

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА
А. Н. ЗАВАРИЦКОГО УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Крупенин Михаил Тихонович

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

Том I (текст)

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

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант
доктор геолого-минералогических наук профессор
Парначев Валерий Петрович

Екатеринбург – 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

Том I. Текст	Стр
ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ПРИУРАЛЬСКОЙ НАДРИФТОВОЙ ВПАДИНЫ	19
1.1. Стратиграфия верхнего докембрия Приуральской перикратной впадины	19
1.2. Тектоника	29
1.3. Магматизм	33
1.4. Эволюция Приуральской надрифтовой впадины в рифее	37
1.5. Стадиальный анализ отложений (рифей-палеозой)	49
1.6. Минерагения	55
ГЛАВА 2. ПРИЗНАКИ ЭВАПОРИТОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПРИУРАЛЬСКОМ НАДРИФТОВОМ БАССЕЙНЕ	64
2.1. Проблема существования докембрийских эвапоритов	64
2.2. Обзор предшествующих представлений об аридном климате типового разреза рифея	68
2.3. Признаки эвапоритовой седиментации (литологические, минералогические, геохимические) для конкретных стратиграфических интервалов (саткинская, бакальская, авзянская свиты)	73
2.4. Условия осадконакопления, связанные с формированием сульфатов в доломитах некоторых горизонтов рифея (саткинская, бакальская и авзянская свиты)	109
2.5. Некоторые примеры современных и ископаемых карбонатно-эвапоритовых отложений	123
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТИПОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРБОНАТНЫХ РУД В БАШКИРСКОМ МЕГАНТИКЛИНОРИИ	132
3.1. Месторождения кристаллического магнезита Южно-Уральской провинции	132
3.2. Метасоматический сидерит, анкерит и брейнерит	235
ГЛАВА 4. МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Mg-Fe МЕТАСОМАТИТОВ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИИ И ИХ МЕСТО СРЕДИ МОДЕЛЕЙ СООТВЕТСТВУЮЩИХ ОБЪЕКТОВ ИЗ ДРУГИХ РЕГИОНОВ МИРА	265

4.1. Модели формирования месторождений кристаллического магнезита	265
4.2. Модели формирования сидеритовых месторождений Бакала	404
ГЛАВА 5. ГЕОЛОГО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ВЕРХНЕМ ДОКЕМБРИИ И ФАКТОРЫ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ Mg-Fe КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ	446
5.1. Геодинамические этапы развития Приуральской надрифтовой впадины	446
5.2. Факторы рудообразования	451
Заключение	465
Список принятых сокращений	468
Список литературы	469
Том II. Приложения.	
Список таблиц	2
Таблицы к главе 1	8
Таблицы к главе 2	8
Таблицы к главе 3	11
Таблицы к главе 4	63

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Месторождения кристаллического магнезита (МКМ) являются основным промышленно-генетическим типом магнезитового сырья для получения периклаза – основы огнеупорной и металлургической отрасли для большинства регионов мира. Во многих провинциях мира МКМ встречаются совместно с сидеритом (железная руда), что предполагает их генетическую связь. В то же время до сих пор существуют разные гипотезы образования магнезита и сидерита в карбонатных толщах, от осадочной до постмагматической. К неметаморфизованным отложениям типового разреза рифея на западном склоне Южного Урала в Башкирском мегантиклинории (БМА) приурочены Южно-Уральская провинция месторождений кристаллического магнезита и крупнейшие месторождения сидерита, а также широкое разнообразие Mg-Fe карбонатных пород. Огромные запасы карбонатных руд, хорошая доступность, подробная изученность условий залегания дает удобную возможность для разработки генетических моделей.

Степень разработанности темы. Рифейские отложения на Волго-Уральской окраине палеоконтинента Балтика общей мощностью более 15 км накапливались в течение около 1 млрд лет (1750-600 млн лет) в Приуральской перикратонной впадине [Пучков, 2010]. В настоящее время Балтика рассматривается как «докембрийский цоколь Восточно-Европейской платформы» [Кузнецов, Романюк, 2021, с. 3]), а отложения рифея приурочены к БМА, входящему в герцинскую структуру Уральского орогена. Дискуссия о проблемах происхождения МКМ и сидерита в карбонатных толщах как для уральского рифея, так и других регионов мира, определяемая различиями возможных источников рудного вещества и механизмов рудоотложения, длится более века [Redlich, 1909] и др.

Седиментационное образование магнезита проблематично, поскольку, согласно экспериментальным данным, осаждение магнезита затруднено из-за кинетического ингибирования сольватированными ионами Mg [Scheller et al., 2021]. На примере МКМ в рифейских карбонатах Австралии [Aharon, 1988] и палеозоя Западной Европы [Moeller, 1989] была даже поставлена «проблема магнезита». Её суть в том, что сложно объяснить появление тел именно кристаллического магнезита (а не доломита, или сидерита) в древних карбонатных толщах и их отсутствие в мезо-кайнозойских.

Осадочная гипотеза рассматривала в качестве источника Mg и Fe коры выветривания [Gomes de Llaraena, 1968; Velasco et al., 1987; Смолин, 1987, 1991, 1993; Schroll, 2002; Шевелёв и др., 2003] или эвапоритовые лагуны [Siegl W., 1984; Dong et al., 2016]. Гидротермально-метасоматическая гипотеза предлагала варианты: гидротермальный источник, связанный как с внедрением базитов [Заварицкий, 1920; Варлаков, 1967; Pohl, 1989], так и гранитов [Тимесков,

1983] (постмагматическая), масштабная дедоломитизация толщ при метаморфизме [Варлаков, 1960; Смолин, 1961; Bau, Moeller, 1992; Lugli et al., 2002; Kiliyas et al., 2006] (метаморфогенная); тонкорассеянный магнезит вмещающих доломитовых толщ, мобилизованный в катагенезе [Анфимов и др., 1983] (элизионно-катагенетическая). Каждая из гипотез была достаточно декларативна. В начале текущего века был предложен непротиворечивый источник магния и флюида – эвапоритовый рассол, захороненный в осадочных толщах. На основе данных прецизионной ионной хроматографии по флюидным включениям (ФВ) в магнезитах МКМ Австрии был впервые разработан механизм гидротермального рудообразования (**инфильтрационно-рассольная модель**) [Prochaska, 2000; Ebner et al., 2004 и др.], позже адаптированный для МКМ Словакии и месторождений сидеритов Центральной Европы [Prochaska, 2016]. Использование метода хроматографии в комплексе с изотопно-геохронологическими данными для Mg-Fe карбонатов в БМА позволило нам создать **термально-рассольную** модель формирования МКМ Южно-Уральской провинции и сидеритов [Крупенин и др., 2017; 2019; 2021]. В обоих вариантах рассольных моделей приведены доказательства гидротермально-метасоматической природы оруденения на основании изучения взаимоотношений рудных тел и вмещающих карбонатных пород.

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 в реакционноспособной форме. Таким образом, наличие эпизодов эвапоритовой седиментации в истории осадочного бассейна – обязательное условие для образования МКМ [Крупенин, Прохаска, 2005; Prochaska, Krupenin, 2013]. Несмотря на отсутствие залежей сульфатов и галогенидов в рифейских породах, бывшее присутствие эвапоритовых отложений в разрезах раннего и среднего рифея подтверждено рядом литологических и геохимических признаков. Захороненные рассолы при миграции через карбонатные породы могут отдавать магний (обменивать на кальций), что, в конечном счете, 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 численное моделирование процессов метасоматоза в карбонатных толщах показало, что при определенных параметрах среды (нагрев рассола в восстановительных условиях) создаются предпосылки для масштабного образования МКМ в карбонатных толщах [Крупенин, Кольцов, 2017].

Рассольная природа ФВ в магнезитах подтверждена не только данными ионной хроматографии [Крупенин, Прохаска, 2005; Крупенин и др., 2009; Prochaska, Krupenin, 2013], но также и микрокриометрией [Крупенин и др., 2013а; 2015, 2019]. Эволюция рассолов в

катагенезе приводит к обмену части магния на железо (из глинистых, и/или темноцветных минералов) и является предпосылкой для формирования метасоматических Mg-Fe карбонатов [Prochaska, Krupenin, 2013; Prochaska, 2016; Крупенин, Кольцов, 2017; Крупенин и др., 2019, 2021]. Конкретные механизмы и минеральные разновидности (анкерит, брейнерит, сидероплезит) определяются вариациями P-T-X условий миграции флюидов, которые установлены с помощью термобарогеохимии и микрозондирования. Таким образом, разработана современная модель последовательного формирования месторождений магнезитов и сидеритов в процессе катагенеза карбонатных толщ с участием рассолов. Выполненные в рамках диссертационной работы исследования явились качественным, по сравнению с представлениями конца XX века, скачком в понимании источников вещества, механизмов и времени формирования типовых МКМ и сидерита, позволили создать новые генетические модели, основанные на современных изотопно-геохимических и геохронологических данных.

Цель исследования – разработка теоретических основ формирования крупных стратиформных месторождений карбонатных Mg-Fe руд 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 магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции по комплексу геолого-минералогических и геохимических признаков; 2) определение возраста и изотопных параметров магнезитов на месторождениях: Саткинском, Бакальском, Исмакаевском, сидерита на Бакальском; 3) установление природы рудообразующего флюида (раствора для метасоматического процесса – коровый морской/метеорный, мантийный) и источника рудного вещества для типовых месторождений (Mg – для магнезитовых и Fe – для сидеритовых); 4) доказательства существования эпизодов эвапоритовой седиментации в рифейской истории осадочного бассейна; 5) физико-химическое моделирование процесса метасоматического образования магнезита и Mg-Fe карбонатных руд на примере типовых месторождений; 6) установление связи рудообразования с этапами геологического развития региона; 7) создание генетических моделей для типовых месторождений магнезита и сидерита; 8) сравнительный анализ по комплексу признаков месторождений Mg-Fe метасоматитов из различных провинций мира; 9) определение геологических критериев формирования и поисковых признаков карбонатных Mg-Fe руд.

Научная новизна.

Впервые выделены и детально описаны литолого-минералогические и геохимические признаки существования горизонтов с эвапоритовой седиментацией для терригенно-карбонатных отложений нижнего и среднего рифея Южного Урала, вмещающих МКМ.

Впервые с помощью ионной хроматографии и микротермометрии показано, что источником гидротермальных растворов для образования магнезитов и сидеритов явились захоронённые эвапоритовые рассолы; последние были источником магния для МКМ. Источником железа во флюидах явились глинистые породы, подверженные длительному катагенетическому взаимодействию с рассолами.

Проведена литолого-геохимическая типизация МКМ Южно-Уральской провинции и выделено 2 подтипа: 1) пластообразные залежи крупнокристаллических (стрельчатых) магнезитов саткинского подтипа в отложениях бурзяния и 2) линзовидные залежи среднекристаллических (гранобластовых) магнезитов исмакавско-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 МКМ 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, так и метасоматических залежей магнезита (соответственно 1380 ± 16 и 1366 ± 47 млн лет) и сидерита (1010 ± 100 млн лет) в них (совместно с ИГГД РАН, [Кузнецов и др., 2005; Овчинникова и др. 2014, 2018]). Возраст сидерита подтвержден и Sm-Nd методом – 970 ± 40 млн лет. Оценен возраст Fe-магнезитов Исмакаевского месторождения - около 1250 млн лет (Sm-Nd).

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

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. Уточнен механизм сидеритового метасоматоза при подъеме гидротермального флюида из глубокопогруженной части Машакского грабена на этапе активизации на границе среднего и позднего рифея. Установлены температурные ограничения сидеритового метасоматоза ($200-250^\circ\text{C}$) в Бакальском рудном поле.

БМА как структура был сформирован в палеозое [Пучков, 2000] на основе позднедокембрийской долгоживущей Приуральской надрифтовой впадины, в которой дважды в течение более полумиллиарда лет кратковременный подъем и рифтогенно-термальная

активизация сменялись длительными периодами погружения (синеклизного развития). Это определяло инверсию флюидного потока и температурного режима, создание различных физико-химических барьеров для формирования рудных залежей.

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. Последующие тектоно-термальные события в конце позднего рифея и венде привели к незначительной ремобилизации указанных месторождений. В палеозое отложения надрифтовой впадины были вовлечены в структуру уралид, что слабо отразилось на минерагении, т.к. рифейские осадочные толщи почти исчерпали ресурсы флюидогенерации, а магматические проявления располагались восточнее.

Теоретическая и практическая значимость работы.

Анализ причин и условий образования кристаллического магнезита и сидерита – путь к решению фундаментальной проблемы генезиса 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. Выявлена связь формирования магнезитового оруденения с плюм-связанным рифтогенным этапом. 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. Анализ данных о геологических условиях и минералого-геохимических признаках МКМ в различных провинциях мира показывает участие рассолов в составе рудоносных флюидов.

Прикладной аспект изучения генезиса эпигенетических карбонатов в осадочных толщах имеет значение для поиска доломитовых углеводородных коллекторов, зон метасоматической доломитизации полиметаллических месторождений, развития Mg-Fe карбонатов (нерудного сырья – кристаллических магнезитов, железных руд – сидероплезитов). Кроме того, качество магнезитов – важного сырья для современной электрометаллургии, для которой необходимы

большие объемы периклаза с низкими содержаниями железа, извести и кремнезема – напрямую зависит от условий образования пород.

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 эти месторождения являются в настоящее время главным промышленно-генетическим 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 (базовых понятий) и методических приемов, позволяющих расшифровать многофакторный процесс рудообразования для крупных объектов спорного генезиса в осадочных толщах. 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, для некоторых полиметаллических объектов БМА фиксируются признаки седиментационно-эксталяционной природы [Крупенин, Эльмис, 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 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 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 толщ, движение осадочных растворов, прогрев вмещающих пород. Наиболее подходящими породными бассейнами для локализации карбонатного Mg-Fe оруденения являются **надрифтовые** впадины.

Методика изучения содержала 2 этапа: полевых наблюдений и аналитических работ. Полевые исследования выполнялись на основе метода актуализма, с акцентом на геологические соотношения протолита и метасоматитов на МКМ Южно-Уральской провинции, а также месторождений сидеритов месторождений Бакальской группы и Ахтенского, в терригенно-карбонатных комплексах нижнего и среднего рифея, всего более 20 объектов. При обработке полевых материалов использован комплекс современных аналитических методов изучения, приоритетными при исследовании минерального состава вмещающих осадочных и метасоматических карбонатных пород являются литологическое и микроскопическое изучение, рентгенофазовый, термический количественный методы и рентгеноспектральный микроанализ, позволяющие установить чистоту от терригенной примеси, уровень метаморфизма осадочных пород и оценить состав протолита и метасоматических изменений. Для петро- и геохимической характеристики выбранных для дальнейшего изучения проб использованы дифрактометрический (более 500 анализов), рентгенофлюоресцентный силикатный (около 500 анализов в Техническом университете Берлина, ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, Екатеринбург) и ICP-MS анализ на 24 (GeoForschungZentrum, Потсдам, ФРГ) и 40 элементов (ИЗК СО РАН, Иркутск, ЦКП «Геоаналитик») в том числе РЗЭ для определения индикаторных

отношений лантаноидов (около 300 анализов). В результате сравнительного анализа геологических условий размещения рудных объектов, структурно-текстурных, минеральных и геохимических особенностей состава пород были выделены типовые объекты для детальных изотопно-геохимических исследований. Среди МКМ выделены 2 подтипа: саткинский и исмакаевско-семибратский, для которых приоритетно применялся комплекс современных аналитических методов, включающий рентгеноспектральный микрозондовый анализ, ионную хроматографию, термобарометрию, распределение стабильных и радиогенных изотопов для уточнения источника рудоносного флюида и возможности применения для геохронологии.

1) Для уточнения состава эвапоритовых протолитов, метасоматитов и применения анкерит-сидеритового термометра использованы методы электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа (Cameca Camecax-Microbeam, Технический университет, Берлин, ФРГ, JSM-6390LV, CAMECA SX 100, В.В. Хилер, Д.А. Замятин, Л.В. Леонова, ЦКП «Геоаналитик»), растрового электронного микроскопа (REM, (GeoForschngZentrum (GFZ), Потсдам, ФРГ, РЭММА-202М, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, В.А. Котляров, Миасс) и получено свыше 1000 данных количественного микроанализа.

