

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
ИНСТИТУТ ТЕКТОНИКИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. Ю.А. КОСЫГИНА
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



Коновалова Наталья Сергеевна

**МИКРОСФЕРУЛЫ В ПОРОДАХ И РУДАХ
ПОПЕРЕЧНОГО, КОСТЕНЬГИНСКОГО И КАЙЛАНСКОГО
ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ (С МАРГАНЦЕМ) МЕСТОРОЖДЕНИЙ
МАЛОХИНГАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА**

1.6.3. – Петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
кандидат геолого-минералогических наук
Бердников Николай Викторович

Хабаровск – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
Глава 1. ТЕРМИНОЛОГИЯ, КЛАССИФИКАЦИЯ, ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ МИКРОСФЕРУЛ (обзор литературы)	9
1.1 Терминология и классификация микросферул	9
1.2 История изучения сферул и представления об их генезисе	10
Глава 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	16
2.1 Материалы для исследования и методы подготовки образцов	16
2.2 Методы исследования и аппаратура	17
Глава 3. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	
Геологическое положение, петрология и химический состав пород и руд Поперечного, Костеньгинского и Кайланского месторождений Малохинганского рудного района	20
3.1 Геологическое положение	20
3.2 Петрология и геохимия пород и руд изученных месторождений	26
3.2.1 Руды	26
3.2.2 Вмещающие карбонаты	29
3.2.3 Флюидно-эксплозивные брекчии и минерализованные туфы	32
Глава 4. МИКРОСФЕРУЛЫ В ПОРОДАХ И РУДАХ ИЗУЧЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	42
4.1 Силикатные микросферулы	42
4.2 Железо-оксидные микросферулы	50
4.3 Медь-золото-серебряные микросферулы	53
4.4 Микросферулы смешанного состава	64
Глава 5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИЗУЧЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	68
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	78
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	80
Список работ, опубликованных автором по теме диссертации	123

ВВЕДЕНИЕ

Тема исследования и степень ее разработанности

Под микросферулами в настоящей работе понимаются образования сферической или субсферической формы размером преимущественно от первых микрон до десятков микрон, сложенные металлами, минералами и разнообразными бесструктурными фазами. Микросферулы встречаются как в горных породах, так и в продуктах космического, взрывно-атмоэлектрогенного и техногенного происхождения [11, 61, 67, 76, 84-86, 90, 102, 117, 121, 144, 171, 184, 232, 255, 269, 273, 359, 387]. При этом зачастую отнесение микросферул к тому или иному типу генетическому затруднительно, критерии для их типизации не вполне определены. Так, микросферулы, присутствующие в породах взрывных кольцевых структур, одни исследователи относят к продуктам импактного метаморфизма [37, 103], другие связывают с земным вулканизмом [24, 32].

Несмотря на то, что подавляющее большинство (более 95 %) мировых запасов железа сосредоточено в стратиформных железорудных месторождениях формации железистых кварцитов, связанных с океаническими рифтогенными обстановками, эпиконтинентальными бассейнами, континентальными шельфами и пассивными окраинами, железо-марганцевые (Fe-Mn) месторождения в разновозрастных орогенных поясах также являются существенными источниками этих важных для промышленности металлов [78, 95, 152, 186, 319]. Исследователями выделяются различные генетические типы таких месторождений: железо-оксидные-медь-золотые (IOCG; Andean-type), железо-оксидно-апатитовые (IOA; Kiruna-type), вулканогенные (Cuban-type), вулканогенно-осадочно-гидротермальные (Algoma-type), гидротермально-магматические, скарновые месторождения кор выветривания, а также многочисленные подтипы Fe-Mn минерализации [93, 137, 146, 152, 153, 168, 180, 186, 188, 208, 237, 239, 247, 248, 261, 263, 276, 278, 295, 306, 319, 321, 322, 325, 328, 346, 365, 376, 387, 388]. Эти месторождения являются продуктом различных магматических, гидротермальных, осадочных и биологических источников и

процессов [26, 78, 93, 119, 127, 139, 160, 172, 186, 212, 242, 268, 274, 290, 305, 319-321, 347, 351, 357, 365, 382, 384, 388].

Многие Fe-Mn месторождения связаны с различным по составу эксплозивным вулканизмом или содержат определенные вулканические компоненты. Так, средний мировой приток железа и марганца в океаны из вулканических источников оценивается в пределах от 50 до 500 (в среднем 180) Гмоль/год железа и от 0.6 до 3.2 (в среднем 1.3) Гмоль/год марганца [242]. Железо-марганцевая минерализация часто развивается в молодых вулканических дугах (Эгейская дуга, желоба Идзу-Бонин и Тонга-Кермадек, Вануату, остров Новая Британия, Курильские и Алеутские острова) и в кайнозойских задуговых бассейнах (Тирренское море, бассейн Лау, бассейн Северного Фиджи, Марианская и Окинавская впадины, Японское море, Охотское море) [5, 9, 10, 12-14, 158, 167, 181, 194, 195, 223, 238, 283, 302, 310, 354], подтверждая связь между активным вулканизмом (часто эксплозивным), гидротермальной активностью и железо-марганцевой минерализацией в древних и современных зонах субдукции [180, 261, 306, 346].

Железорудные и железо-марганцевые месторождения Малохинганского рудного района (ЕАО, Дальний Восток России) со времени их открытия и разведки считались осадочными (вулканогенно-осадочными) [58]. Результаты исследования пород и руд изученных нами месторождений Поперечное, Костеньгинское и Кайланское выявили присутствие в них значительного количества микросферул сплава Cu-Ag-Au, силикатного и железо-оксидного состава [18, 134], а также наличие в породах Поперечного сопутствующей минерализации с промышленными содержаниями золота и платиноидов [19, 21, 70, 71, 73, 115, 134, 135]. Предполагается магматическое (вулканогенное) происхождение этих микросферул, что свидетельствует в пользу участия магматических процессов в формировании данных месторождений, которые проходили на фоне интенсивной гидротермальной деятельности, ответственной за формирование основного объема Fe-Mn минерализации [20].

Актуальность проведенных исследований обусловлена перспективностью изучения микросферул для понимания процессов, приводящих к образованию обособленных фаз в расплавах (ликвация), процессов формирования связанного с магматическими комплексами оруденения, а также для получения новых знаний об условиях формирования сложных геологических объектов с комплексной многостадийной минерализацией.

Цель и задачи работы: изучение морфологии, состава, внутренней структуры и условий образования микросферул в породах и рудах месторождений Поперечное, Костеньгинское и Кайланское Малохинганского рудного района; с помощью полученных данных уточнение механизма формирования этих месторождений. Для достижения цели изучена морфология, химический и фазовый составы микросферул в породах и рудах изученных месторождений, определены физико-химические условия формирования микросферул различного типа.

Научная новизна

Впервые исследованы морфология, внутренняя структура и состав микросферул в породах и рудах Поперечного, Костеньгинского и Кайланского месторождений Малохинганского рудного района. Проведен анализ условий образования микросферул, предложен механизм формирования Fe-Mn минерализации месторождений Малохинганского рудного района с участием флюидно-эксплозивных процессов.

Практическая значимость

Полученные в процессе исследования новые данные о микросферулах в породах и рудах Поперечного, Костеньгинского и Кайланского Fe-Mn месторождений Малохинганского рудного района могут быть использованы для построения модели их образования, дооценки их ресурсного потенциала, а также при разработке новых критериев для прогноза и поисков подобных объектов как на территории Дальнего Востока России, так и в других регионах.

Положения, выносимые на защиту

1. Силикатные микросферулы, выделенные из пород и руд изученных месторождений, состоят из высокожелезистого силикатного расплава и образовались при его диспергировании в процессе взрывной деятельности.

2. Образование железо-оксидных микросферул, выделенных из пород и руд изученных месторождений, связано с быстрой кристаллизацией в высокожелезистых расплавах или в эруптивном газо-пепловом облаке в процессе взрывов.

3. Микросферулы состава $Cu_{30}Ag_{10}Au_{60}$ образуются в глубинных высокотемпературных восстановленных расплавах, транспортируются ими к поверхности, и отличаются от техногенных аналогов рельефом поверхности, отсутствием признаков распада твердых растворов и характером медно-оксидных микровключений.

4. Микросферулы смешанного состава образовались при диспергировании и частичном плавлении вмещающих доломитов под воздействием минерализованного высококомобильного и высокотемпературного флюида.

Апробация диссертации

Основные положения и результаты диссертации были представлены в докладах на научных конференциях: VI Всероссийской научной конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, 19-22 сентября 2023 г.); XXVII Всероссийской научной конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, 27-29 марта 2024 г.); XII Всероссийской научной конференции с международным участием «Косыгинские чтения: Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии» (ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск, 10-13 сентября 2024 г.).

Публикации

По теме диссертации опубликовано 15 научных работ, в том числе: 9 статей в журналах, индексируемых в реферативно-библиографических базах Scopus и

Web of Science, из них 9 в рекомендованных Перечнем ВАК при Минобрнауки РФ; 6 в материалах всероссийских и международных конференций.

Личный вклад

В рамках проведенных исследований автор лично участвовал в составлении коллекций, подготовке образцов для исследования и в получении основной части экспериментального материала с использованием сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным рентгеновским микроанализом, в анализе и обобщении полученных результатов, в подготовке научных публикаций, в работе научных конференций по проблематике исследования. Доля личного участия в совместных работах пропорциональна числу соавторов.

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа изложена на 125 страницах и состоит из введения, 5 глав, заключения, списка литературы и списка публикаций автора по теме исследования. Работа иллюстрирована 4 таблицами и 24 рисунками. Список литературы содержит 395 наименований, в числе которых 275 на иностранных языках.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность и благодарность научному руководителю к.г.-м.н. Н.В. Бердникову за постоянное внимание, активную поддержку, консультации и помощь в работе; своим учителям и коллегам к.г.-м.н. В.Г. Невструеву, П.К. Кепежинскому, А.В. Абражевич, В.Е. Кириллову за конструктивные замечания, советы и предоставление образцов для исследования; коллегам из Дальневосточного фонда геологической информации (г. Хабаровск) за представительную коллекцию образцов пород и руд Костеньгинского и Кайланского месторождения. Автор благодарит генерального директора ООО «Драгмет» А.В. Щербинина за любезно предоставленный материал ювелирных плавок. Отдельная благодарность сотрудникам лаборатории физико-химических методов исследования ИТиГ ДВО РАН за доброжелательность и помощь в работе.

Исследование осуществлено в рамках Госзадания ИТиГ ДВО РАН при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 22-17-00023) с использованием научного оборудования Хабаровского инновационно-аналитического центра ИТиГ ДВО РАН.

Глава 1. ТЕРМИНОЛОГИЯ, КЛАССИФИКАЦИЯ, ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ МИКРОСФЕРУЛ (обзор литературы)

1.1 Терминология и классификация микросферул

В отечественной и зарубежной научной литературе частицы природного и искусственного происхождения округлой формы и размером от 0.001 до 1 мм описаны как «сферы» (spheres), «сферулы» (spherules), «шарики» (термин имеет сленговый характер), «глобулы» (globules), «оолиты», «фрамбоиды», «закаленные частицы», «гепоксиды», «микрометеориты», «хондры», «зольные остатки» (fly ash). Их форма варьирует от почти идеальных сфер до каплевидных, эллипсоидных и разнообразно деформированных образований, которые иногда группируются в гроздевидные сростки. Внутренняя структура таких частиц может быть афанитовой, концентрически-зональной, радиально-лучистой с различными их сочетаниями, а также характеризоваться наличием различных неоднородностей в виде микровкраплений. Поскольку их главная особенность – сферическая или сфероидальная формы, а размер, состав, строение, источник вещества и конкретные механизмы формирования весьма разнообразны, наиболее подходящим для их обозначения, по нашему мнению, является термин «сферулы», который и выбран для использования в нашей работе. В зависимости от размеров они подразделяются на мезо-, микро- и наносферулы [61]. Изученные нами объекты, в соответствии с этой классификацией, являются микросферулами.

По источнику вещества для образования сферул их можно подразделить на техногенные, космические, эндогенные и эксплозивно-атмоэлектрогенные.

Целесообразно различать сферулы и по характеру локализации в природных средах: рассеянное распределение, обусловленное глобальными факторами (космическая пыль, импактогенез и эксплозивный вулканизм в планетарных масштабах), и их скопления в специфических геологических условиях (трубки взрыва, эксплозивные брекчии, игнимбриты, магматогенные рудные месторождения, гидротермальные жилы, нефтегазоносные коллекторы) [61].

1.2 История изучения сферул и представления об их генезисе

Впервые сферические частицы были описаны канадским морским биологом Джоном Мюрреем в результате океанографической исследовательской экспедиции "Челленджер" (HMS Challenger) в 1872–1876 гг. [62]. В пробах глубоководных отложений Тихого океана были обнаружены магнитные сферические образования со средним диаметром 0.2 мм. На килограмм красной глубоководной глины приходилось несколько сотен частиц. Наличие в железных шариках никеля (до 10 %) и тонкой корочки оксида железа на их поверхности дало основание предположить, что они представляют собой продукт абляции расплавленного верхнего слоя железных метеоритов при их прохождении через атмосферу.

С 20–30-х годов прошлого столетия магнитные сферические частицы начали активно исследоваться как составная часть космической пыли, огромный вклад в изучение которой внес академик В.И. Вернадский. Он считал, что посредством космической пыли осуществляется материальный обмен между Землей и окружающей ее межпланетной средой: «...Земля связана с космическими телами и с космическим пространством не только обменом разных форм энергии. Она теснейшим образом связана материально. ... Среди материальных тел, падающих на нашу планету из космического пространства, доступны нашему изучению преимущественно метеориты и обычно к ним причисляемая космическая пыль» [25].

Принципиально новый этап в исследовании сферических магнитных частиц начался в 50-х годах. Это связано с активизацией изучения атмосферы и атмосферных осадков и началом освоения космического пространства с исследованием лунных грунтов [69], а также с решением проблемы состава Тунгусского метеорита [103].

Космические сферулы, преимущественно состоящие из силикатов и металлов, обнаружены в образцах лунного грунта [36, 104], на месте падения крупных метеоритов [64, 87, 228], в тектитах [41, 140, 211, 251, 271] и в других продуктах выпадения вещества космогенного происхождения на земную

поверхность, а также в ассоциации с фульгуритами – продуктами воздействия на нее атмосферных электрических разрядов [46, 54, 121, 339, 371]. Обычно критерием отнесения частиц к космическим служат их оплавленная форма, высокое содержание никеля и кобальта [331], а также повышенные концентрации некоторых платиноидов (в частности, иридия) и присутствие в их составе таких минеральных фаз как муассанит, аварунит, вюстит, камасит, лонсдейлит и наноалмазы [34, 177, 222]. Сферические частицы космического происхождения обнаружены в разнообразных по возрасту и составу осадочных образованиях [189, 342, 359], а в одной из работ было показано, что во время планетарного импактного события в позднем Дриасе (около 12800 лет назад) общая масса космических сферул на четырех континентах могла составлять 10 млн тонн [368]. Основной причиной возникновения космических сферул являются высокие температуры, развивающиеся при прохождении космического материала через земную атмосферу или при его падении на земную поверхность.

Определенный интерес среди возможных механизмов образования микросферул могут представлять атмосферные электрические разряды как эффективный фактор высокотемпературного плазмообразования с генерацией сильных ударных волн. При попадании молнии в поверхность Земли в толще грунта формируются фульгуриты и отдельные капли силикатного расплава. Так, с фульгуритом на юго-востоке штата Мичиган (США) ассоциируют железо-силикатные глобулы размером от микрометра до сантиметра. По данным [176] для их образования необходимы температуры выше 2000 К и восстановительные условия, приближающиеся к условиям буфера $\text{SiO}_2\text{-Si}$.

Локальные электрические эффекты в атмосфере почти всегда сопровождают вулканические извержения [45]. Эруптивное газо-пепловое облако рассматривается как природный химический реактор, в котором система газ–пепел находится в псевдосжиженном состоянии. Электрическое поле вулканического облака формируется в результате перемещения частиц аэрозоля относительно газовой среды [3].

Уникальными природными полигонами для исследования проявлений электризации эруптивных облаков при эксплозивных извержениях являются Камчатка и Курильские острова [3]. В продуктах современного вулканизма этих районов обнаружен своеобразный эксплозивно-атмоэлектрогенный минерально-фазовый парагенезис, образующийся в газо-пепловом облаке в результате электрических разрядов. Особое место в нем занимают углеродные минералы и фазы, образующиеся в процессе эндогенной углеродизации земной коры в зонах субдукции [90].

Техногенные сферулы связаны с продуктами высокотемпературных производственных процессов [230]. Большинство из них возникают при сжигании углей на теплоэлектростанциях [179, 293, 329], для них характерны малые размеры (до 13 мкм) и значительные вариации химического состава, в первую очередь SiO_2 (48–66 мас. %) и Al_2O_3 (8–25 мас. %), а также высокие содержания Be, Zn, As, Cd, Tl, Pb и U. Техногенные сферические частицы также образуются в металлургических процессах, при эксплуатации дорожного транспорта (сжигание топлива, резкое торможение и т.д.), изготовлении керамических изделий, строительного цемента и эксплуатации городского хозяйства урбанизированных территорий [47, 63, 138, 257]. В дорожной пыли в центральной части Польши обнаружены силикатные шарики размером от 30 до 1350 мкм с высокими содержаниями кальция, магния и натрия и примесями алюминия, железа, калия и серы [256]. Аналогичные сферические образования стекла, обогащенного кальцием и натрием, что отличает их как от космогенных, так и угольных микрочастиц, обнаружены в эстуарии р. Зуари в юго-западной Индии, где их происхождение связано с дорожным покрытием или краской, используемой при его разметке [317]. Техногенные сфероидальные алюмосиликатные частицы пыли, собранные на сибирских месторождениях торфа (Мухринский торфяник, западная Сибирь), характеризуются высокими содержаниями Zn, Ni, Cu и U [170]. Частички производственной пыли также часто содержат антропогенный гипс и Al-Si глобулы, покрытые железо-оксидной пленкой [230]. Слои, накапливающиеся под влиянием дыма от сжигания угля, содержат магнезиальные ферриты, оливин,

пироксен, герцинит, муллит, силлиманит, волластонит, мелилит [337]. Неполное сжигание органического топлива (уголь, нефтепродукты) приводит к образованию сферических карбонатных частичек [307]. Антропогенные магнетитовые сферулы (индустриальный пепел) из современных песков штата Нью-Джерси (США) содержат повышенные концентрации Mn (0.8 вес. %) и Cr (0.2 вес. %) [292].

Мы полагаем, что изученные нами микросферулы образовались в процессе формирования и эволюции горных пород и, соответственно, имеют эндогенную природу. Поэтому генезис эндогенных микросферул обсудим более подробно.

Большинство эндогенных сферул по представлениям последних лет [61] это застывшие капли расплавов разнообразного состава (силикаты, металлы, сульфиды, оксиды). Их каплевидная и шаровидная форма свидетельствует о свободно-взвешенном нахождении этих фаз в среде образования – расплаве или газовой фазе. Обособление сферул от силикатной матрицы (ликвация) происходит в процессе изменения физико-химических параметров расплава, таких как давление, температура, общая щелочность, а также активность кислорода и серы [77]. Благоприятная обстановка для формирования сферул создаётся при вскипании и дегазации магматического расплава, имеющих место как при извержениях вулканов [86, 101, 386], так и при воздействии на пирокластолиты взрывов на фронте ударной волны при декомпенсированном вскипании флюидизированной магмы [113]. В результате образуются газонасыщенные, пористые и даже полые силикатные сферулы.

Еще одним возможным механизмом образования эндогенных сферул являются кавитационные явления, сопровождающие внедрение гидротермального флюида в верхние горизонты земной коры. При проникновении флюида в открывающиеся в процессе тектонических подвижек трещины и полости за счет резких флуктуаций давления происходит вскипание гидротермальных растворов и образование кавитационных пузырьков. При последующем выравнивании давления в трещине происходит их сжатие («схлопывание»), сопровождающееся резким повышением температуры и давления [1], которые могут привести к

плавлению микрозерен минералов, находящихся внутри или на поверхности кавитационных пузырьков, и к образованию микросферул соответствующего состава. Альтернативно, распад метастабильного расплавленного слоя на поверхности пузырька может привести к выбросу его вещества в окружающую среду в виде микрокапель с образованием микросферул зачастую весьма экзотического состава [2]. В частности, с «микровзрывными кавитационными явлениями в потоке вскипающих гетерогенизирующихся гидротермальных растворов» связывается образование алюмосиликатных сферул в некоторых золоторудных месторождениях Якутии, Аляски и Узбекистана [76].

Эндогенные сферулы обнаруживаются в различных природных средах (осадки Мирового океана, «черные курильщики» океанических рифтов, фумаролы, кальдерные озера, ледники, снеговой покров) и геологических обстановках (разновозрастные осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные и магматические формации, различные углеродистые образования, гидротермальные жилы) [30, 74, 86, 331, 344], иногда образуя в них обогащенные сферулами слои [27, 53, 67, 85, 86, 113, 323, 342]. Они встречены в самых разнообразных по составу и возрасту породах: в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья [83]; в трапповых интрузивах междуречья Енисея и Лены [77]; в стекловатых андезитово-базальтовых лавах Русской платформы [38]; в эруптивных брекчиях Приазовского массива [112]; в вулканитах Северной Армении [68], Южного Сихотэ-Алиня [102], Курило-Камчатской островной дуги [48, 84] и Примагданья [110]; в интрузивных породах кислого состава Алтая [11] и Зайсанской складчатой области [43]; в продуктах эксгаляций и газовых плюмов Толбачинского вулкана [29, 386]; в пеплах, отобранных непосредственно в период активных извержений вулканов Карымского, Шивелуч [49], Этны (о. Сицилия) [232] и многих других. Спектр их составов чрезвычайно широк и включает в себя как стекловатые и раскристаллизованные частицы расплавов, так и минеральные компоненты.

Механизм образования сферул при формировании рудных месторождений остается дискуссионным. Для его обоснования привлекаются гипотезы

микрокавитации [1, 2, 76], гидротермального заполнения газовых полостей [85], процессов ликвационной дифференциации расплавов, взрывной деятельности [61] и ряд других. «Рудные» капли-сферулы могут также осаждаться из высокотемпературной газовой среды на стенках пор и тонких трещин при помощи кавитационного механизма [75, 200], на глубинных горизонтах гидротермальных систем вулканов островных дуг [84], при формировании игнимбритов [35] и кимберлитов [117]. Наиболее высокотемпературными являются микросферулы самородных металлов. Самородное железо в траппах затвердевает в интервале 1500–1550 °С, а сплавы Ti-Fe-Mn-состава, слагающие корковые части сферул, при температурах 1200–1500 °С [100]. Каплевидное, в том числе и квазисферическое, металлическое железо выделяется из эвтектического расплава в системе диопсид–анортит при резком снижении фугитивности кислорода [23]. Появление оксидных и расплавных корок Ti-Fe-Mn-состава в сферулах объясняется увеличением в магме содержания кислорода и заимствованием из неё Mn, Si и Ti. Диффузное окисление металлического Fe приводит к последовательному замещению его вюститом, затем магнетитом и гематитом [61].

Таким образом, следует признать, что механизмы формирования сферул весьма разнообразны, при этом некоторые из них остаются дискуссионными. В то же время для большинства из них характерны три главных фактора: неравновесный физико-химический режим, высокие температуры и большие, по сравнению с геологическими, скорости образования. Выводы о генезисе природных микросферул играют важную роль в изучении процессов формирования магматических пород, выявлении условий флюидного режима и расшифровке механизмов образования пород, руд и геологических структур. В то же время следует иметь в виду, что зачастую эндогенные сферулы по ряду своих характеристик весьма похожи на сферулы антропогенного, космического и взрывно-атмоэлектрогенного происхождения, что обуславливает необходимость постановки специальных исследований для выяснения их природы.

Глава 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1 Материалы для исследования и методы подготовки образцов

На полевом этапе сотрудниками ИТиГ и ИГД ДВО РАН в 2017-2019 гг. производился сбор каменного материала пород и руд Поперечного и Костеньгинского Fe-Mn месторождений Малохинганского рудного района. Представительная коллекция образцов руд и вмещающих пород Костеньгинского и Кайланского месторождений была любезно передана нам для изучения коллегами из Дальневосточного фонда геологической информации (г. Хабаровск). Далее с участием автора производилось составление, систематизация и изучение коллекций.

Для выделения микросферул образцы пород и руд измельчались посредством дробления до -0.25 мм с последующим отмыванием в воде. В ряде случаев для удаления излишков магнетита, гематита и карбонатов использовалась соляная кислота. Затем из полученного шлиха вручную под стереомикроскопом отбирались микросферулы.

Поскольку поверхность микросферул могла быть изменена под воздействием внешних факторов, в том числе при обработке соляной кислотой, для определения их состава и исследования внутренней структуры использовались в основном определения, полученные на срезах микросферул. Для этого отобранные микросферулы помещались на проводящий скотч столика сканирующего электронного микроскопа, заливались эпоксидной смолой, сошлифовывались до необходимого уровня и полировались. Переполировка не допускалась во избежание появления рельефа в случае неоднородного внутреннего строения микросферул и появления эффекта «надвигания» («натягивания») материала более мягкой фазы на поверхность более твердой.

В ряде случаев микросферулы удавалось обнаружить непосредственно на срезах и сколах пород.

Для определения петрографических особенностей пород и руд изготавливались прозрачные шлифы, для измерения концентраций петрогенных, редких, рассеянных, редкоземельных элементов и благородных металлов породы

истирались до 200 меш.

2.2 Методы исследования и аппаратура

Поиск, выделение и первичная диагностика микросферул осуществлялись с помощью стереомикроскопа Discovery V.12 (Carl Zeiss, Германия). Петрографические исследования и фотографирование шлифов пород и руд в проходящем свете выполнены под микроскопом Axio Imager A2m (Carl Zeiss, Германия).

Концентрации петрогенных оксидов в рудах и массивных горных породах получены с помощью рентгенофлуоресцентного (РФА) спектрометра S4 Pioneer (Bruker, Германия; аналитик Л.М. Ильин). В эксплозивных брекчиях этот метод эффективен ограниченно, так как истирание таких пород обычно приводит к смешиванию вещества матрикса и ксенолитов, которые в брекчиях занимают до 80 % объема породы. В этом случае концентрации петрогенных оксидов определялись в образцах брекчий, максимально обедненных ксенолитами, а их концентрации в матрице измерены методом сканирующей электронной микроскопии с рентгеновским энергодисперсионным микроанализом (СЭМ-ЭДС) путем сканирования площадок 7×7 мм на срезах пород между обломками. В каждом образце делалось по 6 сканирований матрицы с последующим усреднением, что позволило оценить химический состав магматической матрицы брекчии с минимальным влиянием на него ассимилированных пород. Правомерность такого подхода доказана специальными исследованиями [97] и подтверждена экспериментально на материале брекчий месторождения Поперечное [21].

Содержания редких, рассеянных, редкоземельных элементов и благородных металлов получены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ELAN 9000 (Perkin Elmer, Канада; аналитик А.В. Штарева). В качестве стандартов использовались образцы составов LDI-3 (габбро), WMG-1a (минерализованное габбро), ДВБ (андезито-базальт), ДВА (андезит) и ДВД (дацит); для калибровки спектрометра применялся стандартный

раствор РЕ N9300231-9300234. Определение содержаний золота проводилось по методике соосаждения с теллуrom [206].

Анализ изотопного состава (изотопы Sr и Nd) выполнен на мультиколлекторном твердофазном масс-спектрометре высокого разрешения TRITON T1 (Thermo Finnigan, Bremen, Германия) в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, РФ).

Поскольку размеры выделенных микросферул редко достигают первых десятков микрон, основным методом исследования их состава и морфологии являлась сканирующая электронная микроскопия с рентгеновским энергодисперсионным микроанализом (СЭМ-ЭДС). В наших исследованиях применялся микроскоп VEGA 3 LMH (TESCAN, Чехия) с энергодисперсионным спектрометром X-Max 80 (Oxford, Великобритания). Для отвода заряда, образующегося при электронной бомбардировке изучаемых микросферул и их срезов, шлифовок и сколов горных пород, препараты монтировались на токопроводящий углеродный скотч предметного столика микроскопа и напылялись платиной.

Изучение и фотографирование микросферул и минералов проводилось преимущественно в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE-детектор), при котором достигается наибольший контраст между фазами с высоким и низким средним атомным номером слагающих их элементов. При съемке применялось ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка 500–700 пА, диаметр пучка 100–130 нм, живое время набора спектров 20 с. В качестве стандартов состава использовался набор оксидов, минералов и металлов Oxford/108699 #6067, для ежедневной калибровки – Co-стандарт Oxford Instruments/143100 #9864-15. Погрешность определения основных компонентов состава микросферул при данных условиях анализа не превышает 0.1 % по массе.

Поскольку целью наших исследований являлось изучение внешнего, внутреннего строения микросферул и их состава (без прецизионного определения состава на уровне сотых долей процента), в качестве основного инструмента их исследования применялся энергодисперсионный спектрометр. При СЭМ-ЭДС

исследованиях микрообъектов в область возбуждения рентгеновского излучения неизбежно попадает окружающее его вещество – матрица. Излучение элементов матрицы добавляется к спектру анализируемого микрообъекта, что усложняет интерпретацию его состава. В нашей работе приведены результаты анализов состава микрообъектов, по возможности «очищенные» от влияния состава матрицы. Основным принципом такой очистки являлся учет в результатах анализов микрообъектов преимущественно тех элементов, которые отсутствуют в составе матрицы. Принимались во внимание также соотношения концентраций элементов в анализах микрообъекта и матрицы, и расстояние от точки анализа до границы микрообъекта в соответствии с [57]. Значения «очищенных» таким образом составов нормировались на сумму слагающих их компонентов.

«Загрязненность» образцов пород и руд микросферулами негеологического генезиса представляла серьезную проблему в наших исследованиях, которая решалась преимущественно на стадии их отбора в поле. Для сведения к минимуму вероятности попадания техногенных, взрыво-атмоэлектрогенных и космических артефактов в изучаемый материал поверхность штуфов скалывалась до неизменной породы. Техногенное загрязнение образцов с Костеньгинского месторождения практически исключено, поскольку оно расположено в зоне государственного природного заказника, в границах которого нет производственных предприятий, а проведение любых механизированных, буровых и взрывных работ запрещено. Образцы для исследования были отобраны из канав, пройденных ручным способом. Для изучения микросферул в породах месторождения Поперечное использовался в основном керновый материал.

Для исключения загрязнения на стадии пробоподготовки измельчающая аппаратура тщательно очищалась, срезы после распиловки сошлифовывались и промывались, в том числе с применением ультразвука, а сколы пород готовились непосредственно перед помещением их в камеру микроскопа.

Глава 3. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геологическое положение, петрология и химический состав пород и руд Поперечного, Костеньгинского и Кайланского месторождений Малохинганского рудного района

3.1 Геологическое положение

Рудоносные структуры Малого Хингана приурочены к юго-восточному обрамлению Буреинского массива, который является северной частью сложного Цзямусы-Буреинско-Ханкайского супертеррейна, расположенного на юго-восточном окончании Центрально-Азиатского орогенного пояса [79] (рис. 3.1). Буреинский массив представляет собой метаморфизованную в раннем ордовике аккреционную призму [108]. Согласно изотопным исследованиям возраст протолита массива составляет 1.2–0.5 млрд лет, а время его метаморфизма в условиях амфиболитовой фации – около 490 млн лет назад [96].

Распространение железо-марганцевой минерализации в Малохинганском рудном районе прослежено в субмеридиональном направлении в виде полосы шириной около 40 км, протягивающейся от р. Амур на юге до правого берега р. Кимкан на севере на расстояние около 150 км [114]. Здесь выделены Восточная, Кимкано-Костеньгинская и Южно-Хинганская рудоносные зоны, которые включают многочисленные месторождения и проявления железных и железо-марганцевых руд [59]. В качестве объектов исследования нами выбраны Поперечное, Костеньгинское и Кайланское железорудные (с марганцем) месторождения как наиболее крупные и доступные (рис. 3.1).

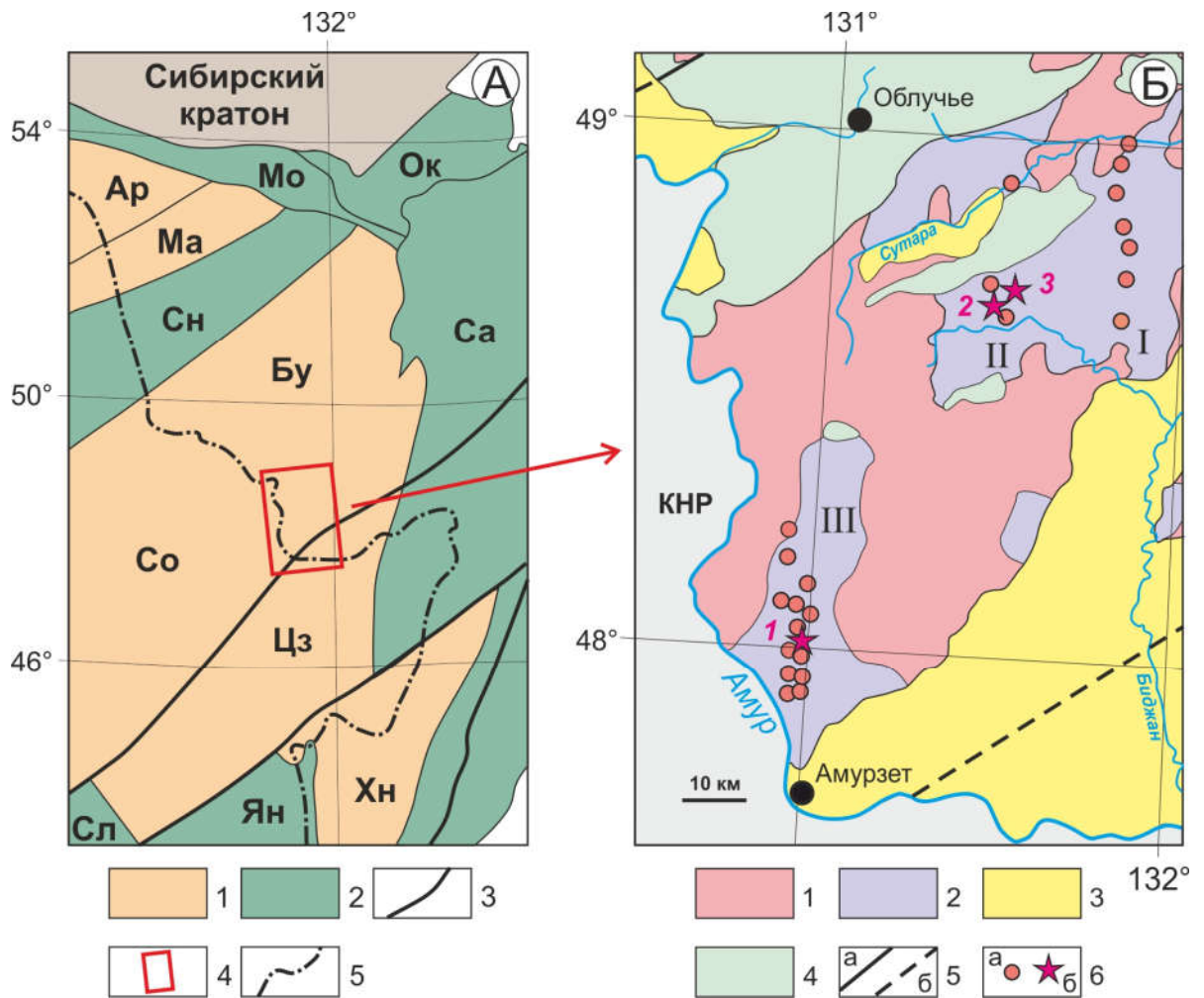


Рисунок 3.1. А – район расположения месторождений Поперечное, Костеньгинское и Кайланское на тектонической схеме континентальной части Восточной Азии (по [107] с изменениями): 1 – блоки (массивы) с докембрийским-кембрийским фундаментом (Ар – Аргунский, Ма – Мамынский, Бу – Буреинский, Со – Сонген, Цз – Цзямузы, Хн – Ханкайский); 2 – фанерозойские орогенные пояса (Са – Сихотэ-Алинский, Ок – Охотско-Корякский, Мо – Монголо-Охотский, Со – Сонгнен, Сл – Солонкер, Ян – Янбиань); 3 – основные разломы; 4 – район работ; 5 – государственная граница с КНР. Б – схематическая геологическая схема (по [74] с изменениями) восточной части Буреинского массива с Fe-Mn объектами: 1 – кристаллический фундамент; 2 – фрагменты Кимканского ($V-\epsilon_1$) прогиба; 3 – кайнозойские континентальные впадины; 4 – вулканические прогибы мезозойские и мезозой-кайнозойские; 5 – разломы: а – зафиксированные, б – предполагаемые; 6 – Fe и Fe-Mn месторождения и проявления (а), звездочки (б) – месторождение Поперечное (1), Костеньгинское (2) и Кайланское (3). Римские цифры – Восточная (I), Кимкано-Костеньгинская (II) и Южно-Хинганская (III) рудоносные зоны.

Месторождение Поперечное является наиболее изученным. Оно локализовано в карбонатных породах мурандавской свиты (поздний рифей–венд по [92]; рис. 3.2).

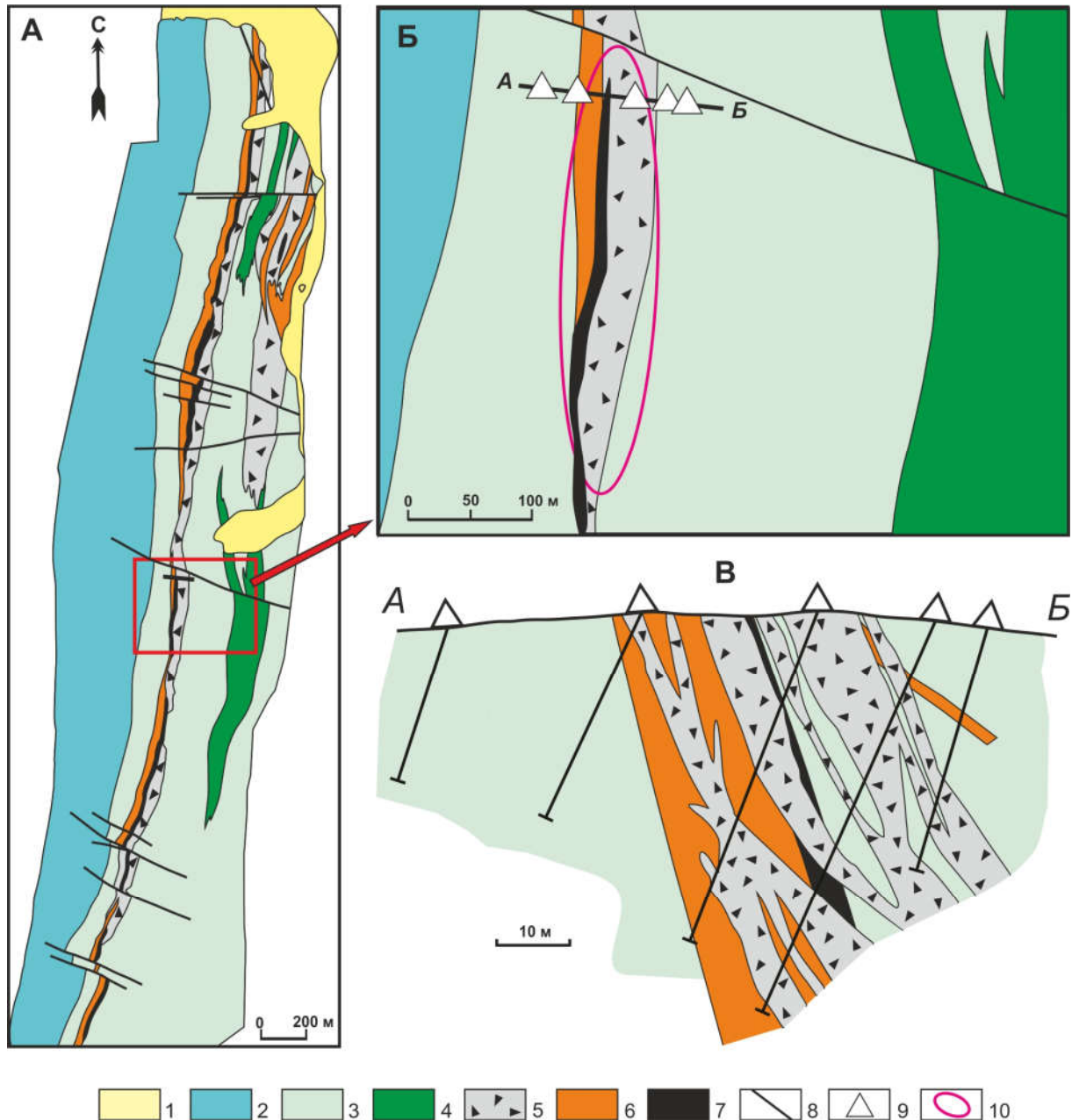


Рисунок 3.2. Схематическая геологическая карта (А) месторождения Попереchnое по [114] с изменениями, район отбора образцов (Б) и схематический разрез (В) по линии А–Б (по [72] с использованием материалов М.В. Чеботарева, 1955 г.). 1 – аллювиально-делювиальные отложения; 2 – лондоковская свита: черные кристаллические известняки с пачками углисто-глинистых и глинистых сланцев; 3 – мурандавская свита: черные пелитоморфные известняки, известковистые доломиты, переслаивающиеся с доломитовыми песчаниками и глинистыми доломитами, массивные серые и кремнистые доломиты с пластами глинистых и сланцеватых доломитов, углисто-глинистых сланцев; 4 – базальтоиды; 5 – флюидно-эксплозивные брекчии с обломками доломитов, сланцев и руд; 6 – магнетит-гематитовые, гематитовые железные руды; 7 – браунитовые, кремнисто-родохрозитовые, гематит-браунитовые марганцевые руды; 8 – разломы; 9 – скважины; 10 – область отбора проб.

Доломиты мурандавской свиты мелко- и среднезернистые, темно-серые до черных, массивные, иногда сланцеватые, нередко окварцованные и сульфидизированные. В восточной части рудного поля они массивные, с невыдержанными пластами кремнистых доломитов, глинисто-карбонатных и углисто-глинистых сланцев. К западу от зоны оруденения преимущественно развиты черные пелитоморфные известняки, переслаивающиеся с кремнисто-глинистыми сланцами, доломитовыми песчаниками и глинистыми доломитами. Вблизи рудных тел вмещающие доломиты неравномерно изменены, что выражается в перекристаллизации карбонатов, окварцевании и появлении в их составе минералов, характерных для скарных ассоциаций.

С восточного бока зоны оруденения, в непосредственном контакте с рудными телами, прослеживается полоса флюидно-эксплозивных брекчий мощностью от первых метров до 15–20 м, которые ранее были отнесены к осадочным образованиям (терригенным катаклазитами) [114]. Они формируют тела как во вмещающих породах, так и в железных и марганцевых рудах. Сложные тела брекчий, перемежающиеся с маломощными бедными пластами железистых кварцитов и незначительно развитой марганцевой минерализацией, откартированы в висячем боку рудной зоны на северном фланге месторождения.

Рудные тела залегают субсогласно с вмещающими породами. Общее падение крутое, преимущественно в восточном направлении при меридиональном простирании, мощность колеблется в пределах 25–35 м. По падению железо-марганцевая минерализация прослежена до 200–400 м и на более глубоких горизонтах не изучена. Она отчетливо разделяется на 2 пласта: железорудный (до 25 м) и марганцеворудный (1–10 м) [42, 114].

Костеньгинское железорудное (с марганцем) месторождение, подобно Поперечному, локализовано в венд-кембрийских доломитах мурандавской свиты (рис. 3.3) [18]. На юге доломиты интродированы ордовикскими гранитами, средне-позднекаменноугольными габброидами и позднепермскими-раннетриасовыми гранитоидами. Северный фланг месторождения несогласно перекрыт базальт-андезит-дацит-риолитовыми вулканитами мелового возраста.

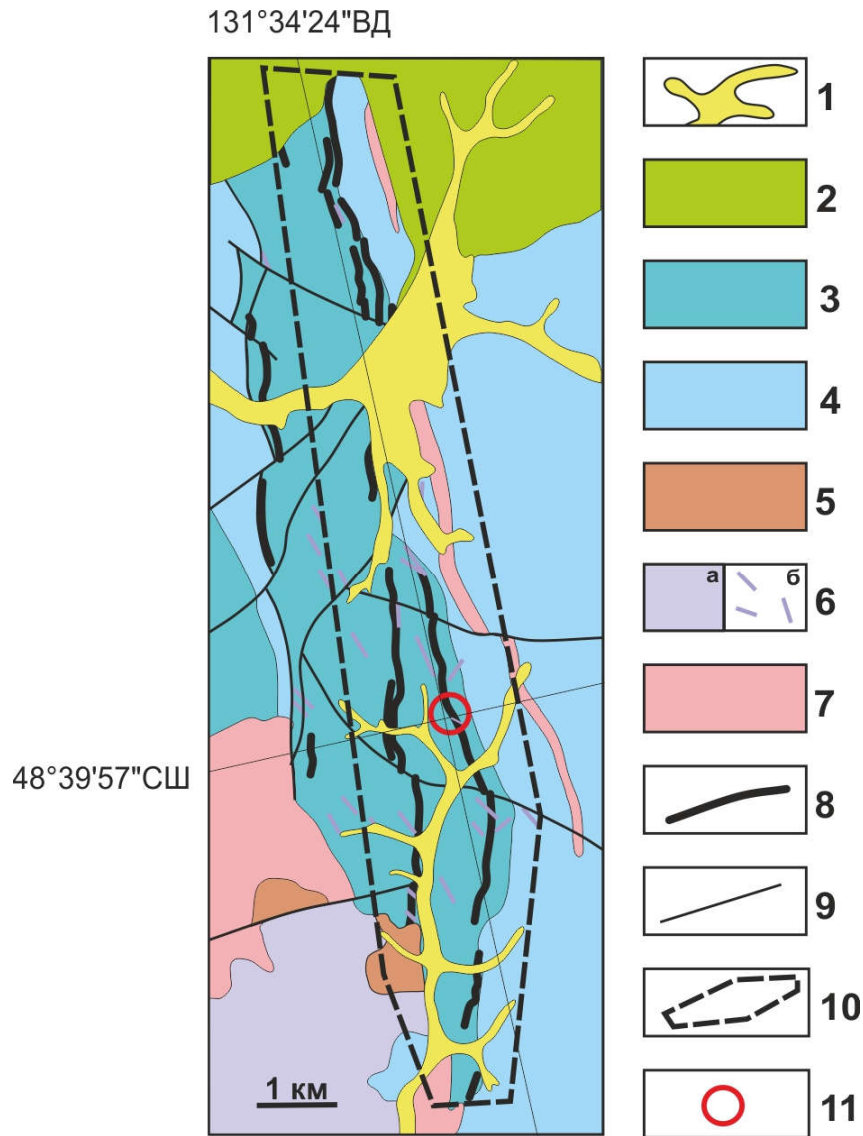


Рисунок 3.3. Геологическая схема (по Геологической карте РФ [28] с изменениями) Костеньгинского месторождения. 1 – четвертичные отложения; 2 – меловые вулканиты, туфы, игнимбриты; 3-4 – кембрийские известняки, доломиты, сланцы (3), венд-кембрийские доломиты, сланцы, песчаники (4) мурандавской свиты; 5 – позднепермские-раннетриасовые граниты; 6 – средне-позднекаменноугольные габбро и диориты (а), мафические дайки (б); 7 – ордовикские граниты и риолиты; 8 – рудные тела; 9 – разломы; 10 – контуры Костеньгинского месторождения; 11 – область отбора проб.

Как и на Поперечном, руды Костеньгинского месторождения образуют жиллообразные субмеридиональные тела, имеющие явно секущие взаимоотношения с вмещающими доломитами, фиксирующиеся как в поле, так и в штучах, и на микроуровне. Руды тесно ассоциируют с флюидно-эксплозивными брекчиями, игнимбритами, туфами, в составе которых в большом количестве присутствуют обломки вмещающих карбонатных пород. Такая пространственная

ассоциация минерализации с взрывными образованиями отмечается для большинства рудных месторождений Малого Хингана [52, 133].

Кайланское железорудное месторождение расположено в северной части хребта Малый Хинган, в 10 км на северо-восток от Костеньгинского месторождения, и развито на контакте неопротерозойских доломитов и нижнекембрийских терригенно-карбонатных метаосадков [20, 98]. Вмещающими породами Кайланского месторождения являются карбонаты кайланской свиты, брекчии и кремнистые сланцы. Брекчии макроскопически серого цвета с зеленоватым оттенком, при выветривании приобретают желтую окраску. Обломки представлены карбонатными породами, чаще имеют форму окатанной гальки, реже – угловатую, и состоят из карбонатов и кварца, а в состав цемента входят лимонит, хлорит и в небольшом количестве гематит [99].

Открывшие Кайланское месторождение геологи считали его осадочным [4, 7]. Исследованиями последних лет показано, что в формировании руд месторождения принимали участие гидротермальные и вулканические процессы с образованием как массивных кварц-магнетит-гематитовых руд, так и оруденелых спекшихся туфов и вулканических брекчий [133, 134].

Как и на предыдущих рассмотренных месторождениях, некоторые образцы вулканических брекчий Кайланского месторождения структурно и минералогически напоминают «магнетитовые лавы» месторождения Эль Лако на севере Чили [172, 173, 268, 279, 351]. Взрывные породы и железные руды Кайлана содержат ксенолиты вмещающих карбонатов, подчеркивая пространственную и временную связь вулканизма и минерализации [134].

Оценки возраста гидротермальной Fe-Mn минерализации и взрывного вулканизма в Малохинганском рудном районе весьма затруднительны и базируются в основном на дискордантном взаимоотношении брекчий, руд и вмещающих карбонатов, а также на модельных Sm-Nd и Rb-Sr возрастах, приведенных в [133]. Модельный Sm-Nd возраст взрывных брекчий 1338–1864 млн лет предполагает присутствие протерозойского корового компонента, в то время как модельный Rb-Sr возраст варьирует от кембрия (540 млн лет) через

мезозой (119–226 млн лет) до кайнозоя (~50 млн лет). Кембрийские возраста, вероятно, отражают контаминацию рудно-магматической системы вмещающими карбонатами, а мезозойские, особенно раннемеловые (119–140 млн лет), возможно, указывают на возраст надсубдукционного вулканизма в пределах Малохинганского рудного района [330]. Например, крупномасштабный риолитовый вулканизм Малохинганского рудного района, структурно и по составу сходный с дацит-риолитовыми туфами и брекчиями на изученных месторождениях, датирован 102.98 ± 0.57 млн лет и 103.58 ± 0.35 млн лет [120]. Изотопные (^{190}Pt - ^4He метод) определения возраста зерен платины из эксплозивных брекчий месторождения Поперечное показывают значения 125 ± 21 млн лет, синхронные с возрастом мезозойского вулканизма в регионе [107, 135]. Следует также отметить, что меловой магматизм в китайском сегменте Малохинганского рудного района датирован 107–124 млн лет и ассоциируется с обильной золотой минерализацией [236, 390, 393].

Меловой магматизм и ассоциирующее с ним рудообразование в Малохинганском рудном районе могут быть обусловлены комплексом тектонических процессов, связанных с субдукцией Палео-Тихоокеанской (Izanagi) плиты под край Евразийского континента [17, 40, 105, 106, 361, 373, 380].

3.2 Петрология и геохимия пород и руд изученных месторождений

3.2.1 Руды

На месторождении *Поперечное* железные руды (Fe_2O_3 от 12.5 до 39.9 %; рис. 3.4, А) представлены темно-серыми, иногда красноватыми тонкозернистыми породами преимущественно массивной грубо- и тонкополосчатой текстуры. Они сложены гематитовыми, гематит-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами с содержанием железа до 35 %, обычно около 20 %. Преобладают гематитовые кварциты, магнетитовые разновидности редки [20, 21].

Железо-марганцевая минерализация образует тонкие пласты темно-бурых до черных пород висячем боку рудной залежи с содержанием 5.0–21.5 % Fe_2O_3 и 5.3–25.7 % MnO (рис. 3.4, Б). По минеральному составу среди марганцевых руд

выделены браунитовые, гаусманит-браунитовые, браунит-гематитовые, гаусманит-родохрозитовые и кремнисто-родохрозитовые. В зоне окисления, распространенной на глубину до 20 м, встречаются пиролюзит-псиломелановые разновидности.



Рисунок 3.4. Основные разновидности руд месторождения Поперечное: А – массивная гематитовая; Б – железо-марганцевая; В – богатая марганцевая. Линейка 2 см.

К рудам месторождения можно отнести также «магнетитовые лавы», формирующие маломощные (до 10–15 см) прослои в рудных телах. В них фенокристы и микрофенокристы магнетита равномерно распределены в измененной амфибол-биотит-кварцевой массе.

Руды часто обнаруживают брекчиевую текстуру, для них характерны обломки доломитов и руд ранних генераций размером от долей миллиметра до десятков сантиметров (рис. 3.4, Б, В). Признаки сортировки и терригенного окатывания отсутствуют.

Руды *Костеньгинского* месторождения состоят в основном из кварца, магнетита, серицита и имеют полосчатую текстуру, подчеркнутую удлиненными полостями, лентикулярными выделениями кварца и ориентированными агрегатами, сложенными серицитом и гидроксидами железа [18]. Реже встречаются хлорит, биотит, ортоклаз, роговая обманка, стильномелан, апатит, гематит, пиролюзит, браунит и монацит.

Руды *Кайланского* месторождения тонкозернистые, красновато-бурого цвета, обычно полосчатой текстуры, в которой рудные слои толщиной от 0.3 до 10 мм чередуются с нерудными. Часто встречаются оруденелые туфы. Рудные минералы – гематит, магнетит и лимонит; нерудные представлены кварцем,

карбонатами, сфеном и хлоритом. В ничтожных количествах встречается золото [98, 99].

Химический состав представительных образцов руд изученных месторождений приведен в таблице 3.1.

Таблица 3.1

Химический состав представительных образцов руд изученных месторождений

Оксиды вес. %, элементы г/т					Элементы г/т				
	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO ₂	60.34	30.14	65.40	39.06	Nb	3.05	9.21	1.38	3.04
TiO ₂	0.17	0.49	0.11	0.23	Ag	3.24	6.37	2.44	0.33
Al ₂ O ₃	2.94	2.49	1.87	2.47	Sn	0.56	1.11	<0.001	0.05
Fe ₂ O ₃	29.74	12.53	26.48	48.29	Cs	0.17	13.00	18.91	0.57
MnO	0.01	17.23	0.99	0.22	Ba	20.97	938.01	822.80	82.09
CaO	1.88	2.40	0.68	0.67	La	4.54	11.13	2.31	11.91
MgO	3.37	3.95	1.51	2.46	Ce	10.78	22.46	4.83	20.77
Na ₂ O	0.10	0.30	0.10	0.14	Pr	1.27	2.86	0.68	3.63
K ₂ O	0.35	1.24	0.37	0.05	Nd	5.88	12.50	2.96	16.40
P ₂ O ₅	0.23	0.06	0.32	0.23	Sm	1.25	2.71	0.71	3.82
п.п.п.	0.67	28.50	1.48	6.02	Eu	0.27	0.57	0.19	0.97
Сумма	99.80	99.33	99.98	99.85	Gd	1.55	3.28	0.87	5.04
Sc	4.56	9.62	3.48	6.75	Tb	0.20	0.47	0.13	0.77
V	50.61	45.29	47.78	59.33	Dy	1.34	3.15	0.78	4.83
Cr	26.50	39.57	22.84	17.95	Ho	0.27	0.65	0.16	1.07
Co	7.82	1110.32	22.97	1.21	Er	0.90	2.23	0.52	3.28
Ni	21.93	764.80	37.11	12.27	Tm	0.12	0.36	0.08	0.46
Cu	11.77	25.46	<0.001	12.67	Yb	0.87	2.69	0.57	3.00
Zn	18.58	84.45	32.89	27.61	Lu	0.13	0.42	0.10	0.47
Ga	3.25	11.27	2.07	4.55	Hf	0.38	1.30	<0.001	0.35
Rb	1.84	91.68	31.42	2.20	Ta	0.16	0.30	0.03	0.13
Sr	42.43	59.30	41.88	11.31	Pb	1.60	9.39	0.79	4.35
Y	7.92	15.77	4.82	32.35	Th	1.75	3.60	0.77	1.47
Zr	15.51	43.63	6.44	13.64	U	0.30	0.87	0.27	1.65

Примечание. 1, 2 – железные (1) и железо-марганцевые (2) руды Поперечного месторождения; 3, 4 – железные руды Костеньгинского (3) и Кайланского (4) месторождений.

3.2.2 Вмещающие карбонаты

Вмещающими породами для всех изученных месторождений являются карбонаты – доломиты и известняки мурандавской и кайланской свит. Нами детально изучены доломиты мурандавской свиты, в различной степени измененные вблизи проявлений Fe-Mn минерализации в ассоциации с explosивными брекчиями на месторождении Поперечное, поскольку в них были обнаружены микросферулы.

Слабо измененные карбонаты мурандавской свиты представляют собой темные массивные мелкозернистые породы, сложенные преимущественно доломитом (рис. 3.5, А, Г) с обильными включениями углеродистых частиц.

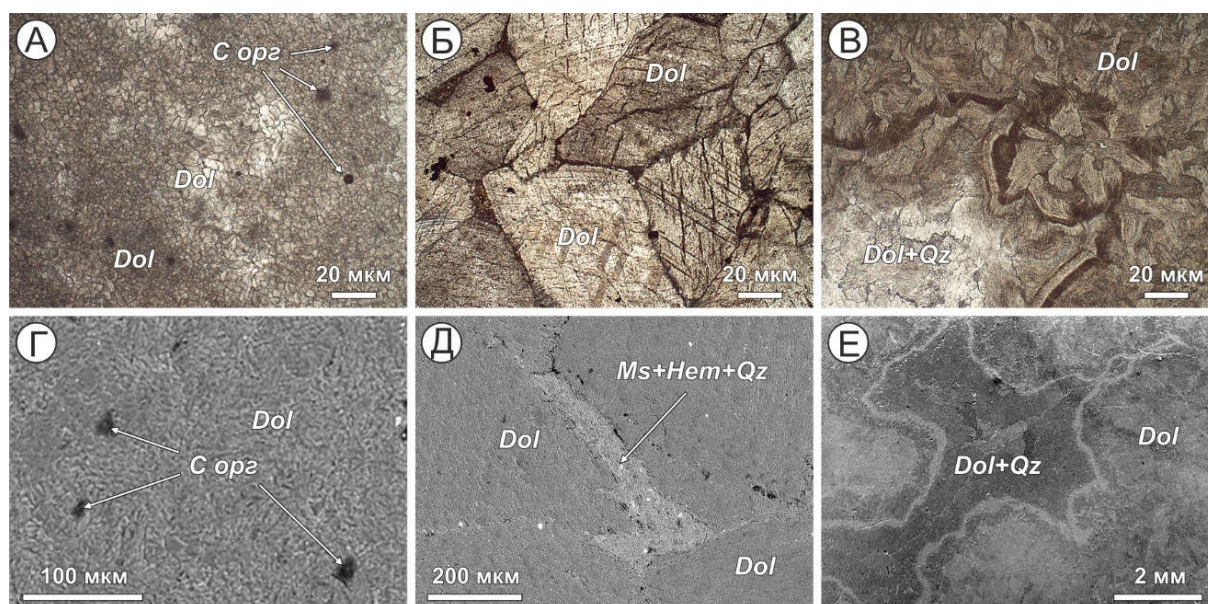


Рисунок 3.5. Микрофотографии шлифов (А-В) и СЭМ-изображения (Г-Е) слабо измененных (А, Г), мраморизованных (Б, Д) и перекристаллизованных (В, Е) доломитов мурандавской свиты (по [19] с изменениями). Здесь и далее индексация минералов приведена в соответствии с [364]. *C org* – углеродистые микровключения, *Dol* – доломит, *Hem* – гематит, *Ms* – мусковит, *Qz* – кварц. Здесь и далее СЭМ-микрофотографии сделаны в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE-детектор).

В мраморизованных доломитах зерна доломита укрупнены, имеют идиоморфную огранку (рис. 3.5, Б). Промежутки между ними часто заполнены тонкозернистым агрегатом, в котором диагностированы мусковит, гематит и кварц (рис. 3.5, Д). Интенсивно измененные доломиты под микроскопом

обнаруживают полосчатую структуру с замещением перекристаллизованного доломита кварц-доломитовым агрегатом (рис. 3.5, В, Е).

В слабо измененном доломите с углеродистыми частичками часто ассоциируют микросростки сульфидов меди и серебра. Обособленные микровключения, состоящие из сульфидов меди, цинка и серебра, нередко окружены дендритами акантита. Серебро и железо встречаются в самородном виде, нередки включения фторапатита. В мраморизованном доломите к перечисленным выше минералам добавляются магнетит, гематит и мусковит. В перекристаллизованном метасоматизированном доломите спектр минералов еще более расширен за счет минералов, характерных для скарнированных пород (рис. 3.6, фото обильных зерен доломита, кварца и пирита не приведены). Это характерные для некоторых метасоматических образований ортопироксен, низкокальциевый амфибол с повышенным содержанием марганца, биотит, хлорит, апатит с содержанием до 7 мас. % фтора, рутил, пирротин, самородное железо и Fe-Cr сплав в ассоциации с кварцем, магнетит, ильменит и титаномагнетит в сростке с серпентином.

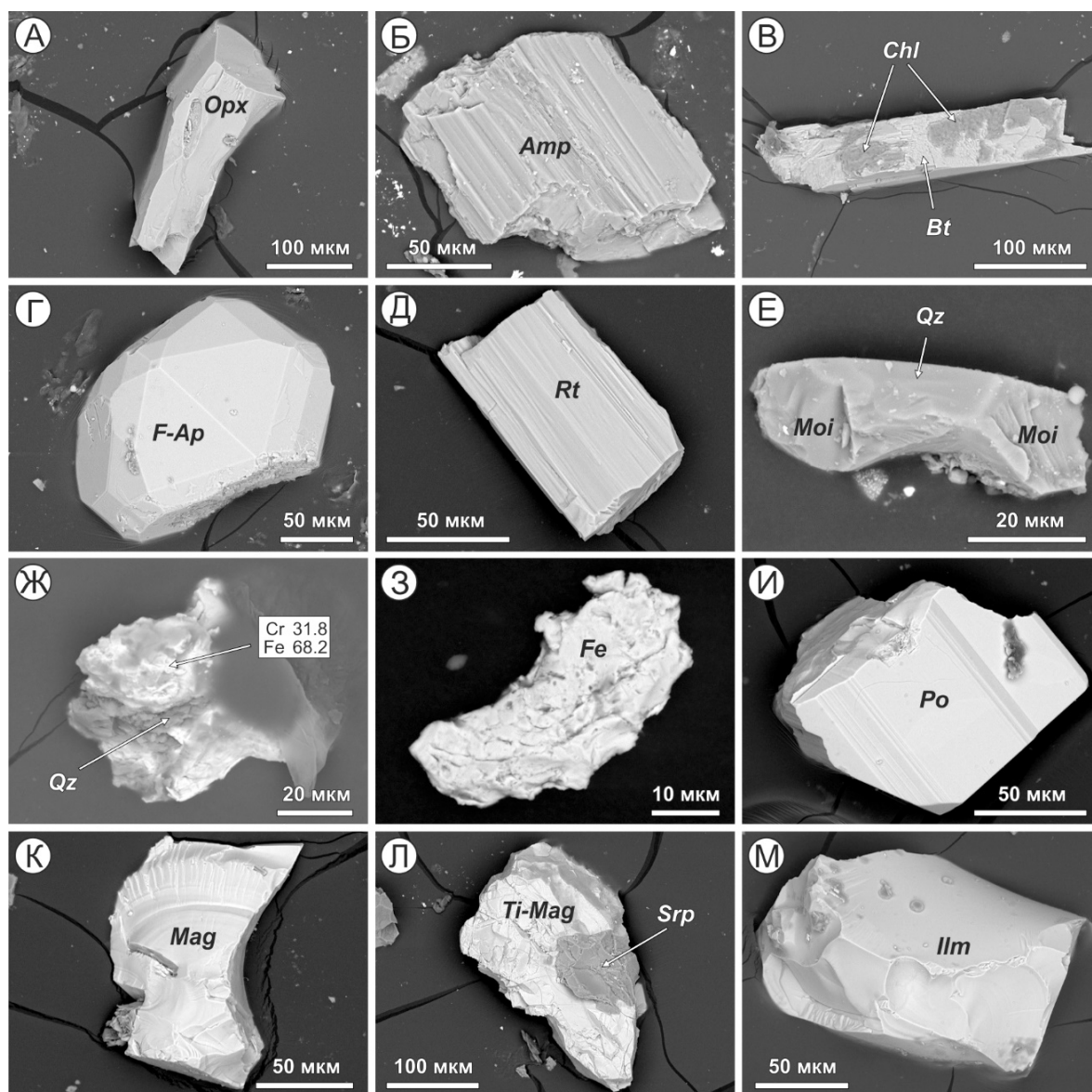


Рисунок 3.6. Минералы, выделенные из тяжелой фракции протолочки перекристаллизованного и метасоматизированного доломита (по [19] с изменениями). а – ортопироксен; б – амфибол; в – биотит с корками хлорита; г – фторапатит; д – рутил; е – сросток муассанита с кварцем; ж – сросток Fe-Cr сплава с кварцем; з – самородное железо; и – пирротин; к – магнетит; л – сросток титаномагнетита с серпентином; м – ильменит. *Opx* – ортопироксен, *Amp* – амфибол, *Bt* – биотит, *Chl* – хлорит, *F-Ap* – фторапатит, *Rt* – рутил, *Moi* – муассанит, *Qz* – кварц, *Fe* – самородное железо, *Po* – пирротин, *Mag* – магнетит, *Srp* – серпентин, *Ilm* – ильменит.

Химический состав типичных образцов этих трех разновидностей вмещающих доломитов представлен в таблице 3.2.

**Химический состав слабо измененных, мраморизованных
и перекристаллизованных доломитов, вмещающих месторождение Поперечное**

Оксиды в мас. %, элементы в г/т	Образец			Элементы в г/т	Образец		
	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	11.23	12.01	11.90	Ag	1.04	1.18	0.02
TiO ₂	0.04	0.09	0.02	Sn	0.18	0.18	0.04
Al ₂ O ₃	0.36	0.83	0.21	Sb	0.07	0.07	0.04
Fe ₂ O ₃	1.44	1.60	1.83	Cs	0.11	0.40	0.09
MnO	0.14	0.14	0.84	Ba	57.22	69.81	47.79
CaO	29.11	28.00	28.86	La	0.84	3.62	0.49
MgO	16.40	17.27	16.04	Ce	1.95	7.94	1.00
Na ₂ O	0.00	0.24	0.00	Pr	0.23	0.95	0.11
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	Nd	1.20	3.89	0.44
P ₂ O ₅	0.00	0.02	0.00	Sm	0.30	0.86	0.09
п.п.п.	45.18	43.32	43.65	Eu	0.10	0.20	0.03
Сумма	103.91	103.53	103.36	Gd	0.34	1.05	0.12
Sc	0.36	1.77	0.33	Tb	0.04	0.15	0.02
V	2.33	15.31	0.38	Dy	0.25	0.85	0.10
Cr	7.56	16.77	5.03	Ho	0.04	0.17	0.02
Co	1.64	1.43	9.36	Er	0.14	0.51	0.07
Ni	7.07	15.64	11.51	Tm	0.02	0.07	0.01
Cu	1.22	13.36	17.32	Yb	0.14	0.47	0.07
Zn	11.15	18.24	24.77	Lu	0.02	0.07	0.01
Ga	0.29	1.65	0.30	Hf	0.09	0.23	0.03
As	2.45	0.62	1.13	Ta	0.04	<0.001	<0.001
Rb	1.59	8.93	0.31	Pb	0.35	0.58	0.81
Sr	64.28	99.30	67.96	Bi	1.32	0.29	1.93
Y	1.04	5.53	0.87	Th	0.28	0.72	0.07
Zr	2.90	10.12	2.41	U	0.09	0.16	0.10
Nb	1.03	0.25	0.19				

Примечание. 1 – слабо измененный доломит мурандавской свиты, 2 – мраморизованный доломит, 3 – перекристаллизованный доломит.

3.2.3 Флюидно-эксплозивные брекчии и минерализованные туфы

Между магматическими брекчиями, матриксом которым служит магматический расплав, и флюидолитами, в которых матрикс представлен измененным под воздействием флюида горнопородным веществом, существуют многочисленные переходные разности. Согласно Петрографическому кодексу

России термин «флюидолиты» характеризует породы, сформировавшиеся в процессе «импрегнации флюидного вещества во вмещающую среду, часто послойной; сброса или экстракции отдельных ингредиентов, в том числе рудных; фиксации вещества флюида в новом пространстве и, в конечном счете, образования пород и геологических тел со специфическими признаками» [80]. Высокомобильные флюидные потоки способны переносить минеральные фазы «глубинного происхождения, фрагменты глубинных расплавов, стекловатых и кристаллических образований, что ... во многих случаях приводит к образованию различных видов полезных ископаемых» [80]. Опираясь на результаты исследования предшественников [94, 318], брекчии на изученных месторождениях мы классифицируем как флюидно-эксплозивные, так как в их матриксе присутствуют как компоненты магматического расплава, так и фрагменты, образовавшиеся при активном воздействии флюида.

Флюидно-эксплозивные брекчии тесно ассоциируют с рудами на изученных месторождениях, наиболее детально они изучены на месторождениях Поперечное и Костеньгинское. Матрикс брекчий имеет флюидальную игнимбритовую текстуру с фенокристами кварца, карбонатизированного полевого шпата, иногда с характерными структурами типа фьямме, в ряде случаев его можно классифицировать как доломитизированный и пропилитизированный андезитодацитовый игнимбрит. Для материала матрикса характерны интенсивно измененные фрагменты вулканического стекла, в его составе диагностированы серицит, хлорит, вторичные сульфиды, неравномерно распределенные окислы и гидроокислы железа, кварц-хлоритовые и карбонатные жилки, местами наблюдается интенсивная карбонатизация, пиритизация и окремнение [20, 135]. В матрикс погружены относительно крупные (1–5 см, реже 10–20 см в поперечнике) обломки (рис. 3.7, А).

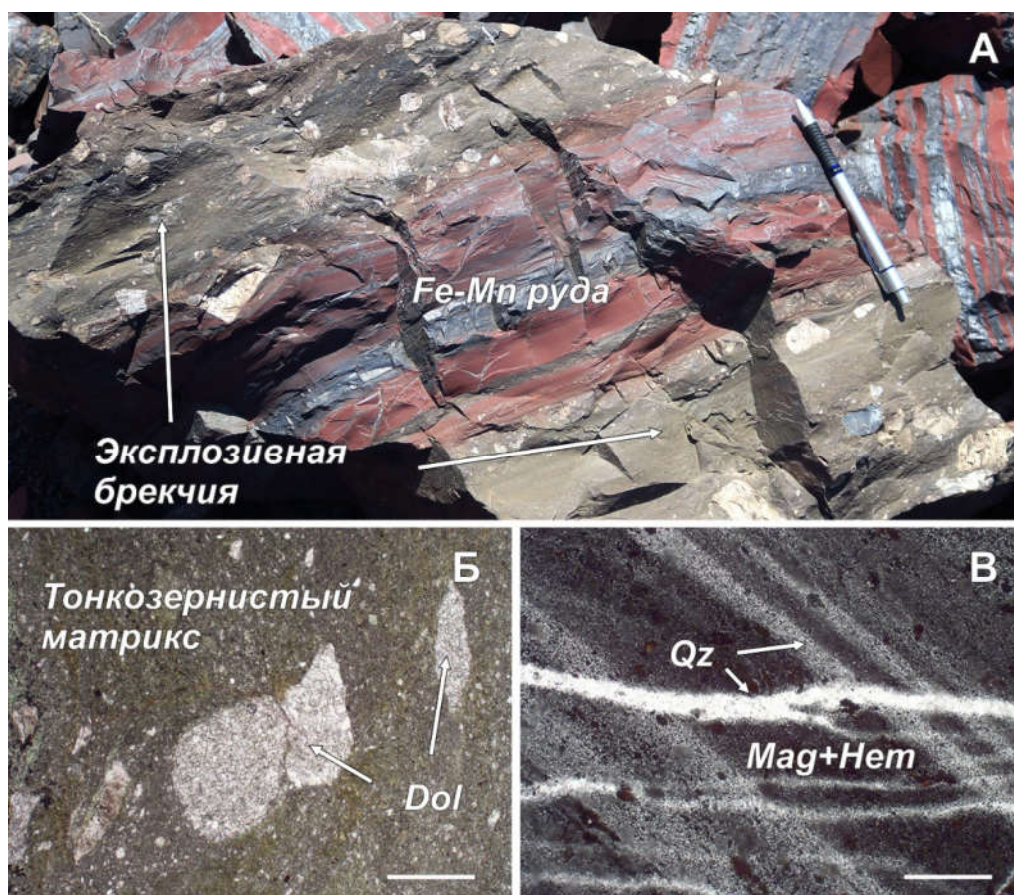


Рисунок 3.7. Эксплозивная брекчия, ассоциирующая с Fe-Mn рудой на месторождении Поперечное (по [134] с изменениями): А – переслаивание руды с брекчией; Б, В – фото шлифов брекчии (Б) и гидротермальной руды (В), николи параллельны, линейка 40 мкм. *Dol* – доломит, *Qz* – кварц, *Mag* – магнетит, *Hem* – гематит.

Обломки обычно угловатые, реже частично окатанные, слагают до 40–60 % объема породы и представлены карбонатами (доломит и мрамор), кварцем и кварцитами, Fe-Mn рудами и более ранними генерациями брекчий [135]. Материал обломков частично замещен гематитом, лимонитом, гётитом и родохрозитом, при их разрушении в трещины проникает материал основной массы.

Брекчии обнаруживают явно дискордантные взаимоотношения с вмещающими доломитами, указывая на инъекции горячей флюидизированной магмы в карбонатную матрицу [20, 135]. С Fe-Mn рудами они часто образуют переслаивания, характеризующиеся размытыми границами (рис. 3.7, А), в некоторых случаях формируя псевдослоистые структуры. В то же время во многих случаях флюидно-эксплозивные брекчии имеют дискордантные

взаимоотношения с рудами; контакт резкий, без признаков взаимных изменений. Местами брекчиевый материал в массивных Fe-Mn рудах ассоциирует с прослойками мелкозернистого (1–2 мм) материала пепловой размерности.

Минерализованные туфы, также ассоциирующие с Fe-Mn рудами, наиболее распространены на Кайланском месторождении (рис. 3.8, А). Они содержат удлиненные обломки пород и минералов (кварц, доломит, гематит, магнетит, пластически деформированные, частично замещенные хлоритом чешуйки биотита), заключенные в тонкозернистую игнимбритоподобную массу, состоящую из магнетита, хлорита, биотита, полевых шпатов и кварца (рис. 3.8, Б-Г).

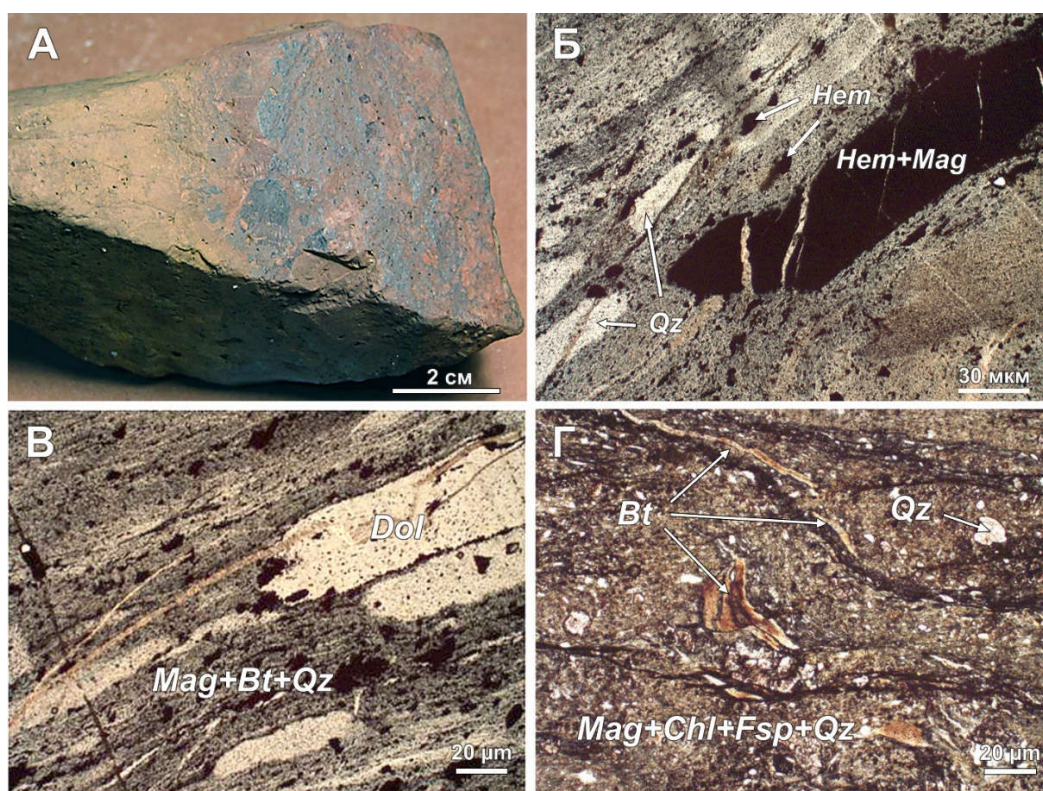


Рисунок 3.8. Минерализованные туфы Кайланского месторождения: А – штуф, Б-Г – шлифы (по [134] с изменениями). *Qz* – кварц, *Mag* – магнетит, *Hem* – гематит, *Bt* – биотит, *Chl* – хлорит, *Fsp* – полевой шпат.

Среди флюидно-эксплозивных образований Поперечного и Костеньгинского месторождений зафиксированы фрагменты своеобразных пород, состоящих из обильных фенокристов и микрофенокристов магнетита, заключенных в амфибол-биотит-кварц-монацитовый матрикс. В некоторых

образцах присутствует метасоматический родохрозит и другие Mn-содержащие минеральные фазы. По ряду признаков, в том числе по наличию характерного слоеобразного фрагментирования, выраженного в различном содержании магнетита, кварца, апатита и биотита в «слоях», эти образования сходны с «магнетитовыми лавами» вулкана Эль Лако и некоторых других обогащенных железом вулканитов на севере Чили [212, 268, 277, 357].

Химический состав представительных образцов флюидно-эксплозивных брекчий и минерализованных туфов изученных месторождений приведен в таблице 3.3.

Таблица 3.3

Химический состав представительных образцов флюидно-эксплозивных брекчий и минерализованных туфов изученных месторождений

Оксиды мас. %, элементы г/т	1	2	3	4	5
SiO ₂	50.68	36.26	60.86	54.79	57.75
TiO ₂	0.81	0.60	0.64	0.65	0.71
Al ₂ O ₃	11.37	7.71	14.84	9.27	9.81
Fe ₂ O ₃	9.02	6.28	9.82	16.31	11.15
MnO	0.18	1.43	0.81	2.19	3.92
CaO	6.88	17.29	4.22	3.08	3.24
MgO	7.02	10.43	6.73	1.80	1.33
Na ₂ O	1.08	0.45	0.00	0.21	0.21
K ₂ O	2.34	2.43	3.06	0.55	1.85
P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.00	0.12	0.09
п.п.п.	9.81	18.40	-	10.92	9.66
Сумма	99.27	101.34	100.98	99.91	100.00
Sc	10.81	10.72	8.71	11.51	14.47
V	162.93	54.28	120.71	132.59	149.56
Cr	88.85	31.87	48.98	83.27	78.57
Co	29.90	20.51	107.32	49.19	154.18
Ni	158.40	431.67	90.93	78.47	781.52
Cu	47.32	27.96	22.21	31.28	146.84
Zn	103.94	75.83	38.82	57.15	81.38
Ga	14.13	10.91	9.26	15.08	16.38
Rb	102.26	82.87	50.41	24.05	76.19
Sr	82.70	183.24	149.59	36.96	48.88
Y	16.73	19.85	10.66	17.92	19.69

Zr	88.31	47.58	58.77	60.78	63.66
Nb	3.20	1.87	5.93	4.89	5.43
Ag	0.55	0.20	0.58	0.50	0.26
Sn	1.75	1.40	1.43	1.84	2.44
Cs	6.41	4.73	1.12	4.00	6.13
Ba	464.00	968.53	685.60	151.73	220.81
La	23.74	19.64	16.93	23.86	28.03
Ce	51.09	44.37	35.24	47.08	56.70
Pr	5.76	4.95	4.24	5.92	6.77
Nd	24.63	21.07	16.01	21.71	23.51
Sm	4.79	4.30	3.20	4.06	4.58
Eu	0.96	0.94	0.70	0.69	0.88
Gd	4.65	4.53	3.43	4.21	4.93
Tb	0.55	0.60	0.45	0.57	0.73
Dy	3.16	3.73	2.31	3.11	3.92
Ho	0.60	0.72	0.46	0.64	0.80
Er	1.93	2.28	1.39	1.94	2.37
Tm	0.27	0.31	0.22	0.30	0.37
Yb	1.98	2.18	1.51	1.92	2.39
Lu	0.29	0.31	0.25	0.31	0.40
Hf	2.34	1.39	1.49	1.83	1.81
Ta	0.32	0.14	0.48	0.46	0.51
Pb	14.18	8.08	13.71	9.24	18.00
Th	6.39	5.35	4.75	6.94	7.31
U	1.90	0.48	0.97	1.85	2.60

Примечание. 1, 2 – брекчии с относительно небольшим (1) и значительным (2) количеством обломков доломитов месторождения Поперечное (содержания оксидов определены методом РФА); 3 – брекчия Костеньгинского месторождения (содержания оксидов определены СЭМ-ЭДС-сканированием областей срезов пород между карбонатными обломками); 4, 5 – брекчия (4) и минерализованный туф (5) месторождения Кайланское (содержания оксидов определены методом РФА). Содержания элементов во всех образцах выполнено по фрагментам матрицы, максимально освобожденной от обломков.

Вулканическая природа флюидно-эксплозивных брекчий подтверждается их геохимическими характеристиками. Для их состава характерны пониженные содержания титана и широкие вариации содержаний FeO, MgO и CaO. Брекчии Поперечного и Костеньгинского месторождений содержат повышенные концентрации K₂O, что сближает их с породами шошонитовой серии [8, 214, 260] (рис. 3.9).

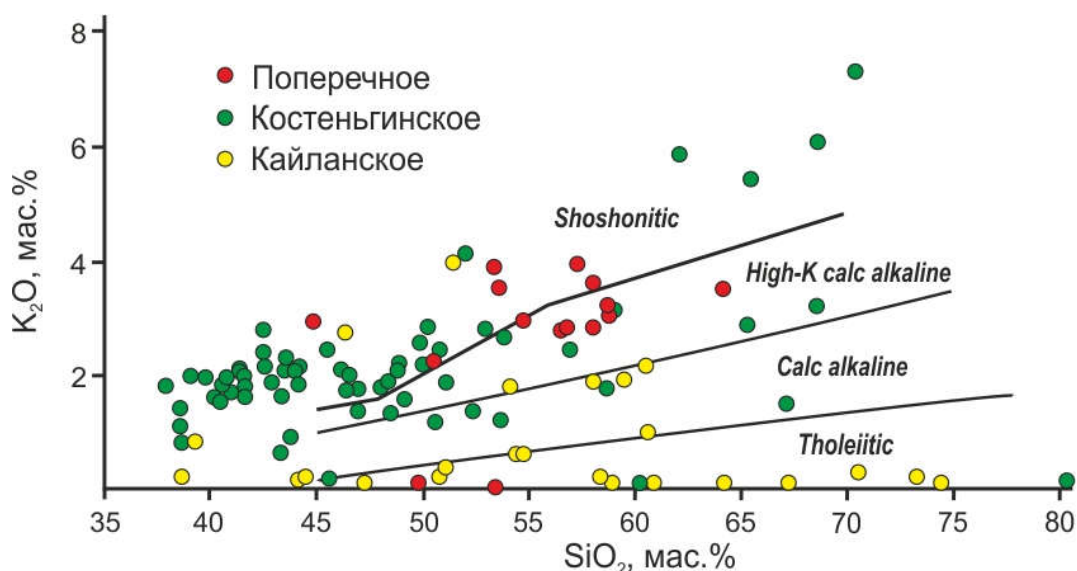


Рисунок 3.9. Составы флюидно-эксплозивных брекчий изученных месторождений на диаграмме K_2O-SiO_2 для толеитовых, известково-щелочных и шошонитовых вулканитов по [282].

На рисунке 3.10 приведены графики распределения редких (рис. 3.10, А, В) и редкоземельных (рис. 3.10, Б, Г) элементов, нормированных по примитивной мантии, из которых видно, что флюидно-эксплозивные брекчии и туфы всех изученных месторождений обогащены крупноионными литофильными элементами и обеднены высокозарядными элементами, что свидетельствует в пользу их субдукционного происхождения.

Большинство составов обнаруживают отчетливую отрицательную аномалию стронция, отражающую фракционирование плагиоклаза в процессе магматической дифференциации первичных базальтовых расплавов. Они обогащены легкими редкоземельными элементами и демонстрируют отрицательные аномалии Eu и Tm (рис. 3.10, Б, Г).

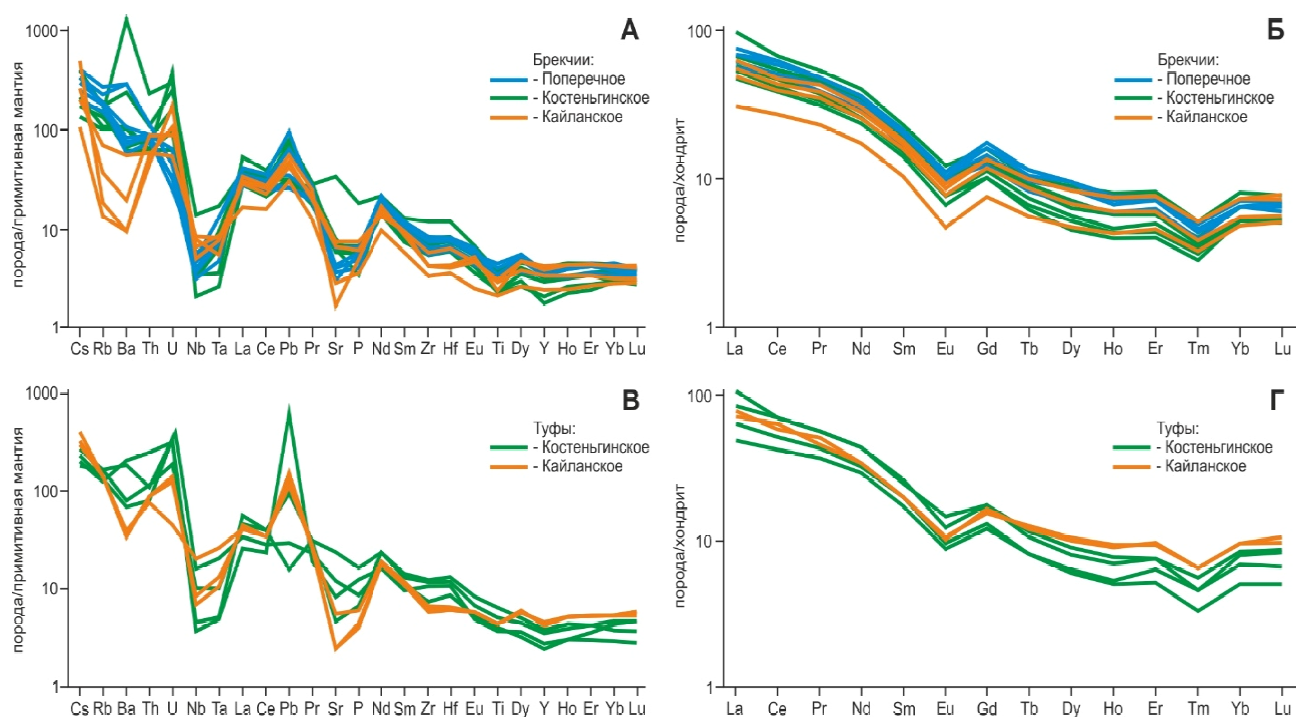


Рисунок 3.10. Распределение редких (А, В) и редкоземельных (Б, Г) элементов в флюидно-эксплозивных брекчиях и туфах изученных месторождений (по [134, 135] с изменениями). Редкие элементы нормированы по примитивной мантии [253], редкоземельные – по хондриту [343].

Распределение редкоземельных элементов свидетельствует в пользу их принадлежности к островодужным образованиям, что подтверждается дискриминационными диаграммами Cr-Y (рис. 3.11, А), Ti-Zr (рис. 3.11, В), Nb/U-Nb (рис. 3.11, Г), Th-Zr-Nb (рис. 3.11, Д) и Th-Hf/3-Ta (рис. 3.11, Е).

На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 3.11, Б) составы флюидно-эксплозивных брекчий и туфов изученных месторождений тяготеют к полям составов пород активных континентальных окраин. Относительно широкие вариации значений Th/Yb свидетельствуют либо о контаминации континентальной корой, либо о вовлечении в петрогенезис осадочных пород субдуцированной океанической плиты. Для составов изученных вулканитов характерны низкие значения отношений Nb/U, что типично для базальтов современных островных дуг (рис. 3.11, Г).

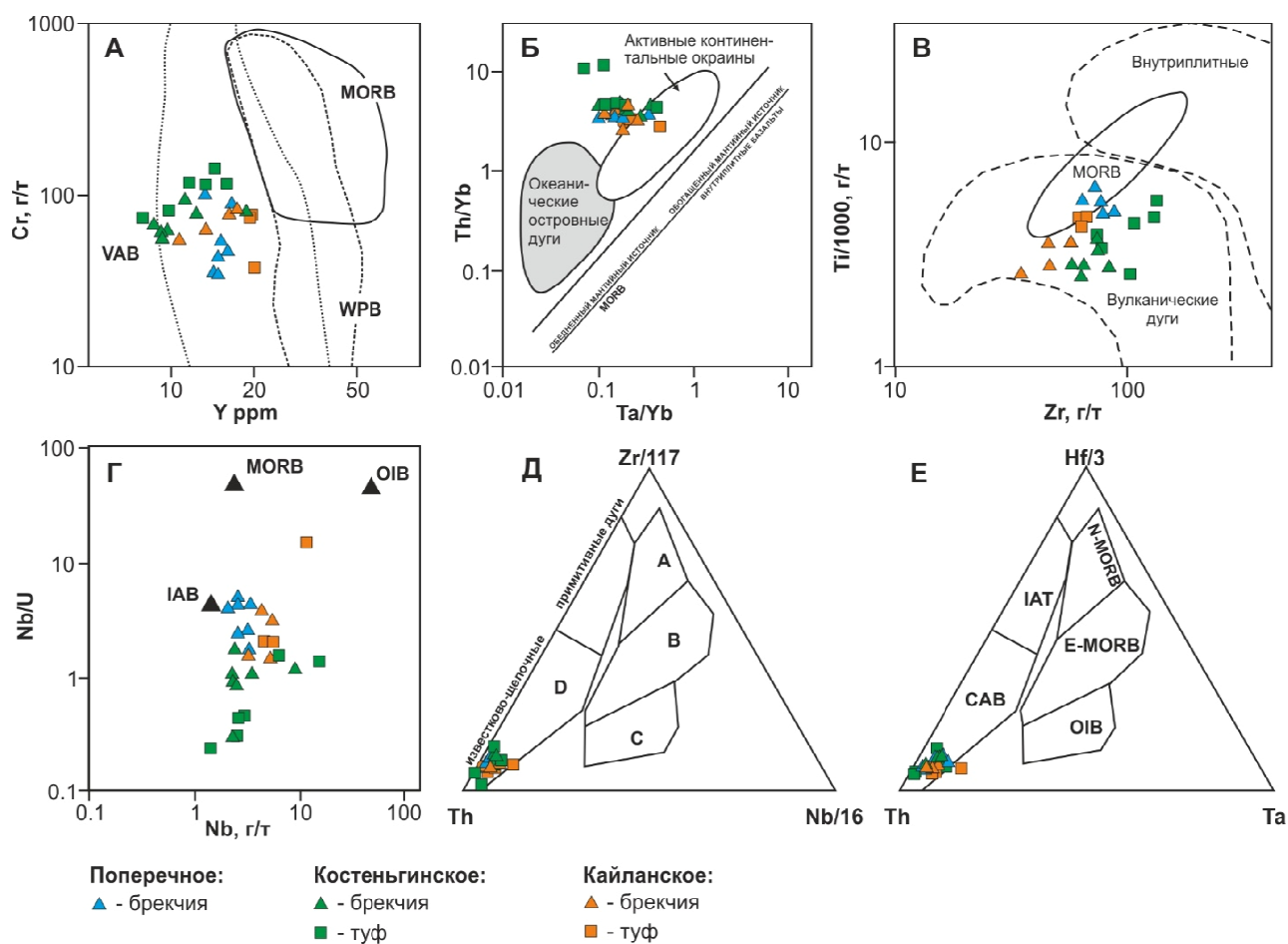


Рисунок 3.11. Дискриминационные диаграммы для флюидно-эксплозивных брекчий и туфов, ассоциирующих с Fe-Mn рудами изученных месторождений: А – Cr-Y [280]; Б – Th/Yb-Ta/Yb [281]; В – Ti-Zr [280]; Г – Nb/U-Nb [216]; Д – Th-Zr-Nb [370] (А – NMORB, В – E-MORB, С – OIB, D – VAB); Е – Th-Hf/3-Ta [370]. VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, WPB – внутриплитные базальты, IAB – островодужные базальты, OIB – базальты океанических островов, CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, N-MORB – нормальные (деплементированные) MORB, E-MORB – обогащенные MORB.

Железо-марганцевые руды и ассоциирующие с ними флюидно-эксплозивные брекчии обогащены золотом, серебром, платиной и платиноидами. Согласно [72] на месторождении Поперечное содержание в них суммы платины и платиноидов варьирует от 0.45 г/т до 11.3 г/т, золота – от 0.18 г/т до 2.58 г/т, серебра – от первых г/т до 296.2 г/т. В известняках и доломитах золото содержится в значительно меньших количествах, а платины нет совсем. Такое распределение благородных металлов свидетельствует в пользу того, что их

источником на месторождении являются флюидно-эксплозивные образования, наложенные на венд-кембрийские вмещающие карбонатные толщи.

Результаты петрологических и геохимических исследований показывают, что в строении Fe-Mn месторождений Поперечное, Костеньгинское и Кайланское Малохинганского рудного района принимают участие флюидно-эксплозивные породы с субдукционными геохимическими характеристиками, внедрившиеся во вмещающие карбонатные толщи и принимавшие непосредственное участие в формировании железо-марганцевой минерализации.

Глава 4. МИКРОСФЕРУЛЫ В ПОРОДАХ И РУДАХ ИЗУЧЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В породах и рудах изученных месторождений Малохинганского рудного района обнаружено несколько сотен микросферул, из которых детально изучено 94 силикатных, 15 железо-оксидных, 137 медь-золото-серебряных и 64 микросферулы смешанного состава. Особенно обогащенными микросферулами оказались измененные известняки Поперечного, взрывные брекчии и «магнетитовые лавы» Костеньгинского, и минерализованные туфы Кайланского месторождений. Большинство микросферул выделено путем дробления пород с последующим отмучиванием и ручным отбором под микроскопом; значительно меньшее их количество встречено в срезах и сколах пород. Как правило, после изучения морфологии поверхности микросферул следовало их сошлифовывание для исследования особенностей внутреннего строения и состава.

4.1 Силикатные микросферулы

Силикатные микросферулы (20–150 мкм в поперечнике) обычно имеют близкую к сферической форму, иногда нарушенную находящимися на поверхности или погруженными в сферулу микрокристаллами, вогнутостями и выпуклостями, редко – микросферулами меньшего (доли мкм) размера. Силикатные микросферулы обычно серые, реже белые, в единичных случаях прозрачные с видимыми твердыми фазами и газовыми полостями.

На рисунке 4.1 показаны наиболее типичные разновидности силикатных микросферул, выделенных из взрывных брекчий и руд Костеньгинского месторождения [18]. Гомогенные микросферулы (рис. 4.1, А; табл. 4.1, анализы 1–3) состоят из силикатного стекла, часто с газовыми полостями (рис. 4.1, Б), микрокристаллами кварца и/или полевого шпата (рис. 4.1, Б, анализ 7). В некоторых микросферулах сосуществуют стекловатые фазы, различающиеся содержанием железа и кремнезема (рис. 4.1, Б, анализы 4–6; рис. 4.1, В, анализы 8, 9; рис. 4.1, Г, анализы 10, 11). В одних случаях в объеме микросферул преобладает относительно маложелезистая стекловатая фаза (рис. 4.1, Б, В), в

других – высокожелезистая (рис. 4.1, Г).

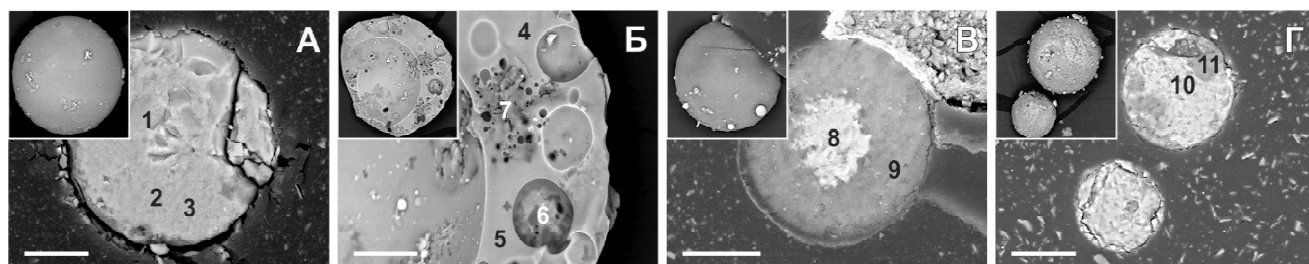


Рисунок 4.1. BSE-изображения внешнего вида (врезки) и внутреннего строения типичных силикатных микросферул из взрывных брекчий и руд Костеньгинского месторождения по [18]. А – гомогенные стекловатые; Б – с газовыми полостями, высокожелезистой фазой и выделениями кварца; В – обособление железистой стекловатой фазы в кремнекислой стекловатой матрице; Г – обособления кремнекислой стекловатой фазы в железистой стекловатой матрице. Цифры 1–11 соответствуют номерам СЭМ-ЭДС анализов в табл. 4.1. Линейка 10 мкм.

Кремнекислые стекла в таких композитных микросферулах обогащены Si, Ca, Na и K, а железистые стекла содержат повышенные концентрации Fe, Ti, Mg и, в некоторых случаях, Mn (табл. 4.1, СЭМ-ЭДС анализы с нормированием на 100 % вес.).

Составы сосуществующих кремнекислых и железистых стекол из микросферул нанесены на диаграмму TAS (рис. 4.2). Из диаграммы видно, что точки составов железистых стекол располагаются в полях составов пикрита, пикробазальта и базальта, а составы кремнекислых стекол – в полях дацита и риолита. Следует отметить, что отношения концентраций оксидов в изученных стеклах часто не соответствует таковым в составах типичных магматических пород, что свидетельствует об общей неравновесности продуцировавшей их системы.

Таблица 4.1

**Химический состав (вес. %) компонентов силикатных микросферул
из взрывчатых брикетов и руд Костеньгинского месторождения**

Фрагмент рис. 4.1	Компонент микросферулы	№ анализа на рис. 4.1	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
А	Стекло	1	49.9	0.7	13.2	25.0	0.6	6.6	3.0	0.0	1.0
		2	47.7	0.8	14.7	26.4	0.5	6.1	2.9	0.0	1.0
		3	48.4	0.7	14.8	25.6	0.5	6.2	2.8	0.0	1.0
Б	Стекло	4	46.4	1.2	19.5	27.3	0.0	1.3	1.1	1.5	1.8
	Стекло	5	47.9	1.3	20.4	25.7	0.0	1.2	0.6	1.3	1.6
	Fe-стекло	6	14.0	2.5	4.9	72.3	0.0	0.0	3.0	0.0	3.4
	Кварц	7	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
В	Fe-стекло	8	28.5	0.6	21.3	37.3	0.6	4.2	7.2	0.0	0.3
	Si-стекло	9	63.1	0.7	19.3	4.2	0.0	1.1	10.5	0.5	0.6
Г	Fe-стекло	10	42.5	1.0	16.6	34.2	0.5	1.3	1.2	0.0	2.8
	Si-стекло	11	67.7	0.9	17.8	6.3	0.3	0.8	2.2	0.0	3.9
Не представ- лены на рис. 4.1	Fe-стекло		38.5	0.7	17.4	41.7	0.0	0.0	0.5	0.0	1.2
	Si-стекло		76.9	0.6	13.4	4.1	0.0	0.0	1.1	1.2	2.6
	Fe-стекло		37.1	0.8	15.9	42.8	0.0	1.1	1.2	0.0	1.3
	Si-стекло		78.3	0.5	12.6	4.0	0.0	0.9	1.1	0.0	2.6
	Fe-стекло		48.7	0.6	19.4	22.2	0.0	3.2	3.4	1.7	0.9
	Si-стекло		66.5	0.5	18.9	4.8	0.0	1.4	4.5	2.0	1.3
	Fe-стекло		37.1	0.6	20.0	40.3	0.0	0.0	1.6	0.0	0.3
	Si-стекло		77.5	0.5	14.1	3.5	0.0	0.0	2.8	1.3	0.5
	Si-стекло		67.7	0.9	17.8	6.3	0.3	0.8	2.2	0.0	3.9
	Fe-стекло		45.6	1.1	18.7	28.8	0.5	1.4	1.2	0.0	2.8
	Si-стекло		67.8	0.9	18.0	7.3	0.3	0.0	1.8	0.0	3.9
	Fe-стекло		37.4	1.1	18.3	36.4	1.1	2.2	2.5	0.0	1.0
	Si-стекло		67.8	0.9	15.6	8.2	0.5	0.7	4.1	0.8	1.6

Примечание. Стекло – стекловатая фаза микросферул. Сосуществующие в микросферах стекловатые фазы: Fe-стекло – обогащенная железом, Si-стекло – обогащенная кремнеземом.

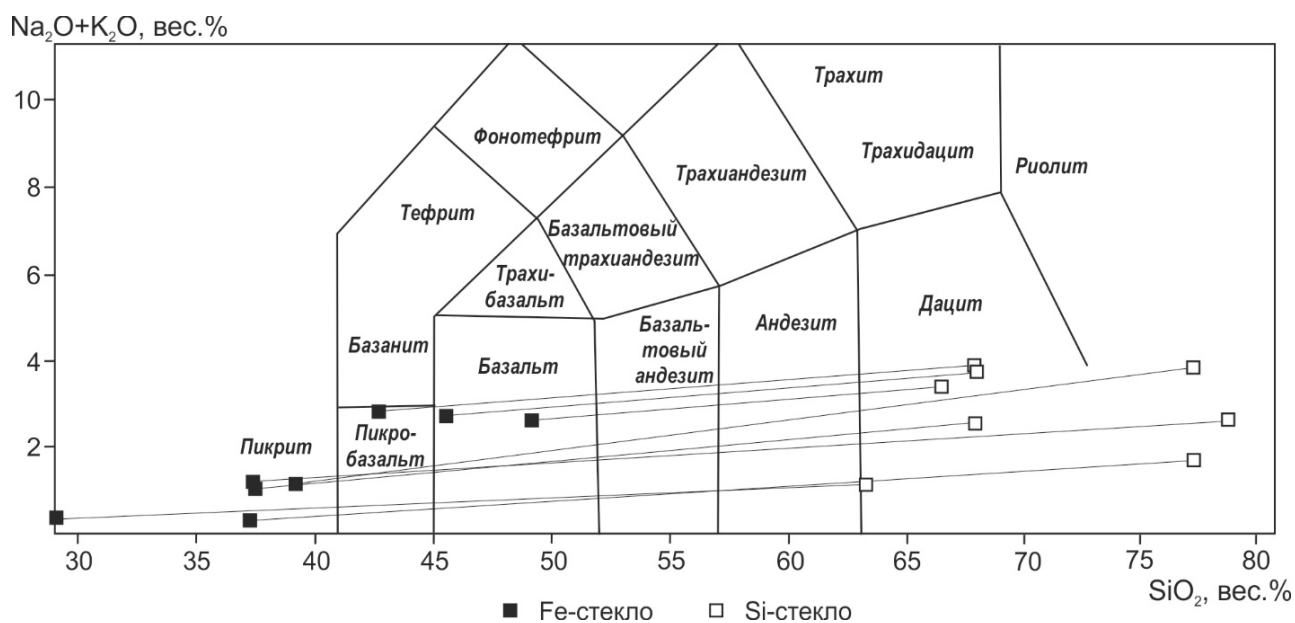


Рисунок 4.2. Составы сосуществующих в микросферулах стекловатых железистых и кремнекислых фаз (соединены линиями) на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (TAS по [233]).

Силикатные микросферулы могут иметь магматическое (эксплозивное), eksploзивно-атмоэлектрогенное, импактное или антропогенное происхождение. Согласно [182] импактные сферулы часто имеют калишпат-стильпномелановый, калишпат-карбонат-хлоритовый состав, в них встречается Ni-содержащая шпинель. В некоторых импактных слоях сферулы девитрифицированного стекла (импактного расплава) тесно ассоциируют с удлинёнными фрагментами стекла, аккретированными лапиллями и ударно деформированными зёрнами кварца [142, 294]. Импактный кратер Элгыгытгын на северо-востоке России изобилует стекловатыми сферулами (в том числе полыми) от андезитового до риолитового состава, напоминающими силикатные микросферулы Костеньгинского месторождения. Однако стекловатые сферулы Элгыгытгына тесно ассоциируют с ударно деформированным кварцем, коэситом и стишовитом [369]. Изученные нами силикатные микросферулы не несут признаков импактного происхождения, они не ассоциируют с индикаторными импактными минералами и высокобарическими полиморфами кремнезёма.

Силикатные микросферулы из слабометаморфизованных кластических пород зеленокаменного пояса Барбертон состоят из гранулированного

микросталлического кварца, Cr-содержащего серицита, карбоната, хлорита и скелетных микросталлов Ni-Cr-шпинели [244, 323]. По данным [275] содержащие микросферулы слои сформировались в результате сложных тектонических и седиментационных процессов перераспределения материала из различных источников, подвергнувшихся диагенетическим, гидротермальным и метаморфическим трансформациям. Хотя породы и руды, в которых обнаружены изученные нами силикатные микросферулы, испытали гидротермальные ожелезнение и окварцевание, химический состав и минералогия содержащихся в них микросферул существенно отличается от таковых для микросферул из Барбертонских метаосадков.

Антропогенная природа изученных нами силикатных микросферул исключена, так как для их поиска использовались лишь внутренние части собранных в поле (большой частью керновый материал и выбросы из канав) штуфов.

Шарообразная форма силикатных микросферул предполагает их образование в гетерогенной жидкой или жидко-газовой системе, обеспечивающей возможность принятия одной из фаз сферической формы за счет сил поверхностного натяжения. Такие системы функционируют в процессе вулканической деятельности [144, 174, 209]. Нам представляется, что изученные нами силикатные микросферулы могли формироваться из аэрозолей силикатных расплавов в процессе эксплозий в воздушную среду или в воду [101, 113, 255] с последующей аккумуляцией в составе пироклаستيки. Диспергированию расплава и дополнительному нагреву его микропорций могли способствовать атмоэлектрогенные явления, которые могли также расплавлять содержащиеся в газо-пепловом облаке микроминералы [176]. Диспергирование силикатных расплавов могло происходить и при импрегнировании их порций в трещины и полости, раскрывающиеся в процессе прорыва магмы в верхние горизонты коры. В этом случае возможны также микрокавитационные явления, связанные с «гидродинамическими» неоднородностями во флюидизированном магматическом потоке, теоретически также способные привести к образованию силикатных

микросферул [1, 75]. В обоих случаях перепады температур при диспергировании расплавов были очень значительны за счет адиабатического расширения газов.

В обогащенных железом силикатных расплавах доказана возможность возникновения несмесимости, в результате которой расплав распадается на две жидкости разного состава [65, 262, 292]. Ликват меньшего объема при этом образует жидкие микросферулы в матрице ликвата большего объема [196, 229]. Например, расплавные включения в плагиоклазе толеитовых базальтов вулкана Ван-Тянь в северо-восточном Китае содержат многочисленные железистые глобулы [6]. Кроме того, в основной массе толеитовых базальтов этого вулкана также присутствуют многочисленные железистые глобулы. Судя по петрологическим данным, ликвационное разделение толеитового ферробазальтового расплава этого вулкана на железистую и кислую составляющие происходило при высоких содержаниях воды (10–15 мас. %) и повышенном потенциале кислорода, что соответствует многочисленным экспериментальным данным по базальтовым системам и результатам их геохимического моделирования [149, 150, 286, 356]. При этом интенсивная кристаллизация магнетита из несмесимых железистых жидкостей в ликвирующем толеитовом расплаве может приводить к изменению окислительно-восстановительных условий, резкому прекращению процесса ликвации и обратному «смешению» различных по составу фракций силикатного расплава [288].

Экспериментальное моделирование жидкостной несмесимости в природных магмах показало, что несмесимость проявляется при снижении температуры в ходе фракционной кристаллизации и повышении активности кремнезема [111, 164]. При этом давление, состав расплава (особенно присутствие таких микрокомпонентов, как фосфор, галогены, сера [234, 240]) и флюида, а также вариации окислительно-восстановительных условий в силикатных системах являются дополнительными факторами, влияющими на ликвационные процессы [66, 148, 264, 345]. Присутствие в изученных нами силикатных микросферулах двух сосуществующих стекловатых фаз, одна из которых существенно обогащена

железом, вероятнее всего, является следствием такой несмесимости.

Несмесимые стекловатые фазы в изученных микросферах образуют две группы (рис. 4.3, А), сходные по составу с экспериментально полученными несмесимыми расплавами и природными несмесимыми вулканическими стеклами [164, 174, 204, 287], а также с железистыми и кремнекислыми стеклами Эль Лако и месторождений Кирунского (железо-фосфорного) и Андийского (железо-оксидно-медно-золотого) типов, образовавшихся при непосредственном участии ликвационных процессов [197, 262, 357].

На рисунке 4.3, Б продемонстрировано разделение железо-силикатного расплава ($D(\text{SiO}_2)_{\text{Fe-liq/Si-liq}}$) на две несмешивающиеся жидкости в зависимости от содержания SiO_2 и температуры [209]. Экспериментальные данные [148, 164] показывают, что $D(\text{SiO}_2)_{\text{Fe-liq/Si-liq}}$ понижается при охлаждении, что выражается в расширении поля совместного существования двух жидкостей на рисунке 4.3, Б. Составы сосуществующих железистых и кремнистых стекол из композитных микросферул Костеньгинского месторождения хорошо соответствуют составам несмесимых расплавов, экспериментально полученных из толеитовых базальтов (рис. 4.3, Б).

Сферические полости, наблюдаемые в изученных нами силикатных микросферах, сходны с таковыми в продуктах эруптивной вулканической деятельности и свидетельствуют о выделении газов при охлаждении флюидонасыщенных расплавов [145]. Это охлаждение является следствием извержения (возможно, сопровождающегося диспергированием расплава при взрывах) на поверхность Земли, в атмосферу или в воду, а также в трещины и полости, открывающиеся в процессе прорывов магмы в верхние слои коры [61]. Силикатные микросферулы зафиксированы в лавовых фонтанах вулкана Килауэа, Гавайи [255], в мелилитовых шлаках вулкана Кабесо Сегура в Испании [144], а также в пепловом столбе вулкана Этна в Италии [232]. Большое количество металло-силикатных сферул различного состава, напоминающих костеньгинские, обнаружены в игнимбритах Сихотэ-Алиня [184].

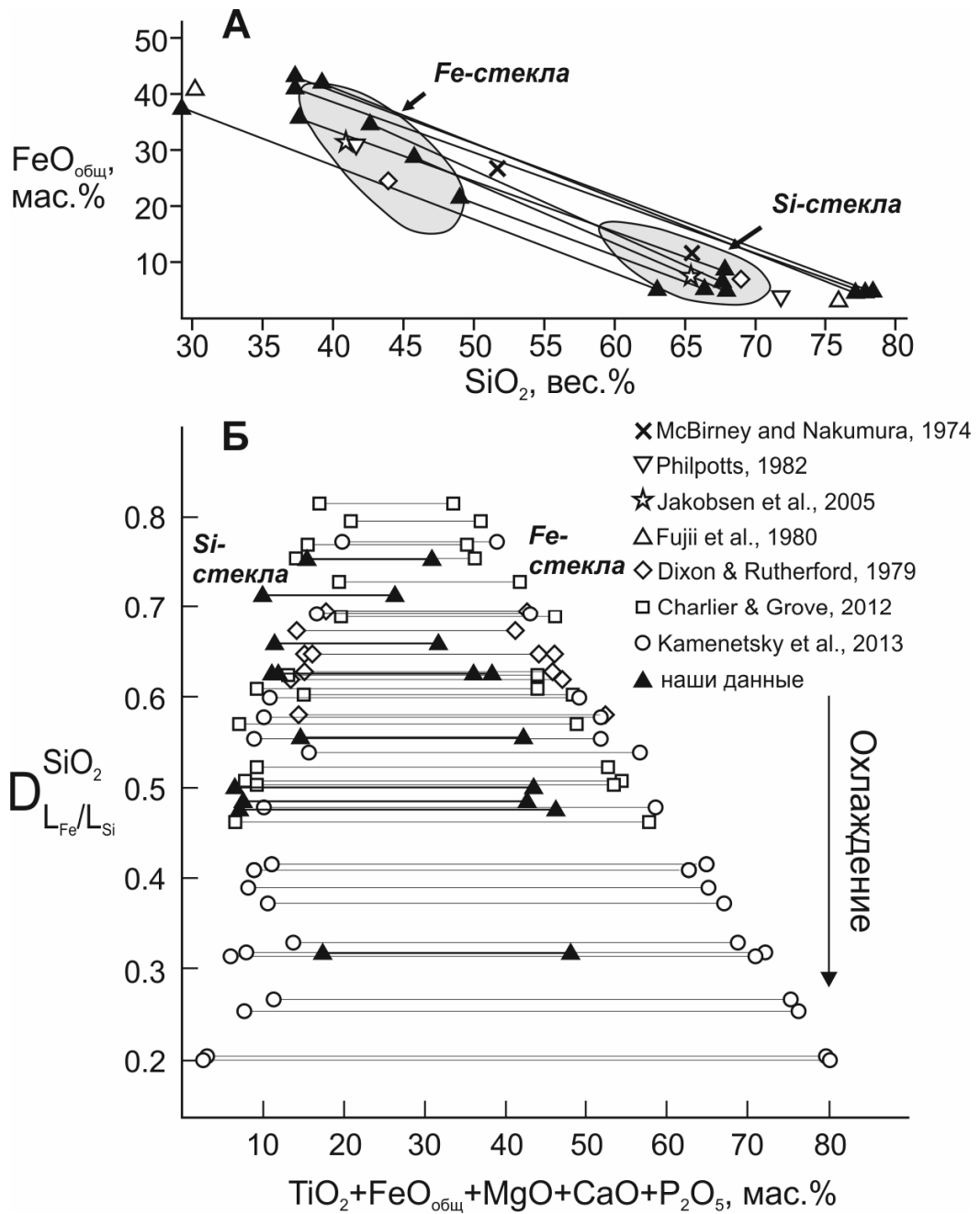


Рисунок 4.3. Химический состав сосуществующих железистых и кремнекислых стекол в силикатных микросферулах из эруптивных брекчий и руд Костеньгинского месторождения на диаграммах $\text{FeO}_{\text{общ}}-\text{SiO}_2$ (А) и $D(\text{SiO}_2)_{\text{Fe-liq/Si-liq}}-(\text{TiO}_2 + \text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{P}_2\text{O}_5)$ (Б), по [209]. На диаграмме (А) залитые поля – области составов сосуществующих железистых и кремнекислотных расплавов, полученных экспериментально [197].

Таким образом, изученные нами силикатные микросферулы образовались в процессе взрывной деятельности. При этом необходимо отметить существенное обогащение их состава железом, что свидетельствует в пользу участия вулканических процессов в формировании железной минерализации на

месторождении. Необычно высокое содержание железа в силикатном расплаве способствовало развитию в нем процессов несмесимости (ликвации) в его микропорциях – микросферулах - при охлаждении.

На основании изложенного сформулировано первое защищаемое положение:

Силикатные микросферулы, выделенные из пород и руд изученных месторождений, состоят из высокожелезистого силикатного расплава и образовались при его диспергировании в процессе взрывной деятельности.

4.2 Железо-оксидные микросферулы

Железо-оксидные микросферулы имеют округлую форму, на поверхности которой, как правило, виден рельеф, образованный выходами кристаллов оксида железа (гематит или магнетит), промежутки между которыми либо свободны (рис. 4.4, А), либо заполнены расплавом (рис. 4.4, Б). В составе расплава присутствует значительное количество кремния и алюминия, что подтверждается сканированием в характеристическом излучении Si и Al (рис. 4.4, В, Г). По кремнекислотности (58–60 мас. % SiO_2) состав расплава соответствует андезиту.

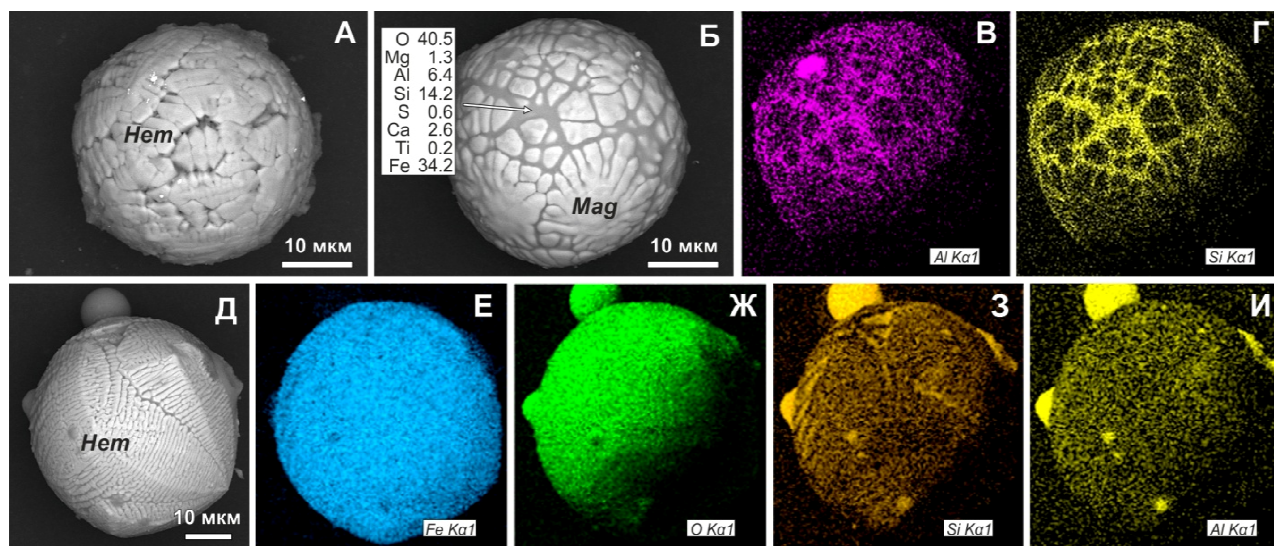


Рисунок 4.4. Железо-оксидные микросферулы из измененных доломитов месторождения Поперечное с выходами на поверхность кристаллов оксида железа, промежутки между которыми свободны (А), либо заполнены расплавом (Б); В, Г – результаты сканирования микросферулы (Б) в характеристическом излучении Al (В) и Si (Г) по [19]; Д – гематитовая микросферула с «прилипшими» микросферулами меньшего размера и результаты ее сканирования в характеристическом излучении Fe (Е), О (Ж), Si (З) и Al (И) по [18]. *Hem* – гематит, *Mag* – магнетит.

На рисунке 4.4, Д показана гематитовая микросферула с «прилипшими» к ее поверхности микросферами меньшего размера, в составе которых преобладают кремнекислота и глинозем, но отсутствует железо (рис. 4.4, Ж-И).

Железо-оксидные микросферулы осадочного генезиса обычны для докембрийских полосчатых железных руд. Они состоят из гетита, кварца, мартита, гематита, сульфидов и содержат много карбонатного материала, часто законсервированного в кварце [273]. Железистые конкреции в современных осадках сложены кварцем, гипсом, галитом, кальцитом, сидеритом и гематитом, и обнаруживают классическую оолитовую структуру [130, 381]. Железные (I-type) космические микросферулы в осадочных породах содержат частички FeNi, Ni-вюстита и микровключения платиноидов [177]. Эти микросферулы структурно, минералогически и геохимически отличаются от изученных нами кристаллических магнетитовых микросферул, которые обнаруживают признаки кристаллизации из расплава, важнейшим из которых является наличие силикатно-железистого стекла в интерстициях между слагающими их кристаллитами и в полостях внутри микросферул.

Редкий тип полых низконикелистых магнетитовых микросферул (практически без вюстита и платиноидов) с отчетливыми дендритовидными структурами на поверхности найден в гляциальных отложениях Антарктики и в осадках раннего Дриаса (Нью-Мексико, США). Вероятнее всего, их происхождение связано с разрушением железных и каменных метеоритов при прохождении через атмосферу [121, 355]. Хотя среди изученных нами магнетитовых микросферул обнаружены содержащие полости разновидности, эти полости обычно заполнены силикатным стеклом. Их поверхность не имеет характерной дендритовидной текстуры, ее образуют структуры роста кристаллов изнутри сферулы. В составе многих изученных нами магнетитовых микросферул содержание Ti (> 0.1 вес. %) значительно выше, чем в полых магнетитовых сферулах ($Ti < 0.05$ вес. % [121]), образовавшихся в результате взрывов метеоритов в воздухе. Все эти признаки больше отвечают магматической (вулканической), чем метеоритной природе изученных нами магнетитовых

микросферул.

Шарообразная форма железо-оксидных микросферул из пород и руд изученных месторождений и скелетный характер слагающих их кристаллов магнетита и гематита свидетельствуют об их формировании в результате быстрой кристаллизации в жидкой (магматический расплав) или газовой (эруптивное газопепловое облако) среде. В пользу первого механизма свидетельствует присутствие высокожелезистого силикатного стекла в полостях и интерстициях между кристаллами в микросферулах, в пользу второго – находки железо-оксидных микросферул в фильтрах из газовых выбросов вулканов [50]. Возникновение первично-жидких капель железо-оксидного состава в расплаве представляется нам маловероятным из-за высокой температуры плавления магнетита (1591–1597 °С) и гематита (1565 °С). Однако в случае развития атмоэлектрогенных явлений в эруптивном облаке такие температуры вполне могли достигаться.

Экспериментальные исследования показывают, что даже очень быстрое охлаждение (до 100 °С за секунду) сопровождается кристаллизацией магнетита, не приводя к образованию железо-оксидного стекла [264]. Это согласуется с присутствием скелетных выделений магнетита в изученных нами микросферулах, в закалочных стекловатых каемках некоторых базальтов океанического дна [141] и в обломках субаэральных пемз [340]. Дж. Нюстрем с соавторами [269] предположили, что агрегаты кристаллов магнетита в лавовых потоках Эль Лако представляют собой капли железо-оксидного расплава, в то время как магнетитовые сферулы, особенно с субпараллельными структурами нарастания, наиболее вероятно, являются продуктом кристаллизации из перегретого газа в эволюционирующей эруптивной колонне.

Закаленные микроскопические железо-оксидные сферулы со структурами скелетного роста магнетита, по форме и составу похожие на изученные нами, образовывались при экспериментах по охлаждению в печи с контролируемым газовым потоком, условия которых были приближены к условиям в типичной эруптивной вулканической колонне [201].

На основании приведенных данных сформулировано второе защищаемое положение:

Образование железо-оксидных микросферул, выделенных из пород и руд изученных месторождений, связано с быстрой кристаллизацией в высокожелезистых расплавах или в эруптивном газо-тепловом облаке в процессе эксплозий.

4.3 Медь-золото-серебряные микросферулы

Медь-золото-серебряные микросферулы обычно имеют форму сферы, поверхность которой нередко инкрустирована дендритами Cu-Ag-Au (рис. 4.5, А) и осложнена вмятинами и структурами типа «шагреновой кожи», обусловленными усадочными явлениями при остывании, а также фрагментами фаз сложного состава, в котором преобладает оксид меди (рис. 4.5, Б). Граница между фазой сложного состава и поверхностью микросферулы сферически выгнута в сторону фазы сложного состава (затвердевший мениск), что свидетельствует в пользу совместного образования этих фаз в виде несмешивающихся жидкостей.

Внутренняя структура микросферул в ряде случаев морфологически гомогенна с незначительным увеличением содержания золота и снижением содержания серебра от центра к краям (рис. 4.5, А), но большинство микросферул содержат включения размером в первые микроны, сложенные оксидом меди с незначительной примесью железа, никеля и серебра (рис. 4.5, Б–Е). Эти включения равномерно распределены в объеме микросферул (рис. 4.5, Б) или группируются в кластеры, иногда образуя вихреподобные структуры (рис. 4.5, В). Их форма в основном округлая, но встречаются и в разной степени ограненные (рис. 4.5, Г), и дендритовидные (рис. 4.5, Д) включения того же состава. В некоторых микросферулах отмечены полости, декорированные Cu-Ag-Au дендритами (рис. 4.5, Б), а также двухфазовые микровключения, между фазами которых фиксируется мениск, что свидетельствует об их первоначально жидком состоянии (рис. 4.5, Е).

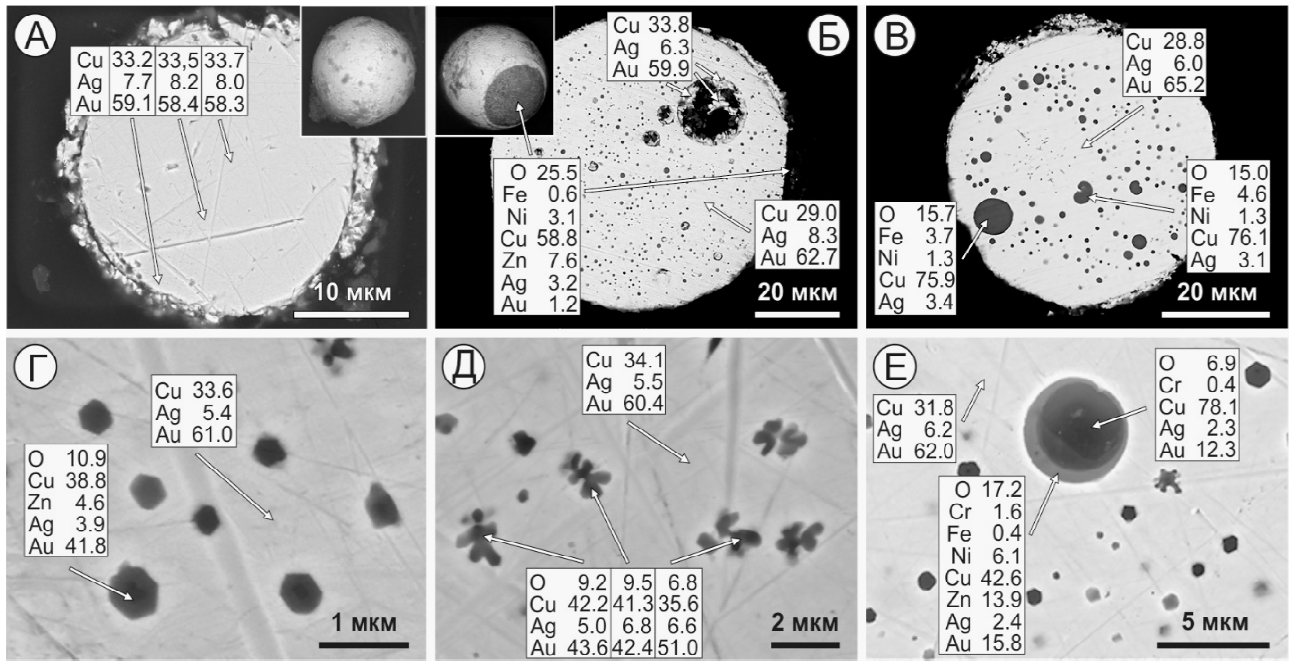


Рисунок 4.5. Внутренняя структура и химический состав Cu-Ag-Au микросферул по [18]. А – гомогенная микросферула из измененных доломитов; Б, В – микросферулы с порами, инкрустированными дендритами Cu-Ag-Au, внутри и с фрагментом фазы сложного состава на поверхности (Б), и с медно-оксидными округлыми включениями (В) из флюидолитов Костеньгинского месторождения; Г, Д – ограненные (Г) и дендритовидные (Д) медно-оксидные включения в микросферулах из минерализованных туфов Кайланского месторождения; Е – двухфазовое медно-оксидное включение в микросферуле из флюидолитов Костеньгинского месторождения.

Валовый состав медь-золото-серебряных микросферул на уровне чувствительности СЭМ-ЭДС ограничен этими тремя элементами (рис. 4.6).

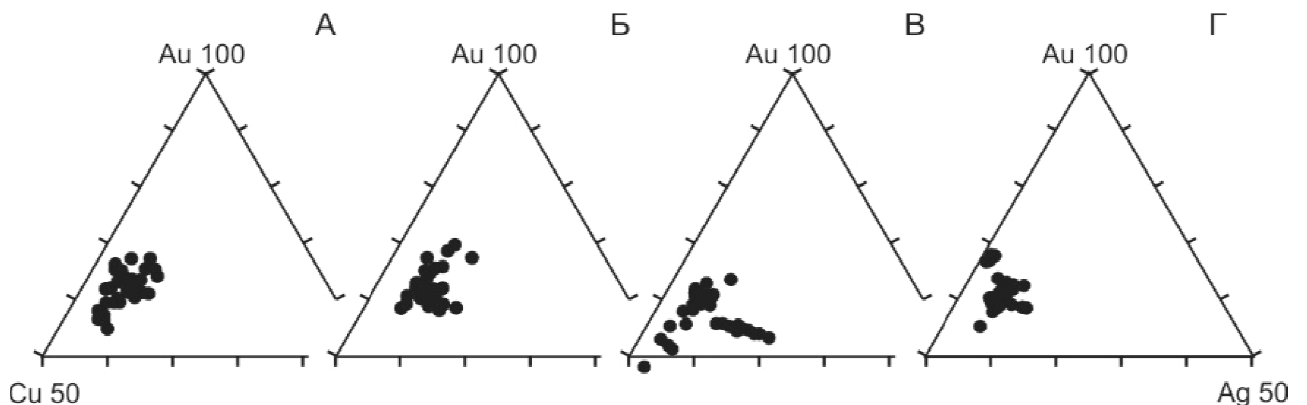


Рисунок 4.6. Валовый состав Cu-Ag-Au микросферул, выделенных из измененных доломитов месторождения Поперечное (А), из руд (Б) и взрывных брекчий (В) Костеньгинского месторождения, из оруденелых туфов Кайланского месторождения (Г) по [134].

Валовый состав микросферул определялся СЭМ-ЭДС сканированием по площади, максимально захватывающей поверхность препарированных микросферул. Таким образом, в область сканирования попадал как базовый сплав, так и находящиеся в нем медно-оксидные микровключения. При этом обнаружено, что результаты валового анализа гомогенных микросферул практически не отличаются от такового для микросферул с медно-оксидными микровключениями, а Cu-Ag-Au сплав между обогащенными медью микровключениями на 1–2 вес. % обеднен медью относительно валового состава.

Сферическая форма и характерные усадочные деформации на поверхности медь-золото-серебряных микросферул указывают на их образование в изначально жидком (капельном) виде. Используя фазовую диаграмму [367], можно оценить температуру плавления Cu-Ag-Au сплава, слагающего эти микросферулы (рис. 4.7).

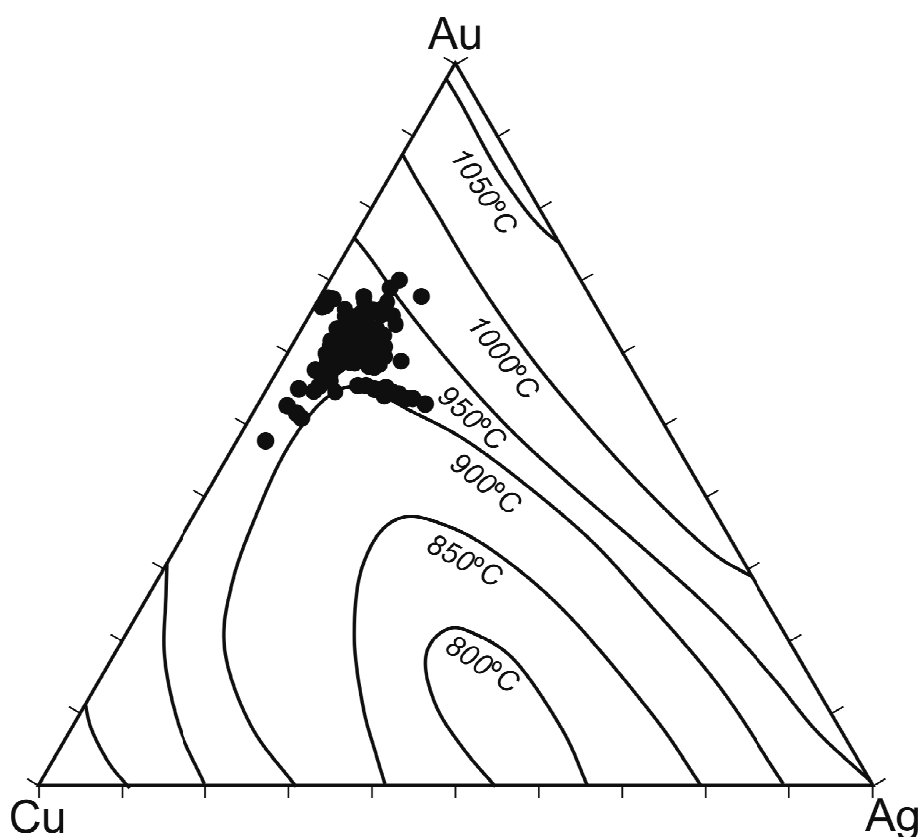


Рисунок 4.7. Составы изученных Cu-Ag-Au микросферул на диаграмме температуры плавления тройного сплава [367].

Из диаграммы следует, что составы изученных микросферул находятся в поле температур 900–950 °С, которые маркируют нижний температурный предел их существования в жидкой фазе. Золото и серебро выше таких температур образуют с медью гомогенные сплавы [91, 116, 383]. Обычно понижение температуры Cu-Ag-Au сплавов ведет к их распаду с обособлением твердых металлических фаз с различным содержанием Cu, Ag и Au [224]. Поскольку в изученных нами микросферулах структуры распада с образованием таких фаз не наблюдаются, мы заключаем, что Cu-Ag-Au сплав в них претерпел быстрое охлаждение и находится в метастабильном состоянии.

Большинство Cu-Ag-Au микросферул содержат включения, обогащенные Cu и O. Сферическая форма этих включений свидетельствует в пользу их первоначально жидкого состояния, то есть указывает на их выделение из охлаждающегося Cu-Ag-Au сплава в результате его ликвационного разделения. Оксиды золота и серебра неустойчивы при температурах выше 160 °С [185] и 230 °С [284], соответственно. Поэтому золото и серебро в таком сплаве при надликовидных температурах полностью растворены в меди и в процессе выделения обогащенных Cu и O включений ведут себя инертно. Это позволяет в первом приближении рассмотреть условия формирования медно-оксидных включений с помощью диаграммы системы Cu-O (рис. 4.8).

Включения медно-оксидного состава в Cu-Ag-Au микросферулах обособляются при остывании и повышении активности кислорода, округлая форма свидетельствует об их первоначально жидком состоянии. О температуре этого процесса можно судить по наличию в относительно крупных медно-оксидных включениях мениска между двумя первоначально жидкими фазами – обогащенной медью и обогащенной кислородом (рис. 4.5, E). Соответствующая область несмесимости (L_1+L_2 на рис. 4.8) на диаграмме Cu-O [267] располагается в интервале температур 1223–1350 °С, что, по-видимому, поднимает температуру формирования самих Cu-Ag-Au микросферул до этих значений.

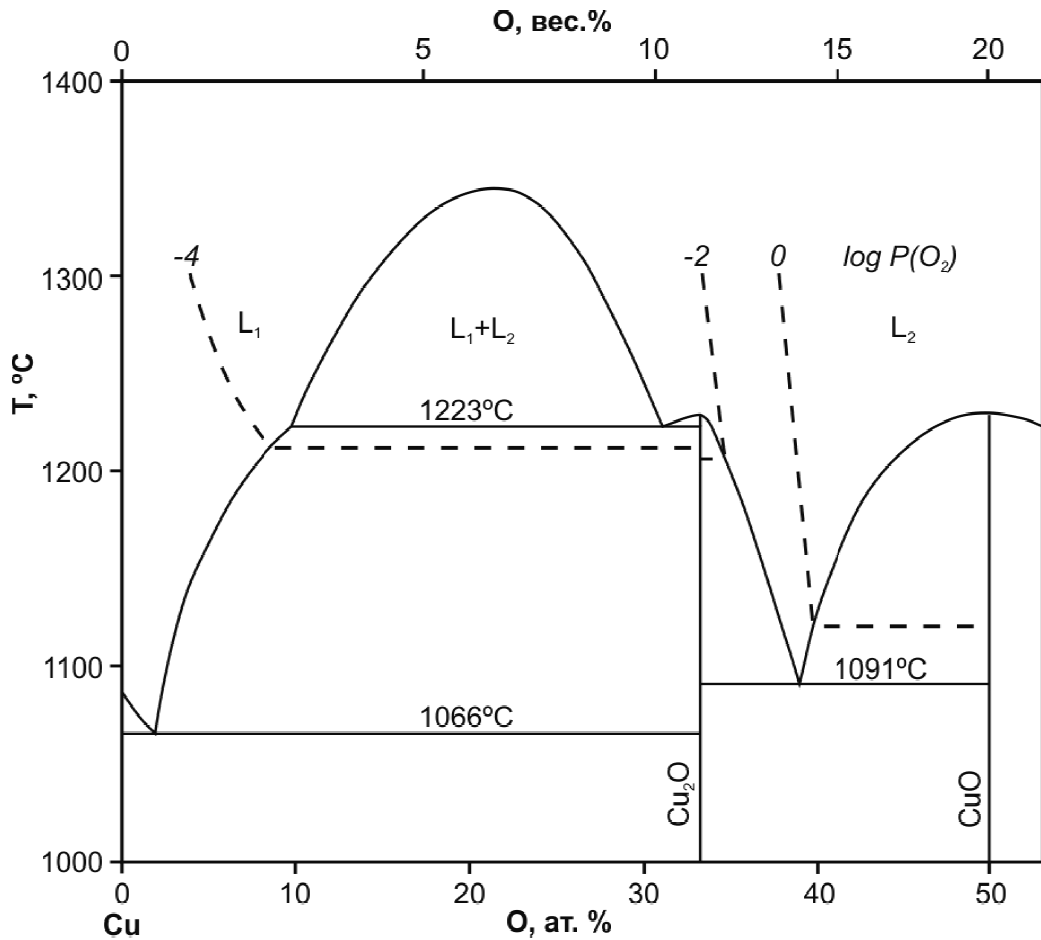


Рисунок 4.8. Фазовая диаграмма системы Cu-O, по [267]. Пунктиром показаны изобары $\log P(\text{O}_2)$.

При медленном охлаждении сферические медно-оксидные включения приобрели бы огранку в еще жидком матричном сплаве Cu-Ag-Au, а сам этот сплав – раскристаллизацию по механизму распада твердых растворов [233]. Поскольку кристаллические медно-оксидные включения наблюдались лишь в единичных случаях, а признаки распада твердых растворов не зафиксированы, мы полагаем, что после своего образования микрокапли Cu-Ag-Au испытали резкое охлаждение от температур порядка 1300 °C до температур, при которых этот сплав и микровключения Cu-O в нем находятся в метастабильном состоянии. Экстремально быстрому охлаждению Cu-Ag-Au микросферул соответствует и сохранение в некоторых крупных медно-оксидных микровключениях затвердевшего мениска, разделяющего две изначально жидкие фазы (рис. 4.5, E). При этом в целом этот процесс протекал в достаточно восстановительных (\log

$P(O_2)$ от -2 до -4) условиях (рис. 4.8).

В соответствии с диаграммой, при температуре ниже 1223 °С система в этом интервале составов будет содержать медный сплав и куприт, который стабилен вплоть до комнатных температур. Наши определения показывают преимущественно медно-оксидный состав включений в Cu-Ag-Au микросферах. В пересчете на атомные количества отношение Cu/O в них в среднем составляет 3/2. Если учесть, что часть анализируемого кислорода входит в состав оксидов железа, а также неопределенность в определении его концентраций в процессе энергодисперсионного анализа [16, 183], то это отношение будет еще больше, указывая на купритовую (Cu_2O) природу выполнения включений.

Сплав Cu-Ag-Au характерного для изученных микросферул состава при «геологических» температурах (> 200 °С) устойчив только при очень низком потенциале кислорода, то есть при резко восстановительных условиях ($\log P(O_2) = -3 \div -4$). Появление в системе даже минимальных количеств кислорода приводит к появлению фазы куприта (рис. 4.8). Это отражается и на внутренней структуре микросферул. При восстановительных условиях (вероятно, при ликвационном отделении Cu-Ag-Au микросферул от расплава) включения куприта в нем не образуются, что приводит к образованию гомогенных микросферул (рис. 4.9, А).

Увеличение потенциала кислорода в «спокойных» условиях (микросферулы остаются в расплаве) приводит к появлению в них относительно равномерно распределенных медно-оксидных микроглобул (рис. 4.9, Б, В). Количество и размер микроглобул, по-видимому, зависит от количества поступившего в систему кислорода. В ряде случаев микроглобулы могут объединяться и «выходить» на поверхность Cu-Ag-Au микросферулы, образуя на ней наплыв того же состава (рис. 4.5, Б, врезка). Если окисление происходит резко, с перемешиванием окисляющегося расплава (например, при выбросе жидких капель Cu-Ag-Au в атмосферу при эксплозии), формируются вихреобразные структуры, сложенные микровключениями оксида меди (рис. 4.9, Г).

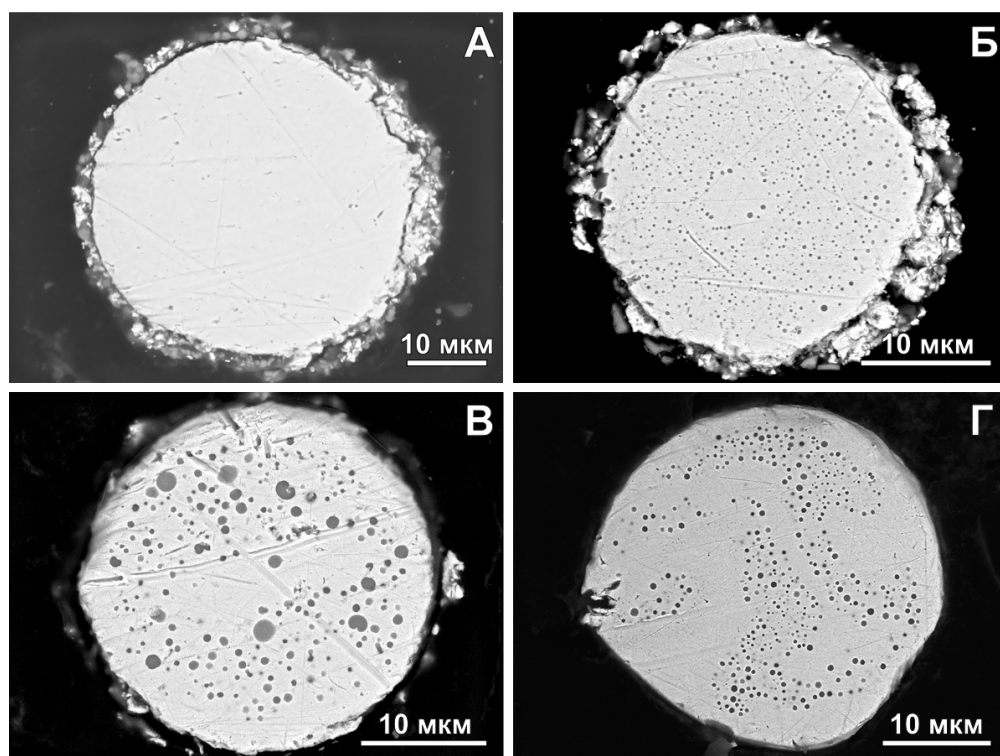


Рисунок 4.9. Срезы в разной степени окисленных микросферул сплава Cu-Ag-Au из измененных доломитов месторождения Поперечное по [19]. А – гомогенная микросферула; микросферулы с большим количеством мелких (Б) и относительно крупных (В) медно-оксидных микровключений; Г – микросферула с вихреобразным распределением медно-оксидных микровключений.

При исследовании Cu-Ag-Au микросферул особое внимание было уделено поиску критериев отличия природных золотосодержащих микросферул от «искусственных» (техногенных артефактов). Дело в том, что состав большинства изученных микросферул оказался очень близок к составу популярного ювелирного сплава 585 пробы (58.5 мас. % Au; 7 мас. % Ag; 34.5 мас. % Cu), что вызвало необходимость проведения специальных исследований [132]. Их целью была выработка надежных критериев отличия природных микросферул Cu-Ag-Au от техногенных для корректности исследований этих в высшей степени интересных объектов. Для достижения этой цели мы провели сравнение изученных природных микросферул с синтезированными Cu-Ag-Au микросферулами и материалами ювелирного производства.

На рисунке 4.10 сведены данные о составе Cu-Ag-Au микросферул из пород изученных месторождений в сравнении с составом ювелирного сплава 585 пробы.

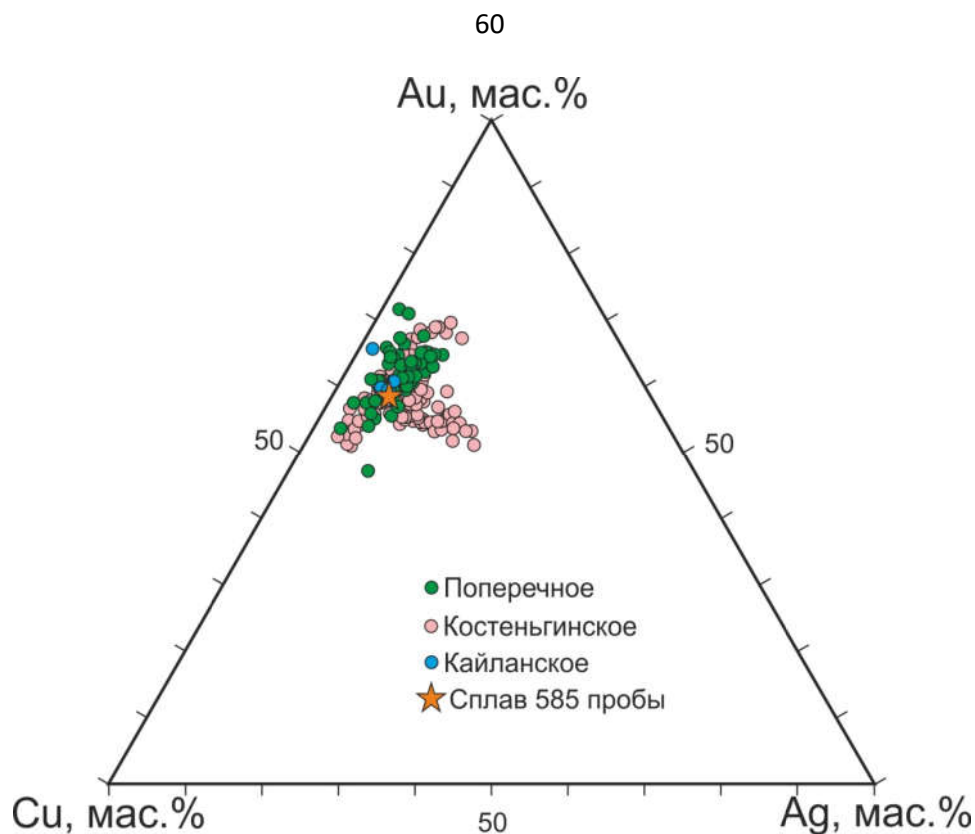


Рисунок 4.10. Составы природных микросферул Cu-Ag-Au из пород изученных месторождений в сравнении с составом ювелирного золота 585 пробы по [132].

Для синтеза Cu-Ag-Au микросферул нами использовались чистые металлы Cu, Ag и Au в пропорциях Cu:Ag:Au 30:10:60 по весу. Сплавление производилось в тиглях под слоем флюса (бура) в пламени газовой горелки. Затем сферические микропорции сплава выделялись из флюса и исследовались аналогично природным микросферулам. Микросферулы сплава также извлекались из тиглей, в которых в ювелирных мастерских готовился сплав 585 пробы.

Сравнительные исследования проводились по двум направлениям. В первую очередь проводилось изучение морфологии поверхности микросферул обоих типов, затем изучалось их внутреннее строение и состав. Как показано выше (рис. 4.5), поверхность природных микросферул несет следы усадочных деформаций, на ней часто встречаются корочки несмесимой богатой медью фазы. Внутренняя структура природных микросферул может быть гомогенной или характеризоваться наличием округлых, редко ограненных или дендритовидных

микровключений существенно медно-оксидного состава. В них встречаются также микровключения застывшего ликвирующего медно-оксидного расплава.

Результаты СЭМ-ЭДС исследований техногенных Cu-Ag-Au микросферул представлены на рисунке 4.11.

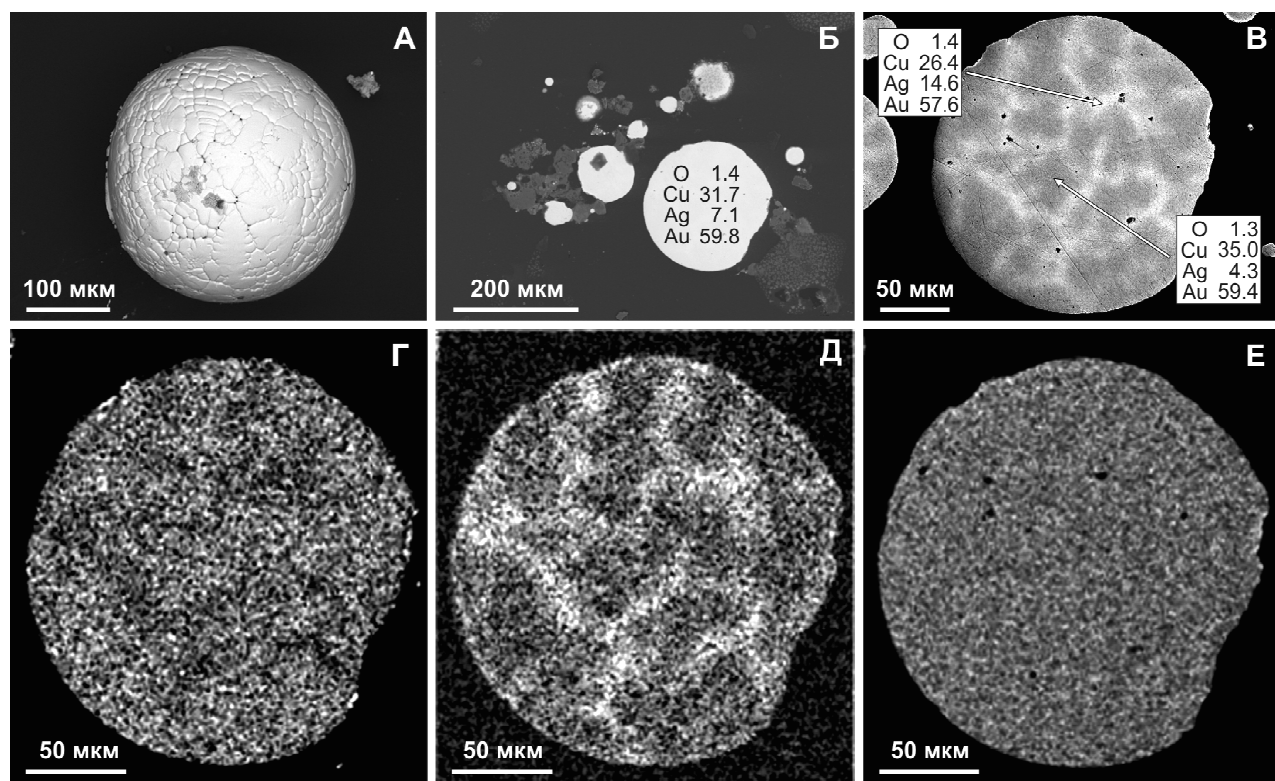


Рисунок 4.11. Микросферулы сплава золота 585 пробы из отходов ювелирного производства по [132]: А – рельеф поверхности; Б – срез; В – микрофото среза в режиме усиленного контраста; Г-Е – результаты сканирования поверхности среза (В) в характеристическом излучении Cu K α 1 (Г), Ag L α 1 (Д) и Au M α 1 (Е).

Из рисунка 4.11 видно, что в отличие от природных микросферул поверхность искусственных микросферул не несет признаков усадочных деформаций. Она имеет специфический «ячеистый» («сетчатый») рельеф (рис. 4.11, А), обусловленный процессами доменной кристаллизации. Это предположение подтверждают сканирование срезов микросферул в режиме повышенного контраста и различающиеся между собой результаты точечного анализа темных и светлых зон на срезе (рис. 4.11, В), в то время как СЭМ-ЭДС сканирование всей поверхности среза по площади показывает «валовый» состав сплава (рис. 4.11, Б). Распределение элементов сплава между

субкристаллическими зонами хорошо видно при СЭМ-ЭДС сканировании поверхности среза в характеристическом излучении Au $M\alpha_1$ (рис. 4.11, Е), Cu $K\alpha_1$ (рис. 4.11, Г) и Ag $L\alpha_1$ (рис. 4.11, Д).

Даже минимальный контакт сплава с кислородом (выплавление на воздухе или недостаток флюса при выплавке в тигле) приводил к быстрому удалению из него меди в виде оксида и образованию микросферул, покрытых медно-оксидной коркой (рис. 4.12, А). После удаления корки обнаруживается поверхность, по рельефу сходная с таковой у микросферул, выплавленных под защитой флюса (рис. 4.12, Б). На срезе микросферул, испытавших при выплавлении контакт с кислородом, обнаруживаются укрупненные дендритовидные включения оксида меди и обеднение сплава медью (рис. 4.12, В).

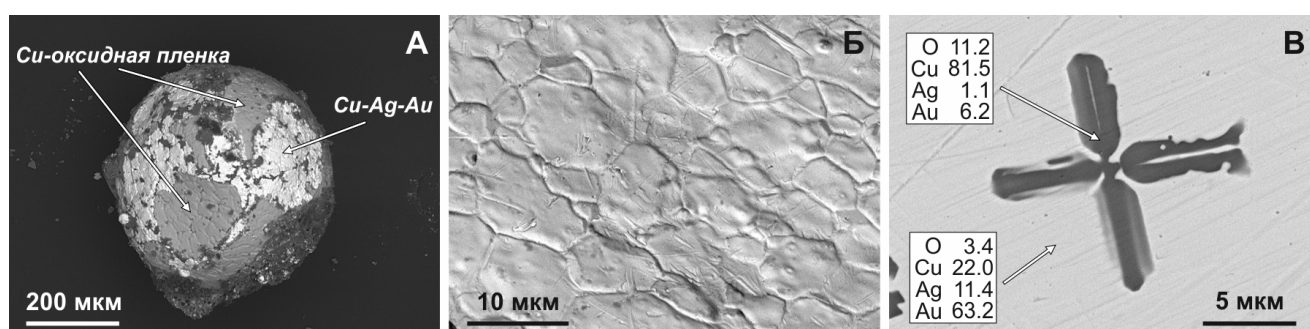


Рисунок 4.12. Микросферулы сплава золота 585 пробы, выплавленные в присутствии кислорода воздуха по [132]: А – внешний вид; Б – рельеф поверхности, освобожденной от медно-оксидной корки; В – дендритовидное включение оксида меди (куприт) на срезе.

Проведенные исследования показали четыре надежно диагностируемых отличия природных микросферул состава, близкого к $Cu_{30}Ag_{10}Au_{60}$ от искусственных того же состава. В первую очередь это разный рельеф поверхности микросферул, который у природных микросферул осложнен усадочными деформациями, а у искусственных имеет «ячеистый» характер. Второе отличие тесно связано с первым: сплав природных микросферул не несет признаков распада твердых растворов и/или кристаллизации, а искусственные микросферулы имеют доменное внутреннее строение из-за начала распада сплава на субкристаллические фазы. Третье существенное отличие состоит в различном характере медно-оксидных включений в микросферулах: в искусственных

микросферулах не встречаются округлые включения и включения с менисками на границе ликвационного распада их содержимого, для них характерны раскристаллизованные медно-оксидные включения. И, наконец, четвертое отличие выражено в разном химическом составе медно-оксидных включений. Если не принимать во внимание содержания Ag и Au, обусловленные попаданием материала матрицы в зону возбуждения рентгеновского излучения, включения в искусственных микросферулах состоят только из меди и кислорода, в то время как во включениях из природных микросферул всегда присутствуют примеси Fe, Ni, Zn, Cr, редко Na. По-видимому, в природной среде, в которой формировались микросферулы Cu-Ag-Au, эти элементы присутствовали, в то время как в рецептуру приготовления рассматриваемого ювелирного сплава они не входят.

Проведенные исследования по сравнению микросферул сплава Cu-Ag-Au природного и искусственного происхождения помогли выяснить многие важные особенности генезиса природных микросферул такого состава. Они подтвердили, что эти уникальные природные объекты могут образовываться только в восстановленных условиях ($\log P(O_2)$ порядка -3 по [134, 267]), наиболее характерных для глубинных горизонтов литосферы [60]. Привнос кислорода в систему сплава при высоких температурах вызывает окисление меди с образованием медно-оксидной корки на поверхности и медно-оксидных включений внутри микросферул. Это явление, по-видимому, объясняет редкость находок частиц такого сплава в породах верхних горизонтов земной коры, так как он окисляется в эпитеpmальных условиях. Мы полагаем, что изученные природные микросферулы Cu-Ag-Au являются представителями «глубинного» золота, транспортирующегося к поверхности магматическими расплавами [16]. Не исключено, что после окисления, выноса меди, переотложения и концентрирования частицы этого сплава участвуют в формировании эпитеpmальных месторождений с традиционным Ag-Au составом рудного золота.

Исследования природных микросферул Cu-Ag-Au и их модельных аналогов показало, что природные микросферулы такого состава затвердевают при экстремально высоком темпе охлаждения, который обеспечивает отсутствие в них

признаков высокотемпературного распада твердого раствора (метастабильное состояние) и сохранение сферической формы содержащихся в них включений медно-оксидного состава. Охлаждения такой скорости добиться экспериментально не удалось. В природе экстремально высокие скорости охлаждения, возможно, имеют место при взрывных извержениях или при резком прорыве газонасыщенного расплава, содержащего микрочастицы сплава Cu-Ag-Au, в трещины и полости в горных породах.

На основании приведенных данных сформулировано третье защищаемое положение:

Микросферулы состава $Cu_{\sim 30}Ag_{\sim 10}Au_{\sim 60}$ образуются в глубинных высокотемпературных восстановленных расплавах, транспортируются ими к поверхности, и отличаются от техногенных аналогов рельефом поверхности, отсутствием признаков распада твердых растворов и характером медно-оксидных микровключений.

4.4 Микросферулы смешанного состава

Микросферулы смешанного состава характерны для измененных вмещающих доломитов мурандавской свиты месторождения Поперечное. Их размер колеблется от 0.5 до 10 мкм, форма округлая, реже с элементами остаточной кристалличности (рис. 4.13, Г), поверхность преимущественно гладкая (рис. 4.13, А, В, Д, Е, З), редко с сетчатым рельефом (рис. 4.13, Б, И) и кавернами (рис. 4.13, Ж). Часто встречаются «прилипшие» к поверхности более мелкие микросферулы того же (рис. 4.13, В), или иного (рис. 4.13, И) состава.

Основное количество микросферул смешанного состава обнаружено на поверхности срезов пород. При оценке их химического состава по возможности учитывался состав минерала, в котором они располагались [57]. В основном это был доломит, реже – кварц. Детально состав был определен при изучении относительно крупной (58 мкм в поперечнике) микросферулы, выделенной из продуктов дробления. В пересчете на окислы в ее состав входят (мас. %): SiO_2 35.55; TiO_2 0.56; Al_2O_3 24.28; FeO 3.93; MgO 1.26; CaO 33.33; K_2O 1.09.

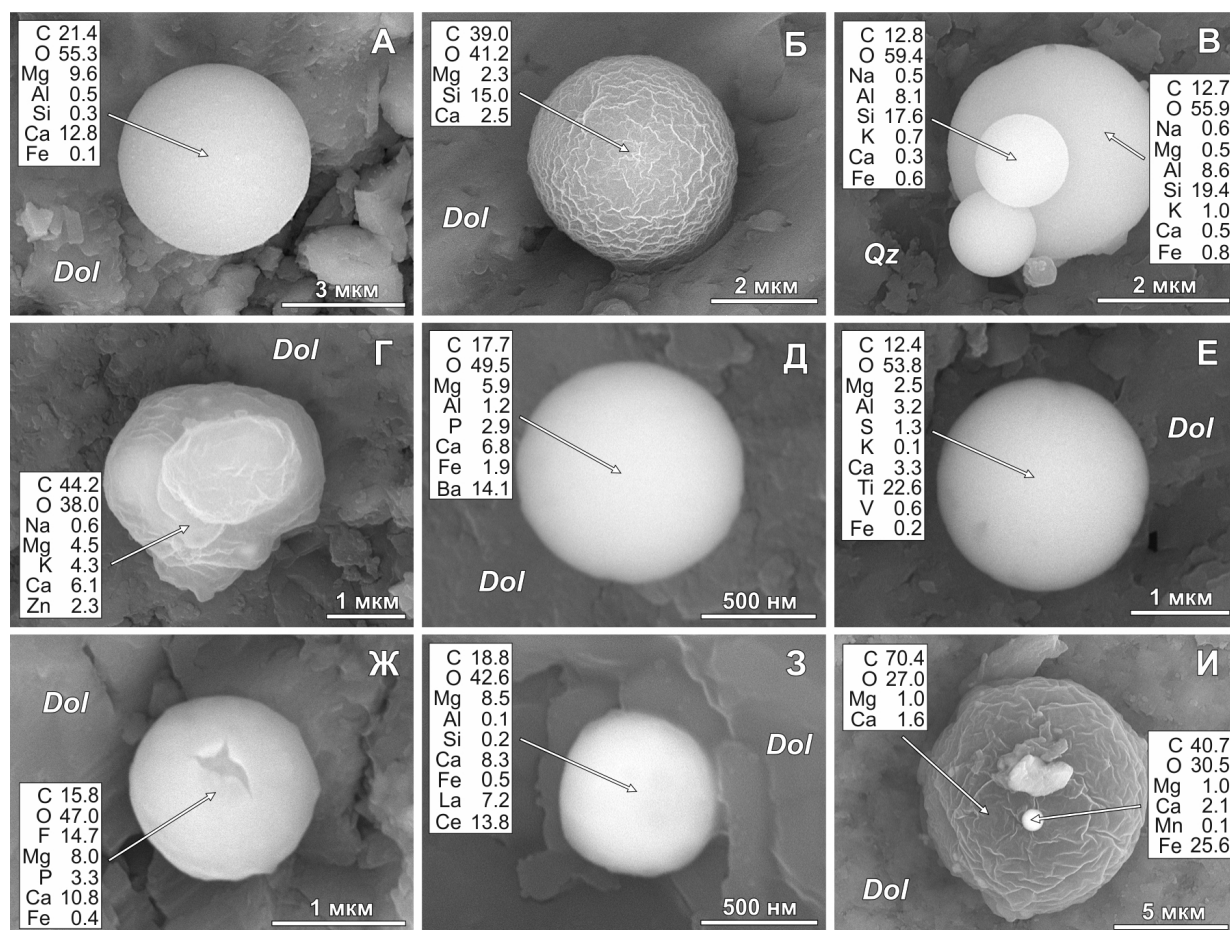


Рисунок 4.13. Основные разновидности микросферул смешанного состава из измененных доломитов месторождения Поперечное по [19]: А, В, Д, Е, З – с гладкой, с рельефной (Б, И) поверхностью, с более мелкими микросферулами (В) и с элементами кристалличности («недоплавленные»?; Г); Б, Г, И – обогащенные углеродом, Б, В – кремнием, Д – барием, Е – титаном, Ж – фтором, З – лантаном и церием, И – железом (мелкая микросферула на поверхности более крупной). *Dol* – доломит, *Qz* – кварц.

При СЭМ-ЭДС анализе микросферул (выборка из анализов 56 микросферул) в их составе во всех случаях обнаруживаются углерод (от 10.3 до 43.0 мас. %) и кислород (от 30.4 до 51.5 мас. %). Даже при том, что часть углерода и кислорода могут быть адсорбированы на поверхности микросферул [82] или быть «наведенными» из доломитовой или кварцевой подложки, можно утверждать, что эти элементы являются характерными для состава этого типа микросферул. В 48 % микросферул обнаруживаются кремний (от 0.2 до 27.8 мас. %), в 89.3 % – магний (от 0.5 до 9.6 мас. %), в 91.1 % – кальций (от 0.2 до 16.4 мас. %), в 80.4 % – алюминий (от 0.1 до 13.7 мас. %), в 82.1 % – железо (от 0.1 до 13.2 мас. %), в 69.6 % – калий (от 0.1 до 29.0 мас. %), в 46.4 % – натрий (от 0.2 до 12.1

мас. %), в 41.1 % – титан (от 0.1 до 22.6 мас. %). Значительно реже в составе микросферул этого типа диагностируются сера и марганец (в 8.9 % микросферул в концентрации до 7.8 и 0.4 мас. %, соответственно). В трех случаях обнаружены фосфор, цинк и барий (до 5.0, 6.7 и 14.1 мас. %, соответственно), в двух микросферулах – ванадий (до 0.6 мас. %), по одному случаю обнаружения приходится на фтор, хлор, лантан и церий (14.7, 1.5, 7.2 и 13.8 мас. %, соответственно). Зафиксирована также существенно углеродная (70.4 мас. % углерода) микросферула с более мелкой обогащенной железом микросферулой на поверхности (рис. 4.13, И).

Микросферулы смешанного состава в измененных доломитах, вмещающих месторождение Поперечное, образовались в результате их фрагментарного плавления под воздействием высокотемпературного флюида. «Сухое» плавление доломита (2570 °С) в рассматриваемых условиях вряд ли возможно, однако добавление в область реакции различных минералов и поликомпонентного флюида существенно понижает эту температуру. Так, экспериментальные исследования плавления карбонатита (кальцит + гранат + клинопироксен + биотит + апатит + ильменит + рутил + титанит) показали, что температура «сухого» солидуса равна 1150 °С, ликвидуса >1300 °С, а в присутствии H₂O+CO₂ флюида температура солидуса не превышает 950 °С, ликвидуса – 1250 °С [56]. Кристаллизация большинства породообразующих и акцессорных минералов в карбонатитах широкого диапазона составов происходит в диапазоне температур от 1200 до 600 °С [207, 314]. Температура кристаллизации сидеритового солевого расплава (сидеритовых карбонатитов) еще ниже – 650–500 °С [81]. Распределение изотопов кислорода в паре кальцит–биотит в карбонатитах Ока и Эссонвиль (Канада), Магнет Коув (США) и Якупиранга (Бразилия) свидетельствуют о том, что заключительные этапы кристаллизации и становления этих карбонатитовых массивов в земной коре происходили при температурах 440–560 °С, то есть сопоставимых с температурными условиями протекания гидротермальных процессов [192]. Таким образом, можно предположить, что микросферулы смешанного состава образовались при воздействии на вмещающие их доломиты

потоков высокотемпературного флюида, несущего с собой широкий спектр дополнительных компонентов. В результате сформировался комплекс микросферул разнообразного, зачастую весьма экзотического состава (см. рис. 4.13), который определялся:

- составом доломита;
- составом компонентов, привнесенных флюидом;
- составом минералов-примесей, изначально содержащихся в доломите.

Так, можно предположить, что микросферулы, изображенные на рис. 4.13, А, Г, образовались при плавлении преимущественно доломита, на рис. 4.13, Б, В – с участием кварца, рис. 4.13, Д – барита, рис. 4.13, Е – рутила, рис. 4.13, Ж – фторапатита, рис. 4.13, З – оксидов или карбонатов лантана и церия, рис. 4.13, И – углеродистых микрочастиц. Большинство из этих минералов обнаружены в доломитах.

В потоке высококомобильного и высокотемпературного флюида не исключен кавитационный механизм образования микросферул [1]. Он снимает всякие ограничения по температуре плавления микросферул смешанного состава, поскольку предполагает экстремально высокие (до 2700 °С) температуры.

Изложенные выше данные позволяют сформулировать четвертое защищаемое положение:

Микросферулы смешанного состава образовались при диспергировании и частичном плавлении вмещающих доломитов под воздействием минерализованного высококомобильного и высокотемпературного флюида.

Глава 5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИЗУЧЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Согласно полученным данным, силикатные, железо-оксидные и медь-золото-серебряные микросферулы, обнаруженные в рудах и породах изученных месторождений, имеют структурные и геохимические признаки магматического происхождения. Необходимо отметить, что если присутствие силикатных, медь-золото-серебряных и железо-оксидных микросферул в взрывчатых породах в свете приведенных данных представляется логичным, то их присутствие в рудах на первый взгляд дискуссионно. Действительно, гидротермальный процесс, в результате которого сформировался основной объем руд изученных месторождений, не предполагает высоких температур, ликвации и диспергирования компонентов, необходимых для формирования микросферул. Однако особенностью Fe-Mn рудообразования на изученных месторождениях является его тесная сопряженность с взрывчатыми процессами. Неоднократные взрывы здесь развивались на фоне гидротермальной деятельности, формируя как отдельные тела флюидолитов и магматических брекчий, так и их тонкие прожилки в уже сформировавшихся рудах. Кроме того, сам взрывчатый материал по содержанию железа, в ряде случаев, уже представлял собой руду («магнетитовые лавы»). Вполне вероятно, что образование таких магматогенно-рудных «пакетов» происходило как на глубине (см. разрез на рис. 3.2), так и на поверхности, что объясняет наличие в них силикатных микросферул. Продолжающаяся при этом гидротермальная деятельность приводила к существенному ожелезнению взрывчатого материала, превращая его в руду с фрагментами, в которых могли сохраняться микросферулы. В ряде случаев в таких «пакетах» уже невозможно с уверенностью определить изначальную генетическую принадлежность слагающих их псевдослоев. Низкотемпературные изменения с образованием альбита, хлорита, серицита и кварца еще более усложняют эту задачу.

Результаты изучения микросферул в породах и рудах Поперечного,

Костеньгинского и Кайланского месторождений раскрывают особенности формирования их структуры и процесса оруденения.

1. Обнаружение силикатных микросферул в брекчиях однозначно свидетельствует об их магматическом происхождении. В становлении этих тесно ассоциирующих с рудами пород участвовали эксплозивные процессы, в результате которых извергающийся расплав диспергировался, чему, по-видимому, способствовали атмоэлектрогенные явления.

2. Присутствие в изученном материале железо-оксидных микросферул, а также высокожелезистый характер силикатных микросферул, часто с ликвационным обособлением обогащенных железом фаз, свидетельствует (наряду с химическими анализами и наличием «магнетитовых лав») в пользу высокого содержания в них железа, что говорит о возможности прямого участия этих расплавов в формировании оруденения. Это, в свою очередь, позволяет говорить о комплексном гидротермально-магматическом механизме формирования оруденения, характеризующимся пульсационной флюидно-магматической (эксплозивной) деятельностью на фоне гидротермальной активности, сформировавшей основной объем массивных руд.

3. Обнаружение в изученном материале медь-золото-серебряных микросферул специфического состава в совокупности с присутствием в нем попутной платина-платиноидной минерализации (микрористаллы МПГ с содержанием до 13 г/т) свидетельствует о глубинном источнике флюидно-магматического потока, характеризующемся высокими температурами и восстановительными условиями.

4. Обнаружение во вмещающих доломитах микросферул смешанного состава свидетельствует об их трансформации под воздействием высококомобильного и высокотемпературного флюида. Это, в свою очередь, говорит о локальных неоднородностях проявления флюидно-магматического потока на территории месторождений, вероятно, связанных с преобладанием в нем либо расплавного, либо флюидного компонента. Обилие расплавного компонента привело к формированию магматических брекчий и флюидолитов,

реже – к образованию «магнетитовых лав» и туфов, а обилие флюидного компонента – к трансформации доломитов с образованием скановых минеральных ассоциаций и плавлению диспергированного доломитового материала.

Кристаллизация магнетита железо-оксидных микросферул, вероятно, проходила по сценарию, близкому к кристаллизации богатого железом силикатного расплава, образовавшего эффузивные и взрывные породы вулкана Эль Лако в Чили. После первой публикации Ч.Ф. Парка о «магнетитовых потоках» на вулкане Эль Лако [279] многие исследователи приводили обоснования магматического характера «корней» железных руд месторождения Эль Лако [268, 269, 357], а также железо-оксидно-медно-золотой минерализации Чилийской Кордильеры в целом [123, 265, 304].

Современные петрологические и геохимические исследования показывают, что многие железо-оксидные месторождения типа Кируна являются продуктами эффузивного или взрывного вулканизма [270, 274, 352]. Их формирование связывается с селективной флотацией магнетита в верхние части магматической камеры газовыми пузырьками в сильно дифференцированном магматическом очаге в условиях декомпрессии, в ряде случаев заканчивающейся взрывом [225, 226].

По мнению Н.А. Шило, зерна золота округлой, в отдельных случаях почти идеальной шарообразной формы «...возникают при очень больших давлениях из вещества, скорее всего, имеющего гелеобразное или аморфное состояние, или магматического расплава, или пересыщенного раствора, по физическим свойствам приближающегося к расплаву» [118]. Мы также склонны полагать, что изученные микросферулы сплавов благородных металлов выделялись из глубинного высокотемпературного расплава и были перемещены в приповерхностные горизонты при формировании взрывных брекчий и туфов, о чем свидетельствуют высокая температура образования (> 1000 °C), восстановительный характер среды образования и нестабильность в окислительных условиях верхней коры.

Самородное золото присутствует в высокотемпературных вулканических эксгальциях Эребуса (остров Росс, Антарктика), Колима (Мексика) и Толбачика (Камчатка) [147, 254, 341]. Несферические микрочастички золота и электрума зафиксированы в мафических шлаках и базальтовых лавах Толбачинского вулкана [385]. Кроме того, самородное золото было обнаружено в базанитах ранней стадии эволюции щитового вулкана Килауэа на Гавайских островах, где его происхождение связывается с кристаллизацией из богатых золотом несмесимых расплавов, образовавшихся при резорбции и разрушении первично магматических сульфидов при изменении преимущественно восстановительного режима кристаллизации на окислительный в условиях близповерхностной магматической камеры [324].

Кроме пород и руд изученных нами месторождений, частички золота состава Cu-Ag-Au обнаружены в хромититах Харчерузского массива (Полярный Урал), в родингитах месторождения Золотая Гора (Южный Урал), в серпентинитах и лиственитах Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян), в вебстеритах массива Ильдеус и адакитах массива Утанак (Становая складчатая область), в перидотитах Тарагайской трубки взрыва (Малый Хинган), в ультраосновных лавах и перидотитовых ксенолитах Авачинского вулкана и адакитах района Валоваям (Северная Камчатка), в трахитах Аппалачского подвижного пояса (США), в дацитах вулканического комплекса Лагуна Колорада (Боливийские Анды), в серпентинитах массива Бени Буосера (Марокко). Состав этих микрочастиц Cu-Ag-Au близок к среднему составу $Cu_{30}Ag_{10}Au_{60}$ и не зависит от состава (от ультраосновного до кислого), возраста (от триаса до современного), морфотипа (мантейные реститы, интрузии, брекчии, эффузивы, туфы) и местонахождения вмещающих магматитов. Это позволило нам предположить существование на глубине, соизмеримой с глубиной формирования субдукционных и некоторых внутриплитных расплавов, горизонта, обогащенного Cu, Ag и Au в указанном соотношении [15].

Процессы ликвационного расщепления магматического расплава характерны для глубинных условий с участием восстановленных флюидов [35, 61,

74, 77, 84, 117]. Последние способствуют отделению металлической фазы в виде сферических обособлений (глобулей, микросферул), которые выносятся в более высокие горизонты земной коры. Это подтверждается скоплением микросферул в корневых зонах действующих вулканов, в толщах игнимбритов, в кимберлитах, в осадках, подвергнутым воздействию флюидизитов [53, 113].

Насыщенные металлами и флюидами расплавы, за счет которых образовалась своеобразная ассоциация изученных нами микросферул, могли возникнуть в результате смешения магм различного состава и насыщения их большим количеством флюидов как глубинного происхождения, так и за счет ассимиляции вмещающих карбонатно-сланцевых толщ. Эксплозивная вулканическая деятельность, связанная с дифференцированными магматическими очагами в земной коре, возможно, играет важную роль в образовании некоторых обогащенных благородными металлами железорудных месторождений в субдукционных тектонических обстановках.

Традиционно генезис железорудных с медью и золотом (Iron-Oxide-Copper-Gold – IOCG) месторождений рассматривается в рамках магматически-гидротермальной модели, в которой процессы более поздней метасоматической переработки играют крайне важную, если не главенствующую роль [55, 95, 126, 300, 319, 365]. Накопление фактического материала по этому типу месторождений за несколько последних десятилетий привело к созданию двух основных моделей их происхождения, которые условно можно назвать «магматической» и «гидротермально-метасоматической». Сторонники магматической модели считают, что основным механизмом образования месторождений IOCG, а также близких им по целому ряду характеристик железорудных (с фосфором) месторождений типа Кируна, является фракционная кристаллизация мантийных магм в рифтогенных или субдукционных тектонических обстановках с последующей флотацией магнетитовых руд в процессе отделения флюида от эволюционирующего магматического расплава и выведения обогащенных железом расплавов на поверхность по системам глубинных разломов [225, 226, 347, 366]. В подтверждение этой модели

приводятся обширные геологические [95, 265, 269, 272, 279, 347], текстурно-петрологические [55, 268, 357] и геохимические характеристики существенно магнетитовых (часто с медью и золотом) руд и вмещающих их изверженных горных пород [123, 208, 350, 352]. В рамках этой модели рудообразующие флюиды имеют существенно мантийное происхождение, что подтверждается данными по распределению радиогенных (Nd, Hf, Pb) и стабильных (Fe, O, Cl) изотопов в рудах, вмещающих их породах и минералах [161, 333, 352].

Особую роль в миграции металлоносных флюидов на уровне корового рудообразования играют крупные системы транслитосферных разломов, возникающих в земной коре в процессе пост-орогенного рифтогенеза [136, 157]. Например, высокоточные геофизические исследования района гигантского Fe-Cu-Au-Ag-U месторождения Олимпик Дэм в южной Австралии свидетельствуют о приуроченности железоокисно-медно-золотой минерализации к крупным транслитосферным зонам, характеризующимся высокой электропроводностью, низкими скоростями поперечных сейсмических волн и аномально высокими отношениями скоростей продольных волн к поперечным ($V_p/V_s > 1.80$), связанными с участками мантии, метасоматизированной субдукционными флюидами и силикатными расплавами, и содержащей такие гидратированные минеральные фазы, как клиногумит, гидрогранат и флогопит [326]. Основным источником металлов в магмах и флюидах, связанных с IOCG-IOA минерализацией в пост-субдукционных обстановках, является богатая металлами астеносферная мантия или метасоматизированная субконтинентальная литосферная мантия [299, 333].

Гидротермальный класс моделей можно разделить на две подгруппы. Приверженцы одной считают, что ключевым в генезисе Fe-Cu-Au месторождений является магматический высокотемпературный флюид [156, 162, 291]. Вторая группа исследователей полагает, что осаждение железа и других металлов происходило из экзогенных флюидов с высокими содержаниями галогенов, связанных с эволюцией осадочно-вулканогенных и метаморфических толщ [127, 191, 199] или смешанных мантийно-коровых флюидов [155, 198, 313, 335].

Многие исследователи также предполагают многоступенчатую архитектуру долгоживущих коровых рудообразующих систем, в которых железо-фосфорные месторождения с магнетитом и апатитом (Кирунский тип) занимают наиболее глубокие их горизонты, а железоокисно-медно-золотое (собственно IOCG Андийского типа) оруденение ассоциируется с субвулканическими системами и тесно связано с медно-золотыми порфировыми и высокосульфидными эпитермальными месторождениями [95, 272, 300, 301, 319, 333, 349]. Основным связующим звеном в этих долгоживущих (до 100 млн лет [219, 220]), многоуровневых коровых рудно-магматических системах являются обогащенные металлами субдукционные и постсубдукционные магмы, возникающие, согласно современным изотопно-геохимическим данным, из флюидов и расплавов, образовавшихся при дегидратации или плавлении погружающейся океанической плиты под перекрывающий ее перидотитовый мантийный клин [193, 219, 221, 265, 297].

Геологические и геофизические данные свидетельствуют о том, что магматические «корни» богатых железом и рядом других металлов рудных систем находятся в земной коре под кратонными, коллизионными и пост-коллизионными структурами [178, 298, 316]. Внедрение богатых железом мантийных магм и флюидов в нижние части субконтинентальной коры сопровождается магматической дифференциацией, разнообразными ликвационными явлениями и образованием железистых расплавов, насыщенных фосфором, хлором, фтором и серой [262].

На более высоких горизонтах земной коры большую роль играют взрывные процессы, приводящие к образованию богатых железом, медью и благородными металлами вулканогенно-гидротермальных комплексов, вмещающих апатит-железорудные и золото-железорудные месторождения. Вовлечение в этот процесс осадочных образований сопряженных эвапоритовых бассейнов и связанных с ними гидротермальных флюидов может привести к формированию крупных и гигантских месторождений REE-Fe-Cu-Au-Ag-U типа Олимпик Дэм [127, 154]. Ассимиляция эвапоритов при подъеме андезитовой

магмы вулкана Эль Лако (Чили) к поверхности привела к ликвационному обособлению богатых железом (6–17 вес. % Fe) сульфатных расплавов, по-видимому, игравших ключевую роль при близповерхностном формировании этого крупного апатит-железорудного месторождения [122]. Геохимические особенности апатита свидетельствуют о том, что эвапориты участвовали в формировании крупных железно-скарновых месторождений в восточном Китае [395].

Данные по изотопии углерода успешно используются для изучения процессов глубинного рециклинга углерода в зонах субдукции и коллизии [159, 235, 289, 338, 374]. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в эксплозивных брекчиях (от -24.5 до -28.4‰), Fe-Mn рудах (от -25.2 до -29.4‰) и вмещающих карбонатах (от -22.0 до -28.3‰) сходны с $\delta^{13}\text{C}$ биогенного углерода [175, 311, 315]. Эти значения сравнимы с очень легкими изотопными метками некоторых астеносферных и литосферных алмазов ($\delta^{13}\text{C}$ от -10 до -40‰; [327, 358, 374]) и муассанитов ($\delta^{13}\text{C}$ от -18‰ до -35‰; [218, 249, 353]), вынесенных кимберлитовыми, лампроитовыми магмами и эксгумированными высокобарическими хромититами, что отражает глубинный рециклинг биогенного углерода в мантию в зонах субдукции [289]. Поровый флюид в аккреционной призме Cascadia активной континентальной окраины имеет $\delta^{13}\text{C}$ от -35 до -63‰ [336], хотя изотопный состав углерода в кальцитовых жилах аккреционного комплекса Shimanto на юго-западе Японии составляет от -10 до -19‰ [377]. Углеродная изотопия газов из вулканов Андийской, Алеутско-Аляскинской и Коста-Риканской конвергентных окраин тяжелее ($\delta^{13}\text{C}$ от +3 до -21‰), что, возможно, отражает незначительную степень смешения углерода источника и углерода вмещающих пород [124, 125, 243]. Гидротермальный флюид конвергентных окраин характеризуется преимущественно негативным и сильно варьирующим изотопным составом, который обычно интерпретируется как результат рециклинга как биогенного (органическое вещество), так и абиогенного (карбонаты) углерода. Такой смешанный углерод дегазирует из островодужных вулканов, аккреционных призм и подводных гидротермальных источников [285, 289, 296, 362]. Наконец, в случае подводного вулкана Brothers в

дуге Кермадек, обедненный ^{13}C флюид ассоциируется с поднимающимися гидротермальными Fe-Mn растворами в типичной субдукционной обстановке [266]. Резко отрицательные изотопные метки углерода в рудах и брекчиях Малохинганского рудного района интерпретируются с позиций рециклинга биогенного углерода в зоне палеосубдукции на границе Азиатского континента [20].

Особенности формирования такой необычной железной и железомарганцевой минерализации с попутной благороднометальной минерализацией в ассоциации с железистым эксплозивным магматизмом в настоящее время изучены недостаточно [127, 160, 268, 274, 320, 321, 348, 384]. Дальнейшие исследования в этом направлении представляются весьма перспективными как с практической точки зрения, так и фундаментальном плане. Здесь они могут быть полезны для получения новых знаний о функционировании рудно-магматических систем в аккреционных комплексах на конвергентных границах окраин континентов. Изложенные выше результаты изучения микросферул в породах и рудах Fe-Mn месторождений Поперечное, Костеньгинское и Кайланское в совокупности с опубликованными данными по генезису других месторождений, по тем или иным характеристикам сходных с изученными, позволили нам предложить возможный механизм их образования.

За геолого-тектоническую основу была принята модель, предложенная В.В. Голозубовым и А.И. Ханчуком [31], согласно которой в позднеюрское–раннемеловое время плита Изагаги испытала пологую субдукцию под Цзямусы-Буря-Ханкайский супертеррейн. Эта субдукция сопровождалась формированием в верхних частях слэба аккреционных комплексов, обогащенных железом и марганцем за счет Fe-Mn руд склонов подводных гор, илов и конкреций осадочного слоя океанического дна [21, 194, 263]. Фрагменты этого минерализованного аккреционного комплекса вовлекались в зону пологой субдукции в процессе тектонической эрозии [89]. В раннемеловое время слэб испытал погружение в мантию и деформации, в нем могли образовываться разрывы (slab tear), сквозь которые вещество подслэбовой астеносферной мантии

(возможно, с золотом и МПГ) вместе с частично расплавленным веществом слэба [189] и глубинными флюидами поднималось к поверхности, дополнительно насыщаясь железом и марганцем аккреционных комплексов. Эти восходящие флюидно-магматические потоки, по нашему мнению, являются основной причиной формирования комплексной Fe-Mn с благородными металлами минерализации месторождений Малохинганского рудного района. Флюидная составляющая потоков обеспечивала метасоматическую проработку и формирование гидротермальных Fe-Mn руд, а магматическая – внедрение насыщенных флюидами высокожелезистых расплавов с взрывными явлениями. С нашей точки зрения такой механизм объясняет:

- дискордантное структурное положение руд относительно вмещающих доломитов;
- сочетание гидротермального и вулканогенного оруденения;
- присутствие в рудном материале водородных компонентов;
- присутствие в изверженных породах и рудах изученных месторождений глубинных рудных компонентов – металлов платиновой группы;
- мезозойский возраст сопутствующего платинометального оруденения и, соответственно, вмещающих его флюидно-взрывных брекчий;
- специфический состав Cu-Ag-Au микросферул, высокие температуры и восстановительные условия их образования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты исследования микросферул, выделенных из руд и ассоциирующих с ними пород трех крупных и наиболее изученных железо-марганцевых месторождений Малохинганского рудного района – Поперечного, Костеньгинского и Кайланского (ЕАО, Дальний Восток России).

Во Введении определен объект исследования, показана перспективность изучения микросферул для выяснения особенностей железо-марганцевой минерализации Малохинганского рудного района. Актуальность проведенных исследований обусловлена важностью изучения микросферул для понимания процессов, приводящих к образованию обособленных фаз в расплавах (ликвация), процессов формирования связанного с магматическими комплексами оруденения, а также для получения новых знаний об условиях формирования сложных геологических объектов с комплексной минерализацией.

Целью работы явилось изучение морфологии, состава, внутренней структуры и условий образования микросферул различного состава в породах и рудах месторождений Поперечное, Костеньгинское и Кайланское Малохинганского рудного района; уточнение с помощью полученных данных механизма формирования этих месторождений.

Основные выводы:

1. Силикатные микросферулы состоят из высокожелезистого силикатного расплава и образовались при его диспергировании в процессе взрывной деятельности. Существенное обогащение их состава железом свидетельствует в пользу участия вулканических процессов в формировании железной минерализации на месторождениях. Высокое содержание железа в силикатном расплаве способствовало развитию в нем процессов несмесимости (ликвации) в его микропорциях – микросферулах - при охлаждении.

2. Железо-оксидные микросферулы состоят из скелетных кристаллов магнетита и гематита, иногда с железистым силикатным стеклом в интерстициях между кристаллитами и в полостях внутри микросферул. Образование железо-

оксидных микросферул связано с быстрой кристаллизацией в высокожелезистых расплавах или в эруптивном газо-пепловом облаке в процессе эксплозий.

3. Состав медь-золото-серебряных микросферул близок к $\text{Cu}_{30}\text{Ag}_{10}\text{Au}_{60}$. Они образуются в глубинных высокотемпературных восстановленных расплавах, транспортируются ими к поверхности, и отличаются от техногенных аналогов рельефом поверхности, отсутствием признаков распада твердых растворов и характером медно-оксидных микровключений.

4. Микросферулы смешанного состава характерны для измененных вмещающих доломитов и образовались в результате их фрагментарного плавления под воздействием высокотемпературного флюида. Их состав формировался на основе состава доломита с добавлением компонентов, привнесенных флюидом, и компонентов минералов-примесей, изначально содержащихся в доломите.

5. Основной причиной формирования комплексной Fe-Mn с благородными металлами минерализации месторождений Малохинганского рудного района являются глубинные высокожелезистые флюидно-магматические потоки. Флюидная составляющая потоков обеспечивала метасоматическую проработку и формирование гидротермальных Fe-Mn руд, а магматическая – внедрение насыщенных флюидами высокожелезистых расплавов с эксплозивными явлениями.

Полученные в процессе исследования новые данные о микросферулах в породах и рудах Поперечного, Костеньгинского и Кайланского Fe-Mn месторождений Малохинганского рудного района могут быть использованы для построения модели их образования, дооценки их ресурсного потенциала, а также при разработке новых критериев для прогноза и поисков подобных объектов как на территории Дальнего Востока России, так и в других регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин, В.В. Кавитационный механизм формирования нано- и микрочастиц в недрах Земли / В.В. Адушкин, С.Н. Андреев, С.И. Попель // Доклады РАН. – 2004. – Т. 399. – № 1. – С. 107–109.
2. Адушкин, В.В. Формирование нано- и микросферул минералов в рудных месторождениях в зависимости от глубины залегания вмещающей породы / В.В. Адушкин, С.Н. Андреев, С.И. Попель // Геология рудных месторождений. – 2006. – Т. 48. – № 3. – С. 273–280.
3. Акбашев, Р.Р. Атмосферно-электрические эффекты, сопровождающие извержения вулканов полуострова Камчатка и вулкана Эбеко (остров Парамушир): дис. ... канд. физ.-мат. наук: 25.00.10 / Акбашев Ринат Рафикович. – Петропавловск-Камчатский, 2022. – 136 с.
4. Александров, А.И. К вопросу о составе и генезисе руд Кайланского, Дитурского и Кимканского железорудных месторождений Дальневосточного края / А.И. Александров // Известия Томского политех. ун-та. – 1935.
5. Андреев, С.И. Минерально-сырьевой потенциал Дальневосточных морей и перспективы его освоения / С.И. Андреев // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2014. – № 4. – С. 5–22.
6. Андреева, О.А. Силикатная жидкостная несмесимость как результат феннеровского типа дифференциации толеитовых магм вулкана Ван-Тянь (Северо-Восточный Китай) / О.А. Андреева, И.А. Андреева, В.В. Ярмолюк, Ji Jianqing, X. Zhou, С.Е. Борисовский // Петрология. – 2020. – Т. 28. – № 4. – С. 393–412.
7. Анерт, Э.Э. Богатства недр Дальнего Востока / Э.Э. Анерт. – Хабаровск, Владивосток: Кн. дело, 1928. – 932 с.
8. Антипин, В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма / В.С. Антипин. – Новосибирск: Наука, 1992. – 223 с.
9. Астахова, Н.В. Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря / Н.В. Астахова, О.Н. Колесник, В.Т. Съедин // Геохимия. – 2014. – № 2. – С. 158–177.

10. Астахова, Н.В. Геохимия железомарганцевых образований центральной части Охотского моря / Н.В. Астахова, В.В. Саттарова // Вулканонология и сейсмология. – 2005. – № 3. – С. 29–33.
11. Баженов, А.И. Ферротитанистые оксидные глобулы из гранитоидов Элекмонарского массива / А.И. Баженов, Т.И. Полуэктова, К.Л. Новоселов // Геология и геофизика. – 1991. – № 12. – С. 50–57.
12. Батурич, Г.Н. Геохимия гидротермальных железомарганцевых корок Японского моря / Г.Н. Батурич // Доклады РАН. – 2012. – Т. 445. – № 2. – С. 179–184.
13. Батурич, Г.Н. Железомарганцевые корки Охотского моря / Г.Н. Батурич, В.Т. Дубинчук, В.А. Рашидов // Океанология. – 2012. – Т. 52. – № 1. – С. 95–108.
14. Батурич, Г.Н. Геохимия железомарганцевых корок Берингова моря / Г.Н. Батурич, А.Н. Новигатский // Океанология. – 2023. – Т. 63. – № 6. – С. 975–986.
15. Бердников, Н.В. Магматическое самородное золото: состав, формы выделения, генезис и эволюция в земной коре / Н.В. Бердников, П.К. Кепежинская, В.Г. Невструев, В.О. Крутикова, Н.С. Коновалова // Геология и геофизика. – 2024. – Т. 65 (3). – С. 427–445. DOI: 10.15372/GiG2023141, EDN: GEGSCF
16. Бердников, Н.В. Исследование включений благородных металлов в высокоуглеродистых породах методом РЭМ-РСМА / Н.В. Бердников, Н.С. Коновалова, В.Е. Зазулина // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29. – № 2. – С. 90–96.
17. Бердников, Н.В. Тарагайский перидотитовый массив – трубка взрыва на западе Буреинского террейна (юг Дальнего Востока России) / Н.В. Бердников, В.Г. Невструев, П.К. Кепежинская, А.Н. Диденко // Доклады РАН. Науки о Земле. – 2023. – Т. 512. – № 1. – С. 85–91. DOI: 10.31857/S268673972360073X
18. Бердников, Н.В. Силикатные, железо-оксидные и золото-медь-серебряные микросферулы в рудах и пирокластике Костеньгинского железорудного месторождения (Дальний Восток России) / Н.В. Бердников, В.Г. Невструев, П.К.

Кепежинская, В.О. Крутикова, Н.С. Коновалова, И.А. Астапов // Тихоокеанская геология. – 2021. – Т. 40. – № 3. – С. 67–84.

19. Бердников, Н.В. Микроминералогические свидетельства воздействия высокотемпературного минерализованного флюида на доломиты, вмещающие Fe-Mn месторождение Поперечное (Дальний Восток России) / Н.В. Бердников, В.Г. Невструев, П.К. Кепежинская, В.О. Крутикова, Н.С. Коновалова, Н.В. Кожемяко // Тихоокеанская геология. – 2026. – Т. 45. – № 1. – С. 13–31. DOI: 10.30911/0207-4028-2026-45-1-13-31.

20. Бердников, Н.В. Источники и условия формирования железо-марганцевой минерализации Буреинского и Ханкайского массивов (Дальний Восток России) / Н.В. Бердников, В.Г. Невструев, Б.Г. Саксин // Тихоокеанская геология. – 2016. – Т. 35. – № 4. – С. 28–39.

21. Бердников, Н.В. Генетические аспекты железо-марганцевой и благороднометалльной минерализации месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) / Н.В. Бердников, В.Г. Невструев, Б.Г. Саксин // Тихоокеанская геология. – 2017. – Т. 36. – № 6. – С. 43–57.

22. Богатиков, О.А. Магматическая эволюция островных дуг / О.А. Богатиков, А.А. Цветков. – М.: Наука, 1988. – 318 с.

23. Борисов, А.А. Форма выделений металлического железа в экспериментальных стеклах: не верь глазам своим? / А.А. Борисов // Петрология. – 2021. – Т. 29. – № 1. – С. 104–109.

24. Булгаков, Е.А. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ / Е.А. Булгаков, В.И. Ваганов, М.З. Глуховский, П.Ф. Иванкин, П.Н. Кропоткин, Н.П. Семенов, В.И. Татаринцев, А.И. Трухалев, С.Н. Цымбал. – М.: Недра, 1985. – 200 с.

25. Вернадский, В.И. Об изучении космической пыли / В.И. Вернадский // Мирознание: собр. соч. № 5, 1932.

26. Волков, А.В. Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации / А.В. Волков, А.А. Сидоров, В.И. Старостин. – М.: МАКС Пресс, 2014. – 356 с.

27. Гамянин, Г.Н. Состав и структурные особенности сфероидов из золоторудных месторождений Восточной Якутии / Г.Н. Гамянин, Ю.Я. Жданов, А.С. Сыромятникова // Зап. ВМО. – 1999. – Вып. 5. – С. 71–76.
28. Геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. – Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000.
29. Главатских, С.Ф. Когенит из минеральных ассоциаций, связанный с высокотемпературными газовыми струями БТТИ (Камчатка) / С.Ф. Главатских, М.Е. Генералов // Доклады РАН. – 1996. – Т. 346. – № 6. – С. 797–799.
30. Глухов, М.С. Морфология и внутреннее строение природных и техногенных железоксидных микросфер / М.С. Глухов // Известия Уральского государственного горного университета. – 2019. – Вып. 1 (53). – С. 60–66.
31. Голозубов, В.В. Хейлунцзянский комплекс – фрагмент юрской аккреционной призмы в тектонических окнах перекрывающей континентальной плиты: модель плоской субдукции / В.В. Голозубов, А.И. Ханчук // Тихоокеанская геология. – 2021. – Т. 40. – № 4. – С. 3–17. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-4-3-17
32. Горяинов, И.Н. «Метеорная пыль» в траппах космическое вещество или продукт вулканизма? / И.Н. Горяинов // Геохимия. – 1976. – № 11. – С. 1735–1738.
33. Гоулдстейн, Дж. Растровая электронная микроскопия и рентгеновский микроанализ: В 2-х книгах / Дж. Гоулдстейн, Д. Ньюбери, П. Эчлин, Д. Джой, Ч. Фиори, Э. Лифшин. – М.: Мир, 1984. – 303 с. и 348 с.
34. Грачев, А.Ф. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глини на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав / А.Ф. Грачев, О.А. Корчагин, В.А. Цельмович, Х.А. Коллманн // Физика Земли. – 2008. – Т. 7. – С. 42–57.
35. Гребенников, А.В. Силикатно-металлические сферулы и проблема механизма игнимбритовых извержений (на примере Якутинской вулканотектонической структуры) / А.В. Гребенников, С.А. Щека, А.А. Карабцов // Вулканология и сейсмология. – 2012. – № 4. – С. 3–22.

36. Григорьев, Д.П. Проблемы космической минералогии / Д.П. Григорьев // ЗВМО. – 1972. – Вып. 3. – С. 264–280.
37. Гуров, Е.П. Самородные металлы из метеоритного кратера Эльгыгытгын / Новые данные о минералах, выпуск 34 / Е.П. Гуров, Л.А. Кудинова. – М.: Недра, 1987. – С. 133–136.
38. Данилов, М.А. Первая находка олигоценовой лавы с самородным железом на севере Русской платформы / М.А. Данилов, Н.П. Юшкин // Доклады АН СССР. – 1979. – Т. 249. – № 6. – С. 1430–1432.
39. Диденко, А.Н. Отражение палео- и современных геодинамических процессов в глубинной структуре Сихотэ-Алиньского орогенного пояса / А.Н. Диденко, М.Ю. Носырев // В сборнике: Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы IV Всероссийской научной конференции с международным участием. – Владивосток, 2018. – 326 с.
40. Диденко, А.Н. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан – Евразия в конце раннего мела / А.Н. Диденко, А.И. Ханчук // Доклады РАН. – 2019. – Т. 487. – № 4. – С. 405–408. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524874405-408>
41. Дмитриев, Е.В. Появление тектитов на Земле / Е.В. Дмитриев // Природа. – 1988. – № 4. – С. 34–36.
42. Егоров, Е.В. Эффузивные железисто-кремнистые формации и железорудные месторождения Малого Хингана / Е.В. Егоров, М.В. Тимофеева // В сборнике: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Труды международного симпозиума. – Киев: Наук. думка, 1972. – С. 188–195.
43. Ермолов, П.В. Состав и строение магнитных шариков гранитоидов / П.В. Ермолов, В.Н. Королюк // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 240. – № 1. – С. 155–158.

44. Жирнов, А.М. Новый железорудный бассейн России в Еврейской автономной области Дальнего Востока / А.М. Жирнов // Руды и металлы. – 2008. – Т. 5. – С. 16–26.
45. Земцов, А.Н. Об электрических разрядах в пепло-газовых тучах, возникающих при вулканических извержениях / А.Н. Земцов, А.А. Тронь, Е.К. Мархинин // Бюлл. вулканолог. станций. – 1976. – № 52. – С. 19–23.
46. Изох, Э.П. Тектиты Вьетнама. Гипотеза кометной транспортировки / Э.П. Изох, Ле Дык Ан // Метеоритика. – 1983. – Вып. 42. – С. 158–169.
47. Илгашева, Е.О. Техногенные микросферы в поверхностном осадке урбанизированных территорий / Е.О. Илгашева // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 333. – № 3. – С. 57–67.
48. Карпов, Г.А. Самородное железо в гидротермальной системе Камчатки / Г.А. Карпов, Ф.А. Киреев, В.А. Ерощаев-Шак // Доклады АН СССР. – 1984. – Т. 274. – № 6. – С. 1440–1443.
49. Карпов, Г.А. Акцессорные самородные рудные минералы эруптивных пеплов андезитовых вулканов Камчатки / Г.А. Карпов, А.В. Мохов // Вулканология и сейсмология. – 2004. – № 4. – С. 41–49.
50. Кларк, Э.Р. Микроскопические методы исследования материалов / Э.Р. Кларк, К.Н. Эберхардт. – М.: Техносфера, 2007. – 376 с.
51. Коновалова, Н.С. Условия железо-марганцевого оруденения на месторождениях Поперечное, Костеньгинское и Кайланское Малохинганского рудного района (ЕАО, Дальний Восток России) / Н.С. Коновалова, Н.В. Бердников, П.К. Кепежинская // Тихоокеанская геология. – 2026. – Т. 45. – № 3. – С. 33–43. DOI: 10.30911/0207-4028-2026-45-3-33-43
52. Копылов, М.И. Месторождения олова Хингано-Олонойского района: геологическая и геофизическая характеристика, рудная минерализация и развитие ресурсной базы / М.И. Копылов, Ю.Е. Плотницкий, С.М. Родионов, Н.П. Романовский. – Владивосток: ДВО РАН, 2004. – 252 с.

53. Кориневский, В.Г. Металлические микросферулы в трахибазальтах Южного Урала / В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский // Отечественная геология. – 2019. – № 5. – С. 67–75.
54. Корчагин, О.А. Присутствие металлических микросфер и микрочастиц в раннем сеномане Крыма – “космическое пылевое событие” / О.А. Корчагин // Доклады РАН. – 2010. – Т. 431. – № 6. – С. 783–787.
55. Костин, А.В. Минеральные разновидности Fe-оксидных-Cu руд проявлений Джалкан, Росомаха и Хурат (Сетте-Дабан, Восточная Якутия) / А.В. Костин // Отечественная геология. – 2016. – № 6. – С. 11–15.
56. Костюк, А.В. Петрогенезис гранат-содержащего карбонатита, район Тромсе, Норвегия / А.В. Костюк, Н.С. Горбачев, А.Н. Некрасов // Геохимия. – 2021. – Т. 66. – № 8. – С. 756–768. <https://doi.org/10.31857/S0016752521080033>
57. Крутикова, В.О. Исследование микровключений металлов и минералов в горных породах: проблемы интерпретации результатов и их применение при изучении магматогенных систем Камчатки и Становой складчатой области / В.О. Крутикова, Н.В. Бердников, П.К. Кепежинская // Тихоокеанская геология. – 2024. – Т. 43. – № 1. – С. 42–55. DOI: 10.30911/0207-4028-2024-43-1-42-55
58. Кулиш, Л.И. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока / Л.И. Кулиш, Е.А. Кулиш. – Хабаровск: ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1974. – 465 с.
59. Кулиш, Е.А. Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР / Е.А. Кулиш, Л.И. Кулиш, К.М. Меркурьев, Е.А. Панских. – М.: Наука, 1981. – 208 с.
60. Летников, Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза / Ф.А. Летников // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 12. – С. 1296–1307.
61. Лукин, А.Е. Минеральные сферулы – индикаторы специфического флюидного режима рудообразования и нефтидогенеза / А.Е. Лукин // Геофиз. журнал. – 2013. – Т. 35. – № 6. – С. 10–53.

62. Магидович, И.П. Очерки по истории географических открытий. Т. IV. Географические открытия и исследования нового времени (XIX – начало XX вв.) / И.П. Магидович, В.И. Магидович. – М., 1985. – 313 с.
63. Макаров, А.Б. Магнитные сферулы из почв вблизи шлакового отвала Нижнетагильского металлургического комбината / А.Б. Макаров, Б.М. Осовецкий, И.А. Антонова // Известия УГГУ. – 2017. – Вып. 4 (48). – С. 42–45.
64. Маракушев, А.А. Импациты / А.А. Маракушев. – М.: МГУ, 1981. – 240 с.
65. Маракушев, А.А. Ликвационная природа андезитовых вулканических серий / А.А. Маракушев // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1984. – № 8. – С. 25–37.
66. Маракушев, А.А. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород / А.А. Маракушев, И.П. Иванов, В.С. Римкевич // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. – 1979. – Вып. 1. – С. 3–22.
67. Маршинцев, В.К. Силикатные сферулы из кимберлитовых и лампроитовых формаций мира / В.К. Маршинцев, И.Г. Яценко, В.Н. Зинченко // Наука и техника в Якутии. – 2018. – № 2 (35). – С. 7–11.
68. Мнацакян, А.Х. Акцессорно-минералогические и геохимические особенности меловых вулканических серий Северной Армении как индикаторы комагматичности металлогенической специализации вулканических комплексов / А.Х. Мнацакян // Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. – М.: Наука, 1965. – С. 39–78.
69. Мохов, А.В. Луна под микроскопом / А.В. Мохов, П.М. Карташов, О.А. Богатиков. – М.: Наука, 2007. – 127 с.
70. Мочалов, А.Г. Минералогия элементов платиновой группы в эксплозивных брекчиях месторождения Поперечное (Малый Хинган, Россия) / А.Г. Мочалов, Н.В. Бердников, О.Л. Галанкина, П.К. Кепежинская, J. Liu, В.О. Крутикова // Тихоокеанская геология. – 2023. – Т. 42. – № 2. – С. 88–104. DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-2-88-104

71. Невструев, В.Г. Флюидолиты как источник коренной золото-платиноидной минерализации на примере месторождения Поперечное (Малый Хинган, Россия) / В.Г. Невструев, Н.В. Бердников, А.Н. Диденко, Б.Г. Саксин, Н.А. Лаврик // Доклады РАН. – 2018. – Т. 482. – № 2. – С. 202–205.
72. Невструев, В.Г. Новый тип благороднометалльной минерализации в флюидолитах месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) / В.Г. Невструев, Н.В. Бердников, Б.Г. Саксин // Тихоокеанская геология. – 2019. – Т. 38. – № 1. – С. 53–63. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-1-53-63
73. Невструев, В.Г. Типоморфизм и генезис платиноидов в породах и рудах железо-марганцевого месторождения Поперечное (Малый Хинган, Россия) / В.Г. Невструев, Н.М. Литвинова, Н.В. Бердников, В.Ф. Степанова, Б.Г. Саксин, В.О. Крутикова // Проблемы комплексного освоения георесурсов. Горн. информ. аналит. бюлл. – 2016. – № 8 (спец. вып. 21). – С. 486–491.
74. Новгородова, М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах / М.И. Новгородова. – М.: Наука, 1983. – 287 с.
75. Новгородова, М.И. Кавитационные эффекты в образовании минеральных микросферул в гидротермальных растворах / М.И. Новгородова, С.Н. Андреев, А.А. Самохин, Г.Н. Гамянин // Доклады РАН. – 2003. – Т. 389 (5). – С. 669–671.
76. Новгородова, М.И. Микросферулы алюмосиликатных стекол в золотых рудах / М.И. Новгородова, Г.Н. Гамянин, Ю.Я. Жданов, А.А. Агаханов, Т.В. Дикая // Геохимия. – 2003. – № 1. – С. 83–93.
77. Округин, А.В. Самородные металлы в трапхах Сибирской платформы / А.В. Округин, Б.В. Олейников, Н.В. Заякина, Н.В. Лескова // ЗВМО. – 1981. – Вып. 2. – С. 186–204.
78. Павлов, А.Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений / А.Л. Павлов. – Новосибирск: Наука, 1983. – 209 с.
79. Парфенов, Л.М. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии / Л.М. Парфенов, Н.А. Берзин, А.И. Ханчук, Г. Бадарч, В.Г. Беличенко, А.Н. Булгатов, С.И. Дриль, Г.Л. Кириллова, М.И. Кузьмин, У.Дж.

- Ноклеберг, А.В. Прокопьев, В.Ф. Тимофеев, О. Томуртогоо, Х. Янь // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – № 6. – С. 7–41.
80. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд-е третье, исправ. и доп. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.
81. Прокопьев, И.Р. Геологические и физико-химические условия образования Fe-F-REE карбонатитов Центральной Тувы: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.11 / Прокопьев Илья Романович. – Новосибирск, 2014. – 152 с.
82. Рид, С.Дж.Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии / С.Дж.Б. Рид. – М.: Техносфера, 2008. – 232 с.
83. Рудашевский, Н.С. Самородные металлы и карбиды в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья / Н.С. Рудашевский, А.Г. Мочалов, Г.Г. Дмитренко, Ю.П. Меньшиков // Минер. журнал. – 1987. – Т. 9. – № 4. – С. 71–82.
84. Рычагов, С.Н. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима минерало-рудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о. Итуруп) / С.Н. Рычагов, С.Ф. Главатских, Е.И. Сандиминова // Геология рудных месторождений. – 1996. – Т. 38 (1). – С. 31–40.
85. Савва, Н.Е. Сфероидные образования в рудах золото-сульфидного проявления «Сентябрьское СВ», локализованного в трубчатых телах взрывных брекчий (Чукотка) / Н.Е. Савва, М.И. Фомина, В.В. Курашко и др. // В сборнике: Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах. Материалы Всерос. науч. конф. – Новосибирск, 2014. – С. 626–630.
86. Сандиминова, Е.И. Сферические минеральные образования вулканических пород Курильских островов и Камчатки: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.04 / Сандиминова Елена Ивановна. – Петропавловск-Камчатский, 2008. 24 с.
87. Сапронов, Н.Л. Некоторые черты геологического строения Куликовского палеовулкана нижнетриасового возраста (район падения Тунгусского метеорита 1908 г.) / Н.Л. Сапронов, В.П. Соболенко // Проблемы метеоритики. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 13–19.

88. Сасим, С.А. Шошонит-латитовая серия Восточного Забайкалья: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, геохимия и Sr-Nd изотопный состав пород Акатуевской вулканоплутонической ассоциации Александрово-Заводской впадины / С.А. Сасим, С.И. Дриль, А.В. Травин, Т.А. Владимирова, Н.С. Герасимов, Ю.В. Носкова // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С. 962–982.
89. Сафонова, И.Ю. Субдукционная эрозия на конвергентных окраинах тихоокеанского типа / И.Ю. Сафонова, А.И. Ханчук // Тихоокеанская геология. – 2021. – Т. 40. – № 6. – С. 3–19. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-6-3-19
90. Силаев, В.И. Минерально-фазовый парагенезис в эксплозивных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Часть 1. Алмазы, углеродные фазы, конденсированные органоиды / В.И. Силаев, Г.А. Карпов, Л.П. Аникин, Е.А. Васильев, Л.П. Вергасова, И.В. Смолева // Вулканология и сейсмология. – 2019. – № 5. – С. 54–67.
91. Синякова, Е.Ф. Поведение примесей благородных металлов при фракционной кристаллизации Cu-Fe-Ni-сульфидных расплавов, содержащих As и Co / Е.Ф. Синякова, В.И. Косяков // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 10. – С. 1374–1400.
92. Смирнова, Ю.Н. Тектонические условия накопления и источники верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса / Ю.Н. Смирнова, А.А. Сорокин, А.Б. Котов, В.П. Ковач // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2016. – Т. 24. – № 3. – С. 3–26.
93. Соколова, Е.А. Марганценосность вулканогенно-осадочных формаций / Е.А. Соколова. – М.: Наука, 1982. – 196 с.
94. Соколова, Е.Н. Магматогенно-флюидная система олово-порфирового Высокогорского месторождения (Сихотэ-Алинь, Кавалеровский рудный район, Приморье, Россия): магматический этап развития / Е.Н. Соколова, С.З. Смирнов, В.С. Секисова, Н.С. Бортников, Н.В. Гореликова, В.Г. Томас // Геология рудных месторождений. – 2023. – Т. 65. – № 7. – С. 700–721.

95. Соловьев, С.Г. Железоокисно-золото-медные и родственные месторождения / С.Г. Соловьев. – М.: Науч. мир, 2011. – 472 с.
96. Сорокин, А.А. Первые данные о возрасте раннепалеозойских гранитоидов Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса / А.А. Сорокин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, А.П. Сорокин, С.З. Яковлева, А.М. Федосеенко, Ю.В. Плоткина // Доклады РАН. – 2010. – Т. 43. – № 2. – С. 228–232.
97. Татаринов, В.В. Электронно-зондовый микроанализ тонкодисперсных включений золота в сульфидных минералах: дис. ... канд. химич. наук: 02.00.02/ Татаринов Василий Вадимович. – Иркутск, 2021. – 165 с.
98. Ткалич, С.М. Кайланское железорудное месторождение в северной части Малого Хингана в ДВК / С.М. Ткалич // Рукопись. Отчет о геолого-разведочных работах 1932 г.
99. Ткалич, С.М. Геологический очерк месторождений железных руд Дальневосточного края / С.М. Ткалич. – Хабаровск: Дальгиз, 1935.
100. Томшин, М.Д. Самородное железо в траппах Сибири / М.Д. Томшин, А.Г. Копылова, А.Е. Васильева // Петрология. – 2023. – Т. 31. – № 2. – С. 202–216.
101. Филимонова, Л.Г. Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных тихоокеанских окраин / Л.Г. Филимонова. – М.: Недра, 1985.
102. Филимонова, Л.Г. О типоморфных особенностях магнитных сферул орогенных вулканитов Южного Сихотэ-Алиня / Л.Г. Филимонова, Г.А. Арапова, Р.В. Боярская, Н.В. Трубкин // Тихоокеанская геология. – 1989. – № 4. – С. 78–84.
103. Флоренский, К.П. Химический состав космических шариков из района Тунгусской катастрофы и некоторые вопросы дифференциации вещества космических тел / К.П. Флоренский, А.В. Иванов, Н.П. Ильин, М.Н. Петрикова, Л.Е. Лосева // Геохимия. – 1968. – № 10. – С. 1163–1173.
104. Фрондел, Дж. Минералогия Луны / Дж. Фрондел. – М.: Мир, 1978. – 334 с.
105. Ханчук, А.И. Ханкайский массив: гетерогенность фундамента и региональные корреляции / А.И. Ханчук, А.А. Аленичева, В.В. Голозубов, А.Т. Кандауров, Ю.Ю. Юрченко, С.А. Сергеев // Тихоокеанская геология. – 2022. – Т. 41. – № 4. – С. 3–22. DOI: 10.30911/0207-4028-2022-41-4-3-22

106. Ханчук, А.И. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии / А.И. Ханчук, А.В. Гребенников, В.В. Иванов // Тихоокеанская геология. – 2019. – Т. 38. – № 3. – С. 4–29. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-3-4-29
107. Ханчук, А.И. Изотопный возраст самородной платины из флюидолитов андезитового состава месторождения Поперечное (Малый Хинган, Россия) / А.И. Ханчук, А.Г. Мочалов, И.Ю. Рассказов, О.В. Якубович, Н.В. Бердников, В.Г. Невструев // Тихоокеанская геология. – 2020. – Т. 39. – № 1. – С. 48–52. DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-1-48-52
108. Ханчук, А.И. Петрохимические особенности углеродистых сланцев в восточной части Буреинского массива и их благороднометалльная минерализация / А.И. Ханчук, В.Г. Невструев, Н.В. Бердников, В.П. Нечаев // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 6. – С. 815–828.
109. Ханчук, А.И. О находке промышленной платины в рудах Южно-Хинганского месторождения марганца / А.И. Ханчук, И.Ю. Рассказов, В.Г. Крюков, Н.М. Литвинова, Б.Г. Саксин // Доклады РАН. – 2016. – Т. 470. – № 6. – С. 701–703.
110. Хенкина, С.Б. Продукты ликвации в породах мелового-палеогенового возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и особенности их металлоносности / С.Б. Хенкина // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 238. – № 2. – С. 433–436.
111. Хитаров, Н.И. Ликвация в природных силикатных системах / Н.И. Хитаров, В.А. Пугин // Геохимия. – 1978. – № 6. – С. 803–819.
112. Цымбал, С.Н. Закаленные частицы из эруптивной брекчии зоны сочленения Приазовского массива с Донбассом / С.Н. Цымбал, В.И. Татаринцев, В.К. Гаранин, Г.П. Кудрявцева, А.А. Колодько // ЗВМО. – 1985. – Вып. 2. – С. 224–228.
113. Чайковский, И.И. Эксплозивные минеральные фазы алмазоносных вишеритов Западного Урала / И.И. Чайковский, О.В. Коротченкова // Литосфера. – 2012. – № 2. – С. 125–140.

114. Чеботарев, М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд / М.В. Чеботарев // Сов. Геология. – 1958. – № 8. – С. 114–136.
115. Чернышов, Н.М. Золото-платиноносность главнейших типов железорудных формаций мира (информационно-аналитический обзор) / Н.М. Чернышов, С.П. Молотков, О.Г. Резникова // Вестник ВГУ. Сер. геол. – 2003. – № 2. – С. 137–162.
116. Чудненко, К.В. Термодинамические свойства твердых растворов в системе Ag-Au-Cu / К.В. Чудненко, Г.А. Пальянова // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 3. – С. 449–463.
117. Шафрановский, Г.И. Сфероиды из пород кимберлитовой трубки Катока (Северо-Восточная Ангола) / Г.И. Шафрановский, В.Н. Зинченко // В сборнике: Федоровская сессия. Материалы междунар. науч. конф. – СПб, 2010. – С. 63–69.
118. Шило, Н.А. Витватерсранд и проблема рудообразования / Н.А. Шило // Тихоокеанская геология. – 2007. – Т. 26. – № 5. – С. 101–111.
119. Школьник, С.И. Генетический тип и возраст железо-марганцевых отложений Талайского месторождения, Забайкалье / С.И. Школьник, Л.З. Резницкий, Е.Ф. Летникова, В.Б. Хубанов // Геохимия. – 2021. – № 3. – С. 216–230.
120. Юрченко, Ю.Ю. Новые изотопно-геохимические данные о возрасте и составе мезозойских вулканических комплексов Малого Хингана (ЕАО, Дальний Восток) / Ю.Ю. Юрченко, Н.А. Гольцин, Е.В. Шупилко, Ю.П. Змиевский, С.Ю. Рассказов, З.В. Анохина // В сборнике: Косыгинские чтения: Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. Материалы X Всероссийской научной конференции с международным участием. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2019. – С. 121–125.
121. Andronikov, A.V. Implications from chemical, structural and mineralogical studies of magnetic microspherules from around the Lower Younger Dryas boundary (New Mexico, USA) / A.V. Andronikov, I.E. Andronikova, C.W. Loehn, B. Lafuente, J. Ballenger, G.T. Crawford // *Geografiska Annaler: series A, Physical Geography*. – 2016. – V. 98 (1). – P. 39–59.

122. Bain, W.M. Evidence for iron-rich sulfate melt during magnetite(-apatite) mineralization at El Laco / W.M. Bain, M. Steele-McInnes, F. Tornos, J.M. Hanchar, E.C. Creaser, D. Pietruszka // *Geology*. – 2021. – V. 49 (9). – P. 1044–1048.
123. Barra, F. Unravelling the origin of the Andean IOCG clan: a Re-Os isotope approach / F. Barra, M. Reich, D. Selby et al. // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – V. 81. – P. 62–78.
124. Barry, P.H. The helium and carbon isotope characteristics of the Andean convergent margin / P.H. Barry, J.M. De Moor, A. Chiodi, F. Aguilera, M.R. Hudak et al. // *Front. Earth Science*. – 2022. – V. 13. doi.org/10.3389/feart.2022.897267
125. Barry, P.H. Helium, inorganic and organic carbon isotopes of fluids and gases across the Costa Rica convergent margin / P.H. Barry, M. Nakagawa, D. Giovanelli, J.M. De Moor, M. Schrenk, A.M. Seltzer et al. // *Scientific Data*. – 2019. – V. 6. – P. 284. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0302-4>
126. Barton, M.D. Iron oxide (Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems / M.D. Barton // *Treatise in geochemistry*. 2nd ed. – 2014. – P. 515–541.
127. Barton, M.D. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization / M.D. Barton, D.A. Johnson // *Geology*. – 1996. – V. 24. – P. 259–262.
128. Bau, M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid rocks interaction and the significance of the oxidation-state of europium / M. Bau // *Chem. Geology*. – 1991. – V. 93. – P. 219–230.
129. Bau, M. Discriminating between different genetic types of marine ferromanganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium / M. Bau, K. Schmidt, A. Koschinsky, J. Hein et al. // *Chem. Geology*. – 2014. – V. 381. – P. 1–9.
130. Beitler, B.B. Active hematite concretion formation in modern acid saline lake sediments, Lake Brown, Western Australia / B.B. Beitler, K.C. Benison, F.E. Oboh-Ikuenobe et al. // *Earth Planet. Sci. Letters*. – 2008. – V. 268. – P. 52–63.
131. Ben Othman, D. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling / D. Ben Othman, W.M. White, J. Patchett // *Earth Planet. Sci. Letters*. – 1989. – V. 94. – P. 1–21.

132. Berdnikov, N. Cu-Ag-Au microspherules in igneous rocks: morphology, composition, diagnostic criteria and possible origin / N. Berdnikov, P. Kepezhinskas, V. Krutikova, N. Kozhemyako, N. Konovalova // *Minerals*. – 2023. – V. 13. – P. 819. <https://doi.org/10.3390/min13060819>
133. Berdnikov, N. Magmatic–hydrothermal origin of Fe-Mn deposits in the Lesser Khingan Range (Russian Far East): petrographic, mineralogical and geochemical evidence / N. Berdnikov, P. Kepezhinskas, V. Nevstruev, V. Krutikova, N. Konovalova, V. Savatenkov // *Minerals*. – 2023. – V. 13. – P. 1366. doi.org/10.3390/min13111366
134. Berdnikov, N. Gold in mineralized volcanic systems from the Lesser Khingan Range (Russian Far East): textural types, composition and possible origins / N. Berdnikov, V. Nevstruev, P. Kepezhinskas, I. Astapov, N. Konovalova // *Geosciences*. – 2021. – V. 11. – P. 103. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020103>
135. Berdnikov, N.V. PGE mineralization in andesite explosive breccias associated with the Poperechny iron-manganese deposit (Lesser Khingan, Far East Russia): whole-rock geochemical, ^{190}Pt - ^4He isotopic, and mineralogical evidence / N.V. Berdnikov, V.G. Nevstruev, P.K. Kepezhinskas, A.G. Mochalov, O.V. Yakubovich // *Ore Geology Reviews*. – 2020. – V. 118. – P. 103352. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103352
136. Bi, H. Seismic evidence for a transcrustal magmatic pathway contribute to critical metal deposits / H. Bi, H. Fang, P. Zhang, Z. Sudholz, M.S. Miller, P. Yu, R. Gao // *Geophysical Research Letters*. – 2024. – V. 51. e2023GL104935.
137. Bonatti, E. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centre / E. Bonatti, M. Zerbi, R. Kay, H.S. Rydell // *Geol. Soc. Amer. Bulletin*. – 1976. – V. 87. – P. 83–94.
138. Bourliva, A. Characterization and geochemistry of technogenic magnetic particles (TMPs) in contaminated industrial soils: Assessing health risk via ingestion / A. Bourliva, L. Papadopoulou, E. Aidona, K. Giouri, K. Simeonidis, G. Vourlias // *Geoderma*. – 2017. – V. 295. – P. 86–97.
139. Breitkopf, J. Iron formation related to mafic volcanism and ensialic rifting in the southern margin zone of the Damara orogeny, Namibia / J. Breitkopf // *Precambrian Res.* – 1988. – V. 38. – P. 111–130.

140. Brett, R. Metallic spherules in impactite and tektite glasses / R. Brett // *American Mineralogist*. – 1967. – V. 52. – P. 721–733.
141. Bryan, W.B. Morphology of quench crystals in submarine basalts / W.B. Bryan // *J. Geophys. Res.* – 1972. – V. 77. – P. 5812–5819.
142. Cannon, W.F. The sudbury impact layer in the Paleoproterozoic iron ranges of northern Michigan / W.F. Cannon, K.J. Schultz, J. Wright-Horton et al. // *Geol. Soc. Am. Bulletin*. – 2010. – V. 122. – P. 50–75.
143. Cao, W. Tectonic controls on the isotopic juvenility of mid-Cretaceous continental arcs: global compilations and implications for chemical weathering / W. Cao, C.P. Bataille, E.R. Leuchter, X. Zhou // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2022. – V. 587. <https://doi.org/j.epsl.2022.117550>
144. Carracedo-Sánchez, M. Silicate glass micro- and nanospherules generated in explosive eruptions of ultrabasic magmas: implications for the origin of pelletal lapilli / M. Carracedo-Sánchez, F. Sarrionandia, J. Arostegui et al. // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2015. – V. 293. – P. 13–24.
145. Cashman, K.V. Physical aspects of magmatic degassing II: constraints on vesiculation processes from textural studies of eruptive products / K.V. Cashman, M.T. Mangan // *Rev. Mineralogy*. – 1994. – V. 30. – P. 447–478.
146. Chai, F. The Abagong apatite-rich magnetite deposit in the Chinese Altay Orogenic Belt: a Kiruna-type iron deposit / F. Chai, F. Yang, F. Liu, M. Santosh, X. Geng, Q. Li, G. Liu // *Ore Geology Reviews*. – 2014. – V. 57. – P. 482–497.
147. Chaplygin, I.V. Native gold from volcanic gases at Tolbachik 1975-1976 and 2012-2013 fissure eruptions, Kamchatka / I.V. Chaplygin, M.A. Yudovskaya, L.P. Vergasova et al. // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2015. – V. 307. – P. 200–209.
148. Charlier, B. Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent / B. Charlier, T.L. Grove // *Contrib. Miner. Petrol.* – 2012. – V. 164. – P. 27–44.
149. Charlier, B. Compositional and kinetic controls on liquid immiscibility in ferrobasalt-rhyolite volcanic and plutonic series / B. Charlier, O. Namur, T.L. Grove // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2013. – V. 113. – P. 79–93.

150. Charlier, B. Large-scale silicate liquid immiscibility during differentiation of tholeiitic basalt to granite and the origin of the Daly gap / B. Charlier, O. Namur, M.J. Toplis, P. Schiano, N. Cluzel, M.D. Higgins, J. Vander Auwera // *Geology*. – 2011. – V. 39 (10). – P. 907–910.
151. Chebotarev, M.V. Geological structures of the South Khingan manganese deposit and essential composition of its ores / M.V. Chebotarev // *Int. Geology Review*. – 1960. – V. 2. – P. 851–866.
152. Chen, H. Evolution of the giant Marcona-Mina Justa iron oxide-copper-gold district, south-central Peru / H. Chen, A.H. Clark, T.K. Kyser, T.D. Ullrich, R. Baxter, Y. Chen, T. Moody // *Econ. Geology*. – 2010. – V. 105. – P. 155–185.
153. Chen, H. Mesozoic iron oxide copper-gold mineralization in the Central Andes and the Gondwana supercontinent breakup / H. Chen, D.R. Cooke, M.J. Baker // *Econ. Geology*. – 2013. – V. 108. – P. 37–44.
154. Cherry, A.R. Linking Olympic Dam and the Cariewerloo Basin: was a sedimentary basin involved in the formation of the world's largest uranium deposit? / A.R. Cherry, J. McPhie, V.S. Kamenetsky, K. Ehrig, J.L. Keeling, M.B. Kamenetsky, S. Meffre, O.B. Apukhtina // *Precambrian Research*. – 2017. – V. 300. – P. 168–180.
155. Chiaradia, M. Origin of fluids in iron oxide-copper-gold deposits: constraints from $\delta^{37}\text{Cl}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and Cl/Br / M. Chiaradia, D. Banks, R. Cliff et al. // *Mineral. Deposita*. – 2006. – V. 41. – P. 565–573.
156. Childress, T.M. Formation of the Mantoverde iron oxide-copper-gold (IOCG) deposit, Chile: insights from Fe and O stable isotopes and comparisons with iron oxide-apatite (IOA) deposits / T.M. Childress, A.C. Simon, M. Reich et al. // *Mineral. Deposita*. – 2020. – V. 55. – P. 1489–1504.
157. Comeau, M.J. Imaging the whole-lithosphere architecture of a mineral system – geophysical signatures of the sources and pathways of ore-forming fluids / M.J. Comeau, M. Becken, A.V. Kuvshinov // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2022. – V. 23. – e2022GC010379.

158. Cronan, D.S. A submarine hydrothermal manganese deposit from the south-west Pacific island arc / D.S. Cronan, G.P. Glasby, S.A. Moorby, J. Thomson, K.E. Knedler, J.C. McDougall // *Nature*. – 1982. – V. 298. – P. 456–458.
159. Dai, L.-Q. Magnesium-carbon isotopes trace carbon recycling in continental subduction zone / L.-Q. Dai, K. Zhao, Z.-F. Zhao, Y.-F. Zheng, W. Fang et al. // *Lithos*. – 2020. – V. 376–377. – P. 105774. doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105774
160. Dare, S.A.S. Did the massive magnetite “lava flows” of El Laco (Chile) form by magmatic or hydrothermal processes? New constraints from magnetite composition by LA-ICP-MS / S.A.S. Dare, S.-J. Barnes, G. Beaudoin // *Mineral. Deposita*. – 2015. – V. 50. – P. 607–617.
161. De Haller, A. Geology, geochronology, and Hf and Pb isotope data of the Raulcondestable iron oxide-copper-gold deposit, central coast of Peru / A. De Haller, F. Vorfu, L. Fontbote et al. // *Econ. Geology*. – 2006. – V. 101. – P. 281–310.
162. Del Real, I. Geochemical and isotopic signature as pyrite as a proxy for fluid source and evolution in the Candelaria-Punta del Cobre iron oxide coppergold district, Chile / I. Del Real, J.F.H. Thompson, A.C. Simon et al. // *Econ. Geology*. – 2020. – V. 115. – P. 1493–1518.
163. Dickinson, W.R. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific / W.R. Dickinson, T. Hatherton // *Science*. – 1967. – V. 157. – P. 801–803.
164. Dixon, S. Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: an experimental study / S. Dixon, M.J. Rutherford // *Earth Planet. Sci. Letters*. – 1979. – V. 45. – P. 45–60.
165. Douville, E. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems / E. Douville, Ph. Bienvenu, J.L. Charlou, J.P. Donval, Y. Fouquet, P. Appriou, T. Gamo // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1999. – V. 63. – P. 627–643.
166. Drab, E. Mineral particles content in recent snow at Summit (Greenland) / E. Drab, A. Gaudichet, J.L. Jaffrezo, J.L. Colin // *Atmospheric Environment*. – 2002. – V. 36. – P. 5365–5376.

167. Dubinin, A.V. Geochemistry and genesis of Fe-Mn mineralization in island arcs in the west Pacific Ocean / A.V. Dubinin, T.Yu. Uspenskaya, G.M. Gavrilenko, V.A. Rashidov // *Geochem. International*. – 2008. – V. 46. – P. 1206–1227.
168. Elderfield, H. The origin of ferromanganese sediments associated with the Troodos Massif of Cyprus / H. Elderfield, I.G. Gass, A. Hammond, L.M. Bear // *Sedimentology*. – 1972. – V. 19. – P. 1–19.
169. Ewart, A. The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec arc lavas: interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model / A. Ewart, C.J. Hawkesworth // *Journal of Petrology*. – 1987. – V. 28 (3). – P. 495–530.
170. Fialkiewicz-Koziel, B. Anthropogenic and natural sources of dust in peatland during the Anthropocene / B. Fialkiewicz-Koziel, B. Smieja-Krol, M. Frontasyeva et al. // *Scientific Reports*. – 2016. – V. 6. – 38731. DOI: 10.1038/srep38731
171. Fredriksson, K. The origin of black spherules found in Pacific islands, deep-sea sediments, and Antarctic ice / K. Fredriksson, R. Martin // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 1963. – V. 27. – P. 245–248.
172. Frutos, J. Tectonic and geochemical evidence concerning the genesis of El Laco magnetite lava flow deposits, Chile / J. Frutos, J.M. Oyarzun // *Econ. Geology*. – 1975. – V. 70. – P. 988–990.
173. Frutos, J. In *Stratabound Ore Deposits in the Andes* / J. Frutos, J. Oyarzun, Y. Shiga, G. Alfaro; Fontboté L., Amstutz G.C., Cardozo M., Cedillo E., Frutos J., Eds. // *Special Publication No. 8 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*. – Berlin, Heidelberg, Germany: Springer, 1990. – P. 681–690.
174. Fujii, T. A note on silicate liquid immiscibility in Japanese volcanic rocks / T. Fujii, I. Kushiro, Y. Nakamura et al. // *J. Geol. Soc. Japan*. – 1980. – V. 86. – P. 409–412.
175. Garcia, A.K. The curious consistency of carbon biosignatures over billions of years of Earth-life coevolution / A.K. Garcia, C.M. Cavanaugh, B. Kacar // *The ISME Journal*. – 2021. – V. 15. – P. 2183–2194.
176. Genareau, K. Lightning-induced volcanic spherules / K. Genareau, J.B. Wardman, T.M. Wilson, S.R. McNutt, P. Izbekov // *Geology*. – 2015. – V. 43 (4). – P. 319–322.

177. Genge, M.J. The mineralogy and petrology of I-type cosmic spherules: implications for their sources, origins and identification in sedimentary rocks / M.J. Genge, B. Davies, M.D. Suttle, M. Van Ginneken, A.G. Tomkins // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 2017. – V. 218. – P. 167–200.
178. Ghazi, J.M. Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposit in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite / J.M. Ghazi, C. Harris, M. Rahgoshay, M. Moazzen // *Ore Geology Reviews.* – 2019. – V. 105. – P. 590–604.
179. Giere, R. Micro- and nanochemistry of fly ash from a coal-fired power plant / R. Giere, L.E. Carleton, G.R. Lumpkin // *Amer. Miner.* – 2003. – V. 88. – P. 1853–1865.
180. Glasby, G.P. Hydrothermal manganese deposits in island arcs and related to subduction processes: a possible model for genesis / G.P. Glasby // *Ore Geology Reviews.* – 1988. – V. 4. – P. 145–153.
181. Glasby, G.P. Submarine hydrothermal activity and mineralization on the Kurile and western Aleutian island arcs, N.W. Pacific / G.P. Glasby, G.A. Cherkashov, G.M. Gavrilenko, V.A. Rashidov, I.B. Slovtsov // *Marine Geology.* – 2006. – V. 231. – P. 163–180.
182. Glikson, A. Early Archaean asteroid impacts on Earth: stratigraphic and isotopic age correlations and possible geodynamic consequences / A. Glikson // *Earth's Oldest Rocks.* – Netherlands: Elsevier, 2007. – P. 1087–1103.
183. Goldstein, J.I. Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis / J.I. Goldstein, D.E. Newbury, J.R. Michael et al. – New York: Springer, 2017. – 550 p.
184. Grebennikov, A.V. Silica-metal spherules in ignimbrites of Southern Primorie, Russia / A.V. Grebennikov // *J. Earth Science (China).* – 2011. – V. 22. – P. 20–31.
185. Greenwood, N. Chemistry of the elements (2nd ed.) / N. Greenwood, A. Earnshaw. – UK. Oxford: Butterworth-Heinemann, 1997. – 1359 p.
186. Groves, D.I. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits / D.I. Groves, F.P. Bierlein, L.D. Meinert, M.W. Hitzman // *Econ. Geology.* – 2010. – V. 105. – P. 641–654.

187. Gultekin, A.H. Mineralogy, geochemistry and fluid inclusion data from the Tumanpinari volcanic rock-hosted Fe-Mn-Ba deposit, Balikesir-Dursunbey, Turkey / A.H. Gultekin, N. Balci // *Minerals*. – 2016. – V. 6. – P. 120. <https://doi.org/10.3390/min6040120>
188. Günther, T. In-situ trace element and Fe-isotope studies on magnetite of the volcanic-hosted Zhibo and Chagangnuoer iron ore deposits in the Western Tianshan, NW China / T. Günther, R. Klemd, X. Zhang, I. Horn, S. Weyer // *Chem. Geology*. – 2017. – V. 453. – P. 111–127.
189. Gutscher, M.A. Can slab melting be caused by flat subduction? / M.A. Gutscher, R. Maury, J.P. Eissen, E. Bourdon // *Geology*. – 2000. – V. 28. – N 6. – P. 535–538.
190. Hagstrum, J.T. Impact-related microspherules in Late Pleistocene Alaskan and Yukon «muck» deposits signify recurrent episodes of catastrophic emplacement / J.T. Hagstrum, R.B. Firestone, A. West et al. // *Sci. Reports*. – 2017. – V. 7. – P. 16620. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-16958-2>
191. Haynes, D.W. Olympic Dam ore genesis: a fluid-mixing model / D.W. Haynes, K.C. Cross, R.T. Bills et al. // *Econ. Geology*. – 1995. – V. 90. – P. 281–307.
192. Haynes, E.A. Oxygen isotope composition of carbonates, silicates, and oxides in selected carbonatites: constraints on crystallization temperatures of carbonatite magmas / E.A. Haynes, D.P. Moecher, M.J. Spicuzza // *Chemical Geology*. – 2003. – V. 193. – P. 43–57.
193. Hedenquist, J.W. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits / J.W. Hedenquist, J.B. Lowenstern // *Nature*. – 1994. – V. 370. – P. 519–527.
194. Hein, J.R. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Mariana and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific / J.R. Hein, M.S. Schulz, R.E. Dunham, R.J. Stern, S.H. Bloomer // *J. Geophys. Res.* – 2008. – V. 113. – P. 1–29.
195. Hein, J.R. Trace metal-rich Quaternary hydrothermal manganese oxide and barite, Milos Island, Greece / J.R. Hein, M.G. Stamatakis, J.S. Dowking // *Applied Earth Science*. – 2000. – V. 109. – P. 67–76.

196. Honour, V.C. Microstructural evolution of silicate immiscible liquids in ferrobasalts / V.C. Honour, M.B. Holness, J.L. Partridge et al. // *Contrib. Mineral. Petrology*. – 2019. – V. 174. – No. 77. doi.org/10.1007/s00410-019-1610-6
197. Hou, T. Experimental study of liquid immiscibility in the Kiruna-type Verdenoeg iron-fluorine deposit, South Africa / T. Hou, B. Charlier, O. Nemur et al. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 2017. – V. 203. – P. 303–322.
198. Hunger, R.B. Hydrothermal alteration, fluid evolution, and Re-Os geochronology of the Grota Funda iron oxide-copper-gold deposit, Carajas Province (Para State), Brazil / R.B. Hunger, R.P. Xavier, C.P.N. Moreto et al. // *Economic Geology*. – 2018. – V. 113. – P. 1769–1794.
199. Hunt, J.A. A review of iron oxide-copper-gold deposits with focus on the Wernecke Breccias, Yukon, Canada, as an example of a non-magmatic end member and implications for IOCG genesis and classification / J.A. Hunt, T. Baker, D.J. Thorkelsen // *Exploration and Mining Geology*. – 2007. – V. 16. – P. 209–232.
200. Hunter, E.A. Vapor Transport and Deposition of Cu-Sn-Co-Ag Alloys in Vesicles in Mafic Volcanic Rocks / E.A. Hunter, J.R. Hunter, Z. Zajacz, J.D. Keith, N.L. Hann, E.H. Christiansen, M.J. Dorais // *Econ. Geol.* – 2020. – V. 115. – No. 2. – P. 279–301.
201. Isobe, H. Dendritic magnetite crystals in rapid quenched fine spherules produced by falling experiments through the high temperature furnace with controlled gas flow / H. Isobe, T. Gondo // *J. Mineral. Petrol. Science*. – 2013. – V. 108. – P. 227–237.
202. Jahn, B.-M. The Central Asian Orogenic Belt and the growth of the continental crust in the Phanerozoic / B.-M. Jahn // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* – 2004. – V. 226. – P. 73–100.
203. Jakes, P. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas / P. Jakes, A.J.R. White // *Geol. Soc. Amer. Bulletin*. – 1972. – V. 82. – P. 323–344.
204. Jakobsen, J.K. Immiscible iron- and silica-rich melts in basalt petrogenesis documented in the Skaergaard intrusion / J.K. Jakobsen, I.V. Veksler, C. Tegner et al. // *Geology*. – 2005. – V. 33. – P. 885–888.
205. Jiménez-Arroyo, A. Uranium uptake by phosphate minerals at hydrothermal conditions / A. Jiménez-Arroyo, R. Gabitov, A. Migdisov, J. Lui, A. Strzelecki, X.

- Zhao, X. Guo, V. Paul, T. Misna, A. Perez-Huerta, F. Caporuscio, H. Xu, R. Roback // *Chem. Geology*. – 2023. – V. 634. – P. 121581. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2023.121581
206. Jin, X. Determination of platinum group elements and gold in geological samples with ICP-MS using a sodium peroxide fusion and tellurium co-precipitation / X. Jin, H. Zhu // *J. Analytical Atomic Spectrometry*. – 2000. – V. 15. – P. 747–751.
207. Jones, A.P. Carbonatite melts and carbonatites / A.P. Jones, M. Genge, L. Carmody // *Rev. in Mineralogy and Geochemistry*. – 2013. – V. 75 (1). – P. 289–322.
208. Jonsson, E. Magmatic origin of giant “Kiruna-type” apatite-iron-oxide ores in Central Sweden / E. Jonsson, V.R. Troll, K. Hoegdahl, C. Harris, F. Weis, K.P. Nilsson, A. Skelton // *Sci. Rep.* – 2013. – V. 3. – P. 1644–1652.
209. Kamenetsky, V.S. Magma chamber-scale liquid immiscibility in the Siberian Traps represented by melt pods in native iron / V.S. Kamenetsky, B. Charlier, L. Zhitova et al. // *Geology*. – 2013. – V. 41. – P. 1091–1094.
210. Kay, S.M. Tectonic controls of Aleutian arc tholeiitic and calc-alkaline magmatism / S.M. Kay, R.W. Kay, G.P. Citron // *J. Geophys. Res.* – 1982. – V. 87. – P. 4051–4072.
211. Keller, G. Late Eocene impact microspherules: stratigraphy, age and geochemistry / G. Keller, S.L. D’Hondt, C.J. Orth, J.S. Gilmore, P.Q. Oliver, E.M. Schoemaker, E. Molina // *Meteoritics*. – 1987. – V. 22. – P. 25–60.
212. Keller, T. Genetic model of the El Laco magnetite-apatite deposits by extrusion of iron-rich melt / T. Keller, F. Tornos, J.M. Hanchar, D.K. Pietruszka, A. Soldati, D.B. Dingwell et al. // *Nat. Commun.* – 2022. – V. 13. doi.org/10.1038/s41467-022-33302-z
213. Kepezhinskas, K.B. Structural-metamorphic evolution of Late Proterozoic ophiolites and Precambrian basement in the Central Asian foldbelt of Mongolia / K.B. Kepezhinskas // *Precambrian Res.* – 1986. – V. 33. – P. 209–223.
214. Kepezhinskas, P. Diverse shoshonite magma series in the Kamchatka Arc: relationships between intra-arc extension and composition of alkaline magmas / P. Kepezhinskas // *Geological Society. London. Special Publications*. – 1994. – V. 81. – P. 249–264. [https://doi.org/10.1144.GSL.SP.1994.081.01.14](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1994.081.01.14)

215. Kepezhinskas, P. Adakites, high-Nb basalts and copper-gold deposits in magmatic arcs and collisional orogens: an overview / P. Kepezhinskas, N. Berdnikov, N. Kepezhinskas, N. Konovalova // *Geosciences*. – 2022. – V. 12. – P. 29. <https://doi.org/10.3390/geosciences12010029>
216. Kepezhinskas, P.K. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths / P.K. Kepezhinskas, M.J. Defant, M.S. Drummond // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1996. – V. 60. – P. 1217–1229.
217. Kepezhinskas, N. Petrology and geochemistry of alkaline basalts and gabbroic xenoliths from Utila Island (Bay Islands, Honduras): insights into back-arc processes in the Central American Volcanic Arc / N. Kepezhinskas, G.D. Kamenov, D.A. Foster, P. Kepezhinskas // *Lithos*. – 2020. – V. 352–353. – P. 105306. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105306>
218. Kepezhinskas, P. ^{13}C -depleted moissanites in subduction-related rocks: tracers of slab fluids in the Earth's mantle and a new diamond exploration tool / P. Kepezhinskas, N. Kepezhinskas // *E3S Web of Conferences*. – 2019. – V. 98. – P. 08009. DOI: 10.1051/e3sconf/20199808009
219. Kepezhinskas, P. Gold, platinum and palladium enrichments in arcs: role of mantle wedge, arc crust and halogen-rich slab fluids / P. Kepezhinskas, N. Kepezhinskas, N. Berdnikov // *E3S Web of Conferences*. – 2019. – V. 98. – P. 08010. DOI: 10.1051/e35conf/20199808010
220. Kepezhinskas, P.K. Native metals and intermetallic compounds in subduction-related ultramafic rocks from the Stanovoy mobile belt (Russian Far East): implications for redox heterogeneity in subduction zones / P.K. Kepezhinskas, N.P. Kepezhinskas, N.V. Berdnikov, V.O. Krutikova // *Ore Geology Reviews*. – 2020. – V. 127. – P. 103800.
221. Kepezhinskas, P. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis / P. Kepezhinskas, F. McDermott, M.J. Defant, A. Hochstaedter, M.S. Drummond, C.J. Hawkesworth, A. Koloskov, R.C. Maury, H. Bellon // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1997. – V. 61. – P. 577–600.

222. Kinzie, C.R. Nanodiamond-rich layer across three continents consistent with major cosmic impact at 12,800 Cal BP / C.R. Kinzie, S.S. Que Hee, A. Stitch et al. // *Journal of Geology*. – 2014. – V. 122. – P. 475–506.
223. Knaack, D.R. Geochemical and mineralogical composition of ferromanganese precipitates from the southern Mariana arc: evaluation, formation, and implications / D.R. Knaack, K. Sullivan, D.J. Brown, M. Langa, J. Mathieu, M.L. Bouchard, M. Haring, J. Petrus, R.J. Stern, J.R. Hein, J. Sader et al. // *Chemical Geology*. – 2021. – V. 568. – P. 120132. doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120132
224. Knight, J. Phase relations in the system Au-Cu-Ag at low temperatures, based on natural assemblages / J. Knight // *Can. Mineralogist*. – 2001. – V. 39. – P. 889–905.
225. Knipping, J.L. Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions / J.L. Knipping, L.D. Bilenker, A.C. Simon et al. // *Geology*. – 2015. – V. 43. – P. 591–594.
226. Knipping, J.L. Accumulation of magnetite by flotation on bubbles during decompression of silicate magma / J.L. Knipping, J.D. Webster, A.C. Simon et al. // *Sci. Reports*. – 2019. – V. 9. – P. 3852. doi.org/10.1038/s41598-019-40376-1
227. Kraemer, D. Negative cerium anomalies in manganese (hydr)oxide precipitates due to cerium oxidation in the presence of dissolved siderophores / D. Kraemer, N. Tepe, O.Pourret, M. Bau // *Geochim.Cosmochim. Acta*. – 2017. – V. 196. – P. 197–208.
228. Krinov, E.L. Principles of Meteoritics / E.L. Krinov. – Oxford: Pergamon Press. New York, 1960. – 535 p.
229. Kuo, L.-C. Occurrence, chemistry, and origin of immiscible silicate glasses in a tholeiitic basalt: a TEM/AEM study / L.-C. Kuo, J.Y. Lee, E.J. Essene et al. // *Contrib. Miner. Petrology*. – 1986. – V. 94. – P. 90–98.
230. Kutchko, B.G. Fly ash characterization by SEM-EDS / B.G. Kutchko, A.G. Kim // *Fuel*. – 2006. – V. 85. – P. 2537–2544.
231. Le Bas, M.J. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram / M.J. Le Bas, R.W. Le Maitre, A. Streckeisen, B. Zanettin // *J. Petrol.* – 1986. – V. 27. – P. 745–750.

232. Lefe'vre, R. Silicate microspherules intercepted in the plume of Etna volcano / R. Lefe'vre, A. Gaudichet, M.A. Billon-Galland // *Nature*. – 1986. – V. 322. – P. 817–820.
233. Le Maitre, R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the systematics of igneous rocks (No. 552.3 CLA) / R.W. Le Maitre, P. Bateman, A. Dudek et al. // *Intern. Union Geol. Science*. – 1989. – P. 193.
234. Lester, G.W. Experiments on liquid immiscibility in silicate liquids with H₂O, P, S, F and Cl / G.W. Lester, A.H. Clark, T.K. Kyser, H.R. Naslund // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2013. – V. 166. – P. 329–349.
235. Li, K. Efficient carbon recycling at the Central-Northern Lesser Antilles Arc: implications to deep carbon recycling in global subduction zones / K. Li, L. Li, C. Aubaud, K. Muehlenbachs // *Geophys. Res. Letters*. – 2020. – V. 47. <https://doi.org/10.1029/2020GL086950>
236. Li, G. Zircon U-Pb geochronology, geochemistry, and Hf isotopic compositions of the trachyandesite in the Dong'an Au deposit, Lesser Xing'an Range, northeastern China / G. Li, F. Sun, Y. Sun, R. Yu // *Geosci. J.* – 2021. – V. 25. – P. 849–862.
237. Li, H. The genetic link between iron oxide-apatite and iron skarn mineralization in the Beizhan deposit, Western Tianshan, NW China: evidence from magnetite and gangue mineral geochemistry / H. Li, Zh. Zhang, B. Liu, Y. Jin, M. Santosh // *J. Asian Earth Science*. – 2023. – V. 241. – P. 105460.
238. Liakopoulos, A. Nature and origin of the Vani manganese deposit, Milos, Greece: an overview / A. Liakopoulos, G.P. Glasby, C.T. Papavassiliou, J. Boulegue // *Ore Geology Reviews*. – 2001. – V. 18. – P. 181–209.
239. Liang, P. Iron oxide-copper-gold mineralization of the Devonian Laoshankou deposit (Xinjiang, NW China) in the Central Asian Orogenic Belt / P. Liang, H. Chen, J. Han, Ch. Wu, W. Zhang et al. // *Ore Geology Reviews*. – 2019. – V. 104. – P. 628–655.
240. Lino, L.M. Evidence for silicate liquid immiscibility in recharging, alkali-rich tholeiitic systems: the role of unmixing in the petrogenesis of intermediate, layered plutonic bodies and bimodal volcanic suites / L.M. Lino, P.R. Carvalho, S.R.F. Vlach, F.R. Quiroz-Valle // *Lithos*. – 2023. – V. 450–451. doi.org/10.106/j.lithos.2023.107193

241. Long, X.-Y. A crustal growth model for the eastern Central Asian Orogenic Belt: constraints from granitoids in the Songnen Massif and Duobaoshan terrane / X.-Y. Long, J. Tang, W.-L. Xu, Ch.-Y. Sun, J.-P. Luan, P. Guo // *Gondwana Res.* – 2022. – V. 107. – P. 325–338.
242. Longman, J. Subaerial volcanism is a potentially major contributor to oceanic iron and manganese cycles / J. Longman, M.R. Palmer, T.M. Gernon, H.R. Manners, M.T. Jones // *Commun. Earth Envir.* – 2022. – V. 3. DOI: 10.1038/s43247-022-00389-7
243. Lopez, T. Tracking carbon from subduction to outgassing along the Aleutian-Alaska volcanic arc / T. Lopez, T.P. Fischer, T. Plank, A. Malinverno, A.L. Rizzo, D.J. Rasmussen et al. // *Science Advances.* – 2023. – V. 9. DOI: 10.1126/sciadv.adf3024
244. Lowe, D.R. Early Archean silicate spherules of probable impact origin, South Africa and Western Australia / D.R. Lowe, G.R. Byerly // *Geology.* – 1986. – V. 14. – P. 83–86.
245. Luan, J.-P. Provenance, age, and tectonic implications of Neoproterozoic strata in the Jiamusi Massif: evidence from U-Pb ages and Hf isotope compositions of detrital and magmatic zircons / J.-P. Luan, F. Wnag, W.-L. Xu, W.-Ch. Ge, A.A. Sorokin, Zh.-W. Wang, P. Guo // *Precambrian Res.* – 2017. – V. 297. – P. 19–32.
246. Madondo, J. Geochemical evidence for a multi-source origin of manganese in the Montaña de Manganeso deposit, central Mexico / J. Madondo, C. Canet, E. González-Partida, F. Núñez-Useche, A.A. Rodriguguez-Diaz, A. Rajabi et al. // *Geochemistry.* – 2021. – V. 81. – P. 125789. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125789>
247. Maghfouri, S. Geological and geochemical constraints on the Cheshmeh-Frezi volcanogenic stratiform manganese deposit, southwest Sabzevar basin, Iran / S. Maghfouri, E. Rastad, F. Mousivand, F. Choulet, L. Ye // *Ore Geology Reviews.* – 2017. – V. 89. – P. 96–113.
248. Maksimov, A.A. Types of manganese and iron-manganese deposits in Central Kazakhstan / A.A. Maksimov // *Inter. Geology Review.* – 1960. – V. 2. – P. 508–521.
249. Mathez, E.A. Carbon isotopic composition and origin of SiC from kimberlites of Yakutia, Russia / E.A. Mathez, R.A. Fogel, I.D. Hutcheon, V.K. Marshintsev // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1995. – V. 59. – P. 781–791.

250. DixMcBijney, A.R. Immiscibility in late-stage magmas of the Skaergaard intrusion / A.R. DixMcBijney, Y. Nakamura // *Carnegie Institute of Washington Yearbook*. – 1974. – V. 72. – P. 348–352.
251. McCall, G.J.H. Tektites: showers of glass from the sky / G.J.H. McCall // *Geological Society*. London. – 2001. – 256 p.
252. McCulloch, M.T. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism / M.T. McCulloch, J.A. Gamble // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1991. – V. 102. – P. 358–374.
253. McDonough, W.F. The composition of the Earth / W.F. McDonough, S.S. Sun // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 120. – P. 223–253.
254. Meeker, K. Emission of elemental gold particles from Mount Erebus, Ross Island, Antarctica / K. Meeker, R.L. Chuan, P.R. Kyle // *Geophys. Res. Letters*. – 1991. – V. 18. – P. 1405–1408.
255. Meeker, G.P. The structure and composition of micropsherules from the Kilauea volcano, Hawaii / G.P. Meeker, T.K. Hinkley // *Am. Mineralogist*. – 1993. – V. 78. – P. 873–876.
256. Migaszewski, Z. Glass microspherules in road dust of the city of Kielce (south-central Poland) as markers of traffic-related pollution / Z. Migaszewski, A. Galuszka, S. Dalegowska, A. Michalik // *Journal of Hazardous Materials*. – 2021. – V. 413. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2021.125355>
257. Migaszewski, Z.M. Legacy of anthropogenic activity recorded microtechnofossils and chemical markers / Z.M. Migaszewski, A. Galuszka, A. Migaszewski // *Science of the Total Environment*. – 2024. – V. 930. <https://doi.org/10.106/j.scitotenv.2024.172800>
258. Mills, R.A. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG mound, 26°N, Mid-Atlantic Ridge / R.A. Mills, H. Elderfield // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1995. – V. 59. – P. 3511–3524.
259. Miyashiro, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins / A. Miyashiro // *Amer. J. Science*. – 1974. – V. 274. – P. 321–355.
260. Morrison, G.W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association / G.W. Morrison // *Lithos*. – 1980. – V. 13. – P. 97–108.

261. Mosier, D.L. Descriptive and grade-tonnage models of volcanogenic manganese deposits in oceanic environments: a modification / D.L. Mosier, N.J. Page // *United States Geol. Surv.* – 1988. – V. 1811. – P. 1–28.
262. Mungall, J.E. Immiscible shoshonitic and Fe-P-oxide melts preserved in unconsolidated tephra at El Laco volcano, Chile / J.E. Mungall, K. Long, J.M. Brenan et al. // *Geology.* – 2018. – V. 46. – P. 255–258.
263. Nakagawa, M. Manganese formations in the accretionary belts of Japan: implications for subduction-accretion process in an active convergent margin / M. Nakagawa, M. Santosh, S. Maruyama // *J. Asian Earth Sci.* – 2011. – V. 42. – P. 208–222.
264. Naslund, H.R. The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts / H.R. Naslund // *Am. J. Sci.* – 1983. – V. 283. – P. 1034–1059.
265. Naslund, H.R. Magmatic iron ores and associated mineralization: examples from the Chilean High Andes and Coastal Cordillera / H.R. Naslund, F. Henríquez, J.O. Nyström et al. // *Hydrothermal iron oxide-copper-gold & related deposits: A global perspective* / T.M. Porter (Ed.). – Australia: PGC Publ., 2002. – V. 2. – P. 207–226.
266. Neuholz, R. Submarine hydrothermal discharge and fluxes of dissolved Fe and Mn, and He isotopes at Brothers Volcano based on radium isotopes / R. Neuholz, C. Kleint, B. Schmetger, A. Koschinsky et al. // *Minerals.* – 2020. – V. 10. – P. 969.
267. Neumann, J.P. The Cu-O (Copper-Oxygen) system / J.P. Neumann, T. Zhong, Y.A. Chang // *Bull. Alloy Phase Diagrams.* – 1984. – V. 5. – P. 136–140.
268. Nyström, J.O. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry / J.O. Nyström, F. Henríquez // *Econ. Geology.* – 1994. – V. 89. – P. 820–830.
269. Nyström, J.O. Magnetite spherules in pyroclastic iron ore at El Laco, Chile / J.O. Nyström, F. Henríquez, J.A. Naranjo et al. // *Am. Mineralogist.* – 2016. – V. 101. – P. 587–595.
270. Ojeda, A. Evolution and fertility of magmas associated with iron oxide-apatite (IOA) deposits, Coastal Cordillera, Northern Chile: a zircon petrochronology perspective / A. Ojeda, F. Barra, M. Reich, R. Romero, M.J. Tapia // *Gondwana Research.* – 2024. – V. 131. – P. 38–56.

271. O'Keefe, J.A. (Ed.) *Tektites* / J.A. O'Keefe. – Chicago. IL: University of Chicago Press., 1963. – 36 p.
272. Ootes, L. A Paleoproterozoic Andean-type iron oxide-copper-gold environment, the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada / L. Ootes, D. Snyder, W.J. Davis et al. // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – V. 81. – P. 123–139.
273. Orberger, B. Origin of iron oxide spherules in the banded iron formation of the Bababudan Group, Dharwar Craton, Southern India / B. Orberger, C. Wagner, R. Wirth et al. // *J. Asian Earth Science*. – 2012. – V. 52. – P. 31–42.
274. Ovalle, J.T. Formation of massive iron deposits linked to explosive volcanic eruptions / J.T. Ovalle, N.L. La Cruz, M. Reich et al. // *Sci. Reports*. – 2018. – V. 8. – P. 14855. doi.org/10.1038/s41598-018-33206-3
275. Ozdemir, S. Early Archean spherule layers from the Barberton Greenstone Belt, South Africa: mineralogy and geochemistry of the spherule beds in the CT3 drill core / S. Ozdemir, T. Schulz, C. Koeberl et al. // *Meteoritics & Planet. Science*. – 2017. – V. 52. – P. 2586–2631.
276. Oztürk, H. Manganese deposits in Turkey: distribution, types and tectonic setting / H. Oztürk // *Ore Geology Reviews*. – 1997. – V. 12. – P. 187–203.
277. Palma, G. A review of magnetite geochemistry of Chilean iron oxide-apatite (IOA) deposits and its implications for ore-forming processes / G. Palma, F. Barra, M. Reich, A.C. Simon, R. Romero // *Ore Geology Reviews*. – 2020. – V. 126. – P. 103748.
278. Park, C.F., Jr. The spilite and manganese problems of the Olympic Peninsula, Washington / C.F. Park, Jr. // *Amer. J. Science*. – 1946. – V. 244. – P. 305–323.
279. Park, C.F., Jr. A magnetite «flow» in Northern Chile / C.F. Park, Jr. // *Economic Geology*. – 1961. – V. 56. – P. 431–436.
280. Pearce, J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / J.A. Pearce // *Andesites*. – 1982. – V. 8. – P. 525–548.
281. Pearce, J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust / J.A. Pearce // *Lithos*. – 2008. – V. 100. – P. 14–48.

282. Peccerillo, A. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey / A. Peccerillo, S.R. Taylor // *Contrib. Mineral. Petrology*. – 1976. – V. 58. – P. 63–81.
283. Pelleter, E. Ni-Cu-Co-rich hydrothermal manganese mineralization in the Wallis and Futuna back-arc environment (SW Pacific) / E. Pelleter, Y. Fouquet, J. Etoubleau, S. Cheron, S. Labanieh et al. // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – V. 87. – P. 126–146.
284. Perry, D.L. *Handbook of Inorganic Compounds* / D.L. Perry. – Boca Raton, FL: CRC Pres., 1995. – 354 p.
285. Peter, J.M. Sulfur, carbon, and oxygen isotope variations in submarine hydrothermal deposits of Guaymas Basin, Gulf of California, USA / J.M. Peter, W.C. Shanks III // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1992. – V. 56. – P. 2025–2040.
286. Philpotts, A.R. Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts / A.R. Philpotts // *Journal of Petrology*. – 1979. – V. 20. – P. 99–118.
287. Philpotts, A.R. Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks / A.R. Philpotts // *Contrib. Mineral. Petrology*. – 1982. – V. 80. – P. 201–218.
288. Philpotts, A.R. Effect of magma oxidation state on the extent of silicate liquid immiscibility in a tholeiitic basalt / A.R. Philpotts, C.D. Doyle // *American Journal of Science*. – 1983. – V. 283 (9). – P. 967–986.
289. Plank, T. Subducting carbon / T. Plank, C.E. Manning // *Nature*. – 2019. – V. 574. – P. 343–352.
290. Polgári, M. Comparative study of formation conditions of Fe-Mn ore microbialities based on mineral assemblages a critical self-overview / M. Polgári, I. Gyollai // *Minerals*. – 2022. – V. 12. – P. 1273. doi.org/10.3390/min12101273
291. Pollard, P.J. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces / P.J. Pollard // *Mineral. Deposita*. – 2006. – V. 41. – P. 179–187.
292. Puffer, J.H. Magnetic spherules in Miocene versus Recent Sands of New Jersey / J.H. Puffer // *Meteoritics*. – 1974. – V. 9. – P. 281–288.
293. Ramsden, A.R. Characterization and analysis of individual fly-ash particles from coal-fired power stations by a combination of optical microscopy, electron microscopy

- and quantitative electron microprobe analysis / A.R. Ramsden, M. Shibaoka // *Atmosph. Envir.* – 1982. – V. 16. – P. 2191–2206.
294. Rasmussen, B. Iridium anomalies and shocked quartz in a Late Archean spherule layer from the Pilbara craton: new evidence for a major asteroid impact at 2.63 Ga / B. Rasmussen, C. Koeberl // *Geology*. – 2004. – V. 32. – P. 1029–1032.
295. Reed, J.J. Manganese ore in New Zealand. N.Z.J. / J.J. Reed // *Geol. Geophys.* – 1960. – V. 3. – P. 344–354.
296. Reeves, E.P. Geochemistry of hydrothermal fluids from the PACMANUS Northeast Pual and Vienna Woods hydrothermal fields, Manus Basin, Papua New Guinea / E.P. Reeves, J.S. Seewald, P. Saccocia, W. Bach et al. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 2011. – V. 75. – P. 1088–1123.
297. Richards, J.P. Post-subduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: products of re-melting of subduction-modified lithosphere / J.P. Richards // *Geology*. – 2009. – V. 37. – P. 247–250.
298. Richards, J.P. Contrasting tectonic settings and sulfur contents of magmas associated with Cretaceous porphyry Cu±Mo±Au and intrusion-related iron oxide Cu-Au deposits in Northern Chile / J.P. Richards, G.P. López, J.-J. Zhu, R.A. Creaser, A.J. Locock, A.H. Mumin // *Economic Geology*. – 2017. – V. 112. – P. 295–318.
299. Richards, J.P. Lithospheric fertilization and mineralization by arc magmas: genetic links and secular differences between porphyry copper ± molybdenum ± gold and magmatic-hydrothermal iron oxide copper-gold deposits / J.P. Richards, A.H. Mumin // *Society of Econ. Geology. Special Publ.* – 2013. – V. 17. – P. 277–299.
300. Richards, J.P. Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth: iron oxide-copper-gold and porphyry Cu±Mo±Au deposits / J.P. Richards, A.H. Mumin // *Geology*. – 2013. – V. 41. – P. 767–770.
301. Rodriguez-Mustafa, M.A. A continuum from iron oxide-copper-gold to iron oxide-apatite deposits: evidence from Fe and O stable isotopes and trace element chemistry of magnetite / M.A. Rodriguez-Mustafa, A.C. Simon, I. Del Real et al. // *Econ. Geology*. – 2020. – V. 115. – P. 1443–1459.

302. Rogers, T.D.S. Hydrothermal manganese deposits from the Tonga-Kermadec Ridge and Lau Basin region, southwest Pacific / T.D.S. Rogers, R.A. Hodkinson, D.S. Cronan // *Marine Georesources & Geotechnology*. – 2001. – V. 19. – P. 245–268.
303. Rollinson, H. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. 1st ed. / H. Rollinson. – London, UK: Longman Scientific and Tech., 1993. – P. 1–352.
304. Romero, R. Contrasting magma chemistry in the Candelaria IOCG district caused by changing tectonic regimes / R. Romero, F. Barra, M. Reich, A. Ojeda, M.J. Tapia, I. del Real, A. Simon // *Scientific Reports*. – 2024. – V. 14. – P. 10793. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-61489-2>
305. Roy, S. Manganese metallogenesis: a review / S. Roy // *Ore Geology Reviews*. – 1988. – V. 4. – P. 155–170.
306. Roy, S. Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record / S. Roy // *Geol. Soc. Special Publ.* – 1997. – V. 119. – P. 5–27.
307. Ruppel, M. Comparison of spheroidal carbonaceous particle data with modeled atmospheric black carbon concentration and deposition and air mass sources in Northern Europe / M. Ruppel, M.T. Lund, H. Grythe, N.L. Rose et al. // *Advances in Meteorology*. – 2013. – Article 393926. – P. 1850–2010.
308. Safonova, I. Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs / I. Safonova // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 47 (2). – P. 6–27.
309. Sajona, F.G. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines) / F.G. Sajona, R.C. Maury, H. Bellon, J. Cotten, M. Defant // *Journal of Petrology*. – 1996. – V. 37 (3). – P. 693–726. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.3.693>
310. Savelli, C. Geochemistry of metalliferous, hydrothermal deposits in the Aeolian arc (Tyrrhenian Sea) / C. Savelli, M. Marani, F. Gamberi // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 1999. – V. 88. – P. 302–323.
311. Schidlowski, M. Carbon isotopes as biogeochemical recorders of life over 3.8 Ga of Earth history: evolution of a concept / M. Schidlowski // *Precambrian Res.* – 2001. – V. 106. – P. 117–134.

312. Schijf, J. Speciation of yttrium and the rare earth elements in seawater: review of a 20-year analytical journey / J. Schijf, R.H. Byrne // *Chemical Geology*. – 2021. – V. 584. – P. 120479. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120479>
313. Schlegel, T.U. Fluorite as indicator mineral in iron oxide-copper-gold systems: explaining the IOCG deposit diversity / T.U. Schlegel, T. Wagner, T. Fusswinkel // *Chemical Geology*. – 2020. – V. 548. – P. 119674.
314. Schmidt, M.W. The origin of carbonatites – combining the rock record with available experimental constraints / M.W. Schmidt, A. Giuliani, S. Poli // *Journal of Petrology*. – 2024. – V. 65 (10). – eage105. <https://doi.org/10.1093/petrology/eage105>
315. Schopf, J.W. Biogenicity of Earth's earliest fossils. In *Evolution of Archean Crust and Early Life*; Dilek Y., Furnes H., Eds. / J.W. Schopf, A.B. Kudryavtsev. – Netherlands: Springer, 2014. – V. 7. – P. 333–349.
316. Shatwell, D. Adjacent iron oxide-apatite and iron oxide copper-gold mineralization in the Acarí District, Peru: the magmatic to hydrothermal transition / D. Shatwell // *SEG Discovery*. – 2023. – V. 133. – P. 19–27.
317. Shetye, S.S. Anthropogenic spherules in Zuari estuary, south west coast of India / S.S. Shetye, N.G. Rudraswami, K. Nandukumar, S. Manjrekar // *Marine Pollution Bulletin*. – 2019. – V. 143. – P. 1–5.
318. Sillitoe, R.H. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs / R.H. Sillitoe // *Economic Geology*. – 1985. – V. 80 (6). – P. 1467–1514.
319. Sillitoe, R.H. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view / R.H. Sillitoe // *Mineral. Deposita*. – 2003. – V. 38. – P. 787–812.
320. Sillitoe, R.H. New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, Northern Chile / R.H. Sillitoe, D.R. Burrows // *Economic Geology*. – 2002. – V. 97. – P. 1101–1109.
321. Simon, A.C. Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) and iron oxide copper-gold (IOCG) deposits form by a combination of igneous and magmatic-hydrothermal processes: evidence from the Chilean Iron Belt / A.C. Simon, J. Knipping, M. Reich, F. Barra, A.P. Deditius, L. Bilenker, T. Childress // *SEG Spec. Publ.* – 2018. – V. 21. – P. 89–114.

322. Simons, F.S. Geology of manganese deposits of Cuba / F.S. Simons, J.A. Straczek // *United States Geol. Surv. Bulletin*. – 1958. – V. 1057. – P. 1–289.
323. Simonson, B.M. Spherule layers – records of ancient impacts / B.M. Simonson, B.P. Glass // *Annual Rev. Earth Planet. Science*. – 2004. – V. 32. – P. 329–361.
324. Sisson, T.W. Native gold in Hawaiian alkalic magma / T.W. Sisson // *Economic Geology*. – 2003. – V. 98. – P. 643–648.
325. Skirrow, R.G. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits – a review (part 1): settings, mineralogy, ore geochemistry and classification / R.G. Skirrow // *Ore Geology Reviews*. – 2022. – V. 140. – P. 104569.
326. Skirrow, R.G. Lithospheric architecture and mantle metasomatism linked to iron oxide Cu-Au ore formation: multidisciplinary evidence from the Olympic Dam region, South Australia / R.G. Skirrow, S.E. Van der Wielen, D.C. Champion, K. Czarnota, S. Thiel // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2018. – V. 19. – P. 2673–2705.
327. Smart, K.A. Diamond growth from oxidized carbon sources beneath the Northern Slave Craton, Canada: $\delta^{13}\text{C-N}$ study of eclogite-hosted diamonds from the Jericho kimberlite / K.A. Smart, T. Chacko, T. Stachel, K. Muehlenbachs, R.A. Stern, L.M. Heaman // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 2011. – V. 75. – P. 2027–2047.
328. Snyder, W.S. Manganese deposited by submarine hot springs in chert-greenstone complexes, western United States / W.S. Snyder // *Geology*. – 1978. – V. 6. – P. 741–744.
329. Sokol, E.V. Hollow silicate microspheres from fly ashes of the Chelyabinsk brown coals (South Urals, Russia) / E.V. Sokol, N.V. Maksimova, N.I. Volkova, E.N. Nigmatulina, A.E. Frenkel // *Fuel Processing Tech*. – 2000. – V. 67. – P. 35–52.
330. Sorokin, A.A. Early Mesozoic granitoid and rhyolite magmatism of the Bureya Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: age and geodynamic settings / A.A. Sorokin, A.B. Kotov, N.M. Kudryashov, V.P. Kovach // *Lithos*. – 2016. – V. 261. – P. 181–194.
331. Stankowski, W.T.J. Crystallographic variety of magnetic spherules from Pleistocene and Holocene sediments in the Northern foreland of Morasko-Meteorite

- Reserve / W.T.J. Stankowski, A. Katrusiak, A. Budzianowski // *Planetary and Space Science*. – 2006. – V. 54. – P. 60–70.
332. Stern, R.J. Subduction zones / R.J. Stern // *Rev. Geoph.* – 2002. – V. 40. – P. 1–38.
333. Storey, C.D. Metal source and tectonic setting of iron oxide-copper-gold (IOCG) deposits: evidence from an in situ Nd isotope study of titanite from Norrbotten, Sweden / C.D. Storey, M.P. Smith // *Ore Geology Reviews*. – 2017. – V. 81. – P. 1287–1302.
334. Streck, M.J. High-magnesian andesite from Mount Shasta: a product of magma mixing and contamination, not a primitive mantle melt / M.J. Streck, W.P. Leeman, J. Chesley // *Geology*. – 2007. – V. 35 (4). – P. 351–354.
335. Su, Zh.-K. Using elemental and boron isotopic compositions of tourmaline to trace fluid evolutions of IOCG systems: the worldclass Dahongshan Fe-Cu deposit in SW China / Zh.-K. Su, X.-F. Zhao, X.-Ch. Li et al. // *Chemical Geology*. – 2016. – V. 441. – P. 265–279.
336. Suess, E. Methane-derived CO₂ in pore fluids expelled from the Oregon subduction zone / E. Suess, M.J. Whiticar // *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.* – 1989. – V. 71. – P. 119–136.
337. Sulovsky, P. Mineralogy and chemistry of conventional and fluidized bed coal ashes / P. Sulovsky // *Bull. Czech Geol. Surv.* – 2002. – V. 77. – P. 1–11.
338. Sun, C. Slab-mantle interaction, carbon transport, and kimberlite generation in the deep upper mantle / C. Sun, R. Dasgupta // *Earth & Planetary Science Letters*. – 2019. – V. 506. – P. 38–52.
339. Suttle, M.D. Diagenetically altered fossil micrometeorites suggest cosmic dust is common in the geological record / M.D. Suttle, M.J. Genge // *Earth & Planetary Science Letters*. – 2017. – V. 476. – P. 132–142.
340. Szramek, L. Cooling-induced crystallization of microlite crystals in two basaltic pumice clasts / L. Szramek, J.E. Gardner, M. Hort // *Am. Mineralogist*. – 2010. – V. 95. – P. 503–509.
341. Taran, Yu.A. Native gold in mineral precipitates from high-temperature volcanic gases of Colima volcano, Mexico / Yu.A. Taran, A. Bernard, J.-C. Gavilanes et al. // *Applied Geochemistry*. – 2000. – V. 15. – P. 337–346.

342. Taylor, S. Cosmic spherules in the geological record / S. Taylor, D.E. Brownlee // *Meteoritics*. – 1991. – V. 26 (3). – P. 203–211.
343. Taylor, S.R. The Continental crust: its composition and evolution / S.R. Taylor, S.M. McLennan. – Oxford, UK: Blackwell, 1985. – 312 p.
344. Terrestrial and Cosmic Spherules / Proceedings of the 1998 Annual Meeting Tecos by Tecos Meeting (1998 Budapest, Hungary). – 2000. – 132 p.
345. Thompson, A.B. Liquid immiscibility in silicate melts and related systems / A.B. Thompson, M. Aerts, A.C. Hack // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2017. – V. 65. – P. 99–127.
346. Thonis, M. Manganese ore deposits and plate tectonics / M. Thonis, R.G. Burns // *Nature*. – 1975. – V. 253. – P. 614–616.
347. Tornos, F. The role of the subducting slab and melt crystallization in the formation of magnetite-(apatite) systems, Coastal Cordillera of Chile / F. Tornos, J.M. Hanchar, R. Munizaga, F. Velasco, C. Galindo // *Mineral. Deposita*. – 2021. – V. 56. – P. 253–278.
348. Tornos, F. Formation of magnetite-(apatite) systems by crystallizing ultrabasic iron-rich melts and slag separation / F. Tornos, J.M. Hanchar, M. Steele-MacInnis, E. Crespo, V.S. Kamenetsky, C. Casquet // *Mineral. Deposita*. – 2023. <https://doi.org/10.1007/s00126-023-01203-w>
349. Tornos, F. The Tropezon Cu-Mo-(Au) deposit, Northern Chile: the missing link between IOCG and porphyry copper systems? / F. Tornos, F. Velasco, F. Barra et al. // *Mineral. Deposita*. – 2010. – V. 45. – P. 313–321.
350. Tornos, F. Iron-rich melts, magmatic magnetite, and superheated hydrothermal systems: The El Laco deposit, Chile / F. Tornos, F. Velasco, J.M. Hanchar // *Geology*. – 2016. – V. 44. – P. 427–430.
351. Tornos, F. The magmatic to magmatic-hydrothermal evolution of the El Laco deposit (Chile) and its implications for the genesis of magnetite-apatite deposits / F. Tornos, F. Velasco, J.M. Hanchar // *Econ. Geology*. – 2017. – V. 112. – P. 1595–1628.

352. Troll, V.R. Global Fe-O isotope correlation reveals magmatic origin of Kiruna-type apatite-iron-oxide ores / V.R. Troll, F.A. Weis, E. Johnsson et al. // *Nature Communications*. – 2019. – V. 10. – P. 1712. doi.org/10.1038/s41467-019-09244-4
353. Trumbull, R.B. The carbon isotope composition of natural SiC (moissanite) from the Earth's mantle. New discoveries from ophiolites / R.B. Trumbull, J.-S. Yang, P.T. Robinson, S. Di Pierro, T. Vennemann, M. Wiedenbeck // *Lithos*. – 2009. – V. 113. – P. 612–620.
354. Usui, A. Submersible observations of hydrothermal manganese deposits on the Kaikata Seamount, Izu-Ogasawara (Bonin) Arc / A. Usui, A. Nishimura // *Marine Geology*. – 1992. – V. 106. – P. 203–216.
355. Van Ginneken, M. Meteoric ablation debris from the Transantarctic Mountains: evidence for a Tunguska-like impact over Antarctica ca. 480 ka ago / M. Van Ginneken, L. Foleo, N. Perchiazzi et al. // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2010. – V. 293. – P. 104–113.
356. Veksler, I.V. Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma / I.V. Veksler, A.M. Dorfman, A.A. Borisov, R. Wirth, D.B. Dingwell // *Journal of Petrology*. – 2007. – V. 48. – P. 2187–2210.
357. Velasco, F. Immiscible iron- and silica-rich melts and magnetite geochemistry at the El Laco volcano (northern Chile): evidence for a magmatic origin for the magnetite deposits / F. Velasco, F. Tornos, J.M. Hanchar // *Ore Geology Reviews*. – 2016. – V. 79. – P. 346–366.
358. Walter, M.J. Deep mantle cycling of oceanic crust: evidence from diamonds and their mineral inclusions / M.J. Walter, S.C.Kohn, D.Araujo, G.P. Bulanova, C.B. Smith, E. Gaillou, J. Wang, A. Steele, S.B. Shirey // *Science*. – 2011. – V. 334. – P. 54–57.
359. Wang, K. Microspherules in Devonian sediments: origins, geological significance, and contamination problems / K. Wang, B.D.E. Chatterton // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1993. – V. 30. – № 3. – P. 1660–1667.
360. Wang, Z. Adsorption of uranium (VI) to manganese oxides: X-ray absorption spectrometry and surface complexation modeling / Z. Wang, S.-W. Lee, J.G. Catalano, J.S. Lezama-Pacheco, J.R. Bargar, B.M. Tebo, D.E. Giammar // *Environ. Sci. Technology*. – 2013. – V. 47. – P. 850–858.

361. Wang, F. Temporal changes in the subduction of the Paleo-Pacific plate beneath Eurasia during the late Mesozoic: geochronological and geochemical evidence from Cretaceous volcanic rocks in eastern NE China / F. Wang, W.-L. Xu, K.-Ch. Xing, J. Tang, Zh.-W. Wang, Ch.-Y. Sun, W. Wu // *Lithos.* – 2019. – P. 326–327, 415–434.
362. Wen, H.-Y. Helium and methane sources and fluxes of shallow submarine hydrothermal plumes near the Tokara Islands, Southern Japan / H.-Y. Wen, Y. Sano, N. Takahata, Y. Tomonaga, A. Ishida et al. // *Sci. Rep.* – 2016. – V. 6. – P. 34216.
363. White, W.M. *Geochemistry*, 2nd ed. / W.M. White. – Hoboken, New Jersey, USA: Wiley-Blackwell, 2020. – P. 1–960.
364. Whitney, D.L. Abbreviations for names of rock-forming minerals / D.L. Whitney, B.W. Evans // *Amer. Mineral.* – 2010. – V. 95. – P. 185–187.
365. Williams, P.J. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin / P.J. Williams, M.D. Barton, D.A. Johnson, L. Fontboté, A. De Haller, G. Mark et al. // *Econ. Geology.* – 2005. – V. 100. – P. 371–405.
366. Williams-Jones, A.E. Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits / A.E. Williams-Jones, C.A. Heinrich // *Econ. Geology.* – 2005. – V. 100. – P. 1287–1312.
367. Wise, J. *Gold recovery, properties and applications* / J. Wise. – Netherlands: D. Van Nostrand Company, 1964. – 167 p.
368. Wittke, J.H. Evidence for deposition of 10 million tonnes of impact spherules across four continents / J.H. Wittke, J.C. Weaver, T.E. Bunch et al. // *Proceedings of National Academy of Sciences.* – 2013. – V. 110 (23). – P. 2088–2097.
369. Wittmann, A. Petrology of impactites from El'gygytgyn crater: breccias in ICDP-drill core 1C, glassy impact melt rocks and spherules / A. Wittmann, S. Goderis, P. Claeys et al. // *Meteoritics & Planetary Science.* – 2013. – V. 48. – P. 1199–1235.
370. Wood, D.A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province / D.A. Wood // *Earth & Planetary Science Letters.* – 1980. – V. 50. – P. 11–30.

371. Wozniakiewicz, P. Cosmic dust in space and on Earth / P. Wozniakiewicz // *Astronomy & Geophysics*. – 2017. – V. 58. – P. 1.35–1.40.
372. Wu, F.-Y. Phanerozoic continental crustal growth: Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China / F.-Y. Wu, B.-M. Jahn, S. Wilde, D.Y. Sun // *Tectonophysics*. – 2000. – V. 328. – P. 87–113.
373. Wu, J. Northwest Pacific-Izanagi plate tectonics since Cretaceous times from western Pacific mantle structure / J. Wu, Y.-A. Lin, N. Flament, J.T.-J. Wu, Y. Liu // *Earth & Plan. Sci. Lett.* – 2022. – V.583. – P. 117445. DOI: 10.1016/j.epsl.2022.117445
374. Wu, W. Carbon and nitrogen isotopes and mineral inclusions in diamonds from chromitites of the Mirdita ophiolite (Albania) demonstrate recycling of oceanic crust into the mantle / W. Wu, J. Yang, R. Wirth, J. Zheng, D. Lian, T. Qiu, I. Milushi // *Amer. Mineral.* – 2019. – V. 104. – P. 485–500.
375. Xing, Y. Uranium transport in F-Cl-bearing fluids and hydrothermal upgrading of U-Cu ores in IOCG deposits / Y. Xing, Y. Mei, B. Etschmann, W. Liu, J. Brugger // *Geofluids*. – 2018. <https://doi.org/10.1155/2018/6835346>
376. Xu, H. Metallogenic mechanism of large manganese deposits from Permian manganese ore belt in western South China Block: new mineralogical and geochemical evidence / H. Xu, J. Gao, R. Yang, K. Feng, L. Wang, J. Chen // *Ore Geology Reviews*. – 2021. – V. 132. – P. 103993.
377. Yamaguchi, A. Sources and physicochemical characteristics of fluids along a subduction-zone megathrust: a geochemical approach using syn-tectonic mineral veins in the Mugi mélange, Shimanto accretionary complex / A. Yamaguchi, K. Ujiie, S. Nakai, G. Kimura // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2012. – V. 13. DOI: 10.1029/2012GC004137
378. Yang, H. The role of continental fragments in the formation of intra-oceanic arcs: constraints from Sr-Nd-Hf-O isotopes of gabbro from the Jiamusi Block, NE China / H. Yang, W.-Ch. Ge, M. Santosh, Zh. Ji, Y. Dong, Y. Jing, H.-R. Wu // *Gondwana Res.* – 2022. – V. 103. – P. 297–313.

379. Yang, H. Geochronology and geochemistry of Late Pan-African intrusive rocks in the Jiamusi-Khanka Block, NE China: petrogenesis and geodynamic implications / H. Yang, W. Ge, G. Zhao, Y. Dong, J. Bi et al. // *Lithos.* – 2014. – P. 208–209, 220–236.
380. Yang, F. Editorial: (Paleo-) Pacific plate subduction tectonics and related magmatism and mineralization / F. Yang, F. Xue, G. Jepsen, L. Zhang // *Frontiers of Earth Science.* – 2023. – V. 11. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1248758>
381. Yoshida, H. Fe-oxide concretions formed by interacting carbonate and acidic waters on Earth and Mars / H. Yoshida, H. Hasegawa, N. Katsuta et al. // *Science Advances.* – 2018. – V. 4. DOI: 10.1126/sciadv.aau0872
382. Yu, W. Contribution of microbial processes to the enrichment of Middle Permian manganese deposits in northern Guizhou, South China / W. Yu, M. Polgári, K. Fintor, I. Gyollai, M. Szabó, F. Velledits, Zh. Liu, Y. Du // *Ore Geology Reviews.* – 2021. – V. 136. – P. 104259. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2021.104259
383. Yudovskaya, M.D. Gaseous transport and deposition of gold in magmatic fluid: evidence from the active Kudryavy volcano, Kurile Islands / M.D. Yudovskaya, V.V. Distler, I.V. Chaplygin et al. // *Mineral. Deposita.* – 2006. – V. 40. – P. 828–848.
384. Zantop, H. Trace elements in volcanogenic manganese oxides and iron oxides; the San Francisco manganese deposit, Jalisco, Mexico / H. Zantop // *Econ. Geology.* – 1981. – V. 76. – P. 545–555.
385. Zelenski, M. Gold recycling and enrichment beneath volcanoes: a case study of Tolbachik, Kamchatka / M. Zelenski, V.S. Kamenetsky, J. Hedenquist // *Earth & Planetary Science Letters.* – 2016. – V. 437. – P. 35–46.
386. Zelenski, M. Mineralogy and origin of aerosol from an arc basaltic eruption: case study of Tolbachik volcano, Kamchatka / M. Zelenski, V.S. Kamenetsky, Y. Taran, A.M. Kovalskii // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* – 2020. – V. 21. – P. 8802. <https://doi.org/10.1029/2019GC008802>
387. Zhang, Z. Geological characteristics and metallogenesis of iron deposits in western Tianshan, China / Z. Zhang, W. Hong, Z. Jiang, Sh. Duan, F. Li, F. Shi // *Ore Geology Reviews.* – 2014. – V. 57. – P. 425–440.

388. Zhang, B.-L. Source characteristics of the Carboniferous Ortokarnash manganese deposit in the Western Kunlun Mountains / B.-L. Zhang, Zh.-Ch. Lv, Zh.-G. Dong, X. Zhang et al. // *Minerals*. – 2022. – V. 12. – P. 786.
389. Zhang, K. Sedimentary Ce anomalies: secular change and implications for paleoenvironmental evolution / K. Zhang, G.A. Shields // *Earth-Sci. Reviews*. – 2022. – V. 229. – P. 104015. <https://doi.org/j.earscirev.2022.104015>
390. Zhang, Ch. Geochronology and isotope geochemistry studies of an epithermal gold deposit in the northern Lesser Khingan Range, NE China: the Gaosongshan example / Ch. Zhang, E. Wang, Zh. Bi, R. Han, J. Shao, B. Liu, J. Chen, N. Zeng // *Ore Geology Reviews*. – 2019. – V. 105. – P. 356–374.
391. Zhang, X.L. Characterization of individual fly ash particles in surface snow at Urumqi Glacier No. 1, Eastern Tianshan / X.L. Zhang, G.J. Wu, T.D. Yao, C.L. Zhang, Y.H. Yue // *Chinese Science Bulletin*. – 2011. – V. 56. – P. 3464–3473.
392. Zhao, L. Roles of subducted pelagic and terrigenous sediments in early Jurassic mafic magmatism in NE China: constraints on the architecture of paleo-Pacific subduction zone / L. Zhao, F. Guo, W. Fan, M. Huang // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. – 2019. – V. 124. – P. 2525–2550.
393. Zhao, Zh.-H. Age of the Yongxin Au deposit in the Lesser Xing'an Range: implications for an Early Cretaceous geodynamic setting for gold mineralization in the NE China / Zh.-H. Zhao, J.-G. Sun, G.-H. Li, W.-X. Xu, C.-L. Lu, Y. Gup, L. Ren, Zh.-X. Hu // *Geological Journal*. – 2019. – V. 54. – P. 2525–2544.
394. Zhirnov, A.M. Russian new gold-cobalt-uranium-manganese-iron and graphite giants in the Jewish Autonomous Region (Far East) / A.M. Zhirnov // *Discovery*. – 2015. – V. 38. – P. 1–6.
395. Zhu, Q. Fingerprinting involvement of evaporates in magmatic-hydrothermal processes from the Jinshandian Fe skarn deposit, eastern China, using apatite geochemistry / Q. Zhu, G. Xie, N.J. Cook, C.L. Ciobanu // *Lithos*. – 2023. – V. 442–443. <https://doi.org/10.106/j.lithos.2023.107076>

СПИСОК РАБОТ, ОПУБЛИКОВАННЫХ АВТОРОМ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Статьи в рецензируемых научных журналах, рекомендованных перечнем ВАК

1. Berdnikov N., Nevstruev V., Kepezhinskas P., Astapov I., **Konovalova N.** Gold in mineralized volcanic systems from the Lesser Khingan Range (Russian Far East): textural types, composition and possible origins // *Geosciences*. – 2021. – V. 11 (2). – P. 103.
2. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кепежинскас П.К., Крутикова В.О., **Коновалова Н.С.**, Астапов И.А. Силикатные, железо-оксидные и золото-медь-серебряные микросферулы в рудах и пирокластике Костеньгинского железорудного месторождения (Дальний Восток России) // *Тихоокеанская геология*. – 2021. – Т. 40. – № 3. – С. 67–84.
3. Kepezhinskas P., Berdnikov N., **Konovalova N.**, Kepezhinskas N. Adakites, high-Nb basalts and copper–gold deposits in magmatic arcs and collisional orogens: an overview // *Geosciences*. – 2022. – V. 12 (1). – P. 29.
4. Berdnikov N., Kepezhinskas P., **Konovalova N.**, Kepezhinskas N. Formation of gold alloys during crustal differentiation of convergent zone magmas: constraints from an Au-rich websterite in the Stanovoy Suture Zone (Russian Far East) // *Geosciences*. – 2022. – V. 12 (3). – P. 126.
5. Berdnikov N., Kepezhinskas P., Krutikova V., Kozhemyako N., **Konovalova N.** Cu-Ag-Au microspherules in igneous rocks: morphology, composition, diagnostic criteria and possible origin // *Minerals*. – 2023. – V. 13 (6). – P. 819.
6. Berdnikov N.V., Kepezhinskas P.K., Nevstruev V.G., Krutikova V.O., **Konovalova N.S.**, Savatenkov V. Magmatic-hydrothermal origin of Fe-Mn deposits in the Lesser Khingan range (Russian Far East): petrographic, mineralogical and geochemical evidence // *Minerals*. – 2023. – V. 13 (11). – P. 1366.
7. Бердников Н.В., Кепежинскас П.К., Невструев В.Г., Крутикова В.О., **Коновалова Н.С.** Магматическое самородное золото: состав, формы выделения,

генезис и эволюция в земной коре // Геология и геофизика. – 2024. – Т. 65. – № 3. – С. 427–445.

8. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кепежинская П.К., Крутикова В.О., **Коновалова Н.С.**, Кожемяко Н.В. Микроминералогические свидетельства воздействия высокотемпературного минерализованного флюида на доломиты, вмещающие Fe-Mn месторождение Поперечное (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. – 2026. – Т. 45. – № 1. – С. 13–31.

9. **Коновалова Н.С.**, Бердников Н.В., Кепежинская П.К. Условия железомарганцевого оруденения на месторождениях Поперечное, Костеньгинское и Кайланское Малохинганского рудного района (ЕАО, Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. – 2026. – Т. 45. – № 3. – С. 33–43. DOI: 10.30911/0207-4028-2026-45-3-33-43

Работы, опубликованные в других научных изданиях и материалах региональных, всероссийских и международных конференций

10. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кепежинская П.К., Крутикова В.О., **Коновалова Н.С.**, Астапов И.А. Силикатные, железо-оксидные и золото-медь-серебряные микросферулы в рудах и пирокластике Костеньгинского железорудного месторождения (Дальний Восток России) // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: XI Косыгинские чтения: *Материалы Всероссийской конференции*, 15-18 сентября 2021 г., г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН. – С. 68–70.

11. Kepezhinskas P., Berdnikov N., Kepezhinskas N., **Konvalova N.** Metals in Kamchatka mantle wedge linked to Cu-Au deposits in magmatic arcs // *Proceedings of Geological Society of America Annual Meeting GSA Connects 2021*. Oregon Convention Center, Portland, Oregon, 10 October 2021, Abstract 363419. Geological Society of America Abstracts with Programs. – V. 53. – No. 6.

12. Kepezhinskas P., Berdnikov N., Kepezhinskas N., **Konvalova N.** Metal-rich adakite magmas are linked to the formation of Cu-Ag-Au mineralization at convergent

plate edges // *Proceedings of 16th Biennial Meeting SGA 2022*, 28–31 March 2022, Rotorua, New Zealand. – P. 164–167.

13. **Коновалова Н.С.**, Бердников Н.В., Невструев В.Г. Микросферулы в рудах и пирокластике Костеньгинского железорудного месторождения (Малый Хинган, Дальний Восток России) // *Материалы VI Всероссийской научной конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит»*. Владивосток, 19-22 сентября 2023 г. – С. 264–267.

14. **Коновалова Н.С.**, Бердников Н.В., Кепежинская П.К. Вулканогенно-гидротермальный генезис железо-марганцевого месторождения Поперечное (Малохинганский рудный район, Дальний Восток России) // *Материалы XXVII Всероссийской научной конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы»* (ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 27-29 марта 2024 г.). – С. 224–227.

15. **Коновалова Н.С.**, Бердников Н.В., Кепежинская П.К. Вулканогенно-гидротермальный генезис железо-марганцевого месторождения Поперечное (Малохинганский рудный район, Дальний Восток России) // *Материалы XII Всероссийской научной конференции с международным участием «Косыгинские чтения: Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии»* (10-13 сентября 2024 г., г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН). – С. 84–86.