

На правах рукописи



КРУПЕНИН Михаил Тихонович

**МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КАРБОНАТНЫЕ
РУДЫ В РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАШКИРСКОГО
МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА, ЭТАПЫ
И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ)**

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

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Новосибирск
2025

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН), г. Екатеринбург

Научный консультант: **Парначев Валерий Петрович,**
доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры динамической геологии, Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск

Официальные оппоненты: **Брусицын Алексей Ильич,**
доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой минералогии Института наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург

Кулешов Владимир Николаевич,
доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Федерального государственного бюджетного учреждения науки Ордена Трудового Красного Знамени Геологического института Российской академии наук РАН (ГИН РАН), г. Москва

Масленников Валерий Владимирович,
доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, профессор, главный научный сотрудник Федерального государственного бюджетного учреждения науки Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии Уральского отделения Российской академии наук (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН), г. Миасс

Ведущая организация Федеральное государственное бюджетное научное учреждение Уфимский федеральный исследовательский центр Российской академии наук (УФИЦ РАН), г. Уфа

Защита состоится «22» мая 2025 года в 14:00 часов на заседании диссертационного совета 24.1.050.01 в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН (ИГМ СО РАН) по адресу: 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, д. 3.

Тел.: +7 (383) 373-03-28, факс: +7 (383) 373-05-61, e-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке и на сайте ИГМ СО РАН: https://www.igm.nsc.ru/images/diss/loadfiles_dzubenko/krupenin/Dis-Krupenin-1.pdf

Автореферат разослан «20» марта 2025 года.

Ученый секретарь
диссертационного совета 24.1.050.01,
кандидат геолого-минералогических наук

А.В. Котляров

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы исследования. Месторождения кристаллического магнезита (МКМ) являются основным геолого-промышленным типом магнезитового сырья для получения периклаза – основы огнеупорной и металлургической отрасли в большинстве регионов мира. Во многих провинциях мира МКМ встречаются совместно с сидеритом (железная руда), что предполагает их генетическую связь. Однако существуют разные гипотезы образования магнезита и сидерита в карбонатных толщах – от осадочной до постмагматической. К рифейским неметаморфизованным отложениям типового разреза рифея на западном склоне Южного Урала в Башкирском мегантиклинории (БМА) приурочены разные типы Mg-Fe карбонатных пород, в том числе Южно-Уральская провинция МКМ и крупнейшие месторождения сидерита. Огромные запасы карбонатных руд, доступность, ясность условий залегания обусловили возможность для разработки генетических моделей.

Степень разработанности темы. Позднедокембрийские отложения (общей мощностью >15 км) на Уральской окраине континента Балтика накапливались в течение более 1 млрд лет (1750–600 млн лет) в Приуральской перикратонной впадине [Пучков, 2010]. В палеозое они были вовлечены в структуру БМА, вошедшего в герцинский Уральский ороген. Дискуссия о генезисе МКМ и сидерита в карбонатных толщах уральского рифея и других регионов мира длится с начала XX века [Redlich, 1909; и др.] и определяется различиями возможных источников рудного вещества и механизмов рудоотложения.

Седиментационное образование магнезита с точки зрения термодинамики проблематично, поскольку, по экспериментальным данным, осаждение магнезита затруднено из-за кинетического ингибирования сольватированными ионами Mg [Scheller et al., 2021]. На примере МКМ в карбонатах рифея Австралии [Aharon, 1988] и палеозоя Западной Европы [Moeller, 1989] была даже поставлена «проблема магнезита». Ее суть в том, что сложно объяснить появление тел кристаллического магнезита именно в древних карбонатных толщах и их отсутствие в карбонатах мезо-кайнозоя.

Сторонники осадочной гипотезы считают коры выветривания [Gomes de Llaena, 1968; Velasco et al., 1987; Смолин, 1987; Schroll, 2002; Шевелёв и др., 2003] или эвапоритовые лагуны [Siegl W., 1984; Dong et al., 2016] источником Mg и Fe. В рамках гидротермально-метасоматической гипотезы предлагаются варианты: гидротермальный источник, связанный с внедрением базитов [Заварицкий, 1920; Варлаков, 1967; Pohl, 1989] или гранитов [Тимесков, 1983] (т.е., постмагматическая), масштабная деоломитизация толщ при метаморфизме [Варлаков, 1960; Смолин, 1961; Bau, Moeller, 1992; Lugli et al., 2002; Kilias et al., 2006] (метаморфогенная); тонкорассеянный магнезит вмещающих доломитовых толщ, мобилизованный в катагенезе [Анфимов и др., 1983, 2007] (элизионно-катагенетическая). Каждая из гипотез была достаточно декларативна. В начале текущего века был предложен непротиворечивый источник магния и флюида – эвапоритовый рассол. Механизм с погружением рассола в карбонатные толщи на этапе рифтогенеза впервые был обоснован для МКМ Австрии с использованием данных прецизионной ионной хроматографии по флюидным включениям в магнезитах (**инфильтрационно-рассольная модель**) [Prochaska, 2000; Ebner et al., 2004; и др.] и развит для месторождений сидеритов [Prochaska, 2016].

Использование этого подхода для Mg-Fe карбонатов в БМА позволило создать **термально-рассольную** модель формирования МКМ Южно-

Уральской провинции и сидеритов [Крупенин и др., 2017, 2021]. В обоих вариантах рассольных моделей приведены доказательства гидротермально-метасоматической природы оруденения. Достоинством рассольных моделей является то, что морская вода, и тем более эвапоритовый рассол, являются уникальными по масштабу резервуарами накопления Mg в стратисфере. Захороненные рассолы содержат его в большом количестве, но имеют мало Ca и Fe. Таким образом, наличие эпизодов эвапоритовой седиментации в истории осадочного бассейна – важное условие для образования МКМ [Prochaska, Krupenin, 2013]. Несмотря на отсутствие залежей сульфатов и галогенидов в рифейских породах, бывшее присутствие эвапоритов в разрезах раннего и среднего рифея подтверждено рядом литологических и геохимических признаков. Захороненные рассолы при миграции через карбонатные породы могут отдавать магний (обмен с Ca), что приводит к формированию хлоркальциевых рассолов в глубоких горизонтах гидрогеологических бассейнов. Обмен инициирует процесс доломитизации, энергетически выгодный в условиях диа- и катагенеза [Gregg et al., 2015]. Физико-химическое моделирование процессов метасоматоза в карбонатных толщах показало, что при определенных параметрах среды (нагрев рассола в восстановительной обстановке) возникают условия для масштабного образования МКМ [Крупенин, Кольцов, 2017].

Рассольная природа флюидных включений в магнезитах подтверждена на типовых МКМ не только данными ионной хроматографии [Крупенин, Прохаска, 2005; Крупенин и др., 2009], но также и микротермометрии [Крупенин и др., 2013, 2015, 2019]. Эволюция рассолов в катагенезе приводит к обмену оставшегося Mg на Fe (из глинистых и/или фемических минералов) и стимулирует формирование метасоматических Mg-Fe карбонатов [Prochaska, Krupenin, 2013; Крупенин и др., 2019, 2021]. Тип механизма и минеральных разновидностей (анкерит, брейнерит, сидероплезит) определяются P-T-X условиями миграции флюидов, установленных методами термобарогеохимии и микрозондирования. Таким образом, разработана современная модель последовательного формирования месторождений магнезитов и сидеритов в катагенезе карбонатных толщ с участием рассолов. Выполненные в рамках диссертационной работы исследования явились качественно новым, по сравнению с представлениями конца XX века, этапом в понимании источников вещества, механизмов и времени формирования типовых месторождений кристаллического магнезита и сидерита, позволили создать новые генетические модели, основанные на современных изотопно-геохимических и геохронологических данных.

Цель исследования – разработка теоретических основ формирования крупных месторождений карбонатных Mg-Fe руд спорного генезиса на примере объектов в терригенно-карбонатной последовательности типового разреза рифея, выяснение источников вещества и энергии, а также времени и процессов, определивших формирование минерагенического облика Башкирского мегантиклинория.

Главные задачи исследования: 1) типизация МКМ Южно-Уральской провинции по комплексу геолого-минералогических и геохимических признаков; 2) определение возраста и изотопных параметров руд на месторождениях: Саткинском, Бакальском, Исмакаевском магнезитовых, Бакальском сидеритовом; 3) установление природы рудообразующего флюида (раствора для метасоматического процесса – коровый морской/метеорный, мантийный) и рудного вещества для типовых месторождений Mg – для магнезитовых и Fe – для сиде-

ритовых; 4) доказательства существования эпизодов эвапоритовой седиментации в истории раннего и среднего рифея БМА; 5) физико-химическое моделирование процесса метасоматического образования магнезита и Mg-Fe карбонатных руд на примере типовых объектов; 6) установление связи стадий рудообразования с этапами эволюции БМА; 7) создание генетических моделей для типовых месторождений магнезита и сидерита; 8) определение геологических критериев формирования и поисковых признаков карбонатных Mg-Fe руд.

Научная новизна.

Для терригенно-карбонатных отложений нижнего и среднего рифея Южно-уральского региона, вмещающих МКМ, впервые приведены и детально охарактеризованы литолого-минералогические и геохимические признаки существования горизонтов с эвапоритовой седиментацией.

Впервые с помощью ионной хроматографии и микротермометрии показано, что источником гидротермальных растворов для образования магнезитов и сидеритов явились захороненные эвапоритовые рассолы; последние были источником магнезия для МКМ. Железо экстрагировалось во флюид из глинистых пород во время длительного катагенетического взаимодействия с рассолами.

При литолого-геохимической типизации магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции выделены пластообразные залежи крупнокристаллических (стрельчатых) магнезитов *саткинского подтипа* в отложениях бурзяния и сложно построенные залежи среднекристаллических (гранобластовых) магнезитов *исмакаевско-семибратского подтипа* в отложениях юрматиния.

Впервые существенно коровая природа метасоматизирующего флюида показана с помощью данных по радиогенным изотопам U, Pb, Sr и Nd, а также стабильным изотопам C, O, D, S для пород и руд типовых магнезитовых месторождений Саткинского и Исмакаевского, а также сидеритового Бакальского; участие мантийного флюида отмечается в Саткинском рудном поле.

Изотопным U-Pb методом установлен возраст раннего диагенеза вмещающих известняков саткинской (1550 ± 30 млн) и бакальской (1430 ± 30 млн лет) свит нижнего рифея и метасоматических залежей магнезита (соответственно 1380 ± 16 и 1366 ± 47 млн лет) и сидерита (1010 ± 100 млн лет) в них [Кузнецов и др., 2005; Овчинникова и др., 2014, 2018]. Sm-Nd методом подтвержден возраст сидерита (970 ± 40 млн лет) и железистых магнезитов (Fe-магнезитов) Исмакаевского месторождения (около 1250 млн лет) [Крупенин и др., 2016, 2021].

С помощью физико-химического моделирования теоретически обосновано метасоматическое формирование магнезитов типовых месторождений (Саткинская группа, Исмакаевское) в результате нагрева потока рассольного высокомагнезиального флюида с низким редокс-потенциалом во вмещающих карбонатных толщах на этапах флюидной миграции. Установлены температурные ограничения Mg-Fe-метасоматоза ($200\text{--}250^\circ\text{C}$) в Бакальском рудном поле при подъеме гидротермального флюида из глубоко погруженной части Машакского грабена на этапе активизации на границе среднего и позднего рифея.

Выделены три новых крупных этапа тектоно-термальной и рудной активности в регионе: в машакское время (~ 1400 млн лет), в конце авзянского времени (~ 1250 млн лет) и в перерыве между средним и верхним рифеем (~ 1000 млн лет), которые в существенной степени определили минерагенический облик типовой последовательности рифея, включающий формирование месторождений Mg- и Mg-Fe карбонатов, барита и полиметаллов, флюорита.

Теоретическая и практическая значимость работы.

Анализ причин и условий образования кристаллического магнезита и сидерита – путь к решению фундаментальной проблемы формирования эпигенетических карбонатов в осадочных толщах. Приведенные в работе доказательства рассольной природы флюидов, сформировавших в рифее Fe-Mg залежи метасоматических карбонатов, актуализируют проблему распространения эвапоритов в докембрии.

Создание генетических моделей магнезитового и сидеритового оруденения в карбонатных толщах расширяет фундаментальные представления о роли захороненных рассолов как источника Mg и Fe в надрифтовых осадочных бассейнах. Показано, что время взаимодействия катагенетических флюидов с вмещающими породами и их миграции в докембрийских бассейнах могло составлять сотни млн лет. Введены ограничения параметров среды для метасоматического образования карбонатных Mg-Fe минералов на дометаморфических стадиях изменения пород в осадочных бассейнах.

Установление механизмов образования эпигенетических карбонатов в осадочных толщах – важный аспект для поиска доломитовых углеводородных коллекторов, зон метасоматической доломитизации полиметаллических месторождений, нерудного сырья (кристаллических магнезитов), железных руд (сидероплезитов). От условий образования зависит качество магнезитов: для современной электрометаллургии необходимы большие объемы периклаза с низкими содержаниями железа, извести и кремнезема.

Закономерности размещения залежей МКМ и сидерита могут быть использованы для прогноза и поисков новых месторождений. Результаты исследований вещественного состава и закономерностей распределения магнезита, сидерита, флюорита, бурых железняков, в виде тематических отчетов и информационных записок предоставлены геологоразведочным и горнорудным предприятиям региона. Прикладное значение разработки моделей формирования МКМ в России и ряде стран Евразии определяется тем, что они являются в настоящее время главным геолого-промышленным типом сырья для получения периклаза – базового материала для многих металлургических огнеупоров.

Методология и методы исследования. Фактический материал. В ходе более чем 30-летних исследований автором был принят ряд принципов и методических приемов, позволяющих расшифровать многофакторный процесс «стратиформного рудообразования» для крупных объектов спорного генезиса. Месторождения магнезитов и сидеритов в рифейских отложениях БМА имеют признаки, которые могут быть использованы для доказательства как осадочного, так и эпигенетического образования. Пластообразные залежи приурочены к определенным литологическим горизонтам, образованы, как правило, до внедрения магматических тел и развития складчатости, в то же время имеют секущие контакты с вмещающими породами. Для их изучения автором приняты следующие базовые понятия: (i) принципиальный тип механизма рудоотложения; (ii) источник рудного вещества и флюида; (iii) время образования руды; (iv) источник кинетической и тепловой энергии для рудогенеза.

(i) Для объектов с дуализмом генезиса требуется, прежде всего, выяснение механизма рудоотложения: осадочный или эпигенетический. В первом случае должны быть признаки осаждения рудного вещества совместно с вмещающей карбонатной породой, во втором – признаки наложения руды на консолидированную осадочную породу. Установление механизма производилось полевыми методами с помощью сравнительно-исторического подхода и проверено

широким комплексом современных физико-химических методов анализа. Для Mg-Fe карбонатных руд БМА еще в конце XX века показана метасоматическая природа [Яницкий, Сергеев, 1962; Анфимов, 1997 и др.; Крупенин, 1999]. В то же время, в некоторых Ba-Pb-Zn объектах БМА фиксируются признаки седиментационно-экспликационной природы [Маслов и др., 2001].

(ii) Источники вещества для метасоматических МКМ и сидерита до сих пор дискутируются, и только новые методы прецизионного изучения карбонатных руд позволили связать источник Mg и Fe с эволюцией захороненных эвапоритовых рассолов и разработать современную модель последовательного формирования месторождений магнезитов и сидеритов в карбонатных толщах [Prochaska, Krupenin, 2013; и др.].

(iii) Время рудообразования, как правило, совпадает с одним из этапов тектоно-термальной активизации. Прямое изотопно-геохронологическое определение возраста карбонатных пород сопряжено с трудностями и не является рутинным методом. Инновационный подход данного исследования заключается в том, что впервые для датирования гидротермально-метасоматических образований применен U-Pb метод [Кузнецов и др., 2005; Овчинникова и др., 2014, 2018], а также проведено одно из первых в мировой практике Sm-Nd определение возраста метасоматических магнезита [Крупенин и др., 2016] и сидерита [Крупенин и др., 2021]. Общей закономерностью терригенно-карбонатных толщ в породных бассейнах рифея Урала и палеозоя Австрии является последовательное образование метасоматических МКМ, а затем залежей сидеритов в результате эволюции химического состава рассолов в катагенезе [Prochaska, Krupenin, 2013; Henjes-Kunst et al., 2014; Prochaska, 2016].

(iv) Источник энергии для рудного процесса образования МКМ, как правило, связан с первым крупным дивергентным тектоническим событием – рифтогенным растяжением, вызвавшим разуплотнение и прогрев вмещающих толщ, движение осадочных растворов. Наиболее подходящими породными бассейнами для локализации карбонатного Mg-Fe оруденения являются **над-рифтовые** впадины.

Методика изучения содержала 2 этапа: полевые наблюдения и аналитические работы. Полевые исследования выполнялись на основе метода актуализма, с акцентом на геологические соотношения протолита и метасоматитов на типовых месторождениях. При обработке полевых материалов использован комплекс аналитических методов изучения минерального и химического состава.

Исследования проводились как в рамках госбюджетных тем в Институте геологии и геохимии УрО РАН, так и при выполнении договоров с геологическими (Бакальская ГРП, Западно-Башкирская ГРЭ, ООО НТПП Геопоиск) и горнорудными предприятиями (ПАО «Комбинат Магнезит», ОАО «Бакальское рудоуправление»), а также в рамках грантов РФФИ (в качестве исполнителя: 99-05-64311-а, 00-05-64497-а и руководителя: 06-05-64592а, 09-05-00964а, 12-05-00977а). С 1999 г. изотопно-геохимические исследования проводились совместно с Институтом геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН (Санкт-Петербург). Часть исследований проведена совместно с иностранными коллегами в рамках программ EUROPROBE, Urseis в 1994–1997 гг., в том числе в 1995 в лабораториях GeoForschungZentrum (GFZ, Потсдам, ФРГ), в 1997–2000 гг. в лабораториях Технического университета, Берлин и GFZ, Потсдам, ФРГ), с 2002 г. в сотрудничестве с Горным Университетом Леобена, Австрия. Отдельные изотопно-геохимические исследования выполнены в ЦКЛ Института геологии и геохимии (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург), Институте

Геоэкологии и Минералогии (Ю-УФИЦ УрО РАН, Миасс), Институте геологии УФИЦ РАН (Уфа), ДВГИ ДВО РАН (Владивосток), Институте земной коры СО РАН (Иркутск).

В процессе работы были использованы результаты более 300 термических, свыше 500 дифрактометрических, порядка 500 химических силикатных, около 300 спектральных полуколичественных, до 500 спектральных количественных, свыше 500 анализов методом ICP-MS (GFZ, ФРГ, Горный Университет Леобена, ИГГ УрО РАН, ИЗК СО РАН), более 1000 количественных микроанализов и сканирования под электронным микроскопом (Технический университет и GeoForschungZentrum, ИГиМ Ю-УФИЦ УрО РАН, ИГГ УрО РАН), порядка 100 анализов методом ионной хроматографии с предварительной вытяжкой флюидной фазы в раствор (Горный Университет Леобена), 10 проб декрепитации и более 200 анализов гомогенизации и термометрии флюидных включений в карбонатных породах, флюорите, кварце (Технический университет Берлина и ИГГ УрО РАН), свыше 120 анализов стабильных изотопов ^{13}C , ^{18}O , около 20 δD , более 30 ^{34}S (ИГГД РАН, ДВГИ ДВО РАН, Горный Университет Леобена, ИГ УФИЦ РАН), более 80 определений Rb-Sr изотопной систематики карбонатных пород и руд (ИГГД, ИГГ УрО РАН), более 10 определений Rb-Sr изотопной систематики терригенно-глинистых, гидротермально-метасоматических и изверженных пород и определений их возраста (GFZ, Потсдам, ФРГ), около 100 определений U-Pb изотопной систематики и возраста карбонатных пород и руд, фосфоритов (ИГГД РАН), более 10 определений Sm-Nd изотопной систематики и возраста флюоритов (GFZ, Потсдам, ФРГ), до 60 определений Sm-Nd изотопной систематики и возраста магнезитов, сидеритов и вмещающих карбонатных пород (ИГГД РАН, ИГГ УрО РАН). Для верификации разрабатываемых моделей совместно с д.г.-м.н. А.Б. Кольцовым (Санкт-Петербургский государственный университет) выполнено численное физико-химическое моделирование взаимодействия раствор-порода для определения необходимых предпосылок формирования различных подтипов МКМ, внесшее принципиальные ограничения в представления о параметрах магнезиального метасоматоза в карбонатных протолитах.