2) Для прецизионного изучения состава ФВ в карбонатных минералах применили модифицированную методику водной вытяжки (crush-leach analysis, [Bottrell et al., 1988]). Методика основана на освобождении флюида микровключений в дистиллированную воду при истирании в пудру, фильтрации раствора, прецизионном измерении состава флюида, включая такие компоненты как F, Cl, Br, I, Na, K, Ca, Pb, Zn, Cu (ионный хроматограф Dionex System DX-3000 с микромембранным подавителем, Университет Леобена, Австрия), аналитик В. Прохаска [Nesbitt, Prochaska, 1998; Prochaska, 2000 и др.], получено более 100 анализов.

3) Термобарометрия изучена на двух этапах: пилотном и детальном. Пилотное изучение ФВ в магнезите и синрудном кварце было выполнено в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН, С-Петербург) на совмещенной термोकриокамере с Т от -180 до +1200° С оригинальной конструкции (аналитик Ш.К. Балтыбаев [Крупенин и др., 2008]. Расчет давления флюидной фазы производился с использованием PVT-свойств CO₂ [Шмулович, 1988; Kerkhof, Thiery, 2001]. Детальное исследование выполнено с совместным изучением для индивидуальных включений степени минерализации и температуры гомогенизации (Тгом) на термокриостолике Linkam THMSC-600, установленном на микроскопе Zeiss Axiolab с дальнфокусными объективами Olympus LMPLFLN50x, LMPLFLN100x в диапазоне температур от -196 до +600°С, аналитик А.А. Гараева (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). Качественный солевой состав ФВ в жидкой фазе оценивался в ходе нагрева образца по началу плавления льда (температура эвтектики Тэвт) [Борисенко, 1977]. Концентрация солей оценивалась по температуре плавления последней льдинки для солевой системы CaCl₂

[Гороновский и др., 1987]. Соленость рассчитана на CaCl_2 , поскольку температура плавления льда в большинстве случаев оказалась ниже эвтектической точки NaCl ($-21,2^\circ \text{C}$) [Крупенин и др., 2013а]. Всего получено более 200 определений минерализации и температуры ФВ.

Для подтверждения высокой солености ФВ применена рамановская (КР) спектроскопия, выполненная на установке Jobin Yvon Labram Raman с конфокальной оптикой и 514 нм аргонным лазером мощностью 100 мВт в лаборатории университета штата Вирджиния, (Блэксбург, США) [Крупенин и др., 2013а]. В ИГГ УрО РАН разработан способ, основанный на использовании метода эксцесса для оценки солености включений в кварце по данным рамановской спектроскопии (рамановский спектрометр LabRam HR Evolution, ИГГ УрО РАН, аналитик Е.А. Панкрушина [Pankrushina et al., 2020; патент № 2777264, 27.07.2022]).

4) Анализы стабильных изотопов углерода и кислорода пород и водорода из ФВ в карбонатных породах и кварце (около 20 проб) Саткинского и Бакальских месторождений проводились в лаборатории кафедры наук о Земле и атмосфере Университета Альберты в Эдмонтоне, Канада. Для выделения кислорода из анализируемых образцов использовалась модифицированная линия фтора [Taylor, Epstein, 1962]. Масс-спектрометрические анализы проводились с использованием тройного коллектора VG SIRA-9. Аналитическая воспроизводимость значений δ находится в диапазоне 0.1 ‰. Для контроля аналитических результатов использовались калиевые полевые шпаты, калиброванные по кварцу NBS-28. В качестве эталонного газа использовался очень чистый CO_2 , калиброванный по карбонатным и силикатным стандартам. Флюиды для анализа изотопов водорода ФВ в карбонатах извлекались методом термической декрепитации при температуре 550°C в течение 2 ч. Водород генерировался методом восстановления цинка. Определение $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в карбонатных породах из Саткинского и Исмакаевского МКМ (около 60 проб), проводилось на модернизированном масс-спектрометре МИ-1201В в ИГГД РАН, Санкт-Петербург, по стандартной методике [Гостенбергер, Херман, 1984]. Аналитическая погрешность измерений изотопного состава углерода не превышала 0.2‰ (1 σ), а кислорода 0.4‰ (1 σ).

Изучение изотопного состава серы (около 30 проб) выполнено на масс-спектрометре МИ-1201 в ИГ УФИЦ РАН (аналитик С.В. Мичурин, г. Уфа). Сера сульфидов, навеской 2.5-5 мг, окислялась до SO_2 в вакууме при 770°C кислородом CuO , баритов, навеской около 10 мг, – в присутствии V_2O_5 при 1050°C . В качестве эталонов использовали троилит Сихотэ-Алиньского метеорита, пирит МСА-1 и стандартный образец морского сульфата. Воспроизводимость параллельных определений по сульфидам составляла $\pm 0,3$ ‰, по баритам – $\pm 0,4$ ‰.

5) Распределение радиогенных изотопов Sr, U, Th, Pb в карбонатных протолитах (известняк, раннедиагенетический доломит) и метасоматитах использовано для уточнения источника рудоносного флюида и геохронологии. Rb-Sr изотопная систематика позволяет

разделить наименее измененные породы (протолиты) и метасоматиты. Основной объем этих исследований выполнен в ИГГД РАН под руководством д.г.-м.н. И.М. Горохова и чл.-корр. РАН А.Б. Кузнецова в лаборатории изотопной хемотратиграфии и геохронологии осадочных пород (более 100 определений). Там же изучена Sm-Nd систематика для типовых магнезитовых месторождений, аналитик Г.В. Константинова [Кузнецов, 2003 и др.].

Изучение Rb-Sr систематики известняков и доломитов выполнено с помощью методики селективного растворения, включавшей предварительную обработку образца раствором ацетата аммония (АА-фракция) и последующее растворение остатка в уксусной кислоте (УК-фракция). Изучение Rb-Sr систематики магнезитов и околорудных доломитов выполнялось в валовой карбонатной составляющей образца после его растворения в 2.5N HCl при $t=60^{\circ}\text{C}$ (методика в [Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 2005]). Выделение Rb и Sr осуществлялось хроматографическим способом на ионообменной колонке со смолой Dowex AG 50Wx8. Экстракция Sm и Nd проводилась на ионообменной смоле LN-C50-A из фракции, содержащей редкоземельные элементы. Концентрации Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора $^{87}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$, а концентрации Sm и Nd - при добавлении смешанного индикатора $^{150}\text{Nd}+^{149}\text{Sm}$. Изотопный анализ выделенных элементов выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Измерение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном карбонате стронция NIST SRM-987 в период работы дало значение 0.71028 ± 0.00001 ($2\sigma_{\text{средн}}$, $n=16$). Среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандартном образце jNd-1 в период работы составляло 0.512098 ± 0.000003 ($2\sigma_{\text{средн}}$, $n=9$). Величины ϵNd (T) рассчитывались на основании значений для CHUR: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$.

В этой же лаборатории выполнено изучение U-Th-Pb изотопной систематики карбонатных пород и фосфоритов (более 100 определений), аналитики Г.В. Овчинникова О.К. Каурова, И.М. Васильева [Овчинникова и др., 2014 и др.]. Образцы обрабатывали 1N HCl при 60°C до полного растворения карбонатного материала. Нерастворимый силикатный остаток разлагали в смеси HF и HNO₃. В карбонатной составляющей породы определяли содержания U, Pb и изотопный состав Pb, а в силикатной – только Pb, с использованием смешанного индикатора $^{235}\text{U}+^{208}\text{Pb}$, а изотопный состав Pb анализировали из отдельной аликвоты. Изотопный состав U, Pb определяли на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Полученные отношения Pb исправлены на коэффициент фракционирования, равный 0.13% на единицу массы. Уровень лабораторных загрязнений U, Pb не превышал соответственно 0.05 и 0.1 нг.

Изучение Sm-Nd систематики Бакальского месторождения выполнено в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (более 30 проб), аналитик М.В. Червяковская [Крупенин и др., 2021]. Селективное растворение карбонатной составляющей образца для изотопных

исследований проводили в 1 N HCl без нагревания [Кузнецов и др., 2005]. Изотопный состав Nd в образцах измеряли на масс-спектрометре Neptune Plus методом MC-ICP-MS. Изотопный состав Sr в сидеритах месторождения Иркусан измерялся на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 (ИГГД РАН, Санкт-Петербург), а в остальных образцах – на Triton Plus (ЦКП «Геоаналитик»). Неопределенность измерения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составила 0.4%, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0.01%, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – 0.5%, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0.002% (2 σ). Среднее значение в стандартном образце Merck (Nd₂O₃) в период работы составило 0.51172 ± 0.00003 (2 σ , n=3), для NIST SRM 987 – 0.71026 ± 0.00002 (2 σ , n=3) в ЦКП «Геоаналитик» и 0.71025 ± 0.00001 (2 σ , n=16) в ИГГД.

б) 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. Проведению моделирования на типовых МКМ (Саткинском и Исмакаевском) благоприятствуют 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]. Применялись термодинамические константы твердых фаз [Robie et al., 1978; Berman, 1988] и компонентов раствора [Shock et al., 1997; Sverjensky et al., 1997]. Использовались идеальные твердые растворы мусковита, хлорита и ряда магнезит–сидерит, а также неидеальный раствор доломит–ферродоломит с параметрами смешения [Мартынов, 1990].

В ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН выполнены рентгенофазовый полуколичественный анализ на дифрактометрах Дрон-2, XRD-7000 с программным обеспечением SiroQuant, рентгенофлуоресцентный силикатный анализ на многоканальном спектрометре СРМ-35, анализ редких и рассеянных элементов на массспектрометрах ICP-MS ELAN 9000 и NexiON 300S. Для уточнения состава термактивных минералов использован дифференциально-термический анализ на дериватографах NETZSH STA 4449F5, Diamond DTA/TG (около 300 проб). Исследования выполнялись в рамках госбюджетных тем в Институте геологии и геохимии УрО РАН, при выполнении договоров с геологическими (Бакальская ГРП, Западно-Башкирская ГРЭ, ООО НТПП Геопоиск) и горнорудными предприятиями (ОАО «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 ИГГД РАН, Санкт-Петербург. Часть исследований выполнялась совместно с иностранными коллегами в рамках программ EUROPROBE, Urseis в 1994-1997 гг., в том числе в 1995 в лабораториях GFZ,

Потсдам, ФРГ, в 1997-2000 гг. в лабораториях Технического университета, Берлин и GFZ, с 2002 г. в сотрудничестве с Горным Университетом Леобена, Австрия.

В процессе работы было использовано свыше 500 спектральных количественных, (Технический университет Берлина и GFZ, ФРГ, ИГГ УрО РАН), более 60 анализов гомогенизации и криометрии ФВ в флюоритах, кварце (Технический университет Берлина, ФРГ), свыше 10 определений Rb-Sr изотопной систематики терригенно-глинистых, гидротермально-метасоматических и изверженных пород и определений их возраста, более 10 определений Sm-Nd изотопной систематики и возраста флюоритов (GFZ, Потсдам, ФРГ).

Личный вклад автора заключался в постановке цели и задач диссертационной работы, разработке методологии изучения Mg-Fe карбонатных руд в осадочных толщах, 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 залежей выделено два подтипа – саткинский (1) и исмакаевско-семибратский (2). Месторождения (1) формировались при миграции в доломитовых толщах магнезиального рассольного флюида, нагретого до ~250° С, в ходе машакского рифтогенеза (1380 млн лет). Месторождения (2) образованы при внедрении в известняки Fe-Mg рассолов, сформированных в глинистых толщах и нагретых до ~220° С 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 250–270° С, в периферической – не выше 190–220°.

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 мезопротерозойской термально-рассольной активизации в Приуральской надрифтовой впадине в пределах палеоконтинента Балтика.

Степень достоверности и апробация результатов. Оценка достоверности результатов исследований определялась 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 параметров процесса минералообразования. Модель может быть применена для ряда магнезитовых провинций как России (Удере́йская), так и мира: Ляонин в СВ Китае, альпийский пояс Центральной Европы.

Основные положения работы докладывались на Всероссийских литологических совещаниях (2000, 2003, 2006, 2008, 2011, 2012, 2013, 2019, 2023), Пленуме МЛК (Москва, 2004), серии из 14 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», ИГЕМ РАН, 2009, международной конференции SGA-SEG (Краков, 2001), Международной конференции «Рудогенез» (Миасс, ИМин УрО РАН, 2008), совещаниях IGCP-443 «Магнезит, тальк» (Краков, Кошице, Леобен, 2001-2004), Международного проекта MinCoin (Леобен, 2013), Всероссийских петрографических конференциях (Томск, 2016, 2018, 2022) и др.

Публикации. По теме диссертации опубликовано около 60 научных работ, включая монографию, главы в 5 монографиях, патент на изобретение, около 40 статей в рецензируемых научных журналах по списку ВАК.

Соответствие диссертации специальностям, по которой она рекомендуется к защите.

Содержание диссертации соответствует пунктам 1, 3, 4, 15, 16 Паспорта специальности 1.6.10 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения». Пункт 1: «Условия образования месторождений твердых полезных ископаемых: геодинамические, геологические условия образования, эволюция процессов рудообразования в истории Земли, эпохи рудообразования, геохронология месторождений и длительность рудообразующих процессов; связь с магматизмом, метаморфизмом и осадконакоплением; рудообразующие системы и их генетические модели; структуры и текстуры руд, их происхождение и генетическое значение; этапы и стадии рудообразования; источники металлов, происхождение и состав минералообразующих флюидов, условия и формы переноса металлов флюидами; условия рудообразования по данным ФВ, минеральной и изотопной термометрии; механизмы и причины отложения руд, глубина образования месторождений; метасоматические околорудные изменения, их зональность, связь с рудообразованием, геологические и физико-химические условия образования, использование как поискового и прогнозного критерия; промышленные типы рудных месторождений». Пункт 3: «Металлогения и минерагения: общая, региональная и специальная, цели и задачи». Пункт 4: «Минералогия месторождений металлического и неметаллического сырья;». Пункт 13: «Изучение химического состава природного вещества в геологических и связанных с ними системах (земной коре) и процессах, исследование состояния, форм нахождения, закономерностей распространенности и поведения (распределения, концентрирования, фракционирования) химических элементов и их изотопов;». Пункт 15: «Экспериментальные физико-химические исследования, направленные на выявление законов образования минеральных фаз и распределения химических элементов и их изотопов между различными фазами и минералообразующей средой; физико-химическое и математическое моделирование природных процессов массопереноса и поведения химических элементов и их изотопов»

Благодарности. Я благодарен д.г.-м.н. Л.В. Анфимову, увлечшему исследованием все ещё слабо познанных процессов эволюции пород осадочных бассейнов и генезиса месторождений в типовом разрезе рифея на Южном Урале, 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, академикам 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), PhD Z. Nemeth (GFRC, Koshice, Slovakia). Отдельные аспекты научного исследования обсуждались с чл.-корр. РАН В.Н.

Пучковым и 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, Г.А. Мизенсом, В.В. Мурзиным, В.В. Наседкиным, Г.А. Петровым, В.М. Нечеухиным, Г.Б. Ферштатером, В.В. Холодным, 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 магнезитов 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, 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, Ю.А. Афонин, Т.Л. Выломова, Н.Н. Муравей, Н.Н. Ларионов, С.В. Мазур, В.М. Мосейчук, Р.А. Нафиков, В.И. Петров, Б.Б. Сокович, В.А. Филиппов, Л.А. Филиппова, Е.М. Хабаров, А.П. Хохлов, И.Д. Цибуленко, А.Э. Шалагинов. Выражаю общую благодарность сотрудникам ЦКП ИГГ УрО РАН за многолетнее сотрудничество на благо научного познания. Выполнению исследований способствовала постоянная чуткая поддержка моей супруги Г.Ю. Шардаковой, которой я признателен особенно.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из двух томов. I том – текст (введение, 5 глав и заключение общим объемом 467 страниц, в том числе 207 рисунков, список литературы из 643 наименований. II том – приложения (68 таблиц).

ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ПРИУРАЛЬСКОЙ НАДРИФТОВОЙ ВПАДИНЫ

1.1. Стратиграфия верхнего докембрия Приуральской надрифтовой впадины

Осадочные образования в БМА слагают три структурных этажа: архейско-нижнепротерозойский, рифейский и венд-палеозойский, разделённые стратиграфическими и угловыми несогласиями. Согласно структурному районированию, рифейские отложения западного склона Южного Урала принадлежат восточной части Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и относятся к Приуральской перикратонной впадине, обнаженной в складчатой структуре БМА [Пучков, 2010]. Рифейские отложения БМА прослеживаются на глубину по данным сейсмопрофилей и параметрических скважин в Волго-Уральской области, где они слагают систему авлакогенов, из которых наиболее близок к БМА по широте Камско-Бельский (рис. 1.1). Анализ геодинамической позиции, архитектуры, палеогеографии рифейских отложений БМА позволил нам рассматривать их в составе рифейской долгоживущей Приуральской надрифтовой впадины [Крупенин, 2020 и др.].

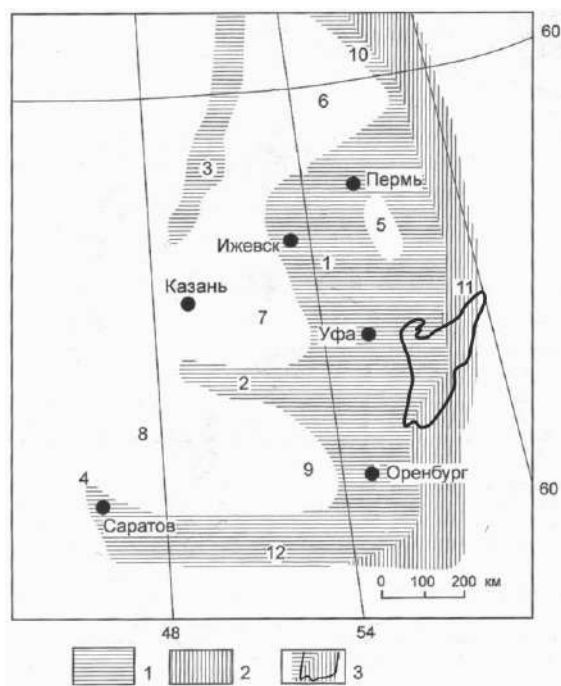


Рис. 1.1. Схема структурного районирования Волго-Уральской области (рифейский структурный этаж [Пучков, 2010]).

1 – области развития рифейских отложений; 2 – площади распространения рифейских отложений, подвергшихся складчатости и, частично, метаморфизму в венде; 3 – контур современных границ Башкирского мегантиклинория; авлакогены: 1 – Камско-Бельский; 2 – Серноводско-Абдулинский; 3 – Кажимский; 4 – Рязанско-Саратовский (Пачелмский); 5 – Красноуфимский выступ; 6-9 – своды: 6 – Прикамский; 7 – Татарский; 8 – Пугачёвский; 9 – Оренбургский; 10-12 – докембрийские перикратонные впадины: 10 – Притиманская; 11 – Приуральская; 12 – Прикаспийская.

1.1.1. Рифей и венд Башкирского мегантиклинория

Типовой разрез рифейской эонотемы, приуроченный к западной и центральной частям БМА, представляет крупное стратиграфическое подразделение верхней части протерозойской

акротемы продолжительностью около 1 млрд. лет (1650-600 млн лет [Стратиграфический кодекс России, 2006]. По последним данным нижняя граница рифея понижается до 1750 млн лет [Краснобаев и др., 2013]). В Международной стратиграфической шкале докембрия [<https://stratigraphy.org/chart>] рифейская эонотема сопоставляется с мезо- и частью неопротерозоя и даже опускается в палеопротерозой (**рис. 1.1a**).

На севере БМА рифейские отложения перекрывают гранитогнейсовые образования тараташского метаморфического комплекса, залегающие в ядре Тараташского антиклинория. Последний «является обломком раннедокембрийского фундамента», находящимся в аллохтонном залегании [Зоненшайн и др., 1990]. По возрасту метаморфиты относятся к архею и нижнему протерозою, как следует из изучения U-Pb возрастов цирконов, укладываемых в интервал 2915-1800 млн лет [Краснобаев, Чередниченко, 2005; Ронкин и др., 2007 и др.]. По данным Ал.В. Тевелева U-Pb возраст краевых зон в архейских цирконах из мигматитов составляет около 2050 млн лет, а время образование бластомилонитов, связанное с эксгумацией метаморфического комплекса, приходится на средний рифей [Тевелев и др., 2017]. Рифейские отложения несогласно перекрываются терригенными породами вендской системы (ашинская серия), завершающей верхний докембрий. Отложения рифея имеют мощность 15-17 км и объединяются в три крупные седиментационные серии (эратемы, стратоны) – бурзянскую, юрматинскую и каратаускую, [Стратотип рифея..., 1983 и др.]. Детальная характеристика этих серий приведена во многих публикациях [Иванов, 1946; Гарань, 1946; Олли, 1948, Стратиграфия СССР..., 1963; Гарань, 1969; Беккер, 1975; Романов, 1975; Геология и палеогеография..., 1977; Козлов, 1982; Стратотип рифея..., 1983; Нижний рифей..., 1989; Маслов, Крупенин, 1991; Маслов, 1997; Маслов и др., 1998, Крупенин, 1999; Маслов и др., 2001, 2002; Козлов, 2014 и др.]. Отложения венда в западной части БМА со стратиграфическим перерывом перекрыты палеозойскими терригенно-карбонатными образованиями.

Стратоны представляют собой трансгрессивные циклы осадконакопления общей мощностью каждый 3-5 км и отделяются друг от друга стратиграфическими перерывами. Базальные части циклов имеют грубообломочный состав; в основании бурзяния и юрматиния присутствуют вулканиты (базальты и трахибазальты, в юрматинии ещё и трахилипариты, образование которых связывают с процессами континентального рифтогенеза [Парначев, 1987; Маслов, 1994 и др.]), верхние части циклов сложены глинисто-карбонатными комплексами пород. Отложения верхнего венда, представленные существенно терригенными образованиями ашинской серии (моласса по Ю.Р. Беккеру [1968]), присутствуют на западной и восточной периферии БМА (**рис. 1.2**).

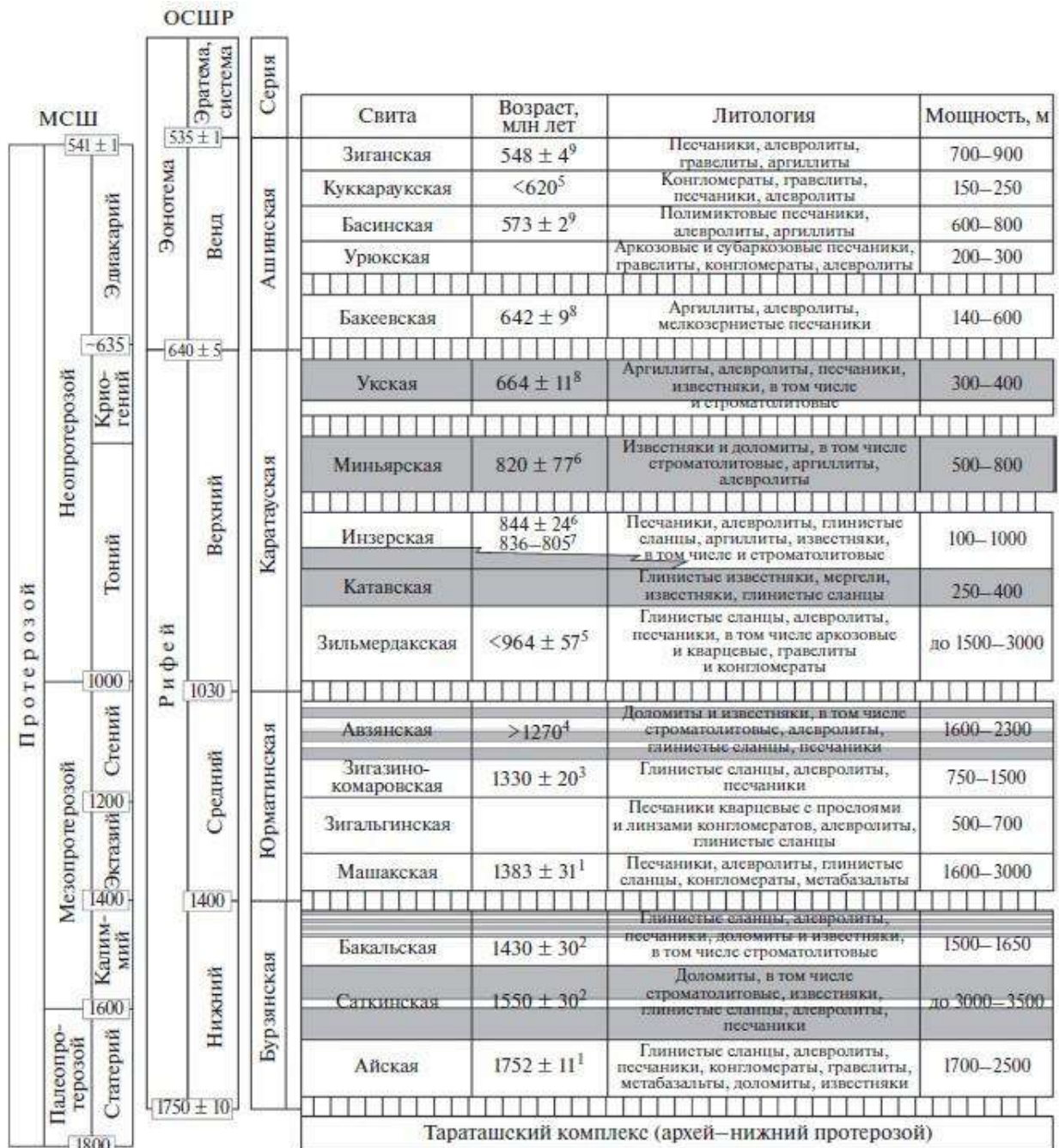


Рис 1.1а. Сводный разрез верхнего докембрия Южного Урала по [Стратотип рифея, 1983; Маслов и др., 2001, 2002, 2022; Маслов, 2014; Кузнецов и др., 2003, 2008; Семихатов и др., 2015; Зайцева и др., 2019; Горохов и др., 2019; Разумовский и др., 2020 и ссылки там]. Серый фон – интервалы преобладания карбонатных пород, вертикальная штриховка – перерывы без указания длительности. 1 – U-Th-Pb (SIMS) датировки цирконов магматических пород; 2 – Pb-Pb возраст карбонатных пород; 3 – Pb-Pb возраст диагенетических фосфатных конкреций; 4 оценочные данные Sr-хемотратиграфии; 5 – минимальный U-Th-Pb возраст обломочных цирконов; 6 – Pb-Pb возраст известняков и доломитов; 7 – Rb-Sr возраст 1M иллита; 8 – Rb-Sr возраст 1M иллита; 9 – U-Th-Pb возраст цирконов из вулканических пеплов; МСШ – Международная стратиграфическая шкала (версия v2020/03, www.stratigraphy.org); ОСШР – Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала России (по состоянию на 2019 г., http://www.vsegei.com/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale/); возраст нижних границ венда, среднего и нижнего рифея показан в соответствии с представлениями [Краснобаев и др., 2013; Семихатов и др., 2015].

Бурзянская серия мощностью до 5000-6500 м объединяет согласно наслаивающиеся айскую, саткинскую и бакальскую свиты в северо-восточной части БМА (Тараташский антиклинорий). С ними коррелируются большеинзерская, суранская и юшинская свиты из центральных районов БМА (Ямантауский антиклинорий) (**рис. 1.3**).

Нижняя часть айской свиты, отвечающая навышской, липовской и чудинской подсвитам в схеме М.И. Гараня [1969], мощностью 1400–1600 м сложена в основном грубообломочными породами – конгломератами, гравелитами, аркозовыми и граувакково-аркозовыми песчаниками и алевролитами, а также ассоциирующими с ними в ряде разрезов основными вулканитами, имеющими изотопный U-Pb возраст 1752 ± 18 млн лет [Краснобаев и др., 2013]. В верхней части свиты (кисеганская и сунгурская подсвиты мощностью 800–1000 м) преобладают низкоуглеродистые глинистые сланцы (НГС).

Саткинская свита состоит из пяти подсвит, нижнекусинская и верхнекусинская подсвиты сложены в основном доломитами, иногда кремнистыми и строматолитовыми, реже известняками, маломощные прослои глинистых сланцев и мергелей наблюдаются между этими подсвитами в подчинённом количестве. В средней части свиты присутствует 200-метровая толща низкоуглеродистых глинистых и карбонатно-глинистых сланцев с редкими маломощными прослоями алевролитов и карбонатных пород (половинкинская подсвита). Нижнесаткинская и верхнесаткинская подсвиты сложены глинистыми и брекчированными доломитами. Саткинская свита прорывается Бердяушским массивом гранитов рапакиви с возрастом 1379 ± 2.9 млн лет (U-Pb по цирконам [Ронкин и др. 2016]. В восточном направлении карбонатные породы свиты обогащаются терригенным материалом, что указывает на его привнос в саткинское время с востока. Мощность свиты составляет 2000-3000 м, в восточном направлении резко сокращается. Возраст диагенеза известняков казымовской пачки из верхней части саткинской свиты составляет 1550 ± 30 млн лет (Pb-Pb метод [Кузнецов и др., 2008]).

Бакальская свита представлена НГС, алевролитами, песчаниками, доломитами и известняками. В нижней ее части (макаровская подсвита мощностью до 650 м) доминируют НГС, присутствуют алевролиты и глинистые известняки. Верхняя (малобакальская) подсвита, мощностью до 900 м, состоит из 10 чередующихся пачек, сложенных мелкослоистыми и строматолитовыми известняками (шуйдинская пачка – доломитами) и НГС, алевролитами мощностью до 300 м [Яницкий, Сергеев, 1962; Стратотип рифея..., 1983; Крупенин, 1999].

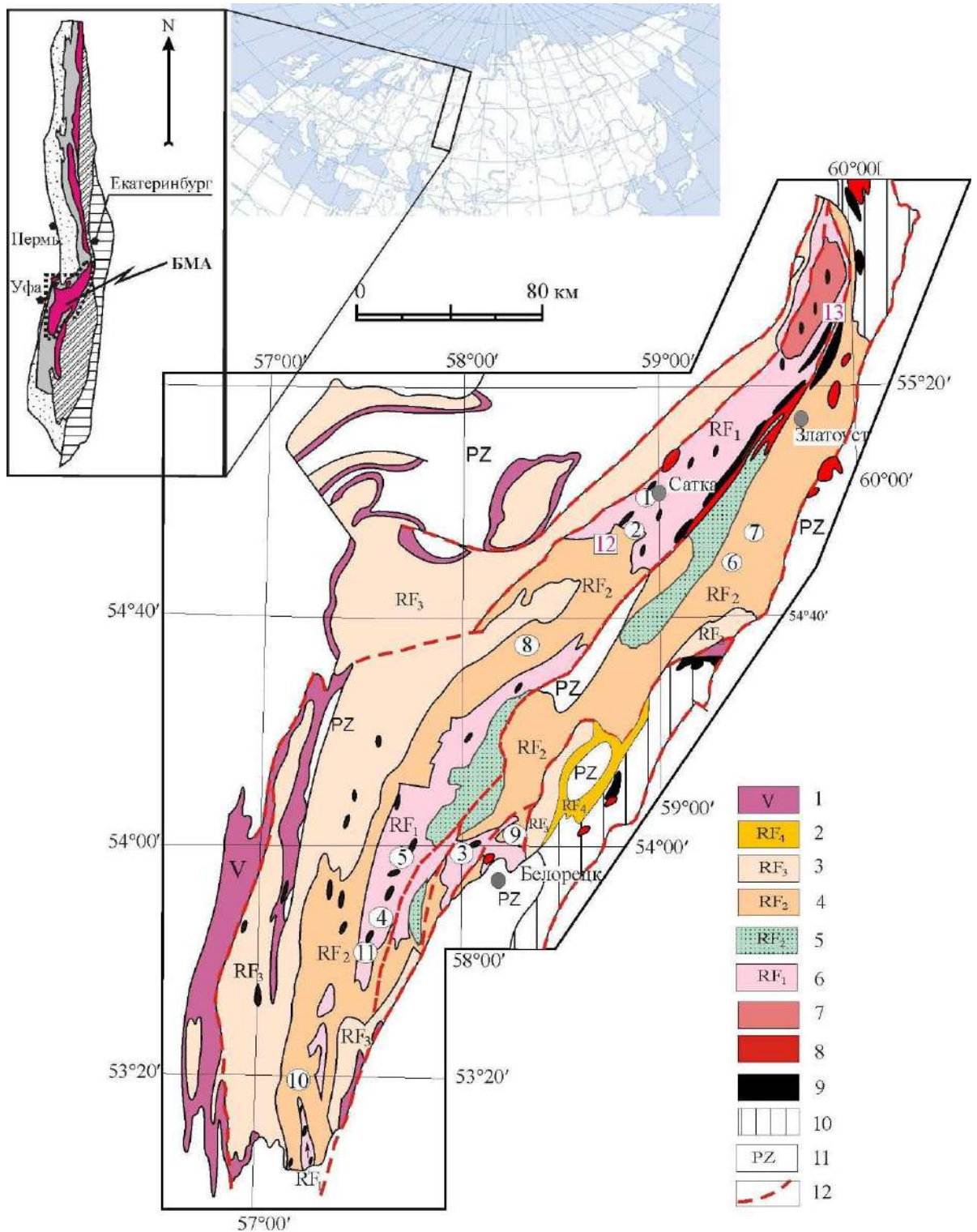


Рис. 1.2. Схематическая геологическая карта БМА с основными месторождениями кристаллического магнетита и сидерита (по [Крупенин и др., 2016]).

1 – венд; 2-3 – верхний рифей; 4-5 – средний рифей: 4 – нерасчленённый; 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 надвижки; месторождения кристаллического магнетита: (цифры в белых кругах) 1 – Саткинская группа, 2 – Бакальская группа, 3 – Сюрюньзякская группа, 4 – Ирмакаевское, 5 – Юшинское, 6 – Златоустовская группа, 7 – Семибратское, 8 – Катав-Ивановское, 9 – Белорецкая группа, 10 – Яру, 11 – Богряшка; месторождения сидерита (цифры в белых 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.

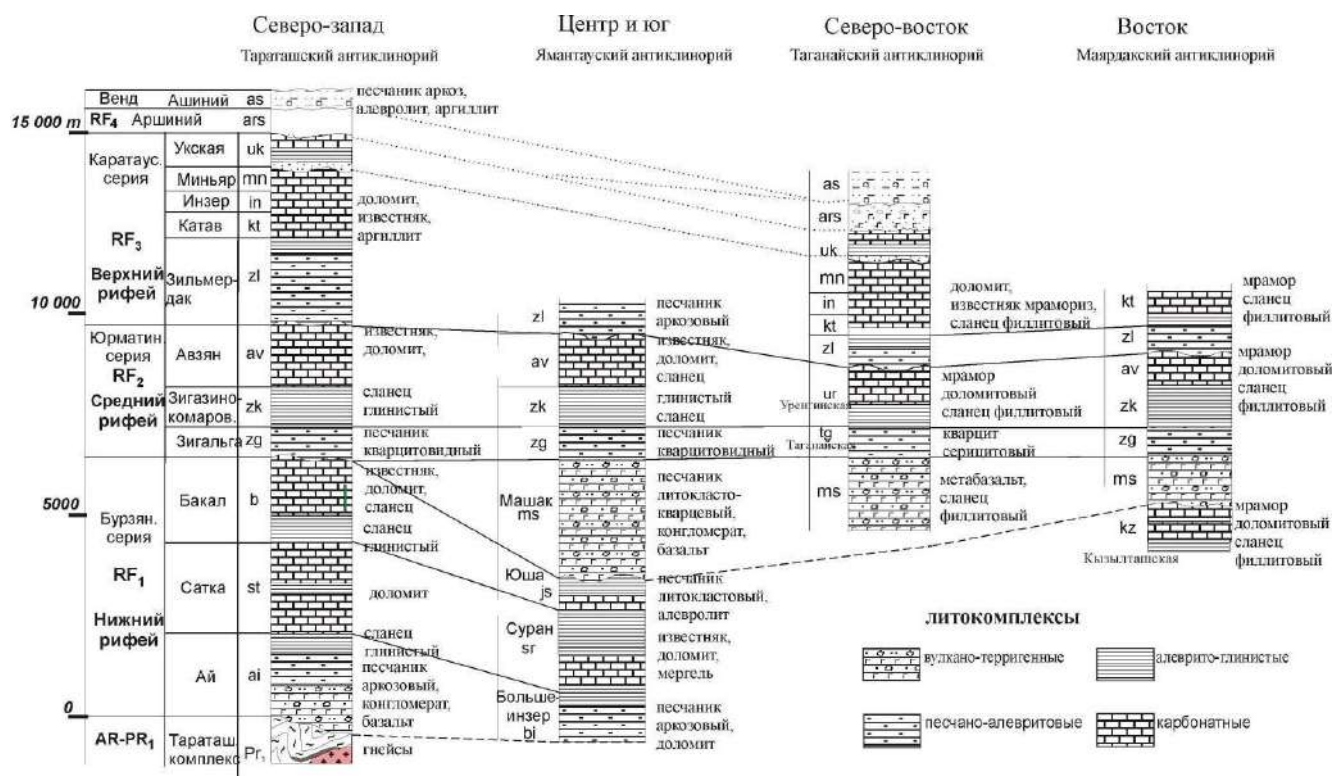


Рис. 1.3. Зональные литолого-стратиграфические колонки отложений стратотипического разреза рифея в БМА. Типы пород отражают нарастание литогенетических изменений сверху вниз по разрезу и метаморфических преобразований с запада на восток по площади.

Возраст раннего диагенеза известняков березовской, самой нижней пачки малобакальской подсвиты составляет, по данным Pb-Pb метода, 1430 ± 30 млн лет [Кузнецов и др., 2003]. В пределах Бакальского рудного поля отложения бакальской свиты прорваны крупной дайкой (Главная дайка), изотопный Rb-Sr возраст которой равен 1360 ± 35 млн лет [Эльмис и др., 2000], а U-Pb возраст по бадделеиту 1384 ± 1.4 млн лет [Ernst et al., 2008]. Мощность предзигальгинского размыва бакальской свиты увеличивается в районе г. Бакал в южном и восточном направлении и составляет до 700 м, а угловое несогласие составляет $10-15^\circ$ [Яницкий, Сергеев, 1962].

В Ямантауском антиклинории (к югу от Тараташского) большеинзерская свита мощностью более 2200 м представлена мелко-среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями алевролитов, НГС, известняков и доломитов. Нижняя граница свиты не вскрыта. Суранская свита мощностью до 2800 м состоит из пяти подсвит: нижняя и верхняя сложены известняками и доломитами, а средние – НГС и карбонатно-глинистыми сланцами, серыми алевролитами и мергелями. Юшинская свита мощностью 650-1000 м представлена тремя подсвитами, сложенными различными сочетаниями сероцветных НГС, алевролитов и песчаников. Верхняя часть юшинской свиты размыта и перекрыта терригенно-вулканогенными породами машакской свиты, угловое несогласие варьирует в широких пределах.

Юрматинская серия общей мощностью до 5000 м залегает с перерывом и угловым несогласием на бурзянской и объединяет машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и

авзянскую свиты [Стратотип рифея..., 1983; Маслов и др., 2001]. Отложения машакской свиты распространены в центральной и восточной частях БМА и отсутствуют в западной. В северо-восточной части БМА (к востоку от регионального Зюраткульского разлома) она представлена зеленосланцевыми metabазальтами кувашской свиты. В центральных районах БМА машакская свита сложена конгломератами (в составе последних преобладают хорошо окатанные гальки кварцита, кварцевого песчаника, жильного кварца, реже слабо окатанные гальки базальтов), мелко- и среднезернистыми кварцевыми и литокласто-кварцевыми песчаниками [Маслов, 1995], алевролитами и НГС, а также metabазальтами и металипаритами. Общая мощность свиты достигает 3000 м, в её составе выделяется до 8 подсвит [Парначёв и др., 1986]. Изотопный возраст цирконов из вулканитов составляет 1380 ± 3 млн лет [Puchkov et al., 2013].

Зигальгинская свита имеет мощность 50-500 м (нарастает в восточном направлении), состоит из трёх подсвит, сложена преимущественно мономинеральными кварцевыми песчаниками с подчинёнными алевролитами и маломощными прослоями глинистых сланцев и, редко, конгломератов, в том числе базальных.

Зигазино-комаровская свита мощностью до 1200 м также сложена тремя подсвитами и представлена в основном сероцветными алевроитоглинистыми породами с прослоями песчаников, в нижней части известняков и доломитов. Возраст диагенеза фосфоритовых конкреций в нижней части свиты составляет по данным Pb-Pb метода, 1330 ± 30 млн лет [Овчинникова и др., 2013].

Авзянская свита мощностью 800-2000 м состоит из 6 подсвит. В нижней, каташкинской подсвите (200-500 м) развиты известняки, доломиты с маломощными прослоями глинистых сланцев, в малоинзерской подсвите (200-300 м) преобладают НГС и мелкозернистые кварцевые и полевошпато-кварцевые песчаники, ушаковская (100 м) представлена фитогенными глинистыми известняками, куткурская (до 450 м) пестроцветными алевролитами, реветская (300-500 м) объединяет фитогенные и фенестровые окремнённые доломиты, тюльменская (0-150 м) – слагается пестроцветными глинистыми сланцами с прослоями гравелитов и песчаников [Стратотип рифея..., 1983]. K-Ar возраст минералогически неизученного глауконита из песчаников куткурской подсвиты (разрез по р. Катав выше г. Катав-Ивановска), составляет порядка 1230 млн лет [Полевая, Казаков, 1961].

В юго-западной краевой части Ямантауского антиклинория В.А. Филипповым [1978] выделяется Кужинско-Бретьякская глыбовая структура шириной 7-15 км, ограниченная с запада и востока региональными разломами и вытянутая в меридиональном направлении на расстояние до 50 км. Центральная часть структуры сложена породами зильмердакской свиты, в периферических частях развиты породы рудоносной кужинской толщи. Последняя рассматривается в составе авзянской свиты среднего рифея [Стратиграфические схемы ...,

1980]. По мнению В.А. Филиппова [1978, 1997, 2008], кужинскую толщу следует относить к отложениям верхнего рифея и выделять в составе самостоятельного кужинского стратона, предваряющего образование каратауского стратона. Кужинская толща имеет некоторые отличия по литологическому составу и строению от других разрезов авзянской свиты, поэтому, в отсутствие фаунистических и геохронологических датировок, ее корреляция с отложениями авзянской свиты принимается условно. По данным Н.Н. Ларионова (1994), проводившего корреляцию отложений Кужинского, Зигазино-Комаровского, Инзерского и других районов мегантиклинория, образования кужинской свиты и вышележащей биктимирской свиты, отнесенные В.А.Филипповым к верхнему рифею, “уверенно коррелируются” соответственно с отложениями катауской и малоинзерской подсвит авзянской свиты среднего рифея. Косвенным подтверждением такой корреляции являются их сходные палеомагнитные характеристики [Михайлов, 1983]. В то же время изучение микрофоссилий кужинских отложений А.Ф. Вейсом с соавторами [2000, с. 26] показало наличие в них *“характерных верхнерифейских форм, не известных в типовых нижне- и среднерифейских разрезах Башкирского мегантиклинория”*. Это позволяет указанным авторам находить место кужинским отложениям в стратиграфическом перерыве между отложениями среднего и верхнего рифея. Н.Н. Ларионовым [Ларионов, 2015] предполагается, что авзянская свита имеет значительную фациальную изменчивость и кужинская толща относится к западному типу разреза.

Каратауская серия (4500-5500 м) с разрывом и угловым несогласием залегает на юрматинской и включает зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты.

Зильмердакская свита мощностью 1200-3200 м состоит из четырех подсвит, из которых нижняя (бирьянская) представлена преимущественно аркозовыми и субаркозовыми крупно- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и конгломератами, а третья снизу, лемезинская подсвита, сложена преимущественно мономиктовыми кварцевыми песчаниками. В песчаниках бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, залегающей в основании верхнерифейской каратауской серии, присутствуют обломочные цирконы, минимальные датировки которых попадают в область интервал 1100-1070 млн лет [Краснобаев, 1973; Козлов, 1982], самая молодая – отвечает значению 964 ± 57 млн лет [Маслов и др., 2018].

Катавская свита мощностью 200-300 м объединяет пестроцветные тонкополосчатые и строматолитовые глинистые известняки и мергели с редкими прослоями глинистых красноцветных сланцев и плоскообломочных карбонатных брекчий. К-Ar возраст минералогически неизученного глауконита из верхней части свиты варьирует от 970 [Гаррис, 1977] до 938 млн лет [Стратотип рифея, 1983]. По палеомагнитным данным возраст катавской свиты близок к 800 млн лет [Golovanova et al., 2023].

Инзерская свита мощностью до 1000 м представлена преимущественно глауконито-кварцевыми песчаниками, алевролитами и НГС. На западе БМА в нижней части свиты обособляется 200-метровая толща тонкоплитчатых сероцветных известняков (подинзерские слои). Rb-Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из НГС инзерской свиты составляет 803-836 млн лет [Gorokhov et al., 1995], а время диагенеза подинзерских известняков датируется изохронным Pb-Pb методом в 836 ± 25 млн лет [Овчинникова и др., 1998].

Миньярская свита мощностью 500-800 м представлена преимущественно доломитами и доломитизированными известняками (как хемогенными, так и фитогенными). По данным М.А. Гаррис, глауконит из нижней части миньярской свиты имеет изотопный K-Ar возраст 740-710 млн лет [Стратотип рифея..., 1983]. Для миньярской свиты средневзвешенное значение возраста доломитов по данным Pb-Pb метода составляет 820 ± 77 млн лет [Kuznetsov et al., 2017].

Укская свита мощностью 160-300 м объединяет в нижней части терригенные отложения (кварц-глауконитовые и кварц-онколитовые песчаники, алевролиты и рассланцованные аргиллиты), а в верхней – известняки, залегающие с перерывом на породах миньярской свиты. Изотопный (Rb-Sr и K-Ar методы) возраст глауконита из песчаников укской свиты составляет 688 ± 10 млн лет [Горожанин, 1990; Горожанин, Кутявин, 1986]. В восточной части БМА выделяется криволукская свита (100-250 м), связанная с укской постепенным переходом и сложенная кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями НГС [Козлов, 1982].

Позднерифейская аршинская свита выполняет обрамление палеозойской Тирлянкой мульды в восточном крыле БМА и рассматривалась как нижневендская [Стратиграфические схемы..., 1993]. Свита сложена кварцитовидными песчаниками, глинистыми сланцами с маломощными прослоями известняков, горизонтами тиллитоподобных конгломератов и пачкой эффузивов основного состава между ними. Датирование цирконов из последних дало U-Pb (SHRIMP) возраст 709.9 ± 7.3 млн лет [Козлов и др., 2011]. Значительная мощность (1100-1900 м) и разнообразный литологический состав отложений позволили выделить четыре свиты в составе аршинской серии и рассматривать её как четвёртый стратон рифея [Пучков, 2010 и др.].

Венд на западном склоне Южного Урала представлен ашинской серией, имеющей терригенный состав и сложенной образованиями семи свит. Отложения венда развиты в западной и центральной частях БМА, в восточной части они отсутствуют [Маслов, Крупенин, 1998; Пучков, 2000]. В основании разреза залегают локально размещённые в правобережье р. Зилим (с. Толпарово) толпаровская и суировская свиты суммарной мощностью до 1000 м, сложенные песчаниками и алевро-аргиллитами с прослоями конгломератов и микститов, включающих как осадочные, так и магматические породы и содержащие прослой доломита (венчающего [Келлер, 1984, Горожанин, 1988]). По мнению Д.В. Гражданкина [Kolesnikov et al., 2015], весь разрез венда западного склона Южного Урала сформирован во время

послекотлинского кризиса, то есть после вымирания эдиакарской биоты, непосредственно перед кембрийским биологическим взрывом.

Палеозойские отложения развиты в двух небольших мульдах в северной (Юрюзанская) и центральной (Тирлянская) частях восточной зоны БМА. В обоих случаях песчаники ордовика и глинистые сланцы силура несогласно налегают на деформированные средне-верхнерифейские образования. Аналогичная ситуация наблюдается в серии обнажений в юго-восточной части палеозойского обрамления БМА, причём глубина размыва рифейских отложений увеличивается к востоку [Краузе, Маслов, 1952; Пучков, 1997]. В то же время, на западе БМА терригенные отложения такатинской свиты среднего девона залегают с перерывом, но без углового несогласия на терригенных породах верхнего венда.

1.1.2. Рифей и венд Волго-Уральской области

Наиболее пространственно близкими к БМА, хорошо изученными и типичными являются отложения КБА. В нём рифейско-вендские толщи имеют сходное с БМА строение и состав [Сергеева и др., 2021]. Здесь также выделяются отложения нижнего, среднего и верхнего рифея и венда большой мощности, подстилаемые архей-протерозойскими магматическими и метаморфическими образованиями. Таким образом, здесь также, как в БМА, выделяется три структурных этажа, но нижний нигде не выходит на поверхность.

Нижний рифей представлен кырпинской серией, в составе подсерий (снизу вверх): сарапульская (более 2500 м), прикамская (до 2000 м) и орьбашская (около 5000 м) [Стратиграфическая схема ..., 2000; Сергеева и др., 2021]. Сарапульская подсерия сложена субаркозовыми песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов и доломитовых мергелей. По данным Н.Д. Сергеевой [Сергеева и др., 2021, с. 13] в этой подсерии *«все породы неравномерно ангидритизированы»*. Прикамская подсерия представлена полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами, реже гравелитами и пачками аргиллитов и доломитов. По данным В.И. Козлова [Козлов и др., 2011], с айской свитой БМА сопоставляются норкинская, залегающая с размывом и несогласием на кристаллическом фундаменте, и ротковская свиты нижней части прикамской подсерии нижнего рифея, обе вскрыты скважинами в юго-западном борту КБА. В основании норкинской свиты обнаружены базальты, К-Аг возраст которых варьирует в интервале от 1542 ± 18 до 2016 ± 32 млн лет [Козлов и др., 1995]. Орьбашская подсерия представлена калтасинской свитой (1200-3600 м), сложенной доломитами с прослоями известняков и аргиллитов, реже песчаников, и кабаковской свитой (до 1040 м), состоящей из сероцветных алевро-аргиллитов с прослоями полевошпат-кварцевых песчаников. Последние две свиты имеют большое сходство по литологическому составу,

комплексу нижнерифейских микрофитолитов [Sergeev et al., 2016] и изотопному возрасту (1414 ± 40 , Re-Os [Sperling et al., 2014]) с саткинской и бакальской свитами бурзяния в БМА.

Средний рифей представлен серафимовской серией, залегающей с размывом на кирпичинской, и состоящей из надеждинской, тукаевской, ольховской и усинской свит общей мощностью от 500 до 2000 м [Сергеева и др., 2021]. Состав серафимовской серии преимущественно терригенный, надеждинская свита содержит прослои вулканитов основного состава и коррелируется с машакской свитой БМА [Козлов, 2004]. Тукаевская свита сложена в основном кварцевыми песчаниками, ольховская – преимущественно аргиллитами и алевролитами, усинская – полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками. Литологическое сходство серафимовской серии с юрматинием очевидно, однако усинскую свиту целесообразнее относить к каратавию.

Верхний рифей представлен абдулинской серией, соотношения которой с серафимовской являются дискуссионными [Стратиграфическая схема ..., 2000]. Серия объединяет леонидовскую, приютовскую, шиханскую и леузинскую свиты и достигает мощности до 1750 м. Леонидовская свита сложена кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов, приютовская и шиханская – пестроцветными аргиллитами и мергелями, коррелируемыми с мергелями катавской свиты БМА, леузинская свита – доломитами с прослойками НГС, сопоставимыми с глинистыми карбонатами инзерской свиты [Пучков, 2010].

Отложения верхнего венда залегают на интенсивно размытых отложениях различных стратонов рифея с угловым несогласием и имеют другой структурный план размещения, заполняя несколько впадин, расположенных по восточной и северо-восточной периферии ВЕП: Мезенская (включая район Беломорья), Верхнекамская и Шкаповско-Шиханская, которая на востоке граничит с БМА. В последней в составе венда выделяются терригенные каировская и шкаповская серии с преобладанием полимиктовых песчаников и алевролитов, реже – гравелитов с увеличением общей мощностью от 5 до 11 км к востоку, в сторону Урала.

1.2. Тектоника

В схеме тектонического районирования БМА масштаба 1:1000 000 [Геологическая карта ..., 2002] территория, сложенная докембрийскими образованиями Башкирского мегантиклинория относится к Центрально-Уральской мегазоне. В то же время, в работе [Легенда Южно-Уральской серии..., 1999] районирование на картах масштаба 1:200 000 выполнено отдельно для образований докембрия и палеозоя, поэтому площадь развития докембрийских отложений БМА входит в состав Западно-Уральской мегазоны. Последняя объединяет Западнобашкирскую, Восточнобашкирскую и Маярдакскую зоны.

Метаморфические комплексы хр. Уралтау, расположенные восточнее БМА, отнесены к Центрально-Уральской мегазоне. Для отложений палеозоя выделены Западнозилаирская и Восточнозилаирская зоны. Ранее БМА, являясь структурой второго порядка, относился к Центрально-Уральскому поднятию [Соболев и др., 1986], расширяющемуся на Южном Урале после пережима в районе Уфимского выступа.

Современная структура БМА сформировалась преимущественно в герцинское время, но в восточной части испытала и складчато-метаморфические преобразования, связанные с тиманской складчатостью [Пучков, 2010]. Протяжённость БМА в меридиональном направлении более 300 км, ширина от 60 до 120 км. С запада мегантиклинорий граничит с Предуральским краевым прогибом и внешней зоной складчатости, выполненными терригенно-карбонатными отложениями палеозоя. С востока БМА на севере граничит с Уфалейским метаморфическим блоком, в центральной части по линии Главного Уральского разлома — с вулканогенно-терригенными породами палеозоя Тагило-Магнитогорской зоны, в юго-восточной — с антиклинорием Урал-Тау, в юго-западной и южной частях — с граувакковым флишем Зилаирского синклинория (синформы, реликтами которой, вероятно, являются Юрюзанская и Тирлянская мульды внутри БМА [Пучков, 2010]).

БМА имеет антиклинорное асимметричное строение: в его центральной части расположены наиболее древние отложения. На севере БМА, в ядре Тараташского антиклинория, рифейские отложения перекрывают гранитогнейсовые образования тараташского метаморфического комплекса. Отложения бурзяния омолаживаются (средний, верхний рифей и венд) к западу и востоку, но в восточной части эта последовательность редуцирована из-за развития системы надвигов западной вергенции. БМА состоит из нескольких антиклинориев (с севера на юг: Тараташский, Таганайско-Иремельский, Алатауский, Ямантауский,) и синклинориев (в западной части Инзерский, в восточной Верхнебельский), в СЗ части — Каратауский структурный комплекс (рис. 1.4). Из-за сложного строения эту структуру называют поднятием [Нечуехин, 1997; Kuznetsov et al., 2014].

Серия взбросов и надвигов субмеридионального и северо-восточного простирания служит границами между тектоническими составляющими БМА. В составе мегантиклинория выделяются Западная и Восточная подзоны — по линии Зюраткульско-Караташского разлома (см. рис. 1.4), разделяющего отложения по степени постдиагенетического преобразования: западнее они изменены на стадии глубинного катагенеза, восточнее — метагенеза и метаморфизма (от зеленосланцевой до гранулитовой ступеней, белорецкий комплекс), вероятно, в связи с Тиманской складчатостью [Пучков, 1997]. По мнению В.Н. Пучкова [2000], западную часть БМА, не деформированную в доордовикское время, следует относить к Западно-Уральской мегазоне, а восточную — к Центрально-Уральской. Кроме того, восточнее

Зюраткульско-Караташского разлома в основании юрматиния развиты вулканогенно-терригенные образования машакской свиты. Тем не менее, в данной работе мы рассматриваем Башкирский мегантиклинорий как единый блок, состоящий из позднедокембрийских пород Центрально-Уральской мегазоны, испытавших поднятие в палеозое.

По данным геологосъемочных работ масштаба 1:200000 для центральной и южной части БМА на территории Ямантауского антиклинория «наблюдается резкая смена фациальных характеристик нижне-среднерифейских и вендских отложений, а также структурно-тектонических особенностей докембрийских толщ ... на меридиане Караташского глубинного разлома» [Ларионов и др., 2006, с. 95]. По линии этого разлома им и предлагается проводить границу между Западно-Башкирской и Восточно-Башкирской структурными зонами. В северной части БМА продолжением этого разлома является Зюраткульский, где в нижнерифейских отложениях бакальский тип разреза сменяется ямантауским, в среднем рифее кужинский – авзянским, а на уровне нижнего венда бакеевский – криволукским.

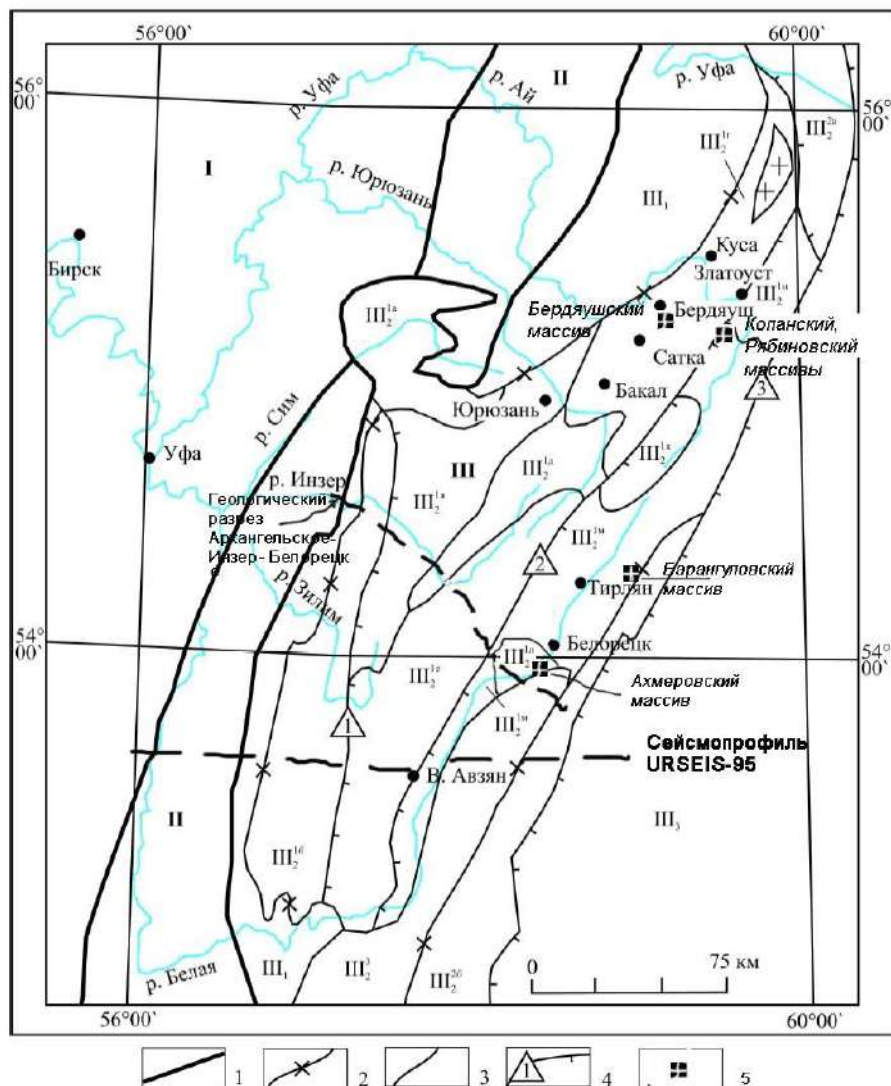


Рис 1.4. Структурно-тектоническая зональность Башкирского мегантиклинория, по В.И. Козлову, с изменениями) [Пучков, 2008].

Границы структурно-тектонических подразделений: 1 – первого порядка; 2 – второго порядка; 3 – третьего порядка; 4 – главные разломы: 1 – Зильмердакский, 2 – Зюраткульский, 3 – Главный Уральский; 5 – интрузивные массивы, упоминающиеся в тексте (показаны вне масштаба). Прерывистые жирные линии - геологические разрезы. Структурно-тектонические подразделения: I – Восточно-Европейская платформа, II – Предуральский краевой прогиб, III – Уральская складчатая система: III₁ – Западно-Уральская мегазона внешней складчатости; III₂ – Центрально-Уральская мегазона (поднятие): III₂^{1a} – Башкирская зона (мегантиклинорий), структуры: III₂^{1a} – Каратауский, III₂^{1b} – Алатауский, III₂^{1r} – Тараташский, III₂^{1e} – Ямантауский, III₂^{1u} – Таганайский, III₂^{1k} – Иремельский, III₂^{1l} – Маярдакский антиклинории, III₂^{1b} – Инзерский, III₂^{1m} – Верхнебельский синклинории, III₂^{1d} – Месединская седловина; III₂² – Уфалейско-Уралтауская зона (мегантиклинорий), структуры: III₂^{2a} – Уфалейский, III₂^{2b} – Уралтауский антиклинории, III₂³ – Зилаирский синклинорий; III₃ – Магнитогорская мегазона (мегасинклинорий).

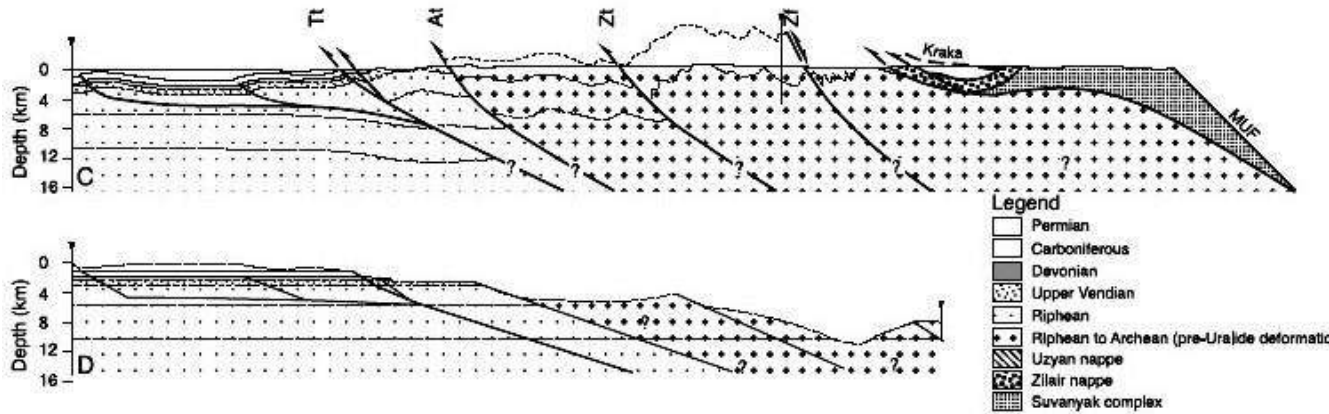


Рис. 1.5. (C) Сбалансированный геологический разрез, профиль URSEIS: Tt, Ташлинский надвиг; At, Алатауский надвиг; Zt, Зильмердакский надвиг; Zf, Зюраткульский разлом; MUF, Главный Уральский разлом. (D) Реставрированный разрез западной части профиля URSEIS (по [Пучков, 2008]).

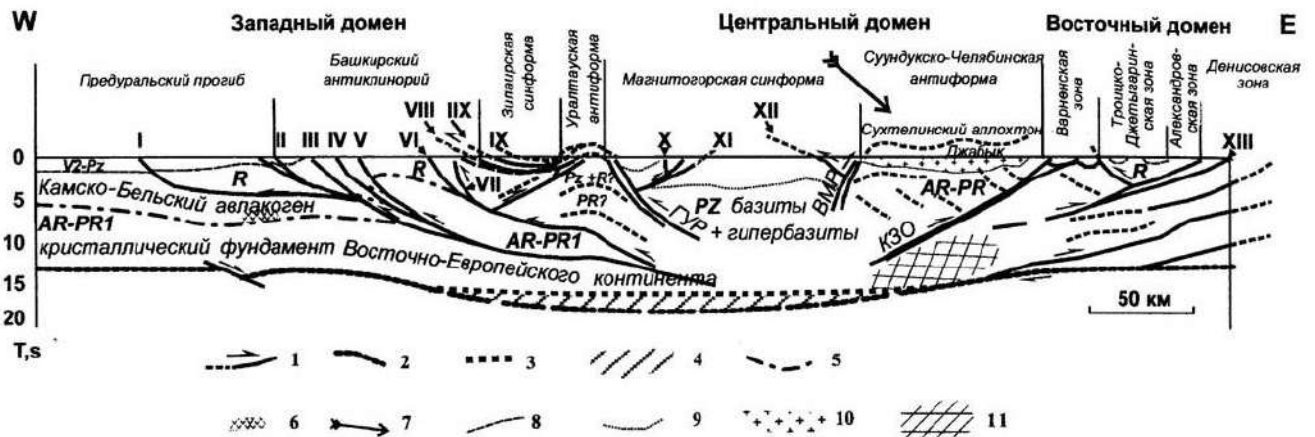


Рис. 1.6. Главнейшие элементы структуры земной коры на профиле УРСЕЙС-95 (по В.Н.Пучкову [Глубинное строение ..., 2001]).

1 – разломы (I – Шиханский, II – Ташлинский, III – Алатауский, IV – Калуский, V – Зильмердакский, VI – Авзянский, VII – Зилаирский, VIII – Узянский, IX – Кракинский, X – Юлукский, XI – Кизильский, XII – Браиловский, XIII – Николаевский); 2 – граница МОХО по данным МОВ; 3 – граница МОХО по данным широкоугольной сейсмоки; 4 – переходная зона на границе МОХО; 5 –

кровля архейско-протерозойского фундамента; 6 – предполагаемая область развития раннерифейских изверженных пород на продолжении КБА; 7 – проекция Арамильско-Сухтелинской зоны на линию профиля; 8 – кровля рифейского разреза; 9 – кровля кристаллического фундамента островной дуги; 10 – граниты Джабык-Карагайского массива; 11 – предполагаемое развитие кислых пород в нижней коре.

Амплитуда взбросов, связанных вероятно, с герцинской коллизией, достигает нескольких километров, к примеру, в Бакало-Саткинском надвиге совмещены отложения верхов саткинской свиты нижнего рифея и зильмердакской свиты верхнего рифея. Современное глубинное строение территории БМА отражают данные интерпретации сейсмопрофиля URSEIS-95, выполненного международной экспедицией (**рис. 1.5**).

Тектонические пластины, надвинутые на западные структуры на несколько километров, развиты в Ямантауском антиклинории и Инзерском синклинории [Камалетдинов, 1974; Ларионов и др., 2006]. Среди крупных надвигов простираения с запада на восток выделяются субмеридиональные – Ташлинский, Алатауский, Зильмердакский, Зюраткульский. Все надвиги имеют юго-восточное падение и тенденцию к выполаживанию на глубине (**рис. 1.6**) Тараташский метаморфический комплекс, сложенный архей-раннепротерозойскими породами, также представляет собой пластину, надвинутую на запад [Малахова и др., 1977].

Многоэтапная тектоническая история рифейских отложений БМА отразилась в интенсивности тектонических нарушений. Несмотря на то, что на большей части его территории осадочные породы изменены не сильнее глубинного катагенеза, в них интенсивно проявлены несколько стадий кливажа, широко развиты как дизъюнктивные, так и пликативные деформации, значительно усложняющие геологические структуры. Дислокации пород, вызванные машакским рифтингом западнее машакского грабена, имеют преимущественно брахиформный характер, что показано, в частности, на примере Бакальского рудного поля [Давыденко, 1958; Крупенин, 2002]. В то же время дислокации, связанные с предордовикским (тиманиды) и позднепалеозойским (уралиды) этапами орогенеза выражены интенсивно и сопровождаются крутыми углами наклона крыльев складчатых форм и даже присутствием запрокинутых складок [Козлов, 2014]. Преобладающими направлениями простираения взбросов и надвигов, а также осей складок, являются СВ, реже северное, для сдвигов – СЗ.

1.3. Магматизм

Магматические образования в БМА развиты ограничено, но охватывают широкий возрастной интервал. Они приурочены, в основном, к осевой части мегантиклинория и его восточному крылу и распределены неравномерно как в пространстве, так и во времени. Выделяются дорифейская, рифейско-вендская и ордовикско-пермская эпохи магматизма

[Алексеев, 1984], отвечающие сменам геодинамических обстановок и структурного плана региона. Этапы гранитоидного магматизма в БМА делятся более подробно [Шардакова, 2016].

В **дорифейское время** формировались базальты, в которых имеются зерна цирконов с возрастaми 2608 ± 25 и 2054 ± 8.5 млн лет [Пучков и др., 2014]), а также интрузивные образования тараташского и александровского гнейсово-амфиболитовых метаморфических комплексов (Пыстина, Пыстин, 2002; Ронкин и др., 2012) – реликтов древнего фундамента ВЕП.

В **рифейско-вендскую** эпоху в регионе имело место несколько импульсов рифтинга, из которых подтверждены магматизмом айский, машакский, аршинский. **Нижнерифейские** субщелочные базальтоиды айской свиты [Ленных, Петров, 1974; Парначев, 1977] имеют U-Pb возраст цирконов 1752 ± 18 млн лет [Краснобаев и др., 2013].

Среднерифейские субщелочные риолит-базальтовые ассоциации машакской свиты [Ротарь, 1975, Парначёв и др., 1986] имеют U-Pb возраст (по цирконам) 1380 ± 3 млн лет [Puchkov et al., 2013]. С ними комагматичны рои долеритовых даек в отложениях нижнего рифея, в том числе крупной, до 100 м мощностью Главной дайки в Бакальском рудном поле с U-Pb возрастом бадделеита 1384 ± 1.4 млн лет [Ernst et al., 2006]. Близкий возраст имеют породы Бердяушского (U-Pb, по цирконам): габбро - 1389 ± 28 млн лет; граниты-рапакиви — 1379.6 ± 2.9 млн лет [Ронкин, и др., 2016], сиениты — 1373 ± 26 млн лет. Sm-Nd возраст гранитов-рапакиви — 1371 ± 26 млн лет (Ронкин и др. 2007], для габброидов — лежит в интервале 1410–1390 млн лет [Краснобаев и др., 2011]. Кусинско-Копанская группа среднерифейских интрузий представлена субмеридиональным поясом базитовых массивов (Маткальский, Копанский, Медведевский, Кусинский), с востока к которым примыкают интрузии гранит Рябиновского и Губенского массивов. Они трассируют зону Зюраткульского разлома на протяжении до 70 км. Sm-Nd возраст габбро-норитов Кусинского массива 1388 ± 62 млн лет, титано-магнетитовых руд - 1392 ± 130 млн лет [Холоднов и др., 2010]. Rb-Sr возраста гранитов Рябиновского (1394.1 ± 5.8 млн лет) и Губенского (1388.5 ± 9.9 млн лет) массивов очень близки [Холоднов и др., 2010]. U-Pb возраст (по цирконам) - 1385 ± 25 млн лет имеют габбро-нориты Копанского массива и граниты Рябиновского массива, а анортозиты ритмично-расслоенной серии пород и руды Медведевского месторождения - 1379 ± 8 млн лет (Холоднов и др., 2017). Внедрение даек гранит-порфиров на Медведевском месторождении происходило несколько позднее (1353 ± 16 млн лет), завершая магматизм в Кусинско-Копанской группе интрузий [Холоднов, и др., 2017].

Возраст цирконов (SHRIMP и ID-TIMS) из риодацитов и трахириодацитов Багрушинского комплекса, расположенного юго-западнее г. Куса, составляет $1348,6 \pm 3,2$ млн лет [Пучков и др., 2017]. В Волго-Уральской области скважиной Мензелино-Актаныш вскрыты долеритовые силлы с датировками по бадделеиту 1383 ± 2 млн лет (ID TIMS) [Puchkov et. al., 2013].

Для ряда небольших магматических тел из центральной и восточной частей БМА в последние годы получены датировки, также укладывающиеся в рамки машакского рифтинга. U-Pb возраста (по цирконам) следующие: для гранитов Ахмеровского массива, расположенного в восточной части белорецкого метаморфического комплекса среди слюдистых кварцитов кызылташской свиты нижнего рифея - 1381 ± 23 млн лет [Краснобаев и др., 2008], для трахибазальтов месторождения Сибирка - 1395–1337 млн лет [Холоднов и др., 2014]. Сиениты Авашлинской интрузии в Кургасской антиклинали (южная часть БМА), по мнению авторов работы [Краснобаев и др., 2017], «...не могут быть моложе основания среднего рифея, т.е. машакской свиты», так как содержат цирконы с возрастом 1340-1320 млн лет.

В позднедокембрийской истории БМА существует ещё один важный рубеж тектоно-термальных, а, возможно, и магмогенерирующих событий. Это **конец среднего-начало верхнего рифея** - интервал 1200-900 млн лет, сопоставимый с возрастом Гренвилльского орогенеза. В песчаниках бирьянской подсвиты зильмердакской свиты из основания каратавия известны обломочные цирконы с возрастом 1100-970 млн лет. Породы в составе Кувашского грабена - метабазальты Назямских гор, имеют K-Ar возраст (по амфиболам) около 1215 млн лет и $\epsilon Nd (+ 3.7...+5.5)$. По мнению В.В. Холоднова [Холоднов и др., 2017], в это время имело место кратковременное открытие небольшого Назямского рифта, при этом разрыв сплошности мог достигать нижней коры или верхней мантии. В более молодых магматитах БМА также присутствуют цирконы с «гренвилльскими» датировками. Возраст ксеногенных ядер в цирконах из габбро Мазаринского массива - 1224-1120 млн лет [Кузнецов, 2009], датировки в интервале 1280-970 млн лет наблюдаются (как этапы преобразований) в цирконах из пород Ахмеровского [Краснобаев и др., 2008], Бердяушского [Краснобаев и др., 2011], Медведевского [Холоднов и др., 2017] массивов и Авашлинской интрузии (1097 ± 20 млн лет) [Краснобаев и др., 2017], а также фиксируются в Rb-Sr и Sm-Nd возрастах, отражающих метаморфические события [Гаррис, 1977; Шардакова, 2018].

Слабый импульс магматизма, сопровождающий тектоническую перестройку региона перед началом каратауского цикла осадконакопления, фиксируется на границе среднего и верхнего рифея. К примеру, по мнению У. Гласмахера с соавторами [Glasmacher et al., 2001], внедрение гранитов Ахмеровского массива произошло на уровне 970 млн лет, а более древняя генерация цирконов (1350 млн лет) в этих гранитах была захвачена из субстрата. Эрохронное значение 968 ± 50 млн лет возраста гранитоидов Ахмеровского массива по данным Rb-Sr метода [Горожанин и др., 2007] косвенно подтверждает это. Более интенсивная тектоно-термальная активность проявилась в это время в увеличении масштабов флюидной миграции и формировании гидротермальных месторождений, о которых речь пойдет ниже.

Магматические породы **верхнерифейского возраста** присутствуют в составе аршинской серии, обрамляющей палеозойские отложения Тирлянской мульды на востоке БМА. Щелочные метабазальты игонинской свиты содержат цирконы с возрастом 709.9 ± 7.3 млн лет (U-Pb, SHRIMP) [Козлов и др., 2011]. С ними комагматичны небольшие габбро-гранитные массивы: Бурангуловский восточнее Тирлянской мульды в области сочленения с Урал-Тау, датировки цирконов (U-Pb, SHRIMP II) из габбро составляют 728 ± 8 млн лет, из гранитов 723 ± 10 млн лет [Краснобаев и др., 2007]. U-Pb (SHRIMP по цирконам) возраст габбро из близлежащего габбро-гранитного Мазаринского массива составляет 709 ± 10 млн лет [Кузнецов, 2009].

В отложениях **верхнего венда** вулканические и интрузивные породы не отмечены, однако в зиганской свите обнаружены прослой вулканического пепла в нескольких обнажениях, указывающие на существование центров локального вулканизма на данной территории в процессе накопления вендской молассы. Возраст цирконов из пеплового прослоя в разрезе зиганской свиты в г. Усть-Катаве составил 548.2 ± 7.6 млн лет [Гражданкин и др., 2011].

Неоднократные проявления палеозойского магматизма среди рифейских толщ известны для ушатского комплекса субщелочных базальтоидов на западном крыле Тараташского поднятия – U-Pb возраст (по цирконам): 435-455 млн лет [Краснобаев и др., 2018], а также щелочных базальтов навыйского комплекса – 451.6 ± 9.1 и 366.4 ± 6.0 млн лет [Краснобаев и др., 2022]. В восточной части БМА, среди кварцито-песчаников таганайской свиты (средний рифей) описаны небольшие тела гранито-гнейсов (юрминский комплекс), цирконы в которых имеют возраст 540-510 млн лет [Шардакова, 2016]. Кроме того, в БМА проявлен **палеозойский магматизм** – внедрение мелких гранитных тел в восточной и СВ частях БМА: Киалимского массива – 314 ± 1.8 млн лет, семибратского комплекса – 306 ± 6 млн лет [Шардакова, 2016]. По петрогеохимическим особенностям, изотопным характеристикам и возрасту они очень близки к раннеорогенным («надсубдукционным») гранитоидам, развитым в зоне ГУР и к востоку от неё (Верхисетский, Шабровский, Шарташский массивы и др. [Орогенный..., 1997].

В целом наиболее крупным и значимым на территории БМА в верхнем протерозое было машакское рифтогенное событие, сопровождавшееся интенсивным магматизмом с образованием как плутонических (Кусинская интрузия, Бердяушский плутон), так и вулканических и субвулканических (машакская свита, рои даек и силлов) тел, секущих отложения нижнего рифея. Среднерифейские (1395–1380 млн лет) магматиты БМА, по мнению В.Н. Пучкова, Р. Эрнста, входят в состав крупной изверженной провинции (LIP) [Пучков, 2010; Ernst, 2014], формирование которой связано с влиянием плюма. Породы с близкими датировками, геохимическими и изотопными параметрами имеются и в других частях планеты – Гренландии, Сибири, Китае, Африке, то есть ореол действия плюма был существенным, охватывая часть суперконтинента Нуна-Коламбия [Ernst, 2014 и др.].

Магматизм машакского уровня А.А. Носова с соавторами [2012] на основе анализа геохимических данных рассматривает как мезопротерозойскую (1.38–1.30 млрд. лет) Камско-Бельскую магматическую провинцию, приуроченную к нижнее-среднерифейским отложениям БМА и объединяющую как плутонические, так и вулканические серии бимодального состава. Высокотитанистые базиты более развиты в северной части этой провинции, низкотитанистые – в южной; и они имеют различные геохимические и изотопные (Sr, Nd, O) параметры.

1.4. Эволюция Приуральской надрифтовой впадины в рифее (палеоструктура, палеотектоника палеогеография)

Представления об эволюции осадочных бассейнов опираются на 4 базовых параметра: палеоструктура, палеотектоника, палеогеография и палеоклимат [Тимофеев, 1984; Осадочные бассейны, 2004]. Рифейские отложения, развитые в пределах БМА, пользуются широким распространением и в погруженной части Волго-Уральской области, где они изучены по сети параметрических скважин и сейсмическим данным и выполняют серию верхнедокембрийских впадин (авлакогенов). В данной работе автором используется термин «**Осадочный бассейн**», который понимается как стратифицированное осадочно-породное тело, выполняющее депрессионную палеоструктуру и сформировавшееся в конкретной геодинамической обстановке [Геологический словарь ..., 2011].

Палеоструктура. По представлениям В.Н. Пучкова [2010], рифейские отложения БМА, входили в состав *Приуральской перикратонной впадины*, которая соединялась с Камско-Бельским, Серноводско-Абдулинским и Пачелмским авлакогенами (см. рис. 1.1). Вместе эти структуры формировали серию бассейнов нижнего, среднего и верхнего рифея с трансгрессивным характером осадконакопления. Бассейны представляли собой широкие кратонные депрессии мощностью до 10 км, в которых в раннем рифее проходило терригенно-карбонатное накопление преимущественно в прибрежно-континентальных и морских шельфовых условиях. В начале среднего рифея в восточной части бассейна образовался линейный субмеридиональный (в современных координатах) рифтовый прогиб, быстро трансформировавшийся в широкую надрифтовую депрессию. Седиментация прерывалась на границах среднего, верхнего рифея и венда и сопровождалась частичным размывом отложений. Следует отметить, что Приуральская перикратонная впадина выделена по положению этого осадочного бассейна на восточной (в современных координатах) окраине ВЕП. Располагался ли этот бассейн на окраине континента Балтика в раннем и среднем рифее, остаётся неясным. По мнению А.В. Маслова с соавторами [Maslov et al., 1997], осадочные бассейны нижнего и среднего рифея были интракратонными, в верхнем рифее сформировался крупный

перикратонный бассейн, протягивающийся через западный склон Урала и Тиман к Кольскому полуострову. В поздневендское время на северо-востоке Восточно-Европейского кратона, к западу от Тиманского орогена [Пучков, 2000], образовался обширный форландовый бассейн, выполненный молассой [Беккер, 1968]. В палеозойский цикл погружения на востоке ВЕП сформировался шельфовый бассейн, с ордовика до девона трансгрессивно распространившийся в западном направлении. Мощность отложений палеозоя здесь достигла 4 км.

В геодинамическом ряду платформенных осадочных бассейнов выделяют надрифтовые осадочные бассейны (НОБ) или впадины, представляющие собой депрессии (синеклизы), расположенные над областью предшествующего развития рифтового бассейна [Басков и др., 1998; Беленицкая, 2007, 2009]. В отличие от рифтовой стадии, скорость прогибания в синеклизах ниже, а площадь и длительность формирования — больше, за счет чего накапливаются значительные по мощности и объему пород осадочные тела. Особенностью НОБ является связь процессов, происходящих внутри самого тела осадочного бассейна, и внешних глубинных дивергентных движений, определяемых магматизмом и/или тектоно-термальной активизацией [Осадочные бассейны ..., 2004]. Вулканогенные породы в НОБ, в отличие от рифтовых бассейнов, чаще отсутствуют. Мощные докембрийские НОБ вместе с ниже расположенным рифтовым бассейном с вулканогенно-осадочным выполнением (авлакогены), характеризуются большой мощностью и линейной формой. Области над ранее существовавшим рифтом наиболее благоприятны для проявления процессов последующих тектоно-термальных активизаций, поскольку здесь ранее была нарушена сплошность земной коры на значительную глубину [Пучков, 2010, 2021]. Для НОБ характерна специфическая минерагения, закономерности формирования которой ещё требуют уточнения.

Внешние воздействия оказывают заметное влияние и на развитие внутренних процессов в НОБ. Его саморазвитие зависит от ряда условий, не в последнюю очередь от палеогеографии и типа климата в процессе осадконакопления [Холодов, 2006]. Чередование в развитии НОБ аридной или гумидной седиментации, а также субаэральных и субаквальных обстановок, приводит к накоплению в поровом пространстве осадочных резервуаров пресных или морских, в том числе и рассольных вод. Поровые воды при катагенезе являются основой для формирования эпигенетических флюидов, миграция которых в совокупности с эндогенным теплом последующих эпизодов рифтогенеза или тектоно-термальной активизации служит главным фактором для минералообразования [Лебедев, 1992; Япаскурт, 2016].

Приуральская перикратонная впадина [Пучков, 2010], в состав которой входили рифейские отложения БМА, имеет все признаки долгоживущего надрифтового осадочного бассейна. Мы рассматриваем бассейны раннего и среднего рифея к востоку от Волго-Уральской области как *Приуральскую надрифтовую впадину (ПНВ)*. На западе она соединялась с КБА, и

далее Серноводско-Абдулинским и Пачелмским прогибами (авлакогенами). Вместе эти структуры формировали интракратонные бассейны нижнего и среднего рифея с трансгрессивным характером осадконакопления. Бассейны представляли собой широкие депрессии с общей мощностью рифейских отложений более 12 км [Масагутов, 2002]. В верхнем рифее сформировался перикратонный бассейн, рассматриваемый как пассивная окраина Балтики [Хераскова и др., 2015].

В настоящее время западная часть ПНВ погружена под палеозойские отложения Предуральского краевого прогиба, а восточная обнажена в структуре БМА. Эта часть рифейских отложений ПНВ была последовательно вовлечена в орогенез сначала в позднем венде-кембрии (Тиманиды), а затем – в позднем палеозое (Уралиды) [Пучков, 2010].

Палеотектоника. Приуральская надрифтовая впадина имела длительную историю развития, в течение которой дважды рифтовая (грабен) стадия сменялась надрифтовой (синеклизой). Геодинамический режим формирования восточной части ВЕП в течение рифейского времени был пассивным с несколькими эпизодами рифтинга и последующим образованием широких надрифтовых депрессий. В раннем рифее на территории Волго-Уральской области и Приуральской впадины осадочный бассейн вначале короткое время развивался как континентальный рифтогенный. Терригенное осадконакопление осуществлялось в локальных грабенах, было представлено пролювиально-аллювиальными и озёрными осадками и на начальной стадии сопровождалось локальными излияниями базальтовых потоков и характеризовалось как режим «рассеянного рифтогенеза» (начало айского времени в БМА, сарапульско-прикамского в Волго-Уральской области) [Маслов, Ишерская, 1998; Сергеева и др., 2021]. Последующий устойчивый режим погружения способствовал образованию мощных депрессий (авлакогенов, см. рис. 1), с компенсированным и некомпенсированным терригенно-карбонатным шельфовым заполнением (саткинско-калтасинское и бакальско-кабаковское время). К концу бакальского времени, как показали литолого-фациальные реконструкции, тектоническая дряхлость рельефа привела к замедлению осадконакопления, погружение бассейна и компенсированное осадконакопление замедлилось, а затем и прекратилось. Активизация тектонического режима и завершение раннерифейской седиментации в связи с блоковым подъёмом территории в послебакальское время привели к формированию платформенной брахискладчатости и даже частичному размыву отложений раннего рифея (бакальская фаза складчатости, [Гарань, 1946]). Вероятно, эти локальные тектонические деформации были связаны с предрифтогенным подъёмом суши, растяжением земной коры и последующим формированием линейного рифтогенного грабена в машакское время.

Исследования, проведенные в окрестностях Бакальских месторождений, где в многочисленных горных выработках, скважинах и естественных обнажениях основательно

изучены взаимоотношения отложений бурзяния и юрматиния, подтверждают выводы о пологих углах ($10-15^\circ$) несогласия между отложениями бакальской и зигальгинской свит [Яницкий, Сергеев, 1962 и др.]. В районе Бакальского рудного поля Ю.А. Давыденко [1958] предполагался в предзигальгинское время размыв брахиантиклинали. В это время размыву глубиной до 700 м подвергалась преимущественно восточная часть брахиантиклинали (**рис. 1.7**) [Крупенин, 1999]. Перекрытие эродированных отложений бакальской свиты зигальгинскими песчаниками осуществлялось по субгоризонтальной поверхности, поскольку последние представлены прибрежно-морскими образованиями с постоянной мощностью 60-80 м [Яницкий, Сергеев, 1962; Стратотип рифея, 1983; Маслов, 1997]. Следовательно, отложения бакальской свиты к этому времени были слабо наклонены к западу [Крупенин, 2002].

В 15-20 км к ЮВ от Бакальского рудного поля, восточнее регионального Зюраткульского надвига, отложения зигальгинской свиты согласно налегают на вулканогенно-осадочные образования машакской свиты, формирующей структуру среднерифейского Машакского грабена. Конгломераты и песчаники машакской свиты залегают на низкоуглеродистых песчано-сланцевых отложениях юшинской свиты бурзяния (стратиграфический аналог бакальской свиты) с угловым несогласием до $40-60^\circ$. Такие крутые углы несогласия встречаются только в структуре Машакского грабена, в других районах БМА и Волго-Уральской области они значительно положе [Стратотип рифея, 1983; Романов, Ишерская, 2001]. В Бакальском рудном поле образования машакской свиты отсутствуют, но породы бурзяния прорваны дайками, одновозрастными с машакскими вулканитами [Эльмис и др., 2000; Ernst et al., 2006]. В тоже время на размытой поверхности терригенно-карбонатных отложений бакальской свиты местами отмечаются специфические слоистых терригенно-глинистые образования переменной мощности, известные как «сланцы перемыва» [Яницкий, Сергеев, 1962 — прослои кварц-хлорит-гидрослюдистых сланцев, мощность которых варьирует от первых сантиметров над карбонатными пачками бакальской свиты до десятков метров над терригенными пачками. «Сланцы перемыва» имеют зеленовато-серую (карьеры Ц. Иркутскан, Сидеритовый), с салатно-зеленым, реже вишнево-бурым, оттенком (карьеры Восточно-Буландихинский, Петлинский) окраску, отличающую их от темно-серых НГС бакальской свиты. Кварцитовидные песчаники зигальгинской свиты залегают согласно на «сланцах перемыва» и содержат их слабоокатанные обломки в базальной толще.

«Сланцы перемыва» рассматриваются как образования дозигальгинской переотложенной коры выветривания отложений бакальской свиты, хотя в них предполагается примесь пирокластики [Парначев, 1987]. Преимущественный размыв восточной части бакальской свиты, расположенной в западном борту Машакского грабена, предполагает, что отложения бурзяния здесь испытали смещение по листрическим сбросам, имевшим восточное падение (к центру

грабена), с наклоном отложений бакальской свиты в сторону, противоположную плоскостям сместителя (см. рис. 1.7а-в), по аналогии с отложениями в листрических блоках континентальных рифтов [Хаин, Ломизе, 1995; Elmore, 1984] (см. рис. 1.7г). Вертикальная амплитуда смещения по сбросам была меньше, чем в центре грабена, где в машакское время накопилось около 3 км осадков и вулканических потоков. После отложения зигальгинской свиты сформировалась уникальная структура примыкания песчаников к размытым карбонатно-терригенным толщам бакальской свиты. Она явилась определяющим рудоконтролирующим фактором для распределения гидротермально-метасоматического сидеритового оруденения на следующем этапе тектоно-термальной активизации в конце юрматиния [Крупенин, 2002; 2021].

Субмеридиональный грабен, сформированный в машакское время, прослежен в современной структуре БМА до 300 км, от широты п. Старосубхангулово на юге (хр. Шатак, р. Кургас), до г. Златоуст на севере (хр. Уреньга, р. Куваш). Присутствие пачек конгломератов мощностью до 100 м в машакской свите указывает на резкую расчленённость рельефа в это время и быстрое прогибание рифтогенного бассейна. В центральной части БМА также прослеживаются признаки резкого углубления бассейна в машакское время в восточном направлении. Например, в районе д. Исмакаево на хр. Шатак наблюдается мощный, до 2600 м, разрез машакской свиты, в которой выделено до 8 пачек вулканогенно-терригенного состава [Парначёв и др., 1986], для липарито-дацитов из которых определен U-Pb возраст (по цирконам) - 1370 ± 16 млн лет [Ронкин и др., 2007]. В данном разрезе вулканогенно-терригенные образования машакской свиты размывают НГС и кварц-полевошпатовые песчаники юшинской свиты и согласно перекрываются песчаниками зигальгинской свиты. В то же время, в нескольких км западнее те же кварцитовидные песчаники зигальгинской свиты несогласно залегают на НГС, подстилаемых доломитами, вулканогенные образования здесь отсутствуют. По данным геологического картирования, образования машакской свиты хр. Шатак надвинуты на запад [Объяснительная записка..., 2006], тем не менее, в западной части площади отложения машакской свиты полностью выпадают из разреза.

Аналоги машакской свиты фиксируются и в пределах КБА в составе терригенных пестроцветных отложений доломитов с потоками базальтов надеждинской свиты, локально распространенной в пределах небольших грабенов [Козлов, 2004; Сергеева и др., 2021] магматических проявлениях в породах норкинской свиты (скв. 183 Мензелино-Актаныш), которые прорваны габбро-долеритами (U-Pb датировки 1391 ± 2 и 1383 ± 2 млн лет, SHRIMP-II, по бадделеиту [Puchkov et al., 2013]). Формирование Машакского грабена продолжалось не более 20-40 млн лет [Ронкин и др., 2007; Puchkov et al., 2013]. Среднерифейский рифтогенез завершился образованием широкого НОБ (синеклизы) в БМА и КБА, представленной отложениями соответственно юрматинской и серафимовской серий.

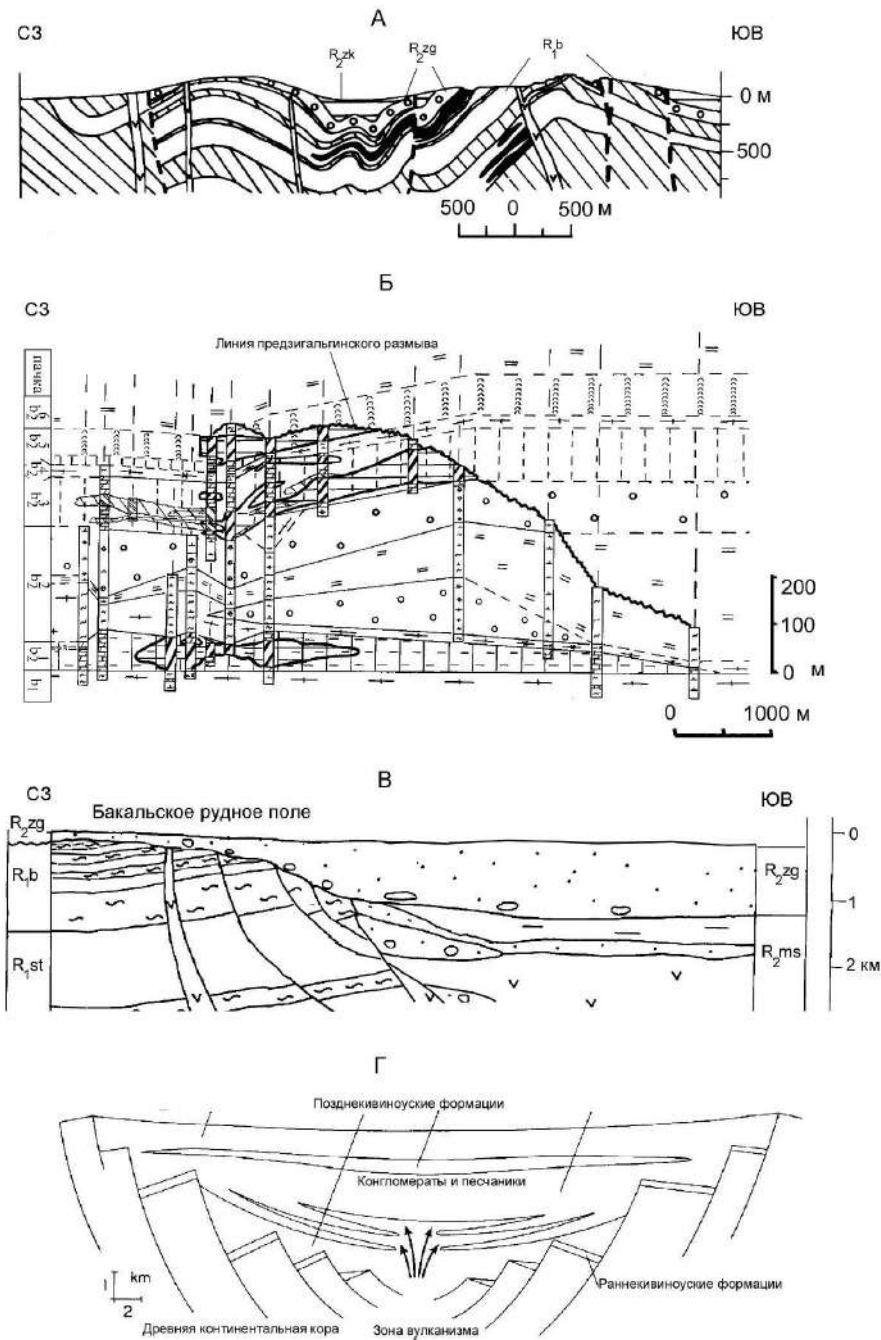


Рис. 1.7. Схема строения западного борта машакского рифта в начале юрматиния на широте Бакала.

А – поперечный геологический профиль через середину Бакальского рудного поля (по [Яницкий, Сергеев, 1962]) показаны: заштриховано - терригенные пачки, незаштриховано - карбонатные, залито - сидеритовые тела, осадочную толщу пересекают дайки диабаз; Б – схематический поперечный литолого-фациальный профиль через южную часть Бакальского рудного поля (по [Крупенин, 1999]), показано: преобладание размыва в направлении ЮВ; В – схематический геологический субширотный палеофиль на конец зигальгинского времени через западный борт машакского грабена; Г – тектоническая модель рифтогенного трога Кивинаван, рифей, Мичиган, по [Elmore, 1984].

Исходя из оценки степени размыва отложений авзянской свиты, достигающей сотен м, поскольку местами полностью размыты доломиты реветской (RF2av5) подбиты и контакт бирьянских (RF3zl1) аркозов проходит с куткурскими (RF2av4) пестроцветными алевролитами

[Маслов, Анфимов, 2000, с. 47]), можно считать, что инверсия тектонического режима на границе среднего и позднего рифея проявилась наиболее слабо. Тем не менее, на границе среднего и позднего рифея предполагается не только несогласие, но и длительный стратиграфический перерыв. Одним из доказательств длительности этого перерыва могут служить данные анализа мощности рифейских отложений бурзяния и юрматиния ПНВ.

Отложения нижнего рифея в северной части БМА, где обнажается весь разрез, имеют мощность до 6500 м [Стратотип рифея, 1983; Маслов и др., 2001]. Толщина глинисто-карбонатных комплексов бурзяния здесь достигает 3500-4900 м, в то время как в более южных и восточных частях (Ямантауский антиклинорий) она составляет не более 2300-2900 м, но там не известно основание отложений бурзяния. Мощности разреза и фациальный состав отложений бурзяния рассматриваемой ПНВ относительно стабильны [Маслов, 1997 и др.]. Анализ соотношения средних мощностей по типам пород для бурзяния показывает последовательное нарастание от базальтов к грубообломочным породам (конгломераты и песчаники) и далее к сланцам и карбонатам в соотношении 1:10:40:49 % [Крупенин, 2020]. Таким образом, грубообломочные и алевроглинистые породы количественно сопоставимы с карбонатными (50 и 49 %) и их мощности составляют соответственно 700, 2600 и 3200 м. В самих карбонатных породах бурзяния доломиты преобладают над известняками (в соотношении 72 и 28 %). Карбонатные породы развиты в средней и верхней частях разреза бурзяния и в их составе доломиты почти полностью слагают саткинскую свиту (около 2200 м), доломитовый прослой до 100 м (шуйдинская пачка) прослеживается и в бакальской свите. Следует отметить, что под доломитами в данном случае понимаются не эпигенетические гидротермально-метасоматические образования, а раннедиагенетические стратифицированные доломитовые пласты эвапоритового генезиса. Таким образом, высокая доля эвапоритовых доломитов в разрезе бурзяния (1750-1400 млн лет) отражает длительные периоды существования аридных условий.

Общая мощность разреза отложений юрматиния составляет, по разным оценкам и районам, 4000-6200 м [Стратотип рифея, 1983], среднее значение 4700 м. В центральной и восточной частях БМА мощность возрастает за счет вулканогенно-терригенной машакской свиты (трог рифта) и из-за увеличения мощности вышележащих отложений. Например, мощность прослоев песчаников зигальги в западном борту Машакского грабена (Тараташский антиклинорий, район Бакала) составляет 60-120 м, а в центре грабена, над отложениями машакской свиты (Ямантауский и Иремельский антиклинории) – 400 м [Стратотип, 1983].

В юрматинии соотношения мощности всех типов пород примерно равноценны, при уменьшении относительной роли карбонатов. Соотношение вулканитов, грубообломочных пород, сланцев и карбонатов равно 24:29:30:18 % (рис. 1.8). Высокое, по сравнению с

бурзянием, содержание магматических и грубообломочных пород вполне объясняется приуроченностью отложений к активной фазе машакского рифта, сформировавшего в центральной и восточной части БМА разрез до 2400 м (машакская свита). Вероятно, повышенная скорость погружения и после завершения активной вулканической деятельности способствовала накоплению больших мощностей в этой части осадочного бассейна.

В целом, суммарная мощность отложений юрматиния меньше бурзяния, что предполагает относительно короткое время седиментации в среднем рифее. Считается, что осадконакопления проходило в интервале геологического возраста отложений от 1380 до 1230 млн лет (К-Аг возраст глауконитов из куткурской подсвиты авзянской свиты [Полевая, Казаков, 1961]).

На основе метода тектонического анализа мощностей [Гарецкий, Яншин, 1960, Сеславинский, 1981 и др.] нами выполнены расчеты длительности накопления отложений бурзяния и юрматиния. Применимость данного метода наиболее корректна для полностью компенсированных относительно мелководных отложений шельфа. Многочисленные литолого-фациальные исследования уральского рифея подтвердили преимущественно бассейновый шельфовый характер осадконакопления [Маслов и др., 2001 и ссылки там].

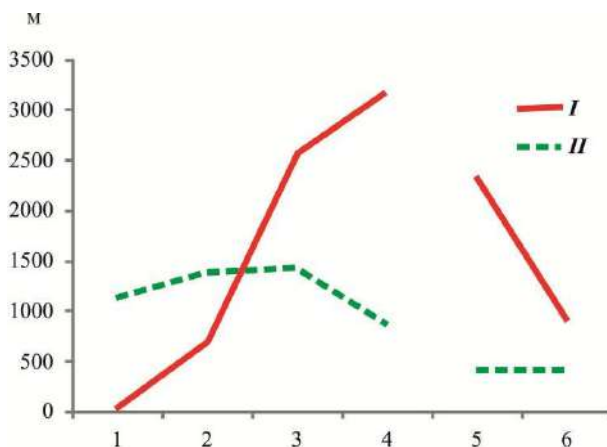


Рис. 1.8. Распределение мощностей по типам пород разреза БМА для отложений бурзяния (I) и юрматиния (II).

1- вулканы; 2 – конгломераты и песчаники; 3 – алевролиты и глинистые сланцы; 4 – карбонатные породы; 5 – доломиты; 6 – известняки.

Расчеты длительности накопления отложений бурзяния и юрматиния по методике [Сеславинский, 1983, 1984] показывают следующее. Расчетное значение длительности накопления отложений бурзяния составляет около 370 млн лет ($1752-1383=369$) при известной его длительности по данным геохронологии 370 млн лет ($1750-1380=370$ млн лет [Семихатов и др., 2015]). Расчетное время седиментации в среднем рифее составляет 201 млн лет ($1383-1182=201$) [Крупенин, 2020]. Это явно короче интервала, отведенного для среднего рифея на стратиграфической шкале ($1380-1030=350$ млн лет [Общая стратиграфическая ..., 2019; Семихатов и др., 2015]). Накопление отложений каратавия началось с аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты не позднее 964 млн лет [Маслов и др., 2018], соответственно, между накоплением отложений юрматиния и каратавия существовал

длительный период высокого стояния суши. На основании хемастратиграфических и изотопно-геохронологических данных А.В. Масловым [Маслов, 2021] длительность перерыва в осадконакоплении на границе юрматиний – каратавий предполагается до 250 млн лет. Вероятно, **с длительным перерывом в осадконакоплении, порядка 150-200 млн лет, на границе среднего и верхнего рифея были связаны тектонические перестройки, оказавшие влияние на флюидную миграцию в отложениях всего надрифтового осадочного бассейна, имеющего в это время мощность от 10 до 13 км.** Был ли этот перерыв связан с рифтогенезом, пока не ясно, но неоднократные термальные активизации в этот промежуток времени сыграли важную минерагеническую роль.

Разрезы бурзяния и юрматиния преимущественно состоят из чередующихся пластов терригенных и карбонатных пород. В последних есть прослои с повышенной пористостью (брекчии, масштабные строматолитовые биогермы) и пакеты частого переслаивания карбонатных и терригенно-глинистых отложений. Разрез с обилием контактов слоев предполагает хорошие условия для латеральной миграции поровых растворов в благоприятных условиях (градиент давления в катагенезе при различных тектонических дислокациях пластов). Исследованиями гидрогеологов установлено, что, как правило, латеральная миграция приводит к разгрузке катагенетических растворов в бортовые части бассейна [Карцев и др., 1969; Басков, 1976]. **В нашем случае зоной разгрузки оказался западный борт Машакского грабена, к которому приурочены месторождения Mg-Fe метасоматических карбонатов, ряд месторождений и проявлений полиметаллов и барита, флюорита.**

В верхнем рифее бассейн представлял собой пассивную окраину, проксимальными (шельфовыми) частями которой как раз и были районы Волго-Уральской области, БМА и верхнерифейские карбонатно-терригенные отложения Среднего Урала в пределах Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (ККМ); дистальные (склоновые) части были представлены Тимано-Печорской областью [Маслов и др., 2002].

В конце верхнего рифея (на уровне 710 млн лет) в восточной части современной структуры БМА на карбонатных отложениях укской свиты сформировалась рифтовая депрессия (аршиний) [Пучков и др., 2012]., заполненная потоками базальтов, затем тиллитов [Горожанин, 2023], указывающих на этап оледенения, совпадающий с фазой Стерт (717-659 млн лет [Halverson et al., 2020]).

В раннем венде отложения рифея были смяты и частично размывы на всей восточной части ВЕП. Локальные глубоко врезаемые в отложения верхнего рифея долины типа фиордов могли быть образованы при резком понижении уровня океана в связи с оледенением (толпаровская и суировская свиты [Келлер и др., 1984; Горожанин, 1988]). Несомненно, что

тектоно-термальные события в венде, нашли отражение в степени преобразования вмещающих рифейских отложений и миграции в них эпигенетических флюидов.

Послевендская история региона представляется как этап эволюции пассивной окраины ВЕП, восточная часть которой в ордовике испытала погружение с развитием окраинно-континентальных терригенных комплексов в связи с раскрытием Уральского палеоокеана. В девоне вновь была сформирована обширная надплатформенная депрессия с преимущественно глинисто-карбонатным выполнением. В среднем карбоне на востоке территории произошло образование предгорного прогиба в связи с закрытием палеоокеана и формированием Уральского орогена (верхний карбон – нижняя пермь). Именно тогда была сформирована взбросо-надвиговая структура БМА, породы которого начали размываться с нижнепермского (артинский век [Мизенс, 1997]) времени. Интенсивные денудационные процессы, связанные с развитием нижнемезозойской коры выветривания, способствовали формированию современного эрозионного среза этой структуры [Вахрушев, 1949]. Неотектонические движения вызвали воздымание ее до 1500 м [Смирнов, 1992, Пучков, 2000].

Палеогеография. В целом рифейская история седиментационных бассейнов на территории БМА, по данным детальных исследований А.В. Маслова [1997, 2001] разбивается на два неравных по длительности этапа: ранне-среднерифейский и позднерифейский. Предполагается, что в раннем и среднем рифее после коротких интервалов рифтовых бассейнов формировались относительно небольшие эпикратонные моря с седиментационными ваннами различного размера, где накапливались тонкотерригенные и карбонатные осадки значительной мощности. В позднем рифее, судя по особенностям строения и площадного распределения осадочных образований, появился крупный перикратонный морской бассейн, охвативший всю восточную и северо-восточную периферию ВЕП [Маслов и др., 2001].

Раннерифейский осадочный бассейн, по данным литолого-палеогеографических реконструкций, представлял собой широкую платформенную впадину на раздробленном фундаменте, выполненную грубообломочными красноцветными континентальными и прибрежно-морскими сероцветными терригенными и карбонатными образованиями [Нижний рифей..., 1989; Парначев и др., 1990; Крупенин, 1999; Маслов и др., 2001]. Палеогеография начальной стадии раннерифейского осадочного бассейна Волго-Уральской области характеризовалась расчленённым рельефом, вероятно, с уступами пород фундамента и дорифейского чехла в бортах формирующихся рифтогенных грабенов (**айский рифтогенный бассейн**), что привело к накоплению локальных линз конгломератов и шлейфов красноцветных алевроито-песчаных отложений, сформированных в прибрежно-континентальных условиях [Маслов, Ишерская, 1998]. Бассейн быстро эволюционировал в широкую субовальную эпиплатформенную депрессию (надрифтовый бассейн верхней части айской – бакальской свит

или **синеклиза 1**). В ней области карбонатного мелководья, где вполне уместна была и лагунная, и эвапоритовая седиментация (крупные карбонатные платформы в саткинское время и относительно мелкие – в бакальское [Маслов, 2024]), чередовались с относительно глубокими впадинами, заполненными углеродисто-глинистыми осадками. На примере БМА можно видеть, что, если в айское время источники сноса обломочного материала (выступы фундамента) находились к северу от бассейна, то в бакальско-юшинское время положение источников поменялось на южные румбы, и более мористые карбонатные фации расположились в северных районах [Крупенин, 1999; Маслов и др., 2001]. По данным изучения палеогеографии депоцентры раннерифейского бассейна для разных уровней находятся западнее БМА, на меридиане г. Уфа, а размеры бассейна совпадали с территорией Волго-Уральской области и БМА [Маслов и др., 2001]. В конце раннего рифея медленный подъём территории способствовал как образованию красноцветов на фоне существенно сероцветного разреза (субаэральный гипергенез верхней части терригенных отложений бакальской свиты), так и локальному размыву отложений [Гарань, 1946; Крупенин, 1999] во время кратковременного этапа относительно высокого стояния территории.

Начало среднего рифея ознаменовалось значительным расчленением рельефа, образованием мелких грабенов в пределах Волго-Уральской области (локально развитые континентальные вулканогенно-терригенные пестроцветные образования надеждинской свиты [Puchkov et al., 2013]), а также глубокого рифтогенного грабена в восточной части бассейна (**рифтогенный бассейн 2**). В Машакском грабене в условиях интенсивного прогибания и некомпенсированного осадконакопления образовалась мощная вулканогенно-терригенная толща, содержащая мощные пачки валунных конгломератов, лишённых матрикса [Маслов, 1994]. В зигальгинское время темпы прогибания снизились, осадконакопление проходило в литоральных зонах, осадочный бассейн превратился палеорифтовую котловину с выположенными бортами (надрифтовый бассейн или **синеклиза 2**), но относительно глубокую в центральной части (восточная часть БМА), где мощность песчаных осадков была максимальной. Середина и конец юрматинского времени снова характеризовались развитием широкого эпикратонного лагунно-морского бассейна на всей территории востока ВЕП с широким развитием «сверхмелководных» обстановок [Маслов, 1997] в условиях компенсированного карбонатно-терригенного осадконакопления. Для этого времени характерны как строматолитовые луга и алевроитопелитовые алтерниты литