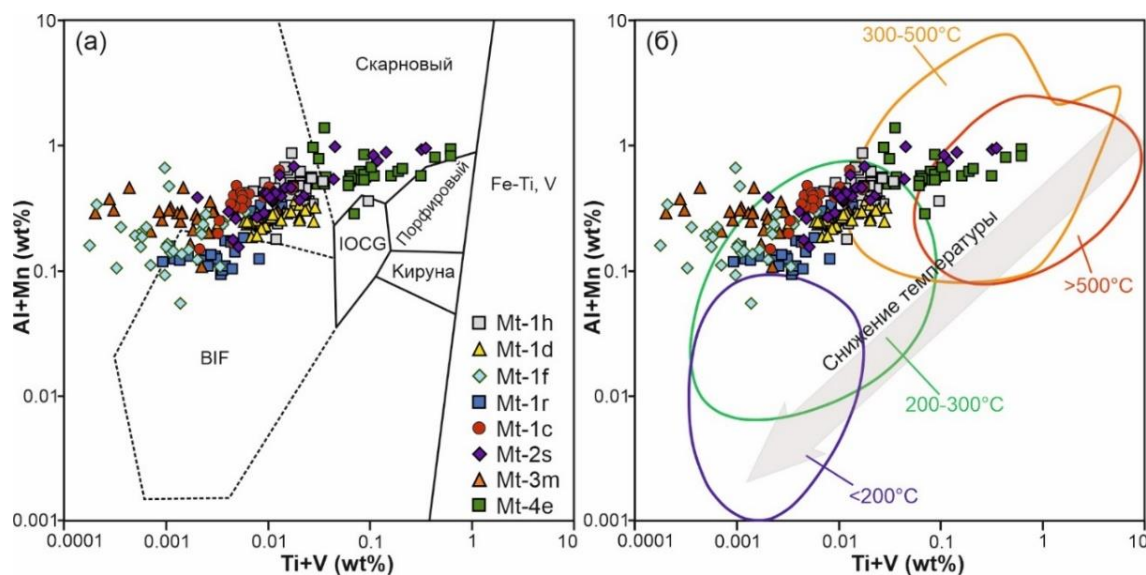


Рисунок 7 – Дискриминационные диаграммы (а-б) Al+Mn и Ti+V [Dupuis, Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018] для магнетита с дополнениями штриховой границы, отделяющей поле скарнов и формации железистых кварцитов на основе данных [Nadoll et al., 2014].

На дискриминационной диаграмме зависимости содержаний Al+Mn и Ti+V [Dupuis, Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018] в магнетите, скарновый незональный магнетит-4е так же попадает в поле магнетита скарновых месторождений, образованных при более высоких температурах – 300–500 °C (рис. 7а, б). Другие разновидности магнетита, в

основном, занимают пространство между полями магнетита полосчатых железорудных формаций (BIF) и скарновых месторождений. При этом наблюдается тренд повышения температур образования магнетита от 200 до 300 °С. Доскарновые разновидности магнетита попадают в это поле, вероятно, за счет микровключений силикатов и титановых минералов, а также сростаний со скарновым магнетитом.

Отличия в источниках образования разновидностей магнетита, в том числе, отражаются на изотопном составе кислорода (рис. 8). Более легкое значение $\delta^{18}\text{O}$ (от -2.09 до $+7.45$ ‰, SMOW, среднее $+3.43$ ‰) характерно для доскарновых разновидностей магнетита, для которых источником кислорода считаются вулканогенные породы. В целом, широкая вариация значений $\delta^{18}\text{O}$ в доскарновом магнетите наследуется от замещенных им вулканокластов базальтового и андезитового составов, изотопный состав кислорода которых составляет от $+5.5$ до 7.4 ‰ [Фор, 1989]. Практически всегда изотопный состав кислорода в магнетите имеет более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, чем во вмещающих породах. Это связано с тем, что для магнетита характерна тенденция к достижению изотопного равновесия с большим внешним резервуаром кислорода [Фор, 1989]. Легкие значения $\delta^{18}\text{O}$ соответствуют интервалам значений $\delta^{18}\text{O}$ магнетита магматического происхождения (от $+1.0$ до $+4.0$ ‰) [Taylor, 1967; Weis, 2013] и вулканогенно-осадочного магнетита месторождений Кирунаваара (от -1.0 до $+4.1$ ‰) [Nyström et al., 2008] (рис. 8). Такие же относительно легкие значения $\delta^{18}\text{O}$ характерны для осадочно-диагенетического магнетита и гематита (-1.4 ... $+5.5$ ‰) железисто-кремнистых пород КМА [Белых и др., 2007], США [Perry et al., 1973] и Бразилии [Hoefs et al., 1982] (рис. 8). Более того, легким значением $\delta^{18}\text{O}$ (от -7.5 до -2.0 ‰) обогащен мушкетовит из полосчатых железистых формаций [Perry et al., 1973; Белых и др., 2007]. Очевидно, мушкетовит, унаследовал относительно легкий изотопный состав кислорода от исходного осадочно-диагенетического гематита (рис. 8). Исходя из этого, можно предположить, что легкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от -2.09 до -1.71 ‰) в разновидностях доскарнового магнетита могут быть так же, как и в «мушкетовите», унаследованы от исходного гематита.

Для скарнового магнетита характерно доминирование тяжелого изотопа кислорода при вариациях $\delta^{18}\text{O}$ от $+6.49$ до $+11.31$ ‰ (среднее $+8.47$ ‰). Предполагается, что обогащение тяжелым изотопом кислорода может быть результатом реакции между магматическим флюидом и вмещающими карбонатными породами верхнего девона-нижнего карбона, обогащенными тяжелым значением $\delta^{18}\text{O}$. Этот вывод согласуется с данными о тяжелом изотопном составе кислорода кальцита и серы сульфидов и сульфатов, которые позволяют предположить, что слои сульфатно-карбонатных пород участвовали в процессе скарнового рудообразования [Виноградов и др., 1969; Ятимов и др., 2019; Ятимов, Садыков, 2023]. Аналогичные данные получены по магнетиту скарновых месторождений Карнуолл (Пенсильвания, США) [Rose et al., 1985] и Гайдаш (Иран) [Abyarifard et al., 2017], на которых высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ магнетита объясняются изотопным обменом между магматическими гидротермальными флюидами и карбонатными вмещающими породами. Считается, что различные разновидности магнетита в

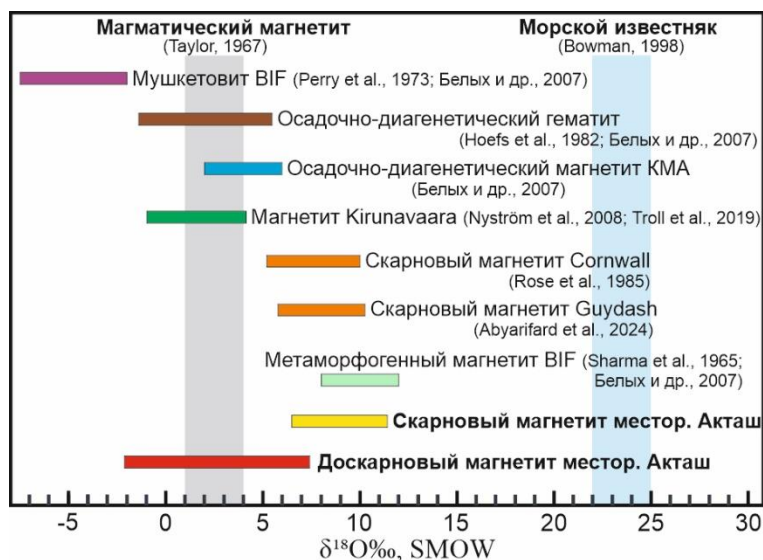


Рисунок 8 – Сравнение изотопного состава кислорода в разновидностях магнетита месторождения Актас с магнетитом разных типов месторождений.

пределах одного и того же месторождения, образованных из одного и того же раствора при постоянной температуре, имеют узкие значения $\delta^{18}\text{O}$ [Zheng, 1995].

Таким образом, существенное отличие содержаний элементов-примесей и значений $\delta^{18}\text{O}$ в доскарновых и скарновых разновидностях магнетита месторождения Акташ указывает на их осаждение из разных флюидов и подтверждает двухэтапное формирование месторождения Акташ.

3. Минеральные типы руд месторождения Акташ отличаются ассоциациями редких минералов и, соответственно, содержанием элементов-примесей в сульфидах: 1) для сульфидно-магнетитовых руд характерны висмутовая минерализация и изоморфные примеси Bi, Ag, Se, Te и Cd; 2) в халькопирит-пирротиновых рудах доминирует теллуру-висмутовая минерализация; 3) в галенит-сфалеритовых рудах Bi, Ag, Se, Te и Cd концентрируются лишь в изоморфной форме.

Руды месторождения Акташ представлены сульфидно-магнетитовым, халькопирит-пирротиновым и галенит-сфалеритовым типами (рис. 9а–в). Основными сульфидными минералами руд являются галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и пирротин. Данные ЛА-ИСП-МС анализов сульфидов (24 эл.) показывают, что каждая разновидность сульфидов характеризуется определенными концентрациями элементов-примесей. При этом в значительно повышенных количествах установлены Bi, Ag, Se, Te в галените и Cd – в сфалерите. Содержания этих элементов в пирите, пирротине и халькопирите не значительные.

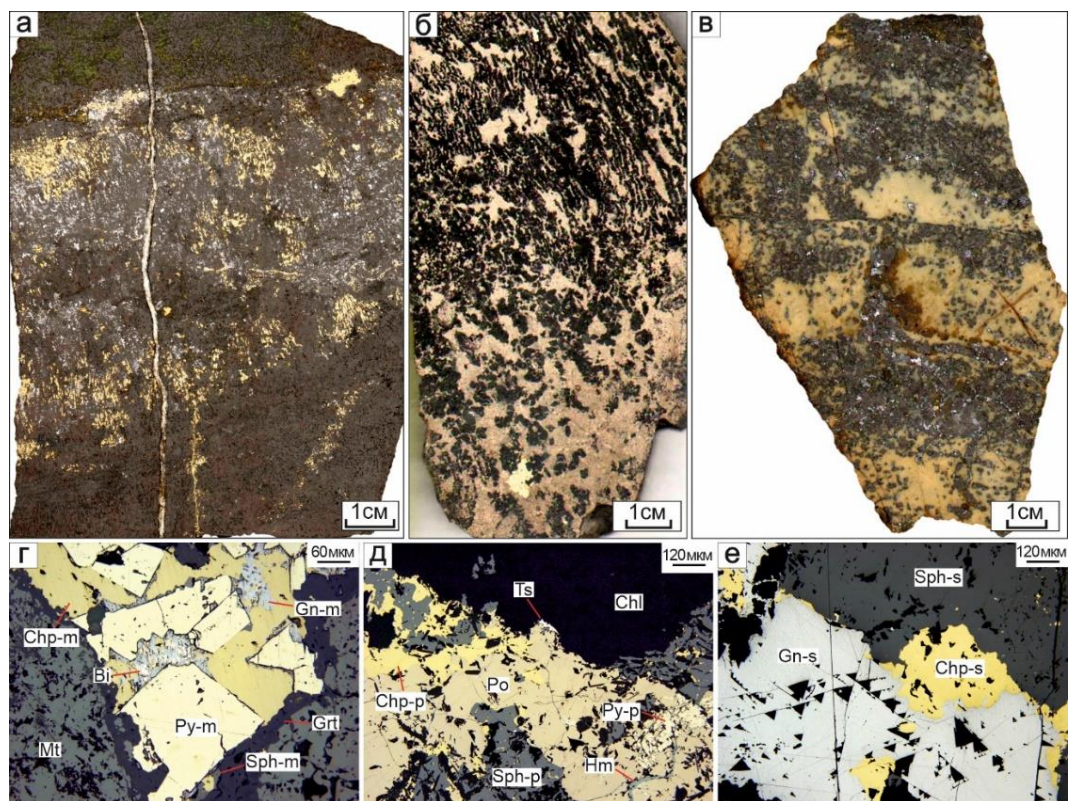


Рисунок 9 – Текстурно-структурные особенности руд месторождения Акташ: а – ритмично-полосчатые сульфидно-магнетитовые руды; б – пятнисто-массивные и прерывисто-полосчатые халькопирит-пирротиновые руды; в – прожилково-вкрапленные галенит-сфалеритовые руды; г – самородный висмут (Bi) в галените (Gn-m) в ассоциации с пиритом (Py-m), халькопиритом (Chp-m), сфалеритом (Sph-m) и гранатом (Grt) в магнетитовой основной массе (Mt) сульфидно-магнетитовых руд; д – пирротин (Po) в ассоциации с халькопиритом (Chp-p), сфалеритом (Sph-p), пиритом (Py-p) и цинкоитом (Zn) на контакте хлорита (Chl) в халькопирит-пирротиновых рудах; е – сфалерит (Sph-s) в тесном сростании с халькопиритом (Chp-s) и галенитом (Gn-s) в галенит-сфалеритовых рудах. Полированный образец (а–в), отраженный свет (г–е).

Сульфидно-магнетитовые руды характеризуются ритмично-полосчатой текстурой, выраженной в чередовании магнетитовых и сульфидно-магнетитовых полос выдержанной мощности (5–7 см) (рис. 9а). В обогащенных сульфидами полосах пирит, галенит, халькопирит и сфалерит образуют гнезда, тонкую вкрапленность и прожилки (рис. 9г). Из нерудных минералов в основной массе в ассоциации с доскарновыми и скарновыми разновидностями магнетита присутствуют пироксены (диопсид, геденберgit), амфиболы (актинолит, тремолит), гранаты (гроссуляр, андрадит), эпидот, кальцит и кварц. Халькопирит, галенит и сфалерит выполняют пространство между зернами пирита различного размера. В галенитовых агрегатах обнаружены многочисленные включения минералов висмута: самородный висмут, висмутин ($\text{Bi}_{1.83-1.96}\text{Cu}_{0.06-0.15}\text{Fe}_{0-0.08}\text{S}_{3.00}$), галеновисмутин ($\text{Pb}_{0.79}\text{Ag}_{0.64}\text{Cu}_{0.07}$) $_{1.50}\text{Bi}_{2.14}\text{S}_{4.00}$), виттихенит ($\text{Cu}_{1.00-1.05}\text{Bi}_{0.90-0.95}\text{Ag}_{0-0.01}\text{S}_{2.00}$), эмплектит ($\text{Cu}_{2.89-3.34}\text{Bi}_{1.09-1.25}\text{Ag}_{0-0.007}\text{S}_{3.00}$), айкинит ($\text{Pb}_{0.79-0.93}\text{Cu}_{0.94-1.16}\text{Fe}_{0.02-0.04}\text{Bi}_{1.14-1.22}\text{S}_{3.00}$), фридрихит ($\text{Pb}_{4.77}\text{Cu}_{4.78}\text{Bi}_{6.85}\text{S}_{18.00}$), зальцбургит ($\text{Pb}_{1.50}\text{Cu}_{1.38}\text{Bi}_{6.23}\text{S}_{12.00}$), бисмит ($\text{Bi}_{1.96}\text{Ca}_{0.05}\text{O}_{3.00}$) и заварицкит ($\text{Bi}_{0.99}\text{Fe}_{0.02}$) $_{1.01}\text{O}_{1.00}\text{F}_{1.00}$) [Ятимов и др., 2019; 2021] (рис. 10).

Методом ЛА-ИСП-МС в галените сульфидно-магнетитовых руд установлены высокие содержания Bi (19520–22241 г/т) и Ag (7907–8786 г/т), а в сфалерите – высокое количество Cd (14200–27670 г/т) относительно галенита и сфалерита галенит-сфалеритовых руд [Ятимов и др., 2023]. При этом в галените обнаружены относительно низкие содержания Se (69–122 г/т) и Te (52–138 г/т). Сглаженные спектры ЛА-ИСП-МС сигнала абляции и узкие вариации содержаний Bi и Ag элементов в галените, а также зависимости параметров элементарной ячейки решетки галенита от содержаний Bi и Ag свидетельствуют о том, что Bi и Ag присутствуют не только в минеральной, но и в изоморфной формах. По данным рентгеноструктурных исследований, параметр элементарной ячейки галенита (5.925 Å) сульфидно-магнетитовых руд уменьшен по сравнению со спектральным чистым галенитом (5.9362 Å) [Рамдор, 1962] из-за повышенных содержаний Bi и Ag.

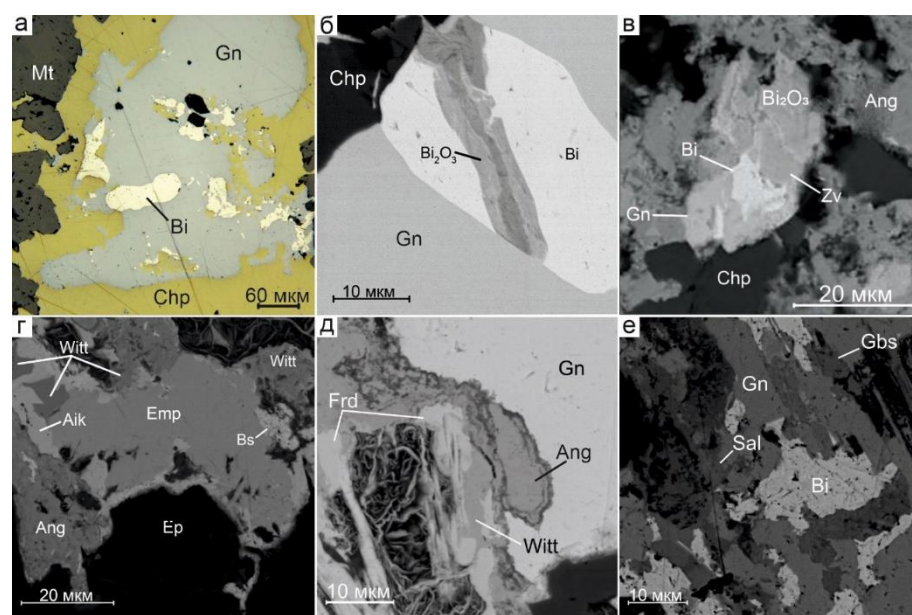


Рисунок 10 – Висмутовые минералы в сульфидно-магнетитовых рудах: а – самородный висмут (Bi) в галените (Gn) на контакте замещенного халькопирита (Chp) между зернами магнетита (Mt); б – зерно самородного висмута с прожилком бисмита (Bi_2O_3) в галените; в – заварицкит (Zv) и бисмит, замещающие самородный висмут в сростании с галенитом, халькопиритом и англезитом (Ang); г – сростание эмплектита (Emp), виттихенита (Witt), айкинита (Aik), висмутина (Bs) и англезита (Ang) на контакте эпидота (Ep); д – сростание фридрихита (Frd), виттихенита (Witt) и англезита на контакте с галенитом; е – зальцбургит (Sal) в ассоциации с самородным висмутом и галеновисмутитом (Gbs) в агрегате галените. Отраженный свет (а), BSE-фото (б–е).

Отраженный свет (а), BSE-фото (б–е).

Халькопирит-пирротиновые руды имеют пятнисто-массивные и прерывисто-полосчатые текстуры (рис. 9б). Главные минералы этого типа руд является пирротин и халькопирит, второстепенные минералы включают, пирит, сфалерит, магнетит, гематит, марказит, хлорит и диопсид (рис. 9д). Пирротин и халькопирит представлены ксеноморфными агрегатами. Пирит представлен в виде мелких ксеноморфных зерен в пирротине, а реже образует самостоятельные выделения на контакте с нерудными минералами. Галенит в этих

рудах встречается редко. Характерными редкими минералами халькопирит-пирротиновых руд являются теллуриды висмута и серебра. Они встречаются в ассоциации с пирротинном, сфалеритом, халькопиритом, пиритом и магнетитом или выполняют интерстиции между агрегатами пирротина и хлорита (рис. 11а–г). Теллуриды представлены цумоитом ($\text{Bi}_{1.00-1.03}\text{Te}_{1.00}$), пильзенитом ($\text{Bi}_{3.56-3.91}\text{Ag}_{0-0.22}\text{Te}_{3.00}$), гесситом ($\text{Ag}_{1.97-1.99}\text{Te}_{1.00}$) и штютцитом ($\text{Ag}_{5.01}\text{Te}_{3.00}$). Количественно преобладает цумоит, пильзенит и гессит распространены менее, гораздо реже наблюдается штютцит [Ятимов и др., 2022]. На диаграмме Bi–Te–Ag состав цумоита соответствует таковому пильзениту (рис. 11д), однако картины EBSD соответствуют цумоиту и показывают преобладание цумоита над пильзенитом. Из значительных элементов-примесей в сульфидах халькопирит-пирротиновых руд обнаружен только Cd (12860–16620 г/т) в высокожелезистом сфалерите [Ятимов и др., 2023]. Таким образом, форма нахождения Bi, Ag и Te в сульфидах из халькопирит-пирротиновых руд связана с собственными минералами этих элементов, в то время как Cd присутствует в виде изоморфной примеси в сфалерите. Содержания этих элементов в других сульфидах не значительные.

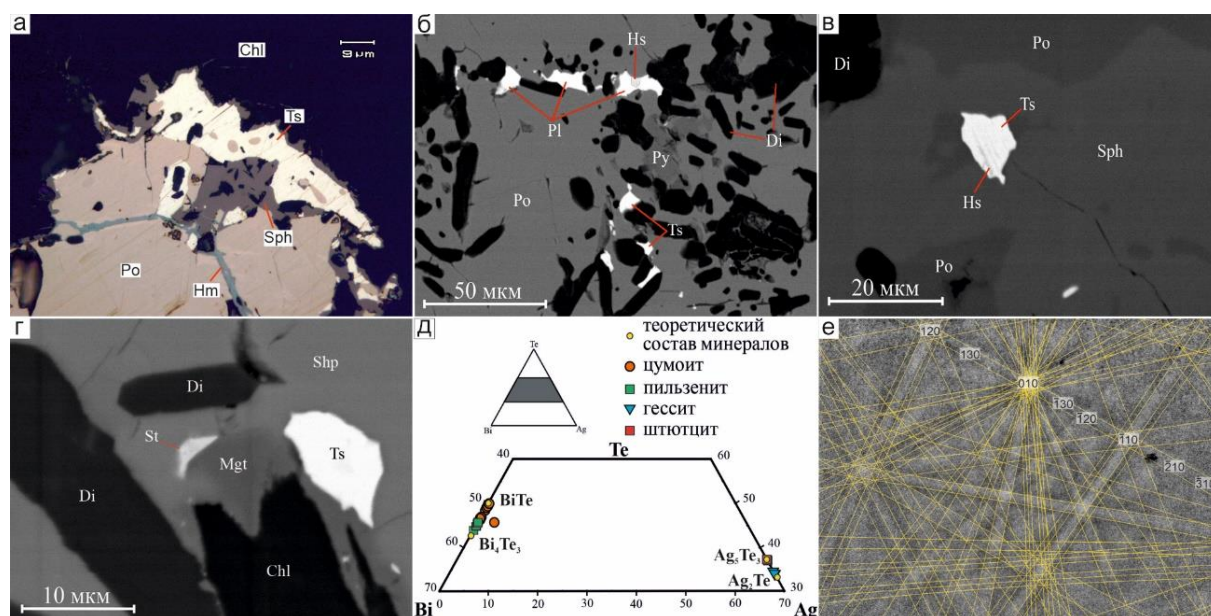


Рисунок 11 – Теллуриды висмута и серебра в халькопирит-пирротиновых рудах: а – цумоит (Ts) в ассоциации со сфалеритом (Sph) в интерстициях между агрегатами пирротина (Po) и хлорита (Chl); б – включения гессита (Hs) в пильзените (Pl); в – цумоит с тонкими прослойками гессита в ассоциации со сфалеритом (Sph); г – выделения штютцита (St) и цумоита на контакте магнетита (Mgt) и сфалерита; д – диаграмма химических составов теллуридов месторождения Акташ; е – картина электронной дифракции цумоита. Отраженный свет (а), BSE-фото (б-г), картина EBSD (е).

Галенит-сфалеритовые руды имеют вкрапленную и прожилковую текстуры. Основными сульфидными минералами являются сфалерит, галенит, халькопирит и пирит, нерудные минералы представлены кальцитом, серпентином, хлоритом, диопсидом, геденбергитом, андрадитом иgrossуляром (рис. 9в, е). Сульфиды образуют ксеноморфные агрегаты, гипидиоморфные и, реже идиоморфные кристаллы. Галенит представлен относительно крупными зернами в сфалерите и изредка встречается между зернами пироксена и граната. По краям зерен галенита обычно расположены включения и каймы халькопирита. В галените из этого типа руд по сравнению с таковым из сульфидно-магнетитовых руд отмечаются более низкие содержания Bi (680–1375 г/т) и Ag (481–680 г/т), но более высокие содержания Se (397–606 г/т) и Te (276–436 г/т) [Ятимов и др., 2023]. Собственные минералы Bi, Ag, Te и Se в галенит-сфалеритовых рудах не выявлены. Сглаженные спектры ЛА-ИСП-МС сигнала абляции в галените свидетельствуют о присутствии указанных элементов в изоморфной форме. По данным рентгеноструктурных исследований, параметр элементарной ячейки галенита (5.935 Å) из галенит-сфалеритовых руд не заметно уменьшается и почти равен

параметру спектрально чистого галенита (5.9362 Å) [Рамдор, 1962]. В целом, параметр элементарной ячейки галенита руд месторождения Акташ уменьшается с увеличением в нем содержания Bi и Ag от 5.935 до 5.925 Å. Замещение осуществляется по схеме гетеровалентного изоморфизма: $\text{Ag}^+ + (\text{Bi}, \text{Sb})^{3+} \leftrightarrow 2\text{Pb}^{2+}$ [George et al., 2015]. Содержание Cd (8525–10860 г/т) в сфалерите понижены по сравнению со сфалеритом из сульфидно-магнетитовых и халькопирит-пирротиновых руд [Ятимов и др., 2023]. Обычно он изоморфно входит в сфалерит, непосредственно замещая Zn в его кристаллической решетке по схеме $\text{Cd}^{2+} \leftrightarrow \text{Zn}^{2+}$ [Cook et al., 2009; Lockington et al., 2014].

Появление минеральных и изоморфных форм нахождения Bi, Ag, Se, Te в галените и Cd в сфалерите руд месторождения Акташ можно объяснить, исходя от насыщения ими гидротермальных флюидов: из пересыщенных растворов выпадали минералы, из недосыщенных – изоморфные примеси [Бортников, 1995]. Появление сульфидов и сульфосолей Bi и Ag в ассоциации с галенитом и пиритом в сульфидно-магнетитовых рудах свидетельствует в пользу высокой фугитивности серы гидротермальных флюидов [Zhang et al., 2015]. Халькопирит-пирротиновые руды с теллуридами формировались при относительно низкой фугитивности серы и высокой фугитивности теллура [Масленников и др., 2016]. Это же подтверждается более высокими содержаниями FeS в сфалерите (15.7–17.9 мол. %) халькопирит-пирротиновых руд по сравнению в сфалерите сульфидно-магнетитовых (5.1–10.8 мол. %) и галенит-сфалеритовых руд (2.9–5.8 мол. %) руд [Ятимов и др., 2023].

4. Основным источником серы для сульфидов месторождения Акташ послужили сульфатно-карбонатные эвапориты, а карбонаты, ассоциирующие со скарнами, несут изотопные признаки как магматогенно-гидротермального, так и осадочного происхождения.

Изотопные соотношения серы ($\delta^{34}\text{S}$, CDT) изучены в пирите, пирротине, сфалерите и галените из сульфидно-магнетитовых, халькопирит-пирротиновых и галенит-сфалеритовых руд, а также из скарнов [Ятимов, Садыков, 2023] (рис. 12). Значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита руд варьирует от –0.94 до +10.37 ‰. Более легкие значения $\delta^{34}\text{S}$ (от –0.94 до +3.58 ‰) характерны для пирита из серпентин-гранат-пироксеновых скарнов и пиритовых прожилков в сульфидно-магнетитовых рудах. Сходные значения (от –1.45 до +5.12 ‰) характерны для пирротина из халькопирит-пирротиновых руд.

Широкий разброс изотопного состава $\delta^{34}\text{S}$ (от +0.92 до +9.28 ‰) установлен для сфалерита из сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд. Значения $\delta^{34}\text{S}$ в галените сульфидно-магнетитовых (от –1.01 до +0.22 ‰) и галенит-сфалеритовых (от –1.75 до –0.7 ‰) руд близки и варьируют в узких пределах. Установлено, что в условиях равновесия галенит всегда обогащен легким изотопом серы относительно сосуществующего с ним сфалерита [Аникина и др., 2010].

Известно, что значения $\delta^{34}\text{S}$ близкие к нулю в сульфидах гидротермальных месторождений связаны с магматогенно-гидротермальными флюидами [Фор, 1989; Hoefs, 2009]. Также при высокотемпературном восстановлении сульфатов количество тяжелых изотопов серы снижается в зависимости от

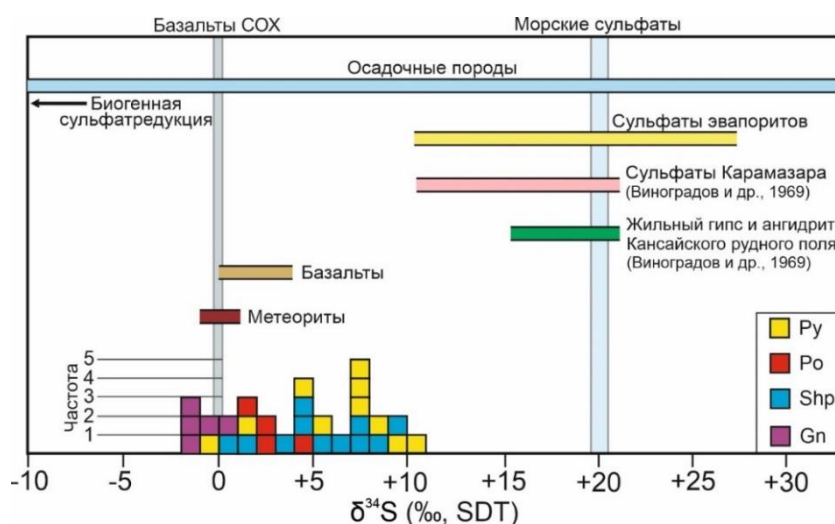


Рисунок 12 – Изотопный состав серы сульфидов месторождения Акташ в сравнении с изотопным составом серы из различных резервуаров [Seal, 2006; Hoefs, 2009].

окислительно-восстановительных условий и закрытости гидротермальной системы. В крайнем случае, наиболее вероятно появление близких к нулевым значениям $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной серы. В зависимости от условий восстановления изотопный состав сульфидной серы может оказаться легче, равным и более тяжелым, чем состав серы метеоритного троилита [Виноградов, 1980].

Более тяжелый изотопный состав серы сульфидов можно объяснить влиянием тяжелой серы осадочного происхождения, активированного под влиянием гидротермальных, эпигенетических, метаморфических или магматических процессов [Виноградов, 1980].

Источником серы для формирования полиметаллических скарновых месторождений Карамазара и месторождения Акташ служили широко распространенные в регионе ангидрит-карбонатные отложения эвапоритовых толщ [Бадалов, Туресебеков, 1967; Виноградов и др., 1969]. Однако сам по себе ангидрит не мог напрямую участвовать в термохимической реакции восстановления сульфата, поскольку является устойчивым к нагреванию и имеет ретроградную растворимость [Тишкин, Горбунов, 1980; Файзиев, Фозилов, 2009]. Очевидно, благоприятные условия для термохимического восстановления сульфатов возникали при воздействии гидротермальных флюидов на сульфатно-карбонатные породы, содержащие органическое вещество.

К настоящему времени накоплено много теоретических и экспериментальных материалов об абиогенном термохимическом восстановлении сульфатной серы [Анисимов, 1978; Валитов, 1982; Machel, 2001; Cai et al., 2004]. Известно, что в природных условиях сульфатная сера может быть редуцирована углеводородными газами, нефтью, водородом и рассеянным органическим веществом [Анисимов, 1978; Гончаров и др., 2002]. Этот процесс протекает на разных глубинах при температуре от 150°C, сопровождаясь осаждением карбоната и выделением больших объемов H_2S в соответствии со следующей реакцией [Анисимов, 1978]:



Главными факторами фракционирования изотопов серы являются объем вовлеченных в процесс сульфатов и углеводородов, скорость восстановления сульфата, температурные условия и окислительно-восстановительный потенциал [Гриненко, Гриненко, 1974].

Вполне возможно, что активизация сульфатной серы в прослоях гипс-ангидрита в Западном Карамазаре начиналась при взаимодействии ангидрита с углеводородами, которое приводило к восстановлению сульфата и фракционированию изотопов серы. Источником метана и других углеводородов могли быть карбонатные породы, содержащие органическое вещество, распространенные в Западном Карамазаре [Вольфсон и др., 1972]. При внедрении интрузии и воздействии гидротермальных флюидов на карбонатные породы, происходит сгорание органического вещества с выделением углеводородов [Германов, 1965]. Вовлечение в редукцию больших количеств серы ангидрита приводило к утяжелению $\delta^{34}\text{S}$ сероводорода и образованию сульфидов с изотопно-тяжелой серой. Это объясняет выявленное утяжеление $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов не только на месторождении Акташ, но и на других месторождениях Западного Карамазара [Виноградов и др., 1969]. В результате пропаривания сульфатов углеводородами образовался сероводород, а кальций, судя по приведенным реакциям, только менял сульфат-ион на карбонат-ион и сохранялся на месте в виде кальцита. Относительно изотопно-легкая сера накапливалась в сероводороде и, соответственно, в сульфидах, а изотопно-тяжелая выносилась сульфатно-кальциевым водным раствором, который в конце скарнового этапа образовали кальцитовые, ангидритовые, гипсовые и баритовые жилы и прожилки. Гипсовые и ангидритовые прожилки из месторождений Кансай и Южной Дарбазы Кансайского рудного поля, расположенные к востоку от месторождения Акташ, обогащены изотопно-тяжелой серой от +15.2 до +20.9 ‰ (рис. 12) [Виноградов и др., 1969]. Кроме того, в пределах месторождения обнаружена боровая минерализация в виде флюоборита в ассоциации с магнетитом и флюоритом в доломитовых породах [Ятимов и др., 2023]. Предполагается, что появление флюоборита связано с эвапоритовыми породами, образовавшимися одновременно с карбонатными на доскарновом этапе формирования месторождения.

Кальцит в сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых рудах отличается от кальцита скарнов и мраморизованных карбонатных пород более легкими значениями изотопного состава углерода, тогда как значения изотопного состава кислорода сопоставимы (рис. 13). Значения $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) и $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) мраморизованных карбонатных пород месторождения Акташ варьируют в широких пределах: от -1.13 до -3.38 ‰ и от $+5.65$ до $+26.81$ ‰, соответственно. На диаграмме изотопного соотношения углерода и кислорода большинство известняков располагаются между полями изотопных составов магматического флюида и морского известняка, что указывает на метаморфизм и мраморизованность карбонатных пород (рис. 13). Известно, что, если морские карбонатные породы подвергаются контактовому метаморфизму, изотопный состав углерода, так же, как и кислорода, меняется [Фор, 1989].

Значения $\delta^{13}\text{C}$ (от -2.57 до -5.45 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (от $+8.31$ до $+18.25$ ‰) в скарновом кальците на диаграмме $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$, находятся между мраморизованными карбонатными породами и кальцитом руд.

Изотопный состав кислорода кальцита сульфидно-магнетитовых и галенит-сфалеритовых руд колеблется в широком диапазоне от $+12.06$ до $+18.25$ ‰, а значения $\delta^{13}\text{C}$ от -8.16 до -9.98 ‰ [Ятимов, Садыков, 2019]. Обогащение относительно тяжелым значением $\delta^{18}\text{O}$ кальцита руд по сравнению с магматическим флюидом может свидетельствовать о роли осадочных карбонатов как источника в формировании кальцита руд месторождения Акташ. Термобарогеохимическими исследованиями установлено, что кальцит галенит-сфалеритовых руд отлагался после образования скарновых минералов из среднесоленых (4.4–10.8 мас. % NaCl-экв.) водных Na-K $\pm$ Mg хлоридных флюидов при снижении температур от 300 до 160 °C.

Уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах от карбонатных пород к контакту рудных тел со скарнами объясняется взаимодействием гидротермального флюида с осадочными карбонатами при внедрении интрузии (рис. 13). Как известно, наиболее ранние карбонатные минералы во многих гидротермальных образованиях характеризуются значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -6 до -9 ‰ [Фор, 1989; Rye, Ohmoto, 1974].

В целом, промежуточные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов месторождения Акташ между значениями морского известняка и магматического кальцита указывают на смешение изотопов углерода и кислорода магматического флюида с изотопами карбонатных осадочных пород при замещении последних метасоматитами (рис. 13).

Таким образом, обогащение сульфидных минералов месторождения Акташ тяжелым изотопом серы предполагает, что источником сульфидной серы являются сульфаты осадочных карбонатных пород, которые участвовали в процессах рудообразования. О влиянии вмещающих сульфатно-карбонатных пород также свидетельствуют карбонаты, которые по изотопным составам углерода и кислорода занимают промежуточное поле между карбонатами, сформированными магматическим и осадочным источниками.

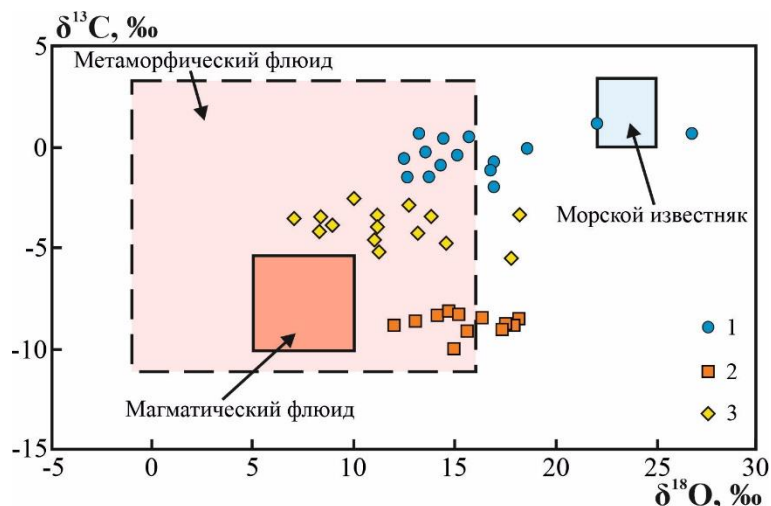


Рисунок 13 – Изотопный состав C и O мраморизованных карбонатных пород (1), кальцита руд (2), кальцита скарнов и зоны контактов с интрузивами (3). Поля изотопных составов: магматического флюида [Taylor, 1997], метаморфического флюида [Kerrick, 1989], морского известняка [Bowman, 1998].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе минералого-геохимических исследований руд месторождения Акташ получены следующие выводы:

1. Разработана минералого-геохимическая модель формирования месторождения Акташ с выделением доскарнового и скарнового этапов рудообразования. На доскарновом этапе в процессах гальмиролиза-диагенеза формировалась первичная железоксидная минерализация с участием вулканогенно-осадочных пород. На скарновом этапе первичная железоксидная минерализация вместе с вмещающими породами подвержена скарнированию, в результате которых образуются скарны и скарновые разновидности магнетита с сульфидной минерализацией.

2. В рудах месторождения установлены морфологические разновидности магнетита с определением последовательности их образования. Выделенные разновидности магнетита отличаются по содержаниям элементов-примесей и значениям изотопного состава кислорода.

3. Впервые в рудах месторождения Акташ описаны такие редкие минералы как самородный Bi, эмплектит, виттихенит, айкинит, фридрихит, зальцбургит, бисмит, заварицкит, цумоит, пильзенит, гессит, штюцит, аргентит, ютенбогаардит, глаукодот, пиррофанит, перовскит, кальцитрит, цирконолит, флюоборит, торит, бадделеит и джонбаумит.

4. Установлено, что для сульфидно-магнетитовых руд характерна висмутовая, а для халькопирит-пирротитовых руд – теллури-висмутовая минерализация. В галенит-сфалеритовых рудах Bi, Ag, Se, Te и Cd концентрируются только в виде изоморфной примеси в сульфидах.

5. ЛА-ИСП-МС методом в сульфидах месторождения установлены значительно высокие содержания элементов – примесей, среди которых Bi, Ag, Se, Te в повышенных концентрациях присутствуют в галените и Cd в сфалерите, являющиеся перспективными для извлечения в качестве попутных элементов.

6. Получены изотопно-геохимические данные, предполагающие смешанный магматический и эвапоритовый источники рудообразующих флюидов.

СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Статьи в журналах, рекомендованных ВАК и входящих в базу данных Scopus и Web of Science

1. **Ятимов У.А.** Висмутовые минералы сульфидно-сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У.А. Ятимов, Н.Р. Аюпова, И.А. Блинов, В.А. Котляров // Минералогия. – 2019. – Т. 5. – № 4. – С. 39–51.

2. **Ятимов У.А.** Цумоит и пильзенит скарново-магнетитового месторождения Акташ (Западный Карамазар) / У.А. Ятимов, Н.С. Сафаралиев, В.В. Шиловских, В.А. Котляров // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. – 2020. – Т. 63. – № 9-10. – С. 643–648.

3. **Ятимов У.А.** Заварицкит из сульфидно-сульфидно-магнетитовых руд скарнового месторождения Акташ, Западный Карамазар, Северный Таджикистан / У.А. Ятимов, Е.В. Белогуб, В.В. Шиловских, И.А. Блинов // Записки Российского минералогического общества. – 2021. – Т. 150. – № 1. – С. 92–100.

(Переводная версия на английском: **Yatimov U.A.** Zavaritskite from Sulfide–Magnetite Ore of the Aktash Skarn Deposit, Western Karamazar / U.A. Yatimov, E.V. Belogub, V.V. Shilovskikh, I.A. Blinov // Geology of Ore Deposits. – 2022. – V. 64. – № 7. – P. 513–518.)

4. **Ятимов У.А.** РТ условия образования полиметаллических руд Pb-Zn-Fe скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У.А. Ятимов, Н.Н. Анкушева, М.А. Рассомахин // Минералогия. – 2021. – Т. 7. – № 4. – С. 60–69.

5. **Ятимов У.А.** Золото-теллуридная минерализация в рудах Pb-Zn-Fe скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У.А. Ятимов, Н.Р. Аюпова, В.В. Масленников, В.А. Котляров, В.В. Шиловских // Геология рудных месторождений. – 2022. – Т. 63. – № 3. – С. 1–20.

6. **Ятимов У.А.** Элементы-примеси в магнетите как индикаторы условий образования железных руд месторождения Акташ, Западный Карамазар, Таджикистан / У.А. Ятимов, В.В. Масленников, Н.Р. Аюпова, Д.А. Артемьев // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 333. – № 12. – С. 151–167

7. **Ятимов У.А.** Флюоборит в рудовмещающих скарнах магнетит-полиметаллического месторождения Акташ в Карамазаре (Северный Таджикистан) / У.А. Ятимов, В.В. Масленников, М.А. Рассомахин, П.В. Хворов, С.М. Лебедева // Записки Российского минералогического общества. – 2023. – Т. 152. – № 1. – С. 102–109.

8. **Ятимов У.А.** Типохимизм сульфидов магнетит-полиметаллического месторождения Акташ, Западный Карамазар, Таджикистан (данные ЛА-ИСП-МС) / У.А. Ятимов, В.В. Масленников, Д.А. Артемьев // Минералогия. – 2023. Т. 9. – № 3. – С. 50–69.

(Переводная версия на английском: **Yatimov U.A.** Geochemical features of sulfides of the Aktash magnetite-polymetallic deposit, Western Karamazar, Tajikistan (LA-ICP-MS data) / U.A. Yatimov, V.V. Maslennikov, D.A. Artem'ev // Geology of Ore Deposits. – 2025. –V. 67. – № 2. (в печати).

9. **Ятимов У.А.** Минералы титана в рудах и скарнах магнетит-полиметаллического месторождения Акташ, Западный Карамазар, Таджикистан / У.А. Ятимов, И.А. Блинов, М.А. Рассомахин, С.М. Лебедева, Н.С. Сафаралиев // Минералогия. – 2024. Т. 10. – № 4. – С. 172–185.

10. Масленников, В.В. Типохимизм магнетита колчеданных и железорудных месторождений Урала (по данным ЛА-ИСП-МС) / В.В. Масленников, Н.Р. Аюпова, А.С. Целуйко, Н.П. Сафина, А.С. Артемьев, **У.А. Ятимов** [и др.] // Минералогия. – 2024. – Т. 10. – № 4. – С. 8–40.

Материалы конференций

11. Файзиев А. Р. Минеральный состав рудных тел скарново-магнетитового месторождения Акташ (Северный Таджикистан) / А.Р. Файзиев, Н.С. Сафаралиев, **У.А. Ятимов** // Материалы Республиканской научно-теоретической конференции профессорско-преподавательского состава и сотрудников ТНУ, посвященной «20-ой годовщине Дня национального единства» и «Году молодёжи». – Душанбе: ТНУ, 2017, – С. 569–570.

12. **Ятимов У.А.** Висмутовая минерализация Акташского сульфидно-скарнового месторождения (Западный Карамазар, Северный Таджикистан) / У.А. Ятимов, А.С. Целуйко, В.А. Котляров // Металлогения древних и современных океанов. – Миасс: Имин УрО РАН, 2018. – С. 135–138.

13. **Ятимов У.А.** Самородное золото сульфидно-магнетитового скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Северный Таджикистан) / У.А. Ятимов, А.С. Целуйко, Н.С. Сафаралиев, В.А. Котляров // Металлогения древних и современных океанов. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2019. – С. 103–106.

14. **Ятимов У.А.** Теллуру-висмутовая минерализация сульфидно-магнетитового скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У.А. Ятимов, В.А. Котляров // XXV Всероссийская научная молодежная конференция с международным участием «Уральская минералогическая школа». – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019. – № 25. – С. 220–222.

15. **Ятимов У.А.** Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах сульфидно-магнетит-скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Северный Таджикистан) / У.А. Ятимов, С.А. Садыков, Н.С. Сафаралиев // XXII симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова: расширенные тезисы докладов. – Москва: ГЕОХИ РАН, 2019. – С. 549–556.

16. **Ятимов У.А.** Условия образования руд сульфидно-магнетитового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) по данным термобарогеохимии / У.А. Ятимов, Н.Н. Анкушева, Н.С. Сафаралиев // Металлогения древних и современных океанов. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2020. – С. 69–71.

17. **Ятимов, У.А.** Пирофанит из скарново-сульфидно-сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ (Западный Карамазар) / У.А. Ятимов, Н.С. Сафаралиев, В.А. Котляров // XXVI Всероссийская научная молодежная конференция с международным участием «Уральская минералогическая школа». – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. – С. 138–140.

18. **Ятимов, У.А.** Висмут и серебро в галените руд Pb-Zn-Fe месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) / У.А. Ятимов, Д.А. Артемьев // Металлогения древних и современных океанов. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2022. – С. 91–93.

19. **Ятимов, У.А.** Изотопный состав серы сульфидов месторождения Акташ (Западный Каратау, Таджикистан) / У.А. Ятимов, С.А. Садыков // Новое в познании процессов рудообразования: Двенадцатая Российская молодёжная научно-практическая школа: сборник материалов. – Москва: ИГЕМ РАН, 2023. – С. 266-268.

20. **Ятимов, У. А.** Распределение элементов-примесей в составе сульфидов месторождения Акташ (Западный Каратау, Таджикистан) / У.А. Ятимов // Минералообразующие системы месторождений высокотехнологичных металлов: достижения и перспективы исследований: Всероссийская конференция, проводимая в рамках мероприятий, посвященных 300-летию РАН. – Москва: ИГЕМ РАН, 2023. – С. 198-201.

21. **Ятимов У. А.** Разновидности магнетита руд месторождения Акташ (Западный Каратау, Таджикистан) / У.А. Ятимов // XXIX Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа – 2023». – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2023. – С. 239–241.

22. **Ятимов, У.А.** О двухэтапной модели формирования магнетит-полиметаллического месторождения Акташ (Западный Каратау, Таджикистан) / У.А. Ятимов // Металлогения древних и современных океанов. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2024. – Т. 30. – С. 164-167.

23. **Ятимов, У.А.** Изотопный состав кислорода в разновидностях магнетита месторождения Акташ, Западный Каратау, Таджикистан / У.А. Ятимов, С.А. Садыков // Новое в познании процессов рудообразования. – Москва: ИГЕМ РАН, 2024а. – С. 291–293.

24. Масленников, В.В. Минералообразование в процессах окисного железнакопления при формировании колчеданных и железорудных месторождений / В. В. Масленников, Г. А. Третьяков, Н. Р. Аюпова, А.С. Целуйко, **У.А. Ятимов** [и др.] // Всерос. науч. конф. с межд. участ., посвящен. 55-летию Башкирского отд. РМО: Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах. – Уфа: Изд. Перо, 2024. – С. 68–72.