Личный вклад автора заключался в постановке цели и задач диссертационной работы, разработке методологии изучения Mg-Fe карбонатных руд, проведении полевых исследований с геологическими наблюдениями соотношений протолита и метасоматитов, составлении геологических разрезов и схем, отбором образцов для макро- и микроизучения, организации комплекса необходимых современных минералогических и изотопно-геохимических методов анализа, интерпретации данных (совместно с коллегами), подготовке и публикации статей.

Положения, выносимые на защиту.

I. Крупнейшие гидротермально-метасоматические месторождения кристаллического магнезита и сидерита в Башкирском мегантиклинории на западном склоне Южного Урала приурочены к отложениям мощных надрифтовых осадочных бассейнов раннего и среднего рифея. Накопление и захоронение рассолов в пустотном пространстве осадочных пород связано с эвапоритовыми эпизодами. Рассолы явились основой для формирования рудоносных флюидов в катагенезе.

II. Среди месторождений кристаллического магнезита по структурам, химическому составу, набору некарбонатных минералов и зональности зале-

жей выделено два подтипа – саткинский (1) и исмакаевско-семибратский (2). Подтип 1 формировался при миграции в доломитовых толщах магнезиального рассольного флюида, нагретого до $\sim 250^{\circ}\text{C}$, в ходе машакского рифтогенеза (1380 млн лет назад). Подтип 2 образован при внедрении в известняки Fe-Mg рассолов, сформированных в глинистых толщах и нагретых до $\sim 220^{\circ}\text{C}$ на этапе тектоно-термальной активизации в авзянское время (~ 1250 млн лет).

III. Месторождения гидротермально-метасоматического сидерита Бакальской группы образованы при внедрении в известняки Mg-Fe рассолов, испытавших взаимодействие с глинистыми породами на предзильмердакском этапе (~ 1000 млн лет назад) тектоно-термальной активизации в надрифтовом бассейне в западном борту Машакского грабена. Метасоматическая зональность доломит-анкерит-сидерит формировалась в центральной части рудного поля при температурах $250\text{--}270^{\circ}\text{C}$, в периферической – не выше $190\text{--}220^{\circ}\text{C}$.

IV. Возникновение месторождений метасоматических магнезитов и сидеритов в рифейских толщах Башкирского мегантиклинория обусловлено уникальным сочетанием ряда факторов: климатического, литогенетического, структурного и геодинамического, определяющим критерии для поисков крупных объектов данного генетического типа. Образование месторождений приурочено к трем этапам термально-рассольной активизации в Приуральской надрифтовой впадине в пределах палеоконтинента Балтика.

Степень достоверности и апробация результатов. Оценка достоверности результатов исследований определяется применением современных аналитических методов на сертифицированном оборудовании с использованием международных стандартных образцов в ведущих лабораториях России и ряда стран Западной Европы.

Приводимая в данной работе схема эволюции пород и растворов в истории осадочного бассейна базируется на комплексе геологических, минералогических, изотопно-геохимических и возрастных данных, проверена с помощью физико-химического моделирования. Это повышает достоверность выводов и представлений об источниках вещества и флюида, а также параметрах минералообразования. Модель может быть применена для ряда магнезитовых провинций как России (Удереysкая), так и мира: Ляонин в Китае [Jiang et al., 2004; Lie et al., 2021], Альпийский пояс Центральной Европы [Radvanec, Prochaska, 2004; Khuray et al., 2009].

Результаты исследования изложены в более 40 публикациях, в том числе в монографии, главах в коллективных монографиях, геологическом путеводителе и 38 статьях в рецензируемых российских и иностранных журналах.

Основные положения работы докладывались на Всероссийских литологических совещаниях (2000, 2003, 2006, 2008, 2011, 2012, 2013, 2019, 2023), Пленуме МЛК (Москва, 2004), серии из 15 Уральских литологических совещаний (1994–2024), совещаний памяти А.Н. Заварицкого (2001–2004, 2009, 2016, 2017), С.Н. Иванова (2008, 2012), Всероссийских петрографических совещаниях (1995, 2001, 2016), Всероссийской конференции «Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи» (Москва, ИГЕМ РАН, 2009), Международной конференции SGA-SEG (Краков, 2001), Международной конференции «Рудогенез» (Миасс, 2008), совещаниях IGCP-443 «Магнезит, тальк» (Краков, Кошице, Леобен, 2001–2004) и Международного проекта MinCoin (Леобен, 2013), Всероссийских петрографических конференциях (Томск, 2016, 2018, 2022) и др.

Благодарности. Автор благодарен д.г.-м.н. Л.В. Анфимову, увлекшему исследованием все еще слабо познанных процессов эволюции пород осадочных бассейнов и генезиса «стратиформных» месторождений, д.г.-м.н. В.П. Парначёву – за конструктивное обсуждение и доброжелательную критику глав диссертации, чл.-корр. РАН А.Б. Кузнецову – за многолетнее и продуктивное сотрудничество, академиком В.А. Коротееву и С.Л. Вотякову, чл.-корр. РАН А.В. Маслову, к.г.-м.н. Е.В. Аникиной и Т.А. Осиповой – за поддержку на разных этапах исследования. Значение для понимания процессов флюидной миграции и формирования эндогенных месторождений имело весьма конструктивное общение с д.г.-м.н. А.Б. Кольцовым (СПбГУ), Prof. P. Moeller, Dr. P. Dulski (GeoForschungZentrum, Potsdam), Prof. W. Prochaska (Montanuniversitat, Leoben), PhD R. Ellmies (BGR, Hannover). Отдельные аспекты научного исследования обсуждались с чл.-корр. РАН В.Н. Пучковым, Н.Б. Кузнецовым, д.г.-м.н. Г.А. Беленицкой, Е.В. Белогуб, Н.А. Боевой, Ю.Р. Беккером, Ю.О. Гавриловым, Д.В. Гражданкиным, Д.А. Зедгенизовым, Р.Г. Ибламиновым, К.С. Ивановым, П.С. Козловым, В.Г. Кузнецовым, А.Ю. Кисиним, Б.А. Лебедевым, Е.Ф. Летниковой, К.Н. Маличем, Г.А. Мизенсом, В.В. Мурзиным, В.В. Наседкиным, В.М. Нечехиным, Г.Б. Ферштатером, В.В. Холодновым, В.Н. Холодовым, И.И. Чайковским, В.В. Черных, О.В. Япаскуртом. Особую признательность выражаю д.г.-м.н. И.М. Горохову и к.г.-м.н. Г.В. Овчинниковой за разработку теоретических основ и практических методик, позволивших получить Rb-Sr и U-Pb возраст магнетитов и сидеритов. Исследования проводились в тесном сотрудничестве с д.г.-м.н. В.Н. Подковыровым, Д.П. Крыловым, Т.С. Зайцевой, Г.В. Константиновой, О.К. Кауровой, И.М. Васильевой (ИГГД РАН), а также с коллегами из ИГ УФИЦ РАН д.г.-м.н. С.Г. Ковалевым, к.г.-м.н. С.В. Мичуриным, В.М. Горожаниным, В.И. Козловым, Н.Д. Сергеевой, А.А. Шариповой, а также к.г.-м.н. Т.Я. Гуляевой, В.Г. Петрищевой, А.А. Гараевой (ИГГ УрО РАН), всегда были готовы помочь товарищи из лаборатории литологии ИГГ УрО РАН к.г.-м.н. Л.В. Бадида, О.Ю. Мельничук, С.А. Дуб, д.г.-м.н. Г.А. Петров, инж. Н.С. Глушкова, за что я всем им глубоко признателен. Ценные консультации оказывали геологи производственных организаций Урала и Сибири А.Е. Басов, Б.Д. Бусыгин, В.П. Борисенко, Т.Л. Выломова, В.А. Котляров, Н.Н. Ларионов, Н.Н. Муравей. Выражаю общую благодарность сотрудникам ЦКП ИГГ УрО РАН за многолетнее сотрудничество на благо научного познания. Выполнению исследований способствовала постоянная поддержка моей супруги Г.Ю. Шардаковой, которой я особенно признателен.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из двух томов: т. I текст (введение, 5 глав и заключение общим объемом 467 страниц, включая 207 рисунков; список литературы содержит 643 наименования); т. II – приложения.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

В первой главе дается краткий очерк геологического строения БМА, включающего типовой разрез рифея с суммарной мощностью более 15 км, в составе которого нами рассматриваются отложения Приуральской надрифтовой впадины. В последней формировались крупнейшие скопления гидротермально-метасоматических Mg-Fe карбонатных и других руд.

Отложения БМА на западном склоне Южного Урала относятся к трем структурным этапам: архейско-нижнепротерозойскому, рифейско-вендскому и па-

леозойскому, разделенным стратиграфическими и угловыми несогласиями. Согласно структурному районированию, они приурочены к восточной части Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы (ВЕР). Отложения накапливались в рифейской Приуральской перикратонной впадине [Пучков 2010], обнаженной в складчатой структуре БМА; прослеживаются сейсмологическими методами в Волго-Уральской области, где слагают систему авлакогенов. На западе БМА контактирует с Предуральским прогибом, на востоке – с зоной Уралтау, севернее – с Уфалейским блоком (рис. 1). Рифейская эонотема [Семихатов, 2008] представляет крупное стратиграфическое подразделение верхней части протерозойской акротемы длительностью около 1 млрд лет (1750–600 лет). В Международной стратиграфической шкале докембрия [<https://stratigraphy.org/chart>] рифейская эонотема сопоставляется с мезо- и частью неопротерозоя и частью палеопротерозоя. На севере БМА, в ядре Тараташского антиклинория, рифейские отложения перекрывают метаморфиты тараташского комплекса, который считается «обломком раннедокембрийского фундамента», находящимся в аллохтонном залегании [Зоненшайн и др., 1990].

Отложения рифея объединяются в три крупные седиментационные серии (стратотипы) – бурзянскую, юрматинскую и каратаускую [Стратотип рифея..., 1983; Маслов и др., 2001; и др.], которые представляют собой трансгрессивные циклы осадконакопления мощностью до 6 км и отделены друг от друга стратиграфическими перерывами. В основании грубообломочных базальных частей циклов бурзяния и юрматиния залегают вулканиты, генерированные в обстановке внутриплитного рифтогенеза [Парначев, 1987; и др.]; верхние части циклов сложены глинисто-карбонатными комплексами. Рифейские толщи несогласно перекрыты терригенными породами венда (ашинская серия), завершающими разрез верхнего докембрия (моласса, по Ю.Р. Беккеру [1968]).

Бурзянская серия (6500 м) включает согласно залегающие айскую, саткинскую и бакальскую свиты в северо-восточной (СВ) части БМА (Тараташский антиклинорий). С ними коррелируются большеинзерская, суранская и юшинская свиты из центральной части БМА (Ямантауский антиклинорий). В нижней части айской свиты базальтоиды имеют U-Pb возраст 1752 ± 18 лет [Краснобаев и др., 2013]. Pb-Pb возраст диагенеза известняков казымовской пачки, завершающей разрез саткинской свиты, составил 1550 ± 30 млн лет [Кузнецов и др., 2008]. Pb-Pb возраст диагенеза известняков березовской пачки бакальской свиты – 1430 ± 30 млн лет [Кузнецов и др., 2003].

Юрматинская серия (5000 м) залегает с угловым несогласием на бурзянской и объединяет машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты. Машакская свита (3000 м) [Парначев и др., 1986] распространена только в центральной и восточной частях БМА и отсутствует в западной. Она сложена конгломератами, песчаниками, низкоуглеродистыми глинистыми сланцами (НГС), metabазальтами и метариолитами, возраст цирконов из вулканитов составляет 1380 ± 3 млн лет [Puchkov et al., 2013]. Возраст диагенеза фосфоритов в зигазино-комаровской свите составляет 1330 ± 20 лет (U-Pb метод [Овчинникова и др., 2013]). Авзянская свита (800–2000 м) состоит из 6 подсвит терригенно-карбонатного состава, в том числе эвапоритовых доломитов реветской подсвиты (500 м) [Bartley et al., 2007]. K-Ar возраст глауконита из песчаников авзянской свиты составляет 1230 млн лет [Полевая, Казаков, 1961].

Каратауская серия (4500–5500 м) с разрывом залегает на юрматинской и включает зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты. имеют Минимальные датировки обломочных цирконов из субаркозовых песчаников низов зильмердакской свиты составляют 964 ± 57 млн лет

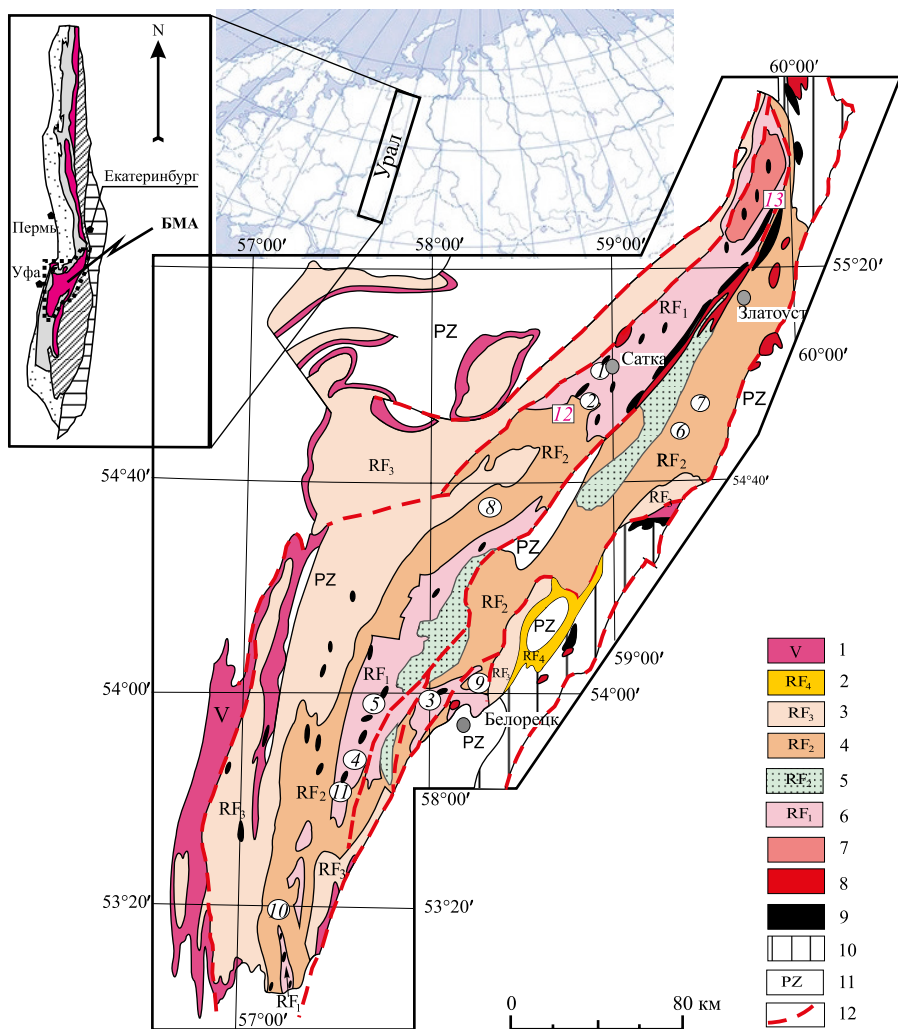


Рис. 1. Схематическая геологическая карта БМА с основными месторождениями кристаллического магнетита и сидерита [Крупенин и др., 2016]: 1 – венд; 2 – аршиний; 3 – верхний рифей; 4, 5 – средний рифей: 4 – нерасчлененный, 5 – машакская свита; 6 – нижний рифей; 7 – архей и ранний протерозой; 8 – гранитоиды; 9 – габброиды; 10 – метаморфиты зоны Урал-Тау и Уфалейского блока; 11 – палеозой; 12 – основные надвиги; месторождения кристаллического магнетита (цифры в кружках): 1 – Саткинская группа, 2 – Бакальская группа, 3 – Сюрюнзякская группа, 4 – Исмакаевское, 5 – Юшинское, 6 – Златоустовская группа, 7 – Семibrатское, 8 – Катав-Ивановское, 9 – Белорецкая группа, 10 – Яру, 11 – Богряшка; месторождения сидерита (цифры в квадратах): 12 – Бакал, 13 – Ахта. На врезке сверху положение Уральского орогена на карте России и его схематическое строение: структурные мегазоны с запада на восток: Предуральский прогиб, Западно-Уральская, Центрально-Уральская (включая БМА), Тагило-Магнитогорская, Восточно-Уральская.

[Маслов и др., 2018]. U-Pb возраст доломитов миньярской свиты – 820 ± 77 лет [Kuznetsov et al., 2017].

Современная структура БМА сформирована в герцинское время, но на востоке испытала складчато-метаморфические преобразования, синхронные с Тиманской орогенцией [Пучков, 2000, 2010]. Мы рассматриваем БМА как единый блок позднедокембрийских пород (длиной в меридиональном направлении более 300 км, шириной от 60 до 120 км) в составе Центрально-Уральской мегазоны. БМА имеет антиклинарное асимметричное строение: в центральной части лежат отложения бурзяния, которые омолаживаются (средний, верхний рифей и венд) к западу и востоку, но в восточной части эта последовательность нарушена системой надвигов западной вергенции. БМА разделяется Зюраткульско-Караташским разломом на Западную и Восточную подзоны: в первой отложения изменены на стадии глубинного катагенеза [Анфилов, 1997], во второй подвергались метаморфизму от зеленосланцевой до гранулитовой ступеней (белорецкий комплекс), в ходе Тиманской складчатости [Пучков, 1997].

Амплитуда взбросов здесь достигает нескольких километров. Тектонические пластины, надвинутые в западном направлении на несколько километров, развиты в Ямантауском антиклинории и Инзерском синклинории [Камалетдинов, 1974; Ларионов и др., 2006]. Сложная тектоническая история рифейских отложений БМА отразилась в интенсивном развитии разрывных нарушений и неоднократного кливажа. В ходе машакского рифтинга нарушенность пород бурзяния приобрела брахиформный характер [Давыденко, 1958], дислокации доордовикского (тиманиды) и позднепалеозойского (уралиды) этапов орогенеза выражены интенсивно и сопровождаются крутопадающими и даже запороженными складками [Козлов, 2014].

Магматические образования в БМА развиты преимущественно в осевой части. Выделяются дорифейская, рифейско-вендская и ордовикско-пермская эпохи магматизма [Алексеев, 1984]. В **рифейско-вендскую** эпоху импульсы рифтинга (айский, машакский, аршинский) трассируются вулканитами, интрузиями и роями даек. Среднерифейские (1395–1380 млн лет) магматиты БМА, входящие в состав крупной плюм-связанной изверженной провинции (LIP) [Пучков, 2010; Ernst, 2014], представлены плутоническими (Кусинская интрузия габброидов, Бердяушский гранитный плутон) и вулканическими (машакская свита, рои даек) образованиями.

Важный тектоно-термальный рубеж на границе RF_2 - RF_3 (1250–1000 млн лет) сопоставим с возрастом Гренвилевского орогенеза. В аркозах зильмердакской свиты известны цирконы с возрастом 1100–964 лет [Маслов и др., 2018]; K-Ar датировки (по амфиболам) метабазальтов Кувашского грабена составляют 1215 млн лет [Холоднов и др., 2017]. В гранитоидах машакского этапа отмечены преобразования цирконов в интервале 1280–970 млн лет для гранитоидов Ахмеровского, Бердяушского и Авашлинского массивов [Краснобаев и др., 2008; 2011, 2017]. В габбро Мазаринского массива (709 ± 10 млн лет, аршинский этап) обнаружены ксеногенные ядра цирконов – 1120–1032 млн лет [Кузнецов, 2009].

В отложениях зиганской свиты **верхнего венда** присутствуют прослои вулканического пепла с возрастом цирконов 548.2 ± 7.6 млн лет [Гражданкин и др., 2011]. **Палеозойский магматизм** проявился внедрением в СВ части БМА: гранито-гнейсов юрминского комплекса (540–510 млн лет), мелких «надсубдукционных» гранитных тел Киалимского массива – 314 ± 1.8 млн лет, семибратского комплекса – 306 ± 6 млн лет (циркон, U-Pb [Шардакова, 2007, 2016].

Приводятся данные по палеогеографии, палеотектонике и литогенезу отложений при формировании рифейской **Приуральской надрифтовой впадины**, вмещающей месторождения, относящиеся к разнообразным генетическим типам, прежде всего метасоматических магнезитов (Южноуральская провинция), сидеритов Бакальской группы, остаточных бурых железняков, полиметаллов и барита SEDEX типа, гидротермально-метасоматического флюорита (Суранское) в карбонатных отложениях нижнего и среднего рифея (рис. 2).

Во второй главе рассматриваются особенности климата и признаки эвапоритовой седиментации в бассейнах рифея типовой местности. Важность этих факторов подчеркнута установлением рассольного характера флюидных включений в метасоматитах. Ранее данные по рассольному составу флюидов и эвапоритовым условиям седиментации в уральском рифее не обсуждались. Исключение составляет предположение В.П. Парначева [1987] о рассольной природе флюидов по высоким концентрациям В, F и Cl в терригенно-карбонатных породах. Косвенные признаки эвапоритовых условий на Земле предполагались уже с архея: псевдоморфозы кремня и доломита по гипсу (призмы и дискоидные формы), галиту (кубы), брекчии растворения в карбонатных толщах [Жарков, 2005]. Наиболее древние ангидрит-галитовые пласты известны в карбонатно-терригенных отложениях ятулия (2.1 млрд лет) в Онежской синклинали Балтийского щита [Морозов и др., 2010]. Отсутствие таких пластов в более древних отложениях связывалось с низким уровнем окисления атмосферы [Grothzinger, 1993], с процессами биосульфатредукции в восстановительных условиях эвапоритовых бассейнов и замещением гипса карбонатами [Walker, 1983].

Обзор литолого-геохимических данных позволил предположить периодическое присутствие эвапоритов в отложениях RF₁ и RF₂, существование семиаридных обстановок в позднем рифее [Маслов и др., 2003]. В отличие от современных эвапоритовых бассейнов древние обладали площадью более 1 млн км² [Жарков, 1974], т. к. формировались в периоды теплого климата. Трансгрессии производили гигантские эпиконтинентальные моря с замедленной циркуляцией, не похожие на прибрежные эвапоритовые бассейны современного межледникового этапа [Wagten, 2016].

В данной главе выделены и впервые детально охарактеризованы признаки эвапоритовой седиментации в рифейских отложениях региона. Предложена модель исчезновения сульфатов из пород во время позднего диагенеза карбонатно-эвапоритовых толщ уральского рифея при участии сульфатредуцирующих бактерий.

В третьей главе подробно рассмотрены геологическое строение, вещественный состав типовых месторождений кристаллического магнезита Южно-Уральской провинции, сидерита, брейнерита в суранской свите и анкеритовой минерализации в авзянской свите БМА.

Четвертая глава посвящена описанию разработанных моделей формирования МКМ и Mg-Fe карбонатов. Приведены обзор представлений о генезисе кристаллических магнезитов и сидеритов, типизация МКМ Южно-Уральской провинции, модели формирования саткинского и исмакаевского подтипов МКМ, их верификация с помощью численного моделирования, сравнительное геологическое описание месторождений Mg-Fe карбонатов мира.

Пятая глава и обосновывает место Mg-Fe карбонатов в геолого-минерогенической эволюции надрифтовых бассейнов на восточной окраине ВЕП в верхнем докембрии. С геологическим развитием региона тесно связано формирование и эволюция рассольных флюидов. Показано, что флюидная

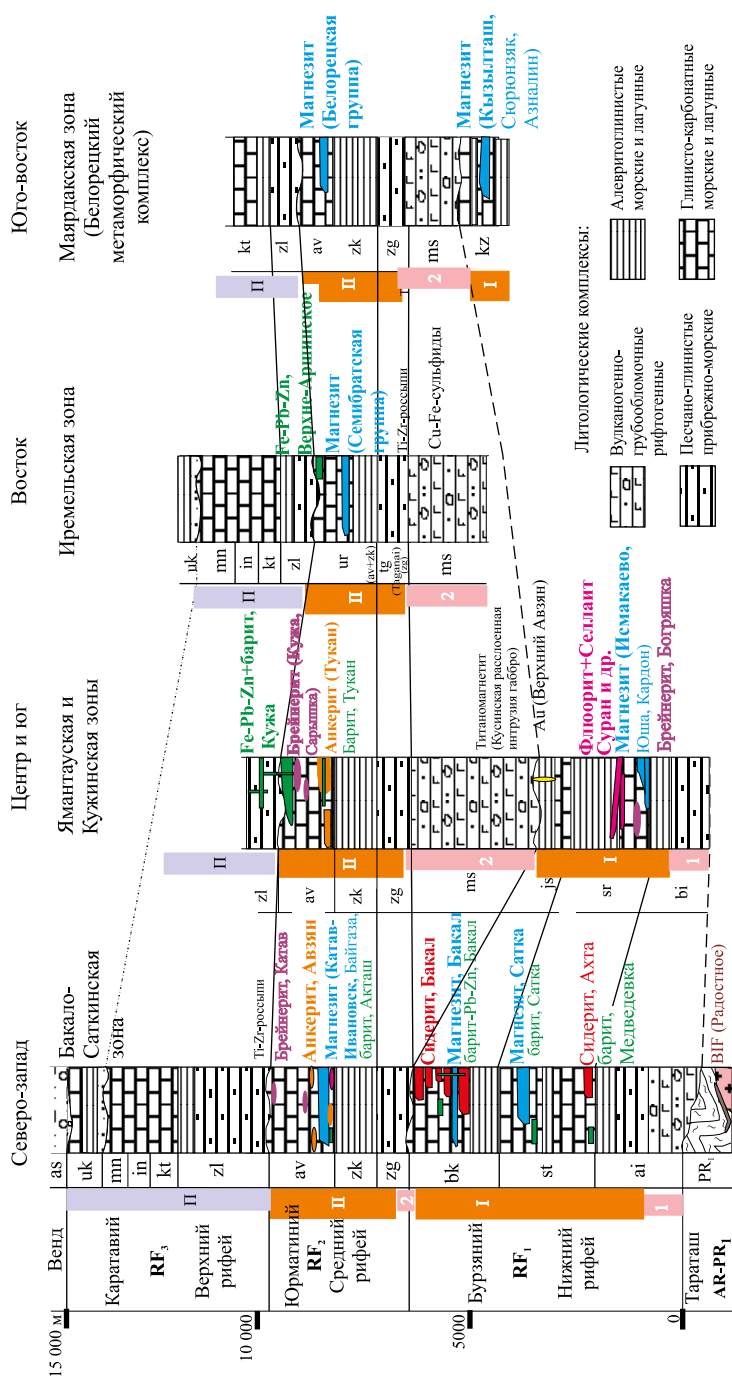


Рис. 2. Типовые разрезы Приуральской впадины в Башкирском метантиклинории (широтное пересечение) и минерагения. Стадии развития осадочных бассейнов указаны слева от литологических колонок. Импульсы рифтогенной активности: 1 – айский (RF_{ai}), 2 – машакский (RF_{2ms}); синеклизы: 1 – буззянская, 2 – юрматинская, 3 – перикратонный верхнерифейский бассейн (пасивная окраина?); индексы свит: ai – айская, st – саткинская, bk – бакальская, av – авзянская, zg – зиганово-комаровская, av – авзянская, zl – зильмердакская, kt – катавская, in – инзерская, ms – машакская, zk – зигальгинская, zk – зиганово-комаровская, av – авзянская, zl – зильмердакская, kt – катавская, in – инзерская, ms – машакская, zk – зигальгинская, zk – зиганово-комаровская, av – авзянская, zl – зильмердакская, kt – катавская, in – инзерская.

миграция и метасоматическое рудоотложение были приурочены к трем этапам рифтогенной тектоно-термальной активности на границах формирования стратонов. Выявлены факторы рудообразования и критерии поиска аналогичных месторождений в терригенно-карбонатных надрифтовых бассейнах.

В **Заключении** приведены возможные направления дальнейших минералогических исследований с помощью перспективных методов изучения вещества и анализа физико-химических процессов, проходящих в условиях преобразованием преобразований терригенно-карбонатных комплексов надрифтовых впадин.

ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

1. Крупнейшие гидротермально-метасоматические месторождения кристаллического магнетита и сидерита в Башкирском мегантиклинории на западном склоне Южного Урала приурочены к отложениям мощных надрифтовых осадочных бассейнов раннего и среднего рифея. Накопление и захоронение рассолов в пустотном пространстве осадочных пород связано с эвапоритовыми эпизодами. Рассолы явились основой для формирования рудоносных флюидов в катагенезе.

Надрифтовые осадочные бассейны (НОБ) занимают заметный объем платформ и характеризуются специфической минерализацией, закономерности формирования которой еще требуют уточнения. **Осадочный бассейн** в данной работе понимается как стратифицированное осадочно-породное тело, выполняющее депрессионную палеоструктуру и сформировавшееся в конкретной геодинамической обстановке [Геологический..., 2011]. НОБ представляют собой депрессии (синеклизы), расположенные над областью предшествующего рифтового бассейна [Беленицкая, 2007], но в отличие от последнего, скорость прогибания в синеклизах ниже, а площадь – шире. Интервал их существования также больше длительности формирования рифта, и в результате формируются осадочные тела **значительной мощности**. Вулканогенные породы в НОБ, как правило, отсутствуют, в отличие от бассейнов рифтовой стадии. НОБ имеют линейную форму, иногда с ответвлениями (Камско-Бельский, Серноводско-Абдулинский в Волго-Уральской области). Особенностью НОБ в геодинамическом ряду осадочных бассейнов [Беленицкая, 2007] является связь процессов внутри тела осадочного бассейна и внешних глубинных дивергентных явлений, определяемых магматизмом или тектоно-термальной активизацией [Осадочные бассейны..., 2004]. Области над ранее существовавшим рифтом наиболее благоприятны для последующих тектоно-термальных процессов [Puchkov et al., 2021], которые оказывают влияние на внутренние процессы в самом НОБ. Саморазвитие НОБ зависит от ряда факторов, в том числе вариаций климата при осадконакоплении [Холодов, 2006], определяющих состав поровых вод в диагенезе. Этапы развития НОБ в гумидном или аридном климате, субаэральных и субаквальных обстановках обеспечивают аккумуляцию в осадочных резервуарах пресных/морских или морских/рассолевых вод, являющихся в катагенезе основой для формирования флюидов, миграция которых в совокупности с эндогенным теплом последующих эпизодов тектоно-термальной активизации является главным фактором для минералообразования [Лебедев, 1992; Япаскурт, 2016; и др.].

Этапы эвапоритовой седиментации НОБ вызывают контрастные изменения в составе флюидов и минерализации. Для эвапоритовых толщ характерны

не только прослои сульфатов и галогенидов, но также и стратиформные залежи меди и полиметаллов, барита, флюорита, широко описанные в литературе.

Новым, ранее не отмеченным в данном ряду минерогеническим объектом, являются Mg-Fe карбонатные метасоматиты, приуроченные к НОБ, в которых развиты эвапориты. К ним относятся МКМ, сидериты в домезозойских карбонатных толщах, проявления масштабной доломитизации подсолённых карбонатных комплексов как в НОБ, так и других эпиплатформенных бассейнах [Попов и др., 2016]. Детально изученными примерами таких НОБ, где для образования МКМ уже разработаны феноменологические модели, являются верхнедокембрийский Приуральский бассейн (БМА) [Крупенин, Кольцов, 2017] и ряд палеозойских бассейнов в Центральной Европе [Prochaska, 2016]. Среди них присутствуют эксплуатируемые МКМ (Саткинское на Урале, Брайтенау в Восточных Альпах, Ойги в Пиренеях, Елшава в Западных Карпатах и др.), метасоматические залежи Fe-карбонатов (анкерит, брейнерит, сидероплезит, в том числе крупнейшие в мире сидеритовые месторождения Бакальское и Эрцберг). Также эти НОБ содержат и традиционный набор полезных ископаемых для бассейнов с эвапоритами (полиметаллы и барит, флюорит). К указанным базовым для нашего исследования бассейнам явно тяготеют НОБ Енисейского кряжа, а также Северо-Китайской платформы (Ляонин) [Jiang et al., 2004] и ряд других, для которых также выделены провинции МКМ и Mg-Fe карбонатных метасоматитов, приуроченных к терригенно-карбонатным комплексам. Общей чертой также является образование сначала месторождений магнезитов, а затем – Fe-карбонатов.

Приуральская перикратонная впадина, в состав которой входили рифейские отложения БМА, имеет все признаки НОБ. На западе она соединялась с Камско-Бельским, и далее Серноводско-Абдулинским и Пачелмским прогибами (авлакогенами). Последние представляли собой широкие кратонные депрессии с общей мощностью рифейских отложений более 12 км [Масагутов, 2002]. В верхнем рифее сформировался бассейн, рассматриваемый как пассивная окраина Балтики [Хераскова и др., 2015].

Формирование платформенного чехла на палеопротерозойском основании в раннем рифее началось в линейных грабенах с вулканогенно-терригенным выполнением (рифтах) [Парначев, 1988; Милановский и др., 1994]. Нижняя часть айской свиты БМА соответствует эпизоду «рассеянного рифтинга» в этой части континента Балтика [Маслов и др., 2001]. Затем последовал длительный этап эпикратонного развития (**синеклиза 1**) в прибрежно-континентальных и морских шельфовых условиях с накоплением мощного (более 6 км) терригенно-карбонатного комплекса отложений верхней части айской, а также саткинской и бакальской свит бурзяния (см. рис. 2).

Новый осадочный бассейн сформировался в начале юрматиния. В восточной части современной структуры БМА образовался линейный субмеридиональный рифтовый прогиб, сложенный вулканогенно-терригенными отложениями машакской свиты [Парначев и др., 1986]. Машакский рифтогенез способствовал активному развитию в отложениях бурзяния складчатых нарушений и сбросов. В бортовых частях растущего рифта формировались листрические сбросы, выполаживающиеся на глубину, происходили наклон и поворот крупных блоков пород бурзяния. В центральных частях имели место более круто падающие сбросы и сдвиги, по которым в начале RF₂ проникали магмы разного состава. В частности, региональный Зюраткульско-Караташский разлом маркирует внедрение целой серии базитовых (Кусинская и др.) и гранитоидных интрузий на протяжении до 300 км. Дивергентный режим способствовал как

значительному повышению проницаемости осадочных пород за счет растяжения земной коры в зоне рифтинга и увеличению миграции поровых вод в отложениях бурзяния из-за возникающих градиентов давления, так и росту интенсивности теплового потока и прогреву вмещающих осадочных пород.

Затем Машакский грабен превратился в широкую надрифтовую депрессию (**синеклиза 2**), захватившую и восточную часть Волго-Уральской области. Преобладали прибрежно- и мелководно-морские обстановки шельфа, шло накопление комплекса песчано-глинистых и карбонатных отложений (зигальгинская, зигазино-комаровская и авзянская свиты). Мощность отложений юрматиния варьирует от 4 до 6 км с максимумом в центре рифтовой зоны. Седиментация прервалась на границе RF_2 и RF_3 .

В течение RF_1 и RF_2 бассейны были интракратонными, рифтовые этапы сменялись надрифтовыми. В RF_3 сформировался перикратонный бассейн, протягивающийся через восток ВЕП и Тиман к Кольскому полуострову [Maslov et al., 1997]. В V_2 на СВ ВЕП, к западу от Тиманского орогена, образовался обширный форландовый бассейн, выполненный молассой, прослеженной до Южного Урала [Беккер, 1968; Пучков, 2000]. В палеозойский цикл погружения на востоке ВЕП сформировался шельфовый бассейн, в О-Д трансгрессивно распространившийся на запад и открывавшийся в Уральский палеоокеан. Мощность PZ-отложений достигла здесь до 4 км.

Мощность отложений RF_1 в данном осадочном бассейне довольно выдержана [Маслов, 1997], достигает 6500 м, в том числе для глинисто-карбонатных комплексов – до 4900 м [Маслов и др., 2001]. Средние мощности в разных типах пород бурзяния нарастают от базальтов к грубообломочным породам (конгломераты и песчаники) и далее к сланцам и карбонатам в соотношении 1:10:40:49 об. %. Суммарные мощности толщ терригенных пород количественно сопоставимы с карбонатными (50 и 49 об. %).

Средняя мощность отложений юрматиния 4700 м [Стратотип..., 1983]. В центральной и восточной частях БМА мощность их растет как за счет локально развитой вулканогенно-терригенной машакской свиты (трог рифта), так и увеличения мощности вышележащих пород. Соотношение мощностей вулканитов, грубообломочных пород, сланцев и карбонатов равно 24:29:30:18 об. %. Больше, по сравнению с бурзянием, количество магматических и терригенных пород можно объяснить накоплением их в ходе активной фазы Машакского рифта. Общая мощность юрматиния меньше бурзяния, т.е. палеобассейн в RF_2 существовал более краткое время, чем в RF_1 .

На основе метода тектонического анализа мощностей [Сеславинский, 1983, 1984] автором выполнены расчеты длительности накопления отложений бурзяния и юрматиния. Применимость данного метода корректна для компенсированных отложений шельфа Уральского рифея [Маслов и др., 2001]. Длительность накопления отложений бурзяния составляет ~370 млн лет [Крупенин, 2020] и совпадает с его продолжительностью по данным геохронологии. Расчетное время седиментации в RF_2 составляет ~200 млн лет, что короче интервала 350 млн лет, отведенного для отложений RF_2 в стратиграфической шкале (1380–1030 млн лет [Семихатов и др., 2015]). Соответственно, между накоплением отложений юрматиния и каратавия был длительный перерыв (до 200 млн лет). Вероятно, в интервале 1250–1000 млн лет имели место тектонические перестройки, оказавшие влияние на флюидную миграцию в отложениях всего НОБ, имеющего в это время мощность от 10 до 13 км. Был ли этот перерыв связан с рифтогенезом, пока не ясно, но неоднократные импульсы термальной активизации в это время сыграли важную минерагеническую роль.

Разрезы бурзяния и юрматиния, состоящие из чередующихся терригенных и карбонатных пород, содержат прослои повышенной пористости (осадочные брекчии, строматолитовые биогермы). Разрез с обилием контактов между литологически разными слоями предполагает благоприятные условия для латеральной катагенетической миграции поровых растворов и разгрузки в бортовые части палеогидрогеологического бассейна [Карцев и др., 1969; Басков, 1976]. В нашем случае зоной разгрузки оказался западный борт Машакского грабена, к которому приурочены основные месторождения Mg-Fe метасоматических карбонатов, а также ряд месторождений и проявлений полиметаллов, барита и флюорита.

Присутствие эпизодов эвапоритовой седиментации в истории раннего и среднего рифея Приуральской впадины оказало определяющее значение для минерагенической специфики региона. Анализ мощностей карбонатных пород бурзяния показывает преобладание доломитов над известняками (72 и 28%). В карбонатных породах юрматиния такое соотношение равное (по 9% от общей мощности пород). Под доломитами в данном случае понимаются не эпигенетические гидротермально-метасоматические зоны, а раннедиагенетические стратифицированные доломитовые пласты с признаками эвапоритового генезиса. Расчетная длительность накопления эвапоритовых доломитов в бурзянии и юрматинии составляет, соответственно, около 150 и 40 млн лет [Крупенин, 2020]. В настоящее время эвапориты (пласты сульфатов) в регионе не известны; но в доломитовых горизонтах обнаружены следы присутствия эвапоритовых минералов и захороненных эвапоритовых рассолов, позволяющие однозначно считать некоторые мезопротерозойские уровни эвапоритовыми. Выделены литологические, минералогические и геохимические **признаки эвапоритовой седиментации.**

К **литологическим** относятся различные текстурно-структурные особенности: брекчии обрушения (коллапс-брекчии), псевдоморфозы по эвапоритовым минералам, следы атектонических хрупко-пластических деформаций (энтеролитовых текстур) в прослоях, где предполагается бывшее присутствие эвапоритовых минералов, подвергшихся постдиагенетическому растворению. Литологические признаки эвапоритовой седиментации четко проявлены в доломитовых горизонтах саткинской и бакальской свит. В верхней части саткинской свиты важными признаками эвапоритового режима в разрезе карагайской пачки мощностью до 700 м являются коллапс-брекчии и общая нарушенность первичной слоистости. Такие брекчии образуют невыдержанные прослои мощностью до 20 м и не встречаются в перекрывающих тонкослоистых пелитоморфных известняках (казымовская пачка).

Коллапс-брекчии состоят из трех основных компонентов: 1) обломки вмещающих доломитов; 2) тонкозернистый темно-серый доломитовый матрикс; 3) гнезда, линзы и неправильной формы выделения вторичного крупнокристаллического белого доломита (рис. 3а, б). Плитчатые обломки неокатаны и представлены теми же мелкослоистыми серыми доломитами, что и в небрекчированных участках, с разной степенью перемещения относительно исходного положения в прослое. Размеры плиток составляют первые сантиметры–дециметры. Присутствие вторичного белого доломита, секреционно заполняющего пространство между перемещенными «плитками» серого доломита, отличает коллапс-брекчии от темпеститов – брекчий, возникших в результате перемещения полулитифицированного карбонатного осадка штормовыми волнениями.

Коллапс-брекчии являются наиболее специфической особенностью разреза карагайской пачки. В районе магнезитовых месторождений зоны, насыщен-

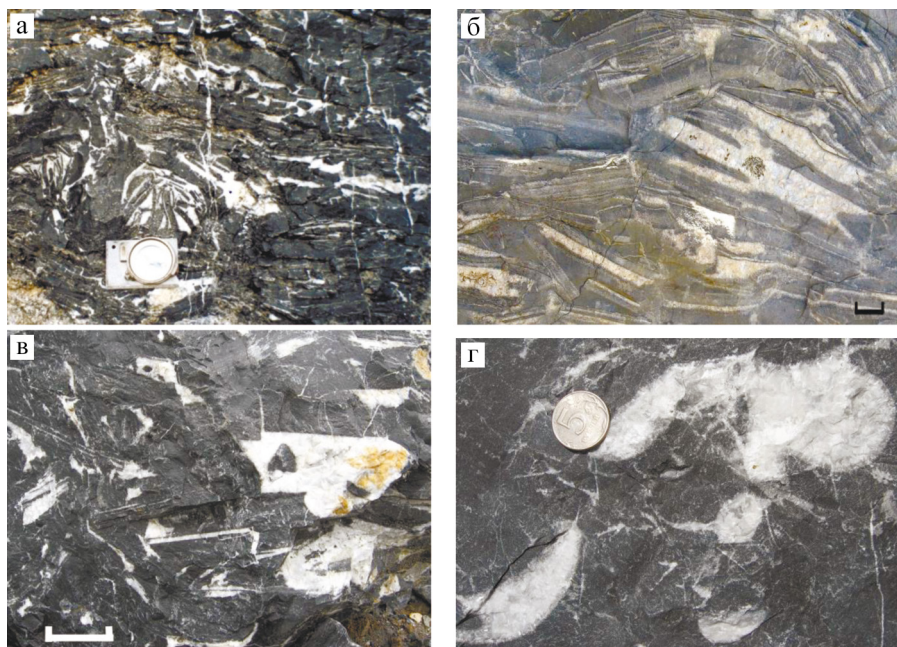


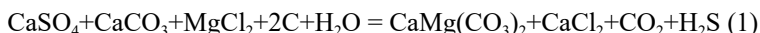
Рис. 3. Литологические признаки эвапоритовой седиментации в доломитах карагайской пачки саткинской свиты (Саткинское рудное поле): а – брекчии обрушения: обломки смещены вниз относительно первичного положения в слое, Гологорское месторождение; б – брекчии с псевдоморфозами по кристаллам гипса «ласточкин хвост» Степной карьер; в, г – псевдоморфозы вторичного доломита по гипсу, Карагайский карьер: в – многоугольные; б – желваковые; диаметр монеты 2.5 см, линейка 1 см (по [Крупенин, 2018]).

ные ими, составляют более 50% мощности [Сидоренков, 1964]. Прослои брекчий широко распространены в разрезах карагайской пачки до 10 км ЮВ Сатки (Чернореченская антиклиналь) [Маслов, Крупенин, 1991]; по нашим данным – 15 км к ЮЗ от Саткинского рудного поля (обнажения в бассейне р. Большой Бакал). Вероятно, первичные арагонитовые илы в диагенезе были подвержены доломитизации и развитию конкреций гипса и ангидрита (округлые желваки, идиоморфные кристаллы, в том числе типа «ласточкин хвост»). Бывшее присутствие сульфатов подтверждается разнообразными псевдоморфозами в виде гнезд вторичного доломита, секретионно выполняющего пустоты от растворения сульфатов (рис. 3в, г).

Брекчиевидные доломиты мы рассматриваем в составе фации сульфатно-карбонатных эвапоритовых отложений комплекса мелководной осолоняющейся лагуны [Крупенин, 2018]. Брекчии обрушения и растворения (collapse breccia=evaporate-solution breccia [Sloss, Laird, 1947]) образуются при выщелачивании растворимых эвапоритовых минералов и описаны для различных карбонатных толщ докембрия и фанерозоя [Жарков, 2005]. Например, в эвапоритовых доломитах туломозерской свиты ятулия (PR₁) Карелии они возникли при диагенетическом растворении гипса и галита [Melezhik et al., 2001]; брек-

чии с псевдоморфозами по гипсу имеются доломитах шуйдинской пачки бакальской свиты.

Причиной потери сульфата при формировании коллапс-брекчий является диагенетическая биосульфатредукция (БСР). Восстановление сульфат-иона до сероводорода и удаление его из отложений путем дегазации или сульфидообразования приводит к недосыщенности рассолов по ангидриту и гипсу и растворению последних. Как показано С.Л. Шварцевым [1973], в карбонатно-эвапоритовых отложениях, богатых магнием, при растворении сульфатов и удалении из системы сульфат-иона при его превращении в сероводород одновременно увеличивается парциальное давление углекислоты, что приводит к осаждению доломита в соответствии с реакцией (1):



Этим механизмом объясняется, в частности, широкое растворение сульфатов в эвапоритах кембрийского солеродного бассейна в Сибири [Сидкина, 2015]. Образующийся в результате комплексной реакции (1) хлорид кальция обогащает рассолы Тунгусского артезианского бассейна, а сероводород или дегазируется, или связывается с реакционноспособным железом в виде сульфида.

Доказательством активного процесса БСР в доломитах карагайской пачки является присутствие ранних генераций пирита в нижней части гнезд вторичного доломита из брекчий, содержащих изотопно-легкую серу ($\delta^{34}\text{S}$ на уровне от -16.6 до -5.8‰ (рис. 4) по сравнению с пиритом из долеритовых даек (-1.1 и 1.7‰) и магнезитов ($+5.4\text{...}6.9\text{‰}$) [Крупенин, Мичурин, 2018]).

Доказательством возможности замещения сульфата карбонатом является, к примеру, образование диагенетического карбоната по гипсу в гиперсоленых лагунах Эйлата (Израиль), где гипсовые корки в диагенезе колонизи-

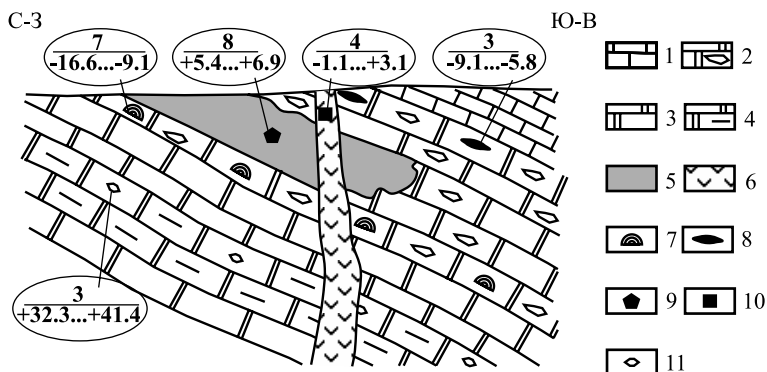


Рис. 4. Кластеры $\delta^{34}\text{S}$ на схематическом геологическом разрезе Саткинского рудного поля. 1–4 карбонатные породы саткинской свиты: 1 – известняки надрудной пачки RF_1st_3^3 , 2 – доломитовые коллапс-брекчии вмещающей толщи RF_1st_5^2 , 3 – черные доломиты подстилающей пачки RF_1st_4^1 , 4 – глинистые доломиты нижнесаткинской подсвиты с горизонтом вкрапленных баритов RF_1st_4 ; 5 – магнезитовые залежи; 6 – долеритовые дайки; 7–10 – выделения пирита: 7 – кокардовые в основании гнезд вторичного доломита; 8 – линзовидные конкреционные в доломитовых мергелях; 9 – пентагондodeкаэдры в магнезите; 10 – кубики в долерите; 11 – кристаллы барита. В овалах: количество проб/интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ в ‰.

руются сульфатредуцирующими бактериями и пиритизируются. В эфемерных высокомагнезиальных протодоломитовых осадках лагуны Куронг в Южной Австралии в периоды эвапоритизации гипс замещается пиритом [Wright, Kirkham, 2010].

Масштабы развития БСР в RF_1 и в современную эпоху различны. В RF_1 в условиях низко оксигенизированной атмосферы и повышенной температуры водоемов процессы БСР в осадках протекали более масштабно. Для ряда докембрийских формаций, содержащих доломиты с брекчированием и псевдоморфозами по гипсу, предложен термин «исчезнувшие эвапориты (vanished evaporite)» [Wright, Kirkham, 2010]. Определяющим для уровня оксигенизации был гидродинамический режим седиментации, который в условиях низкого насыщения атмосферы кислородом в PR_2 играл роль регулятора эксинных условий даже в мелководных шельфовых бассейнах. Яркий пример – эвапоритовый саткинский бассейн карагайского времени.

К минералогическим признакам относятся прямые находки сульфатов (барит, гипс, целестин) и соли [Филиппов, 1983; Иванова и др., 2002, 2006; Крупенин и др., 2002; Кей и др., 2007; Мичурин и др., 2009], а также минералы-спутники эвапоритовых обстановок, развитые в отложениях юрматиния: палеоперехлещенности окремнения, тонкая вкрапленность гематита, Mg-хлорит (аутигенный по серициту и биотиту в глинистых сланцах и в ассоциации с тальком), аутигенный низкотемпературный микроклин в карбонатных отложениях [Крупенин и др., 2009, 2011].

Геохимическими признаками эвапоритовых условий в изучаемом регионе являются повышенные концентрации В, Cl, F в доломитах саткинской и бакальской свит (в десятки раз выше кларковых для карбонатных пород) [Парначев, 1987, 1988], высокие содержания солей и галогенов в ФВ эпигенетических минералов (карбонатов, кварца, флюорита) [Prochaska, Krupenin, 2013; и др.]. Изотопно тяжелый состав кислорода во вмещающих доломитах карагайской пачки саткинской свиты [Крупенин и др., 2011] и реветской подсвиты авзянской свиты [Bartley et al., 2007] относительно морских известняков RF_1 - RF_2 также важный признак эвапоритовых условий формирования, поскольку испарение ведет к обогащению оставшихся вод изотопом ^{18}O [Lloyd, 1966]. Обогащение сульфидов тяжелым изотопом серы в осадочных породах является признаком первичной морской сульфатной формы этого элемента (результат эпигенетической термосульфатредукции по эвапоритовым сульфатам) [Мичурин и др., 2009; Крупенин, Мичурин, 2018].

При микротермических и рамановских исследованиях ФВ в кварце и магнетитах типовых МКМ обнаружены кубики галита и оценен рассольный состав флюида: концентрации до 27 мас. % NaCl экв. в Саткинском [Крупенин и др., 2013] и до 25.8 мас. % NaCl экв. – в Исмакаевском [Крупенин, Гараева, 2015] месторождениях (рис. 5а, б). Предполагается, что источником флюида были седиментогенные крепкие рассолы, захороненные во вмещающих отложениях.

Ионная хроматография водных вытяжек (Горный университет Леобена, Австрия) известняков саткинской, суранской и бакальской свит из периферии рудных полей, а также вмещающих доломитов, магнетитов и сидеритов, показала, что хорошим индикатором генезиса ФВ является Br, накапливающийся в рассолах в ходе эвапоритизации [Крупенин, Прохаска, 2005]. В координатах молярных отношений Na/Br-Cl/Br магнетиты Саткинских и Бакальских МКМ и сидериты Бакала [Prochaska, Krupenin, 2013] располагаются вдоль линии эвапоритового тренда (рис. 6а, б) с уменьшением указанных величин от-

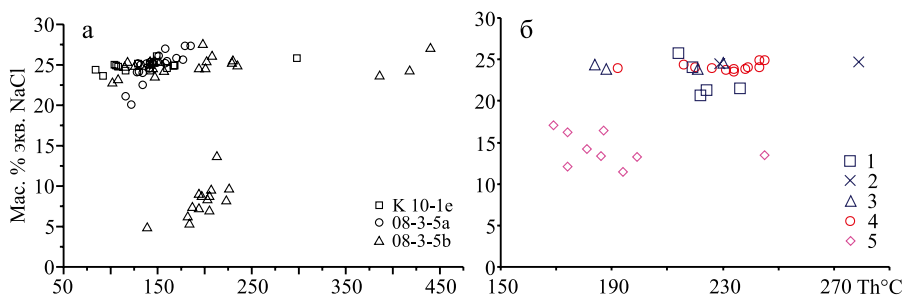


Рис. 5. Температура гомогенизации ($Th^{\circ}C$) и солёность (мас. % экв. NaCl) в газожидких включениях кварца из трех образцов в экзоконтакте магнетитовой залежи, Карагайский карьер, Сатка (а); из трех образцов магнезита (1 – И-13-1; 2 – И-13-2; 3 – И-13-3), метасоматического (льדיстого) кварца (4 – К11-2-3) и жильного молочно-белого кварца (5 – К11-2-4) в магнезитовой залежи Исмакаево (б) [Крупенин и др., 2013, 2015].

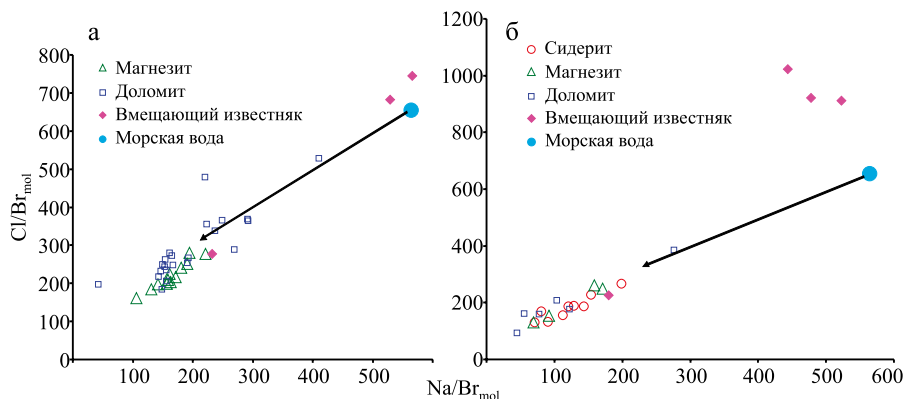


Рис. 6. Распределение отношений молярных концентраций в координатах Na/Br–Cl/Br во флюидных включениях из магнезитов, сидеритов, вмещающих доломитов и известняков Саткинского (а) и Бакальского (б) рудных полей. Линия со стрелкой – эвапоритовый тренд.

носителем значений в морской воде (564, 655) [Mc-Caffrey et al., 1987]). Это соответствует равновесной метаморфизации рассолов в процессе эвапоритового сгущения. Значения Na/Br и Cl/Br вмещающих доломитов расположены в области эвапоритового тренда, в то время как значения данных параметров для известняков, не содержащих магнезитоносные горизонты, близки к значениям, характерным для морской воды. Сходные результаты получены для магнезитов и вмещающих известняков Исмакаевского месторождения в суранской свите RF_1 [Крупенин и др., 2009]. Изучение распределения галогенов в ФВ подтверждает связь магнезито- и сидеритообразующих флюидов с эвапоритовыми рассолами.

Доказательства первого защищаемого положения подробно описаны в главах 1 и 2 диссертации.

II. Среди месторождений кристаллического магнезита по структуре, химическому составу, набору некарбонатных минералов и зональности залежей выделено два подтипа – саткинский (1) и исмакаевско-семибратский (2). Подтип 1 формировался при миграции в доломитовых толщах магнезиального рассольного флюида, нагретого до $\sim 250^{\circ}\text{C}$, в ходе машакского рифтогенеза (1380 млн лет назад). Подтип 2 образован при внедрении в известняки Fe-Mg рассолов, сформированных в глинистых толщах и нагретых до $\sim 220^{\circ}\text{C}$ на этапе тектоно-термальной активизации в авзянское время (~ 1250 млн лет).

Магнезиты Южно-Уральской провинции, эталонной для России, относятся к геолого-промышленному типу кристаллических магнезитов [Еремин, 2007; и др.]. Типовым является Саткинская группа месторождений (Сатка), где на ПАО «Комбинат Магнезит», производят более 90% периклазовых огнеупоров России [Анфимов и др., 1983; Еремин, 2007]. В мировой литературе подобные месторождения известны как Вайч-тип (Veitsch-type) по названию одноименного месторождения в Восточных Альпах, Австрия [Redlich, 1909]. В Южно-Уральской провинции присутствуют как действующие (Сатка), так и в разное время отработываемые МКМ Кызылташское и Катав-Ивановское, стоящие на балансе в ГКЗ Исмакаевское (Исмакаево), Семибратское и др. из Златоустовской группы, Кызылташское и др. из Сюрюньязской группы, Юшинское, Отнурское, а также ряд проявлений, в том числе крупных, как в Бакальском рудном поле (Бакал).

По совокупности геологических признаков в составе Южно-Уральской магнезитовой провинции выделено два основных подтипа месторождений: (I) саткинский – пластообразные залежи крупнокристаллического «стрельчатого» магнезита (рис. 7а) с резкими контактами в доломитовых толщах RF_1 (саткинский и бакальский уровни) и (II) исмакаевско-семибратский – линзовидные тела среднекристаллического гранобластового магнезита (рис. 7б) в известняках RF_1 на суранском уровне и в известняках RF_1 с постепенными переходами между магнезитами и доломитами через зону вкрапленности [Крупенин и др., 2008].

В Саткинском рудном поле магнезитовые тела приурочены к доломитам нижней части карагайской пачки верхнесаткинской подсвиты саткинской свиты. Они слагают более 100 пластообразных залежей магнезита, образующих полосу СВ простираения протяженностью до 12 км (рис. 8). Вертикальный размах оруденения достигает 100 м, мощность отдельных залежей – до 45 м, протяженность по простираению – до 5 км, границы рудных тел резкие.

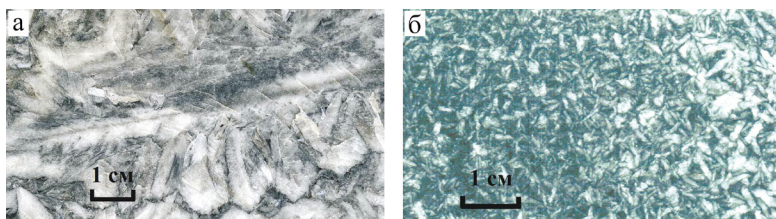


Рис. 7. Структурно-текстурные типы магнезитов Южно-Уральской провинции: а – магнезиты крупнокристаллической стрельчатой структуры с размером зерен от 2 до 150 мм (среднее 10 мм), гнездовые, Саткинское МКМ; б – магнезиты среднекристаллической гранобластовой структуры с размером зерен 1–5 мм (среднее 2 мм), Исмакаевское МКМ.

ванием легких РЗЭ ($La_{CN} < Lu_{CN}$), в отличие от вмещающих доломитов, обогащенных ими (рис. 9а). Высокие значения отношения Y/No (42–58) для вмещающих доломитов и магнезитов Саткинских МКМ (рис. 10) указывают на связь их образования с осадочным карбонатным резервуаром [Крупенин, 2005].

Изотопно-геохимическое изучение показало, что вмещающие доломиты образовались раньше магнезитов и являются результатом раннедиагенетической доломитизации в бассейне с признаками эвапоритизации. Микритовые известняки надрудной пачки саткинской свиты содержат Sr до 1000 г/т, имеют минимальную величину $^{87}Sr/^{86}Sr_{mi}$ (0.70460), характерную для океанической воды RF_1 (Кузнецов и др., 2008). Вмещающие доломиты отличаются от магнезитов повышенным содержанием Sr (28–71 против 1–5 г/т). Увеличение значения первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в магнезитах (0.71425–0.71935) по сравнению с вмещающими доломитами (0.70659–0.70825) указывает на взаимодействие рудоносных флюидов с терригенными (коровыми) породами [Крупенин, Кузнецов, 2009].

Значения $\delta^{18}O_{SMOW}$ в доломитах карагайского горизонта (21.7–26.5‰) в среднем превышают таковые в вышележащих морских известняках (21.1–23.5‰) на 1.6‰, что обусловлено равновесным фракционированием в ходе эвапори-

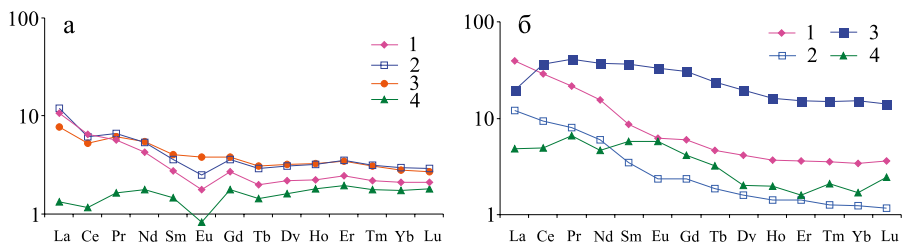


Рис. 9. Хондрит-нормированное [C1, Anders, Grevesse, 1989] распределение средних значений РЗЭ в карбонатных породах Сатки (а) и Исмакаево (б); а: 1 – известняки (7) надрудной казымовской пачки; 2 – вмещающие доломиты (20) карагайского горизонта; 3 – гнездовые вторичные доломиты (21); 4 – магнезиты (42); б: 1 – известняки (3) рудовмещающей миньякской пачки; 2 – метасоматические удаленные от залежей доломиты (11); 3 – околорудные доломиты (6); 4 – магнезиты (19); в скобках приведено количество проб.

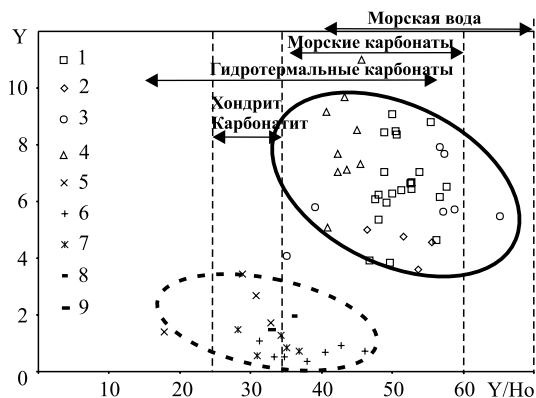


Рис. 10. Распределение Y/Y_{No} для магнезитов Южно-Уральской провинции. 1 – Сатка; 2 – Ельничное; 3 – Бакал; 4 – Кызылташ; 5 – Исмакаево; 6 – Семibrатское; 7 – Катав-Ивановск; 8 – Отнурок; 9 – Сарышка. Поля значений Y/No по [Вац, 1996]. Сплошной эллипс – МКМ I подтипа, штриховой – МКМ II подтипа. По [Крупенин, 2005].

товой доломитизации в диагенезе. В магнезитах значения $\delta^{18}\text{O}$ резко понижены (13.2...14.6‰) в среднем на 9.6‰ относительно доломитов, что связано с фракционированием при гидротермальной метасоматической кристаллизации. Значения $\delta^{13}\text{C}$ близки к типовым для морских карбонатов – от –0.9 до 0‰ [Крупенин и др., 2011].

Величины отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в надрудных известняках и вмещающих доломитах Саткинского рудного поля составляют 0.51157–0.51179, в магнезитах повышаются до 0.51239±0.00036. Рассчитанные на возраст саткинской свиты значения $\epsilon\text{Nd}(1550)$ в известняках и вмещающих доломитах меняются от –8.7 до –5.7, в магнезитах – от –5.6 до –4.0. Sm/Nd эрохрона по 13 образцам магнезита, имеющим типичные коровые $\epsilon\text{Nd}(1400)$ (в среднем –4.1) дала возраст 1400±270 лет [Крупенин и др., 2016], близкий Pb-Pb датировкам (1380±14 млн лет [Овчинникова и др., 2014]). Близкий Pb-Pb возраст (1366±47 млн лет [Овчинникова и др., 2018]) имеют и магнезиты в бакальской свите, что указывает на связь времени образования магнезитов с Машакским рифтогенным событием.

Рассольная эвапоритовая природа метасоматических флюидов подтверждена данными хроматографии и микротермометрии [Крупенин, Прохаска, 2005; Крупенин и др., 2013]. Температуры гомогенизации ФВ для магнезитов в среднем составляют 270°C, а для сингенетичного кварца из околорудных доломитовых гнезд – около 150°C. По геологическим данным, вмещающая толща к моменту рудообразования (1390–1350 лет) находилась на глубине не более 1.5–2.0 км. Следовательно, указанная температура флюидов предполагает до-полнительный прогрев в зоне метасоматоза.

Месторождения магнезита исмакаевско-семибратского подтипа размещены в известняковых горизонтах RF₁-RF₂. Характерны линзовидная и штоковая форма тел, отсутствие резких контактов между магнезитовой залежью и метасоматическим доломитом, гранобластовая структура руд. В некоторых МКМ (Семибратское) мелкокристаллический магнезит по структуре не отличается от доломита.

Данный подтип рассматривается здесь на примере **Исмакаевского** месторождения магнезита (Исмакаево), т. к. другие объекты менее изучены или преобразованы метаморфическими процессами. Запасы магнезита составляют по категории С₁ более 100 млн т [Шевелев и др., 2003]. Месторождение находится в западной части Ямантауского антиклинария, осложненного мелкой складчатостью. Оруденение приурочено к карбонатной толще нижней (миньякской) подсвиты суранской свиты RF₁. Магнезитовая залежь имеет сложное строение и представлена серией линзовидных тел мощностью в десятки метров, разделенных интервалами (2–20 м) филлитовидных сланцев и доломитов (рис. 11). Общая мощность рудной зоны до 400 м, протяженность до 1100 м, по падению – до 800 м. В нижней части магнезитовой залежи расположен силл измененных габбро-долеритов (мощность 2–10 м), с маломощными прослойками магнезита, без контактовых воздействий на последние.

Метасоматические контакты магнезитовых залежей с вмещающими доломитами представляют собой зону мощностью до первых метров вкрапленности кристаллов магнезита (1–2 мм) в тонкозернистых (0.2–0.5 мм) доломитах. Последние прослежены по простиранию карбонатной пачки на протяжении до 500 м; зона их перехода в известняки пересекает слоистость [Крупенин и др., 2008]. Таким образом, в северной периферии Исмакаевского МКМ установлена латеральная метасоматическая зональность: магнезит – доломит с вкрапленностью магнезита – доломит околорудный – доломит удаленный – доломитизированный известняк – известняк.

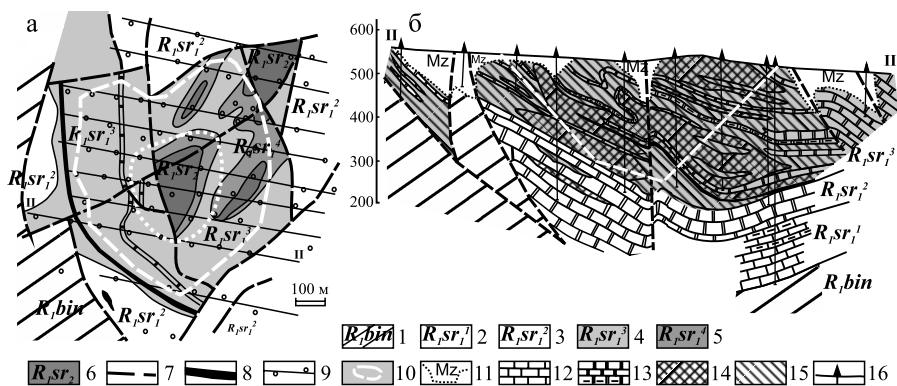


Рис. 11. Схематическое геологическое строение Исмаевавского МКМ. а – схематическая геологическая карта района месторождения без МЗ-КЗ отложений; б – схематический геологический профиль по линии II–II по данным Н.А. Фаткуллина (1997). 1 – песчаники кварц-полевошпатовые, прослои доломитов большеинзерской свиты R_1sr_1 ; 2–5 – карбонатные породы миньякской подсвиты суранской свиты R_1sr_1 : 2 – известняки с прослоями глинистых сланцев $R_1sr_1^1$, 3 – доломиты с прослоями магнезитов $R_1sr_1^2$, 4 – магнезиты с прослоями доломитов с маркирующим мергельным горизонтом, силл габбро-долеритов $R_1sr_1^3$, 5 – доломиты, прослои алевролитов $R_1sr_1^4$; 6 – бердагуловская подсвита суранской свиты, филлитовидные и карбонатно-глинистые сланцы, алевролиты R_1sr_2 ; 7 – тектонические нарушения; 8 – силл и дайки габбро-долеритов, зеленокаменные изменения; 9, 16 – разведочные скважины; 10 – контуры проектного карьера; 11–15 – на профиле: 11 – кора выветривания мезозоя, 12 – известняки, 13 – метасоматические доломиты и мергели, 14 – магнезиты кондиционные (>40% MgO), 15 – магнезиты некондиционные (<40% MgO).

Метасоматические зоны содержат характерные минералы-примеси. В магнезитах отмечаются доломит и кварц, хлорит, редко альбит, мусковит, тальк. В доломитах набор примесей варьирует: в околорудных встречаются кварц, хлорит, мусковит, альбит, в удаленных появляется калиевый полевой шпат и редко – кальцит. В известняках всегда присутствует обломочный калиевый полевой шпат совместно с кварцем, мусковитом, иногда с альбитом. Таким образом, по мере развития метасоматоза наблюдается замещение калиевого полевого шпата мусковитом в доломите, а затем мусковита хлоритом – в магнезите [Крупенин, Кольцов, 2017].

Среднекристаллический магнезит содержит постоянную примесь доломита (2–5%), гнезд кварца (до 10–15%), мелкой вкрапленности пирита, интерстициальных включений Mg-хлорита (1–5%), изредка – серицита и микровключений талька. Магнезиты имеют повышенные количества CaO , SiO_2 , Al_2O_3 . Слабые вариации содержаний FeO в доломитах вблизи рудных залежей и у контакта с известняками (0.96–2.03%), в магнезитах (2.38–5.62%) и Mg-хлорите (2.64–2.88%) предполагают одноактную равновесную кристаллизацию минералов [Крупенин и др., 2008].

В магнезитах содержания почти всех микроэлементов, прежде всего Sr, Y, Nd, невысоки. Распределение РЗЭ в околорудных доломитах и магнезитах отличается от других месторождений Южно-Уральской провинции наличием позитивной аномалии Eu, которая может быть следствием резко восстановительного характера флюидов. Кроме того, в околорудных доломитах отмеча-

ется рост общих концентраций РЗЭ относительно вмещающих карбонатных пород (см. рис. 9б). Для магнезитов других МКМ этого подтипа распределение РЗЭ аналогично вмещающим доломитам и известнякам с трендом $La_{CN} > Lu_{CN}$, как и низкая величина Y/Но отношения (18–33) (см. рис. 10) [Крупенин, 2005], что может указывать на значительную дальность миграции гидротермальных растворов при метасоматозе [Вау, 1996].

Метасоматические доломиты имеют слабые вариации величин $\delta^{13}C_{PDB}$ (–1.4...+0.5‰) и $\delta^{18}O_{PDB}$ (–13.5...–12.5‰), которые в магнезитах еще более устойчивые (соответственно –1.5...–0.3‰ и –16.8...–16.3‰), что указывает на равновесные условия и температурное фракционирование при Mg-метасоматозе [Крупенин и др., 2011]. Концентрации Sr убывают в ряду известняк-доломит-магнезит (соответственно, сотни-десятки-единицы г/т). Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr_{ini}$ в известняке суранской свиты составляет 0.70587, в доломитах 0.71622–0.72983, повышено в магнезитах – 0.72224–0.76250, отражая сильное взаимодействие метасоматизирующих флюидов с терригенно-глинистыми породами [Крупенин, Кузнецов, 2009].

Эрохронный Sm-Nd возраст магнезитов 1250 ± 150 лет [Крупенин и др., 2016] имеет геологический смысл: ранее в доломитах суранской свиты Sm-Nd и Rb-Sr методами установлен возраст гидротермально-метасоматических флюоритов Суранского месторождения – 1230 лет [Крупенин и др., 2012].

Метасоматизирующие флюиды на Исмакаевском МКМ имеют эвапоритовую природу. Данные ионной хроматографии ФВ в магнезитах показывают, что они, как и в Сатке, наследуют эвапоритовый тренд [Крупенин и др., 2009]. Высокая соленость двухфазных включений в магнезитах подтверждается также и методами микрокриометрии (среднее 25.8 мас. % экв. NaCl). Температуры гомогенизации образуют кластер со средним значением 224°C [Крупенин, Гараева, 2015].

Феноменологические модели геологических процессов, определивших образование метасоматических магнезитовых залежей в типовых объектах Южно-Уральской провинции, основаны на комплексе черт сходства и различия геолого-геохимических параметров. Сходство: один источник флюида (захороненные эвапоритовые рассолы), приуроченность к этапам рифтогенного разуплотнения и прогрева земной коры в RF_2 , идентичный результат метасоматоза (образование мономинеральных магнезитовых залежей). При этом Саткинское и Исмакаевское МКМ и другие объекты этих подтипов отличаются по ряду параметров: свойствам карбонатного протолита, набору минералов-примесей в магнезите и околорудных доломитах, каналам и времени миграции магнезиального рассольного флюида.

Для Саткинского МКМ предполагается следующая модель формирования (рис. 12). Магнезитовмещающая карагайская толща накапливалась в мелководной лагуне дистальной зоны эвапоритового бассейна, где создавались условия для раннедиагенетической доломитизации первичных арагонитовых илов и роста конкреционных сульфатных минералов (гипс, ангидрит). При накоплении вышележащих известняков (около 1550 млн лет назад) произошло растворение эвапоритовых минералов в карагайских доломитах в результате БСР с формированием коллапс-брекчий, и повысилась проницаемость доломитовой толщи, которая в раннем катагенезе была погружена на глубину до 1.5–2.0 км. При нормальном геотермическом градиенте температура на этой глубине могла составлять 50–60°C. Во время рифтогенной активизации 1380 млн лет назад, при росте геотермического градиента произошел нагрев вмещающих доломитов. Миграция захороненных магнезиальных рассолов сквозь

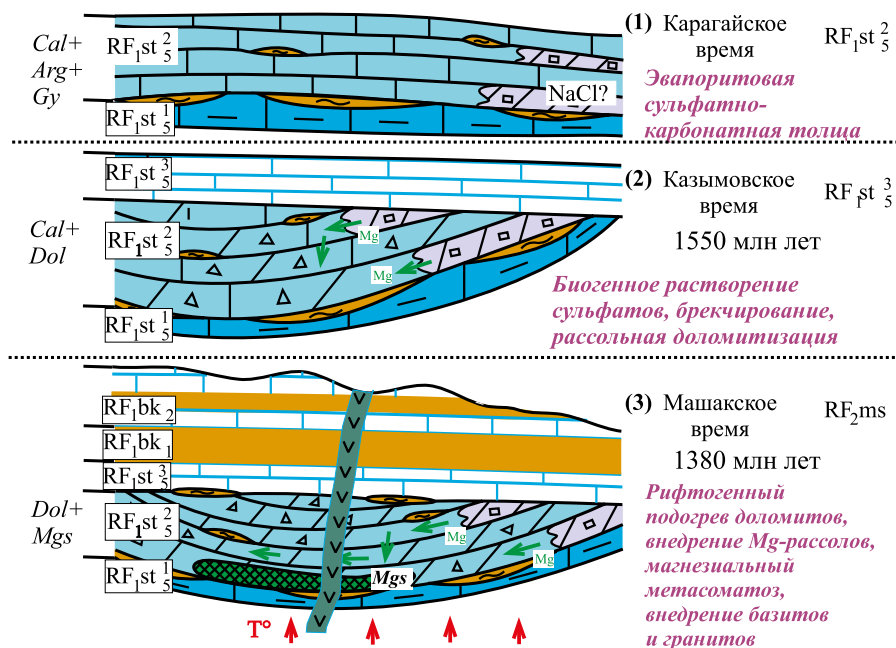


Рис. 12. Модель формирования Саткинских магнезитовых месторождений (I подтип). Cal – кальцит; Arg – арагонит; Gy – гипс; Dol – доломит; Mgs – магнезит.

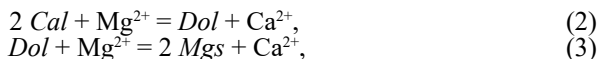
проницаемую толщу доломитов (протолит) создала физико-химические условия для смещения реакций в сторону образования магнезита. Аналогичная модель рассматривается и для магнезитовых залежей в бакальской свите.

Формирование Исмакаевского МКМ несколько отличается от Саткинского. Вмещающая толща известняков миньянской пачки суранской свиты образовалась в мелководно-морских условиях. Однако доломитовые мергели и сланцы вышележащей бердагуловской пачки формировались в эвапоритовых условиях, что следует из литологических (присутствие коллапс-брекчий) и геохимических (обилие конкреций пирита с изотопно тяжелой серой [Мичурин и др., 2009]) признаков. Тектоно-термальная активизация (1250 млн лет назад) привела здесь к флюидной миграции в породах бурзяния. Флюиды представляли собой захороненные эвапоритовые рассолы, испытывавшие взаимодействие с терригенно-глинистыми породами в глубоко погруженных частях Машакского рифта. В процессе катагенетической термосульфатредукции эвапоритовый сульфат был израсходован на образование пирита в мергелях и сланцах. Порция рассолов в результате взаимодействия с рифтогенными гранитоидами и контаминации фтором стала основой для формирования Суранской флюоритоносной зоны [Крупенин и др., 2012]. Другая часть рассолов, интенсивно нагретая в глубоких частях рифтовой зоны, при попадании в известняки миньянской пачки явилась агентом Fe-Mg-метасоматоза при образовании Исмакаевского МКМ. По известнякам (протолит) во фронтальной зоне образовались метасоматические доломиты, а в тыловой зоне – залежи Fe-магнезитов и брейнеритов (проявление Богряшка).

Изложенные качественные представления подтвердились результатами численного физико-химического моделирования процесса взаимодействия раствор–порода (W/R). Ему благоприятствовали ограниченный набор карбонатов и некарбонатных минеральных примесей и хорошая изученность объектов. Использован метод [Крупенин, Кольцов, 2017] многоволнового проточного ступенчатого реактора [Гричук, 2000], реализованного в программном комплексе HCh [Шваров, 1999]. Переменными параметрами модели являлись начальная и конечная температуры взаимодействия, а также отношение раствор/порода (W/R). В качестве протолита использованы доломит (Сатка) и известняк (Исмакаево), содержащие различное количество примесей, а в качестве первичного раствора – морская вода и рассол гипсовой стадии в эвапоритовом бассейне [McCaffrey, 1987] с добавкой метана для реставрации восстановительных условий. Под источником растворов нами понимается порода, с которой раствор находился в равновесии в состоянии порододоминирующей системы ($W/R=0.1-1$). Метасоматические изменения соответствуют условиям перехода в состояние флюидодоминирующей системы ($W/R>1$), когда раствор неравновесен с породой.

Моделирование взаимодействия солевого раствора с протолитом проводили в двух вариантах: $W/R<1$ и $W/R>1$. В первом варианте прослеживали эпигенетические преобразования протолита при изменении температуры, включая отклонение пересыщающих фаз из порового раствора. Во втором варианте моделировали метасоматические замещения в протолите по мере возрастания W/R с последовательным изменением температуры (ступени реактора). Этот процесс повторяли с участием новых порций того же раствора (волны раствора) и породы, измененной предшествующим взаимодействием.

В результате получены различные варианты последовательных преобразований карбонатного протолита, воспроизводящие основные черты типовых МКМ Южно-Уральской провинции. Основным условием замещения доломита магнезитом является нагревание растворов морского происхождения с характерным высоким отношением Mg/Ca до $T=200-250^{\circ}C$, приводящее к смещению вправо равновесий:



где Cal – кальцит, Dol – доломит, Mgs – магнезит.

Линии равновесия этих реакций вместе с фигуративными точками состава растворов (рис. 13) показывают, что точка морской воды располагается в поле Dol , точка эвапоритового рассола смещена в поле Mgs , а точка порового раствора в Dol находится на линии равновесия реакции (2), поскольку при нагревании Dol образуется небольшое количество Mgs [Крупенин, Кольцов, 2017]. При нагревании такого раствора во флюидодоминирующем режиме (отношение активностей Ca^{2+} и Mg^{2+} не меняется), происходит смещение его состава в поле Mgs и замещение Dol магнезитом. Точка состава раствора после его взаимодействия с нагретым сланцем уже оказывается в поле Mgs , что определяет возможность образования этого минерала как при дальнейшем нагревании, так и при некотором охлаждении раствора.

Нагревание может происходить как в процессе взаимодействия растворов с вмещающими карбонатными породами, так и до его начала; в результате образуются месторождения разных подтипов. **Месторождения магнезита I подтипа** образуются в процессе нагрева рассола в толще протолита. Особенности преобразований являются резкий фронт замещения доломита магнезитом,

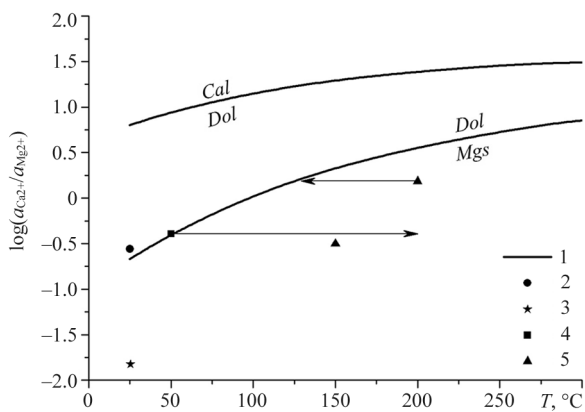


Рис. 13. Диаграмма T – $\log(a_{\text{Ca}^{2+}}/a_{\text{Mg}^{2+}})$ полей устойчивости карбонатов при давлении насыщенного пара воды [Крупенин и др., 2013]. 1 – линии равновесия карбонатов, 2–5 – фигуративные точки состава растворов, используемых в расчетах: 2 – морская вода, 3 – рассол гипсовой стадии, 4 – доломитовый раствор, 5 – сланцевый раствор. Стрелками показаны пути эволюции растворов в метасоматическом процессе при изменении температуры.

присутствие в магнезитовой зоне Mg-хлорита, растворение кварца или замещение его тальком. При $W/R=30$ –40 наблюдается резкое замещение доломита магнезитом по реакции (3), которое мало зависит от температуры (рис. 14а).

Формирование **месторождений II подтипа** происходит как при нагреве, так и при охлаждении ранее нагретых растворов при их фильтрации через известняковый протолит. При пониженных температурах может образоваться широкая доломитовая зона, как в МКМ II подтипа, и узкая – при повышенных, как в МКМ Австрии. Фронты замещения растянуты (контактные зоны вкрапленности магнезита в доломите), в магнезитовой зоне присутствует хлорит и мусковит, в доломитовой – мусковит, в кальцитовый – сохраняется калиевый полевой шпат, повсеместно отлагается кварц. Характерное повышение содержания Fe в магнезите и доломите МКМ II подтипа обусловлено длительным предшествующим взаимодействием раствора с вмещающими глинистыми породами. Для типового Исмакаевского МКМ применима модель охлаждения предварительно нагретого раствора (рис. 14б). К признакам продуктов

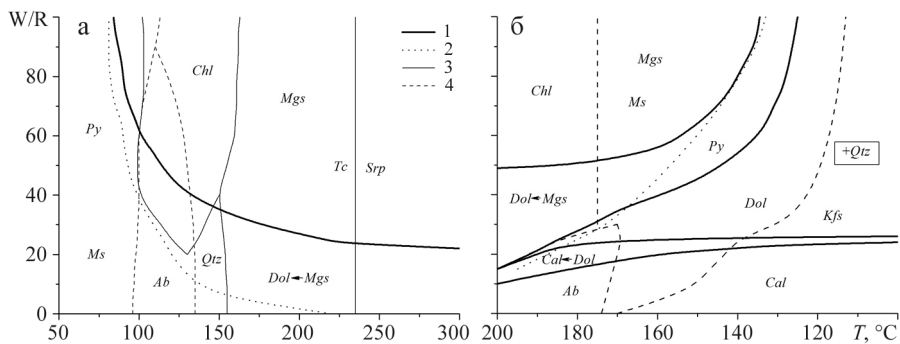


Рис. 14. Диаграмма T – W/R полей устойчивости продуктов метасоматоза карбонатных пород с примесями [Крупенин, Кольцов, 2017]: а – нагревании доломитового раствора, протолит – доломит; б – охлаждении сланцевого раствора, протолит – известняк. 1–4 – границы полей устойчивости: 1 – карбонатов, 2 – пирита, 3 – силикатов и кварца, 4 – алюмосиликатов.

Mg-метасоматоза здесь относятся: расширение доломитовой зоны с понижением температуры; присутствие мусковита вместе с хлоритом в магнезитовой зоне; замещение калиевого полевого шпата мусковитом во внешних зонах; присутствие во всех зонах сингенетичного кварца и отсутствие талька.

Согласно данным физико-химического моделирования, в режиме остывания флюида, происходящего из сланцевого источника *в магнезитовой зоне железистость магнезита будет возрастать до нескольких мол. %, а в прилегающей к источнику тыловой части – до 50 мол. %* [Крупенин, Кольцов, 2017, стр. 34]. Вероятно, этим определяется наличие брейнерита (магнезита с содержанием FeCO_3 до 30%) в карбонатных метасоматитах проявления Богряшка, лежащего в той же структурной зоне и том же стратиграфическом горизонте (миньякская пачка суранской свиты) в 10 км южнее Исмакаевского МКМ [Крупенин и др., 2019].

Необходимым условием образования мономинеральных магнезитовых тел является восстановление сульфат-ионов в эвапоритовом растворе до сероводорода в процессе катагенетической миграции, что препятствует отложению сингенетичного ангидрита. Эффективному образованию магнезита способствует участие именно эвапоритового раствора с более высоким отношением Mg/Ca по сравнению с морской водой, так как в этом случае замещение доломита магнезитом происходит уже при W/R около 30–40.

МКМ разных регионов мира характеризуются комплексом сходных структурно-текстурных признаков, минералогического и химического состава, геологических условий размещения [Pohl, 1989]. Поэтому разработанные для Южно-Уральской провинции физико-химические параметры образования магнезитов могут быть применимы и к ним. Например, залежи Fe-магнезитов месторождения Вайч в Австрии имеют очень узкие зоны метасоматических доломитов (протолит – известняк карбона), что предполагает их образование при интенсивном нагреве сланцевого рассола [Крупенин, Кольцов, 2017, рис. 8в] на рифтогенном этапе в триасе (по [Prochaska, 2001]).

Доказательства второго защищаемого положения подробно описаны в 1 разделе 3 главы и в 1 разделе 4 главы диссертации.

III. Месторождения гидротермально-метасоматического сидерита Бакальской группы образованы при внедрении в известняки Mg-Fe рассолов, испытавших взаимодействие с глинистыми породами на предзильмердакском этапе (~1000 млн лет назад) тектоно-термальной активизации в надрифтовом бассейне в западном борту Машакского грабена. Метасоматическая зональность доломит-анкерит-сидерит формировалась в центральной части рудного поля при температурах 250–270°C, в периферической – не выше 190–220°C.

Бакальское рудное поле является типовым объектом сидеритовых гидротермально-метасоматических месторождений в осадочных карбонатных толщах [Смирнов, 1976]. По разведанным запасам (>1.2 млрд т [Яницкий, Сергеев, 1962]) и объему добычи Бакальское месторождение – первое в ряду сидеритовых гигантов Эрцберг (Австрия), Бильбао (Испания), Уэнза (Алжир) [Pohl et al., 1986; Frimmel, 1988].

Кроме Бакальской группы в отложениях бакальской свиты, сидериты этого типа известны на севере БМА в Ахтенском месторождении, приуроченном к доломитам нижней части саткинской свиты. Длительная полемика о генезисе рифейских сидеритов Урала в течение XX века исключила идею Д.В. Налив-

кина [1931] и его сторонников [Малахов, 1957; Дружинин, 1971; Борщевский и др., 1978; Дунаев, 1983; и др.] о лагунном происхождении пластовых тел. Комплекс признаков доказывает отнесение данных рудных залежей к классу гидротермально-метасоматических [Заварицкий, 1939; Давыденко, 1956; Яницкий, Сергеев, 1962; Анфимов, 1997; Крупенин, 1999; и др.]. Спорным остается источник рудоносных флюидов. А.Н. Заварицкий [1939] и его последователи предполагали вынос Fe из магматического очага после внедрения базитов [Яницкий, Сергеев, 1962; Варлаков, 1967; и др.] и гранитов (Бердяушский и Рябиновский массивы [Тимесков, 1963]). Рудный процесс связывался со становлением Уральского орогена в РЗ. Позднее Л.В. Анфимов предложил идею о катагенетическом источнике Fe, мобилизованного элизионными растворами из вмещающих глинистых пород в RF [Анфимов и др., 1984]; В.Н. Холодов считал источником железа AR-PR₁ железистые кварциты кристаллического фундамента [Холодов, Бутузова, 2008].

Бакальское рудное поле расположено в северной части БМА (южное замыкание Тараташского антиклинория) и приурочено к Бакальской синклинали, полого погружающейся к ЮЗ. Рудовмещающая бакальская свита RF₁ (1400 м) состоит из двух подбит: нижней (макаровской) песчано-глинистого состава и верхней (малобакальской, до 900 м), сложенной чередованием карбонатных и терригенно-глинистых пачек. Бакальская свита несогласно перекрыта кварцитовидными песчаниками зигальгинской и алевролитово-сланцами зигазино-комаровской свиты юрматиния (рис. 15).

Отложения бакальской свиты прорваны серией дорудных долеритовых даек, в том числе Главной дайкой с возрастом 1384 ± 1.5 млн лет [Ernst et al., 2006], комагматичных Машакскому рифтингу RF₂ (1380 млн лет). Восточнее Бакальского рудного поля отложения зигальгинской свиты подстилаются вулканогенно-терригенной машакской свитой (до 3 км), перекрывающей терригенно-глинистый стратиграфический аналог бакальской свиты (юшинская свита). Бакальское рудное поле, таким образом, расположено в западном борту Машакского рифта.

Рудные тела локализованы в пяти карбонатных пачках малобакальской подбиты (мощность 60–250 м), снизу вверх: березовская (RF₁ bk₂¹), шуйдинская (RF₁ bk₂³), гаевская (RF₁ bk₂⁵), шиханская (RF₁ bk₂⁷), верхнебакальская (RF₁ bk₂⁹). Сидеритовые залежи образуют в плане субширотную полосу протяженностью до 10 км и приурочены к зоне примыкания карбонатных пачек к несогласно налегающим кварцитовидным песчаникам зигальгинской свиты (см. рис. 15). Глубина предзигальгинского размыва отложений составляет до 700 м, а угловое несогласие – 10–15° [Яницкий, Сергеев, 1962]. Рудное поле осложнено послерудными складками разных порядков и разбито многочисленными взбросами и сдвигами амплитудой до 500 м и преобладающей ЮЗ-СВ ориентировкой, служащими границами отдельных месторождений, которых насчитывается более 20 [Яницкий, Сергеев, 1962]. Около крутопадающих разломов наблюдается этажное строение рудных залежей (в одном месторождении оруденение развивается в 2–3 пачках, как в месторождениях Шиханское и Рудничное, карьерах Иркутскан, Новобакальский. Таким образом, крутопадающие разломы являются рудоподводящей, а поверхность межформационного предзигальгинского несогласия – рудораспределяющей зоной [Яницкий, Сергеев, 1962; Крупенин, 1999, 2017].

Крупные сидеритовые залежи – пластообразные, их размеры – десятки метров по мощности и до 2–3 км по простиранию; более мелкие тела имеют гнездо- и штокообразную форму. Максимальная мощность залежей зависит от мощности рудовмещающей карбонатной пачки и может достигать 80 м (Ши-

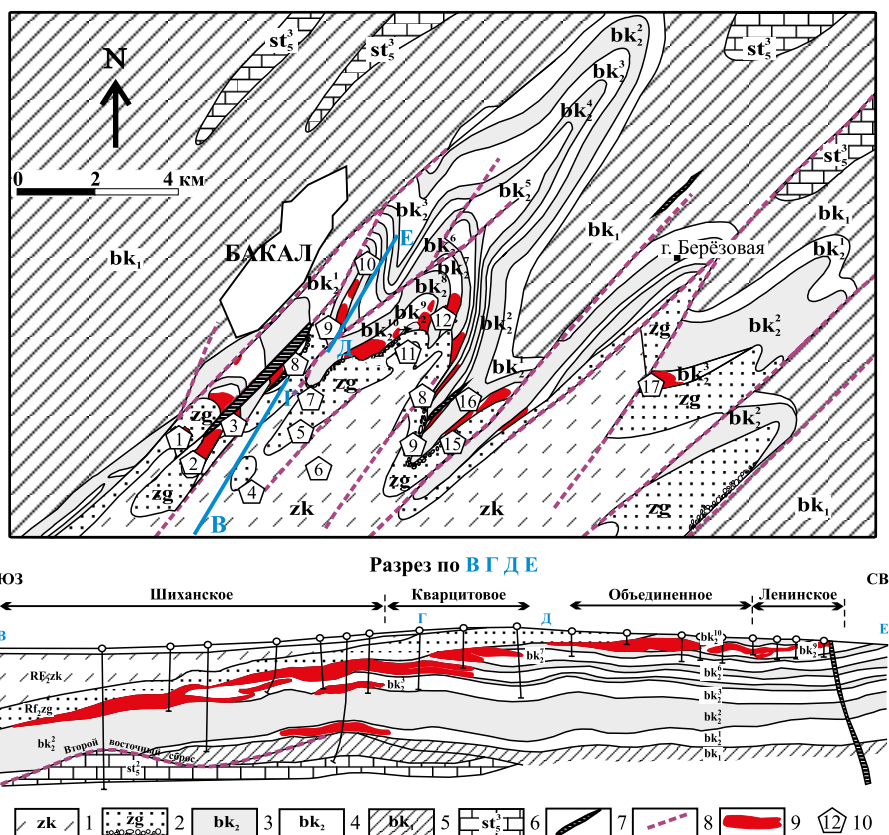


Рис. 15. Схематическая геологическая карта и разрез через Бакальское рудное поле, по [Яницкий, Сергеев, 1962] с добавлениями. 1–2 – свиты среднего рифея: 1 – зигальгинская, 2 – зигазино-комаровская; 3–5 – нижний рифей, бакальская свита: 3 – терригенные, 4 – карбонатные, 5 – макаровская терригенная подсвита; 6 – карбонатная саткинская свита; 7 – долериты (не разделяются на дорудные и послерудные); 8 – разрывные нарушения; 9 – сидеритовые залежи; 10 – месторождения: 1 – Петлинское, 2 – Им. ОГПУ, 3 – Сидеритовый № 5, 4 – Шиханское, 5 – Шахта “Сидеритовая”, 6 – Рудничное, 7 – Кварцитовое, 8 – Новобакальское, 9 – Объединенное, 10 – Ленинское, 11 – Буландихинское, 12 – Восточное, 13 – Центральный Иркутскан, 14 – Гаёвское, 15 – Александровское, 16 – Охряные ямы, 17 – Малосукинское.

ханское месторождение, березовская пачка; Иркутсканское месторождение, гаевская пачка). Все рудные тела имеют многочисленные признаки наложенного образования по осадочным карбонатным породам. Границы сидеритовых тел пересекают элементы слоистости, строматолитовые текстуры, залежи кристаллических магнетитов с возрастом ~1370 млн лет [Овчинникова и др., 2018] в шуйдинской пачке (RF₁bk₂³). Присутствуют останцы доломита внутри тел сидеритов; имеются признаки доскладчатого рудообразования. Сидериты выклиниваются около зон мраморизации на контактах с долеритами, реже наблюдается сидеритизация базитовых даек с сохранением офитовой структуры.

Сидеритовые залежи в известняках всегда окружены узкой зоной анкеритов и широким «конвертом» Fe-доломитов [Заварицкий, 1939]. Крупные залежи сложены мономинеральным сидероплезитом, содержащим (мас. %) >30 FeO, 3–12 MgO, 1.5–2.0 MnO и 1.5–2.0 CaO. На флангах и в мелких телах преобладают би- и полиминеральные руды: сидероплезиты с примесью доломит-анкерита и даже кальцита [Тимесков, 1963]. Контактные анкериты по данным рентгеноспектрального микроанализа в 10 точках наблюдения из пород западной и центральной частей Бакальской рудного поля характеризуются средними содержаниями FeCO_3 соответственно 14.2 и 20.8 мол. % [Крупенин, 2017]. При этом состав контактовых сидероплезитов в этих же объектах меняется слабо: количество минерала FeCO_3 составляет 67.8–80.4 мол. %. Учитывая огромный масштаб гидротермального метасоматоза в районе Бакала, предполагается, что сидеритообразование имело равновесный характер. Применение анкерит-сидеритового [Annovitz, Essene, 1987] и анкерит-брейнеритового [Мартынов, 1990] геотермометров показало, что температура образования сидероплезита определяется позицией рудных тел в структуре рудного поля и не зависит от положения залежи в разрезе бакальской свиты. Средние расчетные температуры метасоматоза составляют в центральной части (карьеры Буландихинский, Иркутскан) 250–270°C, в периферической западной части (Новобакальский карьер) не превышают 190–220°C [Крупенин, 2017].

Метасоматическая зональность в Бакальском рудном поле иллюстрирует механизм образования сидерита [Демчук и др., 2003; Крупенин, 2017]: 1) на фронте метасоматоза наблюдается доломитизация известняка; 2) в доломитовой матрице возникает анкеритсодержащая область; 3) по достижении насыщения анкерита FeO в среднем до 10.7 ± 0.8 мас. % (17.4 ± 1.3 мол. % FeCO_3) возникают первые сидеритовые вроски; 4) резкое разрушение всех анкеритовых зерен на контакте с зоной образования сидерита при сохранении реликтовых зерен чистого доломита; 5) полная сидеритизация.

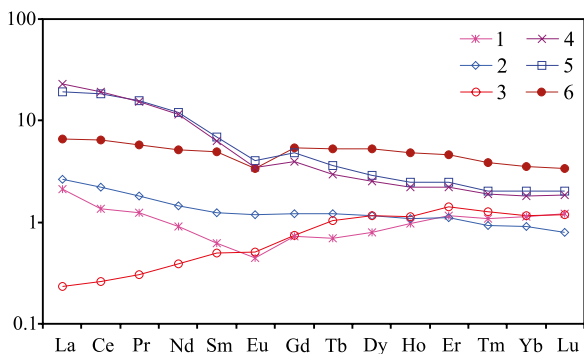
Содержание большинства микроэлементов в сидеритах находится на кларковом для известняков уровне, без повышенных концентраций элементов, указывающих на связь с магматогенным флюидом [Ellmies et al., 1999]. Содержания Sr в сидеритах (2–4 г/т) понижены относительно доломитов (20–40 г/т), в известняках повышаются до 1000 г/т. В хондрит-нормированных спектрах РЗЭ чистых от терригенной примеси известняков наблюдается постепенное падение концентраций от La к Eu (рис. 16, кривые 1, 2); в то же время в сидеритах профиль меняется на противоположный ($\text{La}_{\text{CN}} < \text{Lu}_{\text{CN}}$ (рис. 16, кривая 3). В глинистых карбонатах (рис. 16, кривые 4–6) соблюдается тенденция уменьшения $\text{La}_{\text{CN}}/\text{Yb}_{\text{CN}}$ в ряду известняк-доломит-сидерит.

Время прохождения сидеритового метасоматоза впервые оценено Pb-Pb методом в 1010 ± 100 млн лет [Кузнецов и др., 2005] и уточнено с помощью Sm-Nd систематики как 970 ± 40 млн лет, $\text{СКВО} = 1.6$ [Крупенин и др., 2021].

Доказательства третьего защищаемого положения подробно описаны во 2 разделе 3 главы и во 2 разделе 4 главы диссертации.

IV. Возникновение месторождений метасоматических магнетитов и сидеритов в рифейских толщах Башкирского мегантиклинория обусловлено уникальным сочетанием ряда факторов: климатического, литогенетического, структурного и геодинамического, определяющим критерии для поисков крупных объектов данного генетического типа. Образование месторождений приурочено к трем этапам термально-рассольной активизации в Приуральской надрифтовой впадине в пределах палеоконтинента Балтика.

Рис. 16. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в «чистых» (1–3) и глинистых (4–6) карбонатных породах бакальской свиты: 1 – известняк В-2 (RF_1bk_2^1 , березовская пачка, г. Берёзовая); 2 – доломит А-2 (RF_1bk_2^3 , шуйдинская пачка, карьер Иркутскан); 3 – сидерит Kont-1-1 (RF_1bk_2^3 , шуйдинская пачка, карьер Иркутскан); 4 – известняк Х-12; 5 – доломит Х-10; 6 – сидерит Х-4 (RF_1bk_2^5 , гаёвская пачка, карьер Иркутскан).



Причины образования крупных месторождений метасоматических магнетитов и сидеритов в рифейских толщах БМА определяются уникальным сочетанием благоприятных факторов для формирования рудоносных растворов и создания условий для рудоотложения. Их комплекс является основой прогноза подобных месторождений в регионах с близким геологическим строением и историей развития.

Климатический фактор – определяет источник магния рудоносного флюида. Эпизоды аридизации в раннем (саткинская, бакальская свиты) и среднем (авзянская свита) рифее приводили к эвапоритовой седиментации с накоплением конкреционных сульфатов. Остаточный поровый рассол имел высокую магнезиальность и служил богатым источником магния и флюида, значительно превышающим возможности постмагматического флюидообразования. Высокая плотность рассолов обеспечила их опускание в поровое пространство нижних горизонтов осадочного бассейна и захоронение до момента активной миграции. Рассолы находились в редокс-условиях, и, поскольку изначально не содержали кальция и железа, становились оптимальным реагентом для формирования метасоматического магнетита в карбонатных толщах.

Литогенетический фактор – карбонатные толщи явились матрицей для метасоматического рудообразования, сначала – высококачественных магнетитов, затем – Fe-магнетитов. Физико-химическое моделирование взаимодействия раствор–порода позволило установить условия формирования МКМ: наличие эвапоритовых рассолов с высоким отношением Mg/Ca и нагрев растворов до начала или в процессе их взаимодействия с вмещающими карбонатными породами. Вклад различных по составу источников растворов, вариации температур, соотношение концентраций CO_2 и H_2S во флюиде создали специфические черты отдельных месторождений.

Состав рассолов эволюционировал с магнезиального на магнезиально-железистый при длительном взаимодействии с глинистыми сланцами породного бассейна, что привело к образованию в разных объектах анкеритов, брейнеритов и, наконец, сидероплезитов. В глубоких горизонтах надрифтовой впадины количество Fe^{2+} , мобилизованного высоконагретыми хлоридными рассолами, резко возросло, поскольку в хлорид-доминирующих коровых флюидах отношение металл/хлорид резко увеличивается с ростом температуры [Yardley, 2005]. На стадии тектонической активизации при разгрузке Mg-Fe рассола в относительно холодных бортовых зонах надрифтового бассейна железо перераспределялось в карбонатные породы (Mg-Fe-метасоматоз, формирование сидероплезита).

Эволюция состава флюида в катагенезе подтверждается комплексом изотопных данных в Mg-Fe карбонатных метасоматитах. Сдвиг значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ в магнезитах Сатки в сторону мантийного субстрата (рис. 17) связан с гидротермальным влиянием послерудных базитовых даек [Крупенин и др., 2016]. На это же указывает пониженная величина μ_2 ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) магнезитов в саткинской и бакальской свитах по сравнению с μ_2 для первичного Pb известняков саткинской свиты [Овчинникова и др., 2014]. Вендская активизация (600 млн лет) проявилась в локальной редоломитизации магнезитов флюидами с высоким радиогенным стронцием [Кузнецов и др., 2005].

Значения $\epsilon\text{Nd}(1250)$ в Fe-магнезитах типового Исмакаевского МКМ (–11.3...–9.0) указывают на коровую природу метасоматического флюида [Крупенин и др., 2016], (см. рис. 17) и сопоставимы со средними значениями $\epsilon\text{Nd}(1550)$ для известняков и доломитов суранской свиты (–6.5), и глинистых сланцев саткинской свиты (–7.3) этого же стратиграфического уровня RF₁ [Маслов и др., 2003].

Природа рудоносных флюидов для образования метасоматических сидеритов определяется их соответствием составу крепких эвапоритовых рассолов (см. рис. 66). При эволюции их состава концентрации Br сохраняются, являясь устойчивым трассером генетической природы флюидов [McCaffrey et al., 1987; Leach et al., 2010; и др.]. В ходе миграции рассолы обладают высоким потенциалом к выщелачиванию металлов (в частности, железа) из глинистых пород [Kharaka, Thordarson, 1992; и др.]. По данным [Yardley, Bodnar, 2014] соотношение металл/хлорид в восстановительных условиях растет на 5 порядков при повышении температуры рассола в интервале 60–400°C.

На примере Бакальских месторождений с помощью изотопных Rb-Sr данных прослежена эволюция состава захороненных рассолов при взаимодействии с вмещающими глинистыми породами [Крупенин и др., 2021] в течение более 400 млн лет. Катагенетическое взаимодействие флюидов с песчано-глинистыми толщами ведет к росту доли радиогенного Sr в растворах [Горохов и др., 1982; и др.]. Отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{ini} в ряду: вмещающий известняк / метасоматические магнезит / Fe-доломит / сидерит растут соответственно как 0.7046 / 0.7146 / 0.7277 / 0.7336 [Кузнецов и др., 2005; Крупенин, Кузнецов, 2009]. Аналогичный тренд отмечен также в ряде сидеритовых месторождений Европы [Frimmel, 1988; Cortessi, Frizzo, 1993]. В эвапоритовых доломитах (шуйдинская пачка бакальской свиты) с возрастом менее 1430 млн лет

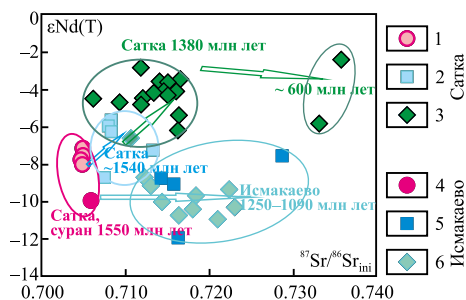


Рис. 17. Зависимость $\epsilon\text{Nd}(T)$ от первичного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{ini} – в карбонатных породах Саткинского и Исмакаевского месторождений, по [Крупенин и др., 2016]. 1–3 – Саткинское рудное поле: 1 – известняки надрудного казымовской пачки (Сатка), 2 – доломиты карагайской пачки и вторичные околорудные доломиты из брекчий, 3 – магнезиты Гологорского и Паленихинского месторождений; 4–6 – Исмакаевское месторождение: 4 – известняки вмещающие, 5 – доломиты удаленные и околорудные, 6 – магнезит. Значения для саткинского известняка и доломитов и исмакаевского известняка (суранская свита) рассчитаны на возраст 1550 млн лет, саткинского магнезитов – на возраст 1380 млн лет, исмакаевских доломитов и магнезитов – на 1250 млн лет.

Значения для саткинского известняка и доломитов и исмакаевского известняка (суранская свита) рассчитаны на возраст 1550 млн лет, саткинского магнезитов – на возраст 1380 млн лет, исмакаевских доломитов и магнезитов – на 1250 млн лет.

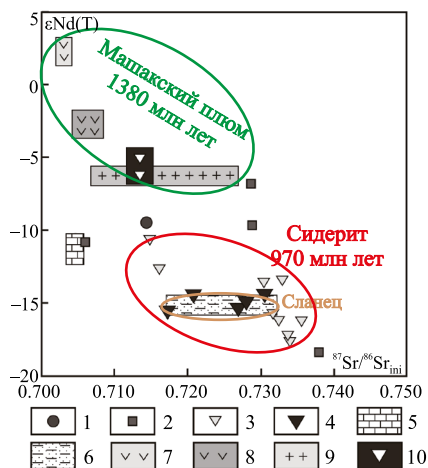
сначала, на рифтогенном этапе миграции Mg-флюидов, образовались залежи кристаллического магнезита (1366 ± 47 млн лет). Затем (970 ± 40 млн лет) по доломитам и магнезитам сформировались метасоматические залежи сидерита. Датировки подтверждаются взаимоотношениями руд с дайками долеритов и возрастом последних. Магнезит в бакальской свите прорывается долеритами Главной дайки (1385 ± 1.4 млн лет) с образованием мощной контактовой зоны брусита. Долериты этой генерации экранируют сидеритовое оруденение и местами подвергаются сидеритизации. В то же время редкие дайки молодой генерации базитов пересекают как ранние долериты, так и сидериты, образуя в последних контактовую зону тонковкрапленного магнетита [Крупенин, 1999].

Для Бакальского рудного поля значение $\epsilon Nd(1000)$ в сидеритах центральных частей рудных пачек варьирует от -13.4 до -17.6 , а в сидеритах периферийных зон – от -10.5 до -12.6 . Величина $\epsilon Nd(T)$ в большинстве доломитов и известняке существенно выше ($-6.8 \dots -10.9$) (рис. 18). Для вмещающих глинистых сланцев бакальской свиты $\epsilon Nd(1430) = -8$ [Маслов и др., 2003], а $\epsilon Nd(1000) = -13.6$, что весьма близко к $\epsilon Nd(1000)$ сидеритов. Вероятно, изотопный состав неодима железозносных флюидов для образования Бакальских сидеритов сформировался в результате интенсивного взаимодействия захороненных рассолов с глинистыми породами рифейского осадочного бассейна.

На графике ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_{ini} – $\epsilon Nd(T)$ положение сидеритов значительно отличается от позиции габбро-гранитных интрузий машакского этапа района Бакальских месторождений (см. рис. 18), что указывает на отсутствие связи сидеритообразующих флюидов с постмагматическими растворами. Даже по сравнению с вмещающими морскими известняками ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_{ini} от 0.7046 до 0.7048 и $\epsilon Nd(T)$ от -12.3 до -10.7 сидериты существенно обогащены коровыми Sr и Nd. В то же время сидериты располагаются в поле глинистых сланцев бакальской свиты (значения $\epsilon Nd(T)$ пересчитаны на 1000 млн лет), что согласуется с геохимической моделью формирования железорудного флюида в результате взаимодействия катагенетических растворов с алевроито-глинистыми породами в рифейском осадочном бассейне [Анфимов, 1997; Кузнецов и др., 2005; Крупенин, 2017].

Показательно для эволюции состава флюидов распределение стабильных изотопов углерода, кислорода и водорода во вмещающих нижнерифейских мор-

Рис. 18. Сравнение $\epsilon Nd(T)$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ _{ini} в карбонатных породах Бакальского рудного поля с рифейскими осадочными известняками, глинистыми сланцами и магматитами машакского плюма [Крупенин и др., 2021]. 1 – известняк, 2 – доломиты, 3 – сидериты, 4 – сидериты центральной части рудного тела в Восточно-Буландихинском карьере, 5 – осадочные известняки нижнего рифея, саткинская свита Южного Урала [Крупенин и др., 2016], 6 – глинистые сланцы бакальской свиты [Горохов и др., 1982; Маслов и др., 2003], 7 – габбро Бердяшского массива [Ларин, 2011], 8 – габбро Кусинско-Копанской интрузии [Холоднов и др., 2010], 9 – граниты-рапакиви Бердяшского массива [Ларин, 2011], 10 – жильные сидериты в гранитах Атласских гор [Castorina, Masi, 2008].



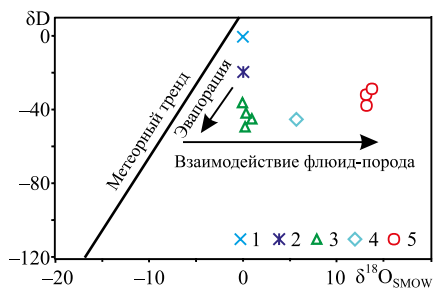
ских карбонатах и метасоматических магнезитах, и сидеритах. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ магнезитов Сатки слабо варьируют от -0.2 до -0.9‰ и лежат в диапазоне вмещающих доломитов (от -0.1 до -0.9‰), указывая на морскую среду осадконакопления вмещающих карбонатов и морской источник минерализующих флюидов, и отсутствие влияния глубинных коровых или мантийных источников углерода. В сидеритах Бакала, по сравнению с доломитами, значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ понижены (до -3.7‰ , средние величины соответственно -2.6 и -0.2‰), что отражает участие аутигенной углекислоты, образованной за счет окисления ОВ при длительном катагенетическом взаимодействии флюидов и глинистых пород.

Различие изотопных значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ между магнезитами (от 13.2 до 16.7 , в среднем: 14.7‰) и вмещающими доломитами (от 21.7 до 26.5 , в среднем: 24.2‰) Саткинского рудного поля вызвано изотопным неравновесием между двумя фазами. Оно объясняется разным временем и механизмом образования (раннедиагенетические доломиты и эпигенетические гидротермально-метасоматические магнезиты). Расчет изотопного состава флюида по кислороду для метасоматического магнезита составляет $+1\text{‰}$ [Prochaska, Krupenin, 2013], что указывает на сходство с первичным морским составом флюида. Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ сидеритов Бакала и вмещающих доломитов составляют 21.0 – 21.5‰ . Для оценки состава рудного флюида был использован расчет фракционирования изотопов кислорода между сидеритом и водой с помощью модифицированного метода приращения [Richter, Hoernes 1988]. При расчетной температуре формирования сидерита $\sim 250^\circ\text{C}$ флюид в равновесии с сидеритом должен иметь состав $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от 13‰ , что находится в диапазоне значения для катагенетических/метаморфических флюидов (5 – 25‰ [Taylor, 1974]) и отражает уравнивание с вмещающими алюмосиликатными породами.

Соотношение D/H является относительно стабильным и надежным индикатором источника флюида. Как и бром, δD может служить трассером эвапоритовых рассолов [Knauth, Roberts, 1991]. Соотношения изотопов водорода не сильно различаются для разных типов пород: значения δD изученных магнезитов, сидеритов и вмещающих доломитов лежат в диапазоне от -30 до -70‰ . С учетом вековых колебаний состава морской воды и ростом в ней значения δD со временем [Knauth, Roberts, 1991], полученные цифры вполне могут отражать состав эвапоритовой морской воды в протерозое, и нет доказательств наличия метеорной воды как компонента исходного рассола. Повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ для сидеритообразующих флюидов могут отражать модификацию их состава при взаимодействии с силикатными породами. Анализ поведения изотопов C, O, H в карбонатах из месторождений Сатка и Бакал позволяет проследить эволюцию состава рудоносных флюидов – от морской воды к рассолам, образующим магнезит, и, наконец, к высокозрелым гидротермальным флюидам, продуцирующим сидерит (рис. 19).

Структурный фактор – локализация рудогенеза в зонах разломов и литологических ловушек. Анализ структур рудных полей Mg-Fe-метасоматитов свидетельствует о проникновении рудных растворов снизу в карбонатные толщи по крутопадающим разломам при этажном размещении рудных тел или латерально в карбонатных горизонтах, благоприятных для метасоматоза (Исмакаевское магнезитовое и Бакальское сидеритовое месторождения). Для Бакала важнейшее рудораспределяющее значение имела экранирующая поверхность стратиграфического несогласия с надрудной толщей кварцитовидных песчаников зигальгинской свиты. Рудные флюиды распространялись латерально в карбонатных пачках по слоевым поверхностям и относительно проницаемым строматолитовым биогермам. Это продвижение флюидов экранировали

Рис. 19. $\delta D_{SMOW}/\delta^{18}O_{SMOW}$ схема эволюции рудоносных флюидов в нижнерифейских толщах Южного Урала. Значения магнетитообразующих флюидов из эвапоритовой морской воды эволюционируют в сторону метаморфических флюидов, обогащенных $\delta^{18}O$ в сидеритообразующей системе [Prochaska, Krupenin, 2013]. 1, 2 – морская вода: 1 – современная, 2 – протерозойская; 3–5 рудоносные флюиды: 3 – для магнетитов Сатки, 4 – для магнетитов Бакала, 5 – для сидеритов Бакала.



зоны мраморизации около крупных дорудных долеритовых даек. В Саткинской группе месторождений латеральному движению рассолов и формированию полосы залежей магнетитов длиной до 12 км в нижней части карагайской пачки саткинской свиты способствовало наличие горизонта проницаемых коллапс-брекчий в эвапоритовых доломитах.

Геодинамический фактор. Этапы рифтогенной активности, обусловленные длительным действием машакского плюма [Puchkov et al., 2021], вызвали разуплотнение земной коры и периодическую миграцию флюидов из нагретых глубоких горизонтов осадочного бассейна. Всего выделяется три рудоносных этапа. 1) Машакский, 1380 млн лет – образование магнетитовых залежей в Саткинском и Бакальском рудных полях. 2) Позднеавзянский, ~1250 млн лет – комплекс барит-полиметаллических SEDEX месторождений и проявлений, Суранское флюоритовое месторождение и ряд проявлений, Исмакеевское МКМ, ряд магнетитовых месторождений в авзянской свите (Семибратская и Белорецкая группы). 3) Предильмердакский, 1000 млн лет – Бакальская группа сидеритовых месторождений, возможно, анкеритовые и гематитовые залежи в авзянской свите.

Вероятно, этапность обусловлена дивергентными и трансформными процессами, связанными со изменениями строения докембрийских композитных континентов. Машакский рифтогенез на востоке Балтики совпал с началом распада суперконтинента Колумбия/Нуна, что проявилось в образовании рифтов и сопряженных роев даек в ряде кратонов на рубеже 1380 млн лет [Ernst, 2014]. Породы с близкими датировками, геохимическими и изотопными параметрами имеются и в других частях планеты – Гренландии, Китае, Африке, Южной Америке. Ореол действия плюма охватывал существенную часть ядра суперконтинента – Лаврентия-Балтика-Сибирь [Evans, Mitchell, 2011; Ernst, 2014; Puchkov et al., 2021]. Магматизм этого этапа оказал определенное влияние и на миграцию рассольных флюидов в магнетитовых рудных полях Сатки и Бакала [Овчинникова и др., 2014, 2018].

После относительно тектонически спокойного интервала процессы термальной активизации усилились в период 1240–1000 млн лет («распад и вращение Балтики по [Piper, 2000]») в связи с Гренвилльской орогенцией и формированием Родинии [Хаин, 2001]. На фоне коллизионных этапов Шавиниган (1190 млн лет), Оттава (1090 млн лет) и Риголетто (1000–980 млн лет) предполагаются импульсы растяжения в интервале 1200–1000 млн лет [Rivers, 1997, 2008; Семихатов и др., 2002; Li et al., 2008; Shumlyansky et al., 2023; и др.], которые могли влиять и на флюидную активность в восточных частях Балтики. В БМА процессы растяжения и миграции рудоносных рассолов, вероятно, не сопровождалась полным нарушением сплошности земной коры, в отличие

от этапа машакского рифтинга. Это подтверждается как отсутствием заметных магматических событий, так и «коровыми» Rb-Sr и Sm-Nd параметрами синхронных гидротермально-метасоматических образований (Mg-Fe карбонаты, флюориты [Кузнецов и др., 2005; Крупенин и др., 2012, 2016, 2017, 2021]). Последовательность этапов рифтогенеза и термально-рассольной активизации Приуральской надрифтовой впадины на уровнях ~1400, 1250 и 1000 млн лет назад отражает геодинамическую эволюцию континента Балтика.

Комплекс геологических и изотопно-геохимических данных показывает, что месторождения приурочены к этапам термально-рассольной активизации в надрифтовой впадине на пассивной окраине Балтики в позднем протерозое и не связаны с палеозойской линейной складчатостью. Уникальное сохранение повторяющихся в течение раннего и среднего рифея обстановок надрифтовой впадины с эпизодами эвапоритовой седиментации и периодические этапы активизации, обеспечили трехкратное повторение благоприятных условий для формирования Mg-, затем Fe-Mg-карбонатных метасоматитов (рис. 20).

Перечисленные факторы определяют критерии поиска месторождений подобного типа в надрифтовых осадочных бассейнах. Сравнительный анализ показывает, что Mg-Fe карбонатные метасоматические залежи в различных провинциях мира приурочены именно к отложениям надрифтовых впадин. Подобным условиям соответствуют магнетитовые месторождения в палеопротерозойских толщах Карелии, Восточного Саяна, провинции Ляонин (Китай), мезопротерозойских – Енисейского кряжа, Австралии (Рам-Джангл),

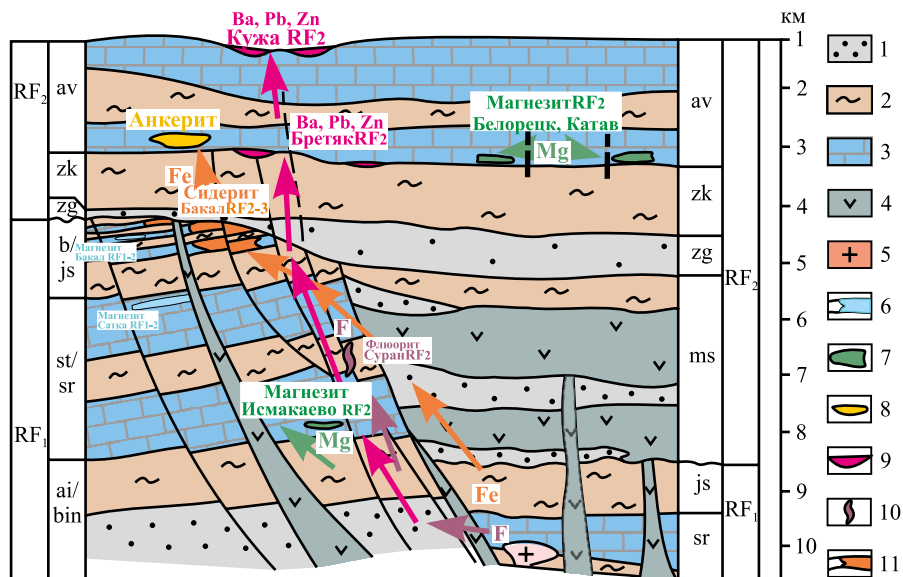


Рис. 20. Модель термально-рассольного рудообразования в Приуральской надрифтовой впадине на предклизмердакском этапе. 1 – конгломераты и песчаники; 2 – глинистые сланцы и алевролиты; 3 – карбонаты; 4 – долериты; 5 – гранитоиды; 6 – магнезиты машакского времени (I подтип, 1380 млн лет); 7 – магнезиты позднеавзянского этапа (II подтип, 1250 млн лет); 8 – анкериты; 9 – барит и полиметаллы; 10 – флюориты; 11 – сидериты (~970 млн лет).

магнетитовые и сидеритовые месторождения в палеозойском поясе Центральной Европы (Испании, Италии, Австрии и Словакии). Для всех этих объектов предлагается принципиально сходная модель образования метасоматических карбонатных залежей на дивергентной стадии развития осадочных бассейнов с участием захороненных эвапоритовых рассолов.

Доказательства четвертого защищаемого положения подробно описаны в 4 и 5 главах диссертации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное геолого-литологическое, минералогическое и изотопно-геохимическое изучение типовых магнетитовых месторождений Южно-Уральской провинции и сидеритов позволило создать картину эволюции Приуральской надрифтовой впадины, выявить источники флюида для рудного процесса, установить время прохождения Fe-Mg метасоматоза, а также некоторые его параметры.

Проведена геолого-геохимическая типизация магнетитовых месторождений Южно-Уральской магнетитовой провинции, выделены пластообразные залежи крупнокристаллических (стрельчатых) высококачественных магнетитов саткинского подтипа в доломитах нижнего рифея и сложно построенные линзовидные залежи среднекристаллических (гранобластовых) Fe-магнетитов исмакаевско-семибратского подтипа в известняках нижнего и среднего рифея.

Впервые с помощью ионной хроматографии и микротермометрии показано, что источником гидротермальных растворов для образования месторождений магнетита и сидерита явились захороненные эвапоритовые рассолы. Впервые подробно описаны литолого-геохимические признаки горизонтов с лагуно-эвапоритовой седиментацией в типовом разрезе рифея. Рассолы являлись источником магния для образования магнетита. Рассольные флюиды обогащались железом в результате длительного катагенетического взаимодействия рассол – глинистые породы.

Существенно коровая природа рудоносных растворов показана с помощью изотопно-геохимических данных для пород и руд типовых магнетитовых месторождений и сидеритового Бакальского.

Установлено, что длительность захоронения рассолов в нижнерифейских породах осадочного бассейна до момента их метаморфизма составляет для магнетитовых месторождений саткинского подтипа 70–170 млн лет, для Fe-магнетитов Исмакаевского – до 300 млн лет, а для сидеритов Бакала – более 400 млн лет.

Физико-химическое моделирование показало, что метасоматическое формирование типовых МКМ (Саткинская группа, Исмакаевское) произошло в результате разных вариантов нагрева потока рассольного высокомагнетитового флюида с низким редокс-потенциалом во вмещающих карбонатных толщах на этапах тектоно-термальной активности. Образование крупнейшего скопления сидеритов в Бакальском рудном поле явилось результатом метасоматоза вмещающих известняков при подъеме гидротермального флюида (200–250°C) из глубокопогруженной части Машакского грабена на этапе активизации в конце среднего рифея.

Палеозойская структура БМА была сформирована на основе позднедокембрийской долгоживущей Приуральской надрифтовой впадины, в которой дважды в течение более полумиллиарда лет кратковременный подъем и рифтогенно-термальная активизация сменялись длительными периодами по-

гружения. Это определяло инверсию флюидного потока и температурного режима, создание различных физико-химических барьеров для формирования рудных залежей.

Изотопными методами выделены три новых крупных этапа рифтогенной тектоно-термальной и рудной активности в регионе: машакский (~1400 млн лет), авзянский (~1250 млн лет) и предзильмердакский (~1000 млн лет). Они определили минерагенический облик типовой последовательности рифея, включающий формирование месторождений магнезиально-железистых карбонатов, барита и полиметаллов, флюорита. Последующие тектоно-термальные события привели к незначительной ремобилизации указанных месторождений.

Обзор минералого-геохимических параметров МКМ для ряда провинций мира подтвердил их образование при участии рассольного флюида. Разработанные модели формирования термально-рассольного генезиса магнезитового и сидеритового оруденения в карбонатных толщах расширяют фундаментальные представления о роли захороненных рассолов как источнике магния и железа и вводят ограничения параметров среды для процессов метасоматического образования карбонатных Mg-Fe минералов в надрифтовых осадочных бассейнах.

Прикладное значение исследований определяется тем, что МКМ являются основным источником сырья для получения периклаза – базового огнеупорного материала, применяемого при выпуске огнеупорных изделий для металлургии. Выводы о закономерностях размещения залежей магнезита и сидерита могут быть использованы для прогноза и поисков новых месторождений.

СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Монография, главы в монографиях

1. **Крупенин М.Т.** Условия образования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 256 с.
2. Маслов А.В., Гареев Э.З., **Крупенин М.Т.**, Демчук И.Г., Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 с.
3. **Крупенин М.Т.**, Иванов К.С., Маслов А.В. Особенности формирования тектонической структуры Башкирского мегантиклинория. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 179-183.
4. Маслов А.В., **Крупенин М.Т.**, Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО АН, 2001. Т. 1. 351 с. Т. 2. 134 с. Т. 3. 130 с. Т. 4. 103 с.

Патент

1. Способ определения солености флюидных включений: Рос. Федерация: Панкрушина Е.А., Вотяков С.Л., **Крупенин М.Т.**; заявитель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук. № 2021132934; заявл. 12.11.2021; патент № 2777264, 27.07.2022.

Основные статьи в журналах, рекомендованных ВАК (всего – 40, Web of Science – 28, Scopus – 36)

1. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., **Крупенин М.Т.** Закономерности распределения железа в породах рифейской сидеритовой формации Бакала на Южном Урале // *Литология и полезные ископаемые*. 1984. № 1. С. 136-143.
2. Maslov A., Ivanov K., Ivanov S., Erdtmann B.-D., **Krupenin M.** The main tectonic events, depositional history, and the palaeogeography of the southern Urals during the Riphean-early Palaeozoic // *Tectonophysics*. 1997. No. 276. P. 313-335.

3. Ellmies R., Voightlauder G., Germann K., **Krupenin M.**, Moeller P. Origin of giant strat-
abound deposits of magnesite and siderite in Riphean carbonate rocks of the Bashkir mega-
anticline, western Urals // *Geologische Rundschau*. 1999. V. 87. P. 589-602.
4. **Крупенин М.Т.**, Мёллер П., Дульский П. Редкоземельные и малые элементы во флюоритах
и вмещающих доломитах суранской свиты (нижний рифей, Южный Урал) // *Геохимия*.
1999. № 11. С. 1165-1177.
5. Маслов А.В., **Крупенин М.Т.**, Гареев Э.З. Индикаторы палеоклимата: сопоставление
возможностей на примере осадочных последовательностей рифея западного склона Южного
Урала // *Литология и полез. ископаемые*. 2003. Т. 38. № 5. С. 427-446.
6. Демчук И.Г., **Крупенин М.Т.**, Сазонов В.Н. Механизм полистадийного образования сидерита
в Бакальском рудном поле (Южный Урал) // *Зап. ВМО*. 2003. № 5. С. 86-93.
7. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Каурова О.К., **Крупенин М.Т.**, Маслов
А.В. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст известняков бакальской свиты (типовой
разрез нижнего рифея, Южный Урал) // *Докл. АН*. 2003. Т. 391А. № 6. С. 819-822.
8. **Крупенин М.Т.** Минерагеническое и геодинамическое значение среднерифейского времени
на западном склоне Южного Урала // *Докл. АН*. 2004. Т. 399. № 4. С. 503-505.
9. **Krupenin M.T.** Comparison of Lower and Middle Riphean sparry magnesite deposits of the
South Urals province // *Boletim Paranaense de Geociencias*. 2002. V. 50. Curitiba. Brasil.
P. 43-50.
10. Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., **Крупенин М.Т.**, Гареев Э.З., Лепихина О.П. Источники сноса
рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного
Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных // *Докл. АН*. 2003.
Т. 389. № 2. С. 219-222.
11. **Krupenin M.T.** Y/Ho ratio as genetic indicator of sparry magnesites (South Urals, Russia) // *Acta Petrologica Sinica*. 2004. V. 20. No. 4. P. 803-816.
12. **Крупенин М.Т.**, Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических
магnezитах саткинского типа // *Докл. АН*. 2005. Т. 403. № 5. С. 661-663.
13. Кузнецов А.Б., **Крупенин М.Т.**, Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Маслов А.В., Каурова
О.К., Эльмис Р. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых
руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb-
Pb возраст // *Литология и полез. ископаемые*. 2005. № 3. С. 227-249.
14. **Крупенин М.Т.** Геолого-геохимические типы и систематика РЗЭ месторождений Южно-
Уральской магnezитовой провинции // *Докл. АН*. 2005. Т. 405. № 5. С. 243-246.
15. Кузнецов А.Б., **Крупенин М.Т.**, Горохов И.М., Маслов А.В., Константинова Г.В., Кутявин
Э.П. Изотопный состав Sr в нижнерифейских карбонатных породах магnezитсодержащей
саткинской свиты, Южный Урал // *Докл. АН*. 2007. Т. 414. № 2. С. 233-238.
16. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., **Крупенин
М.Т.**, Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Sr изотопная характеристика
и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия
Южного Урала // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2008. Т. 16. № 2. С. 16-34.
17. **Крупенин М.Т.**, Котляров В.А., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. Стадийность магnezияльного
метасоматоза в различных типах магnezитовых месторождений Южно-Уральской
провинции (по данным микроанализа) // *Литосфера*. 2008. № 3. С. 98-120.
18. **Крупенин М.Т.**, Кузнецов А.Б. Sr-изотопная характеристика магnezитов и вмещающих
карбонатных пород, нижний рифей, Южно-Уральская провинция // *Литосфера*. 2009.
№ 5. С. 56-71.
19. **Крупенин М.Т.**, Прохаска В., Маслов А.В. Cl-Br-Na-систематика флюидных включений
в магnezитах Южно-Уральской провинции // *Докл. АН*. 2009. Т. 426. № 3. С. 351-354.
20. **Крупенин М.Т.**, Кузнецов А.Б., Крылов Д.П., Маслов А.В. Стабильные изотопы кислорода
и углерода как индикаторы магnezияльного метасоматоза в отложениях нижнего рифея
Южного Урала // *Докл. АН*. 2011. Т. 439. № 5. С. 660-664.
21. **Крупенин М.Т.**, Прохаска В., Ронкин Ю.Л. Стадийность образования флюоритов месторождения
Суран (Башкирский мегантиклинорий) по данным изучения лантаноидов, флюидных включений
и Sr-Nd систематики // *Литосфера*. 2012. № 5. С. 126-144.
22. **Крупенин М.Т.**, Гараева А.А., Клюкин Ю.И., Балтыбаев Ш.К., Кузнецов А.Б. Флюидный
режим магnezитового метасоматоза на Саткинских месторождениях Южно-Уральской
провинции (термодатирование флюидных включений) // *Литосфера*. 2013. № 2. С. 120-134.

23. Prochaska W., **Крупенин М.**, Evidence of Inclusion Fluid Chemistry for the Formation of Magnesite and Siderite Deposits in the Southern Urals // *Mineral. Petrol.* 2013. V. 107. No. 1. P. 53-65.
24. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., **Крупенин М.Т.**, Горохов И.М., Каурова О.К., Маслов А.В., Гороховский Б.М. U-Pb-систематика протерозойских магнезитов Саткинского месторождения Южного Урала: источник флюида и возраст // *Докл. АН.* 2014. Т. 456. № 2. С. 219-222.
25. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Ножкин А.Д., Сокур Т.М., Малиновский А.И., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Гареев Э.З., Дмитриева Н.В., **Крупенин М.Т.**, Летникова Е.Ф. Синорогенные глинистые породы: особенности валового химического состава и палеотектоника // *Геохимия.* 2015. № 6. С. 512-538.
26. **Крупенин М.Т.**, Гараева А.А. Источники флюидов для метасоматических магнезитов Исмакаевского месторождения Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений) // *Литосфера.* 2015. № 2. С. 133-139.
27. **Крупенин М.Т.**, Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. Сравнительная Sr-Nd систематика и распределение РЗЭ в типовых магнезитовых месторождениях нижнего рифея Южно-Уральской провинции // *Литосфера.* 2016. № 5. С. 58-80.
28. **Крупенин М.Т.**, Кольцов А.Б. Геологическое строение, состав и физико-химическая модель образования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала // *Геология руд. месторождений.* 2017. Т. 59. № 1. С. 17-40.
29. **Крупенин М.Т.** Температурные ограничения метасоматоза Бакальских сидеритовых месторождений по геохимическим данным // *Вестн. Пермского ун-та. Геология.* 2017. Т. 16. № 2. С. 167-178.
30. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., **Крупенин М.Т.**, Васильева И.М., Каурова О.К. Pb-Pb возраст рифейских магнезитов Бакальского рудного поля // *Докл. АН.* 2018. Т. 481. № 5. С. 529-533.
31. **Крупенин М.Т.**, Мичурин С.В. Индикаторные изотопно-геохимические характеристики сульфидов из Саткинского магнезитового месторождения (Южно-Уральская провинция) // *Докл. АН.* 2018. Т. 478. № 3. С. 328-331.
32. **Крупенин М.Т.** Коллапс-брекчии как признак бывшего присутствия эвапоритов (саткинская свита нижнего рифея, Южный Урал) // *Вестн. Пермского ун-та. Геология.* 2018. Т. 16. № 2. С. 167-178.
33. **Крупенин М.Т.**, Мичурин С.В., Шарипова А.А., Гараева А.А., Замятин Д.А., Гуляева Т.Я. Условия формирования Fe-Mg метасоматических карбонатов в нижнерифейских терригенно-карбонатных отложениях Южного Урала // *Литология и полез. ископаемые.* 2019. № 3. С. 262-277.
34. **Крупенин М.Т.**, Кузнецов А.Б., Червяковская М.В., Гуляева Т.Я., Константинова Г.В. Источник рудных флюидов и Sm-Nd возраст сидеритов крупнейшего Бакальского месторождения, Южный Урал // *Геология руд. месторождений.* 2021. Т. 63. № 4. С. 334-363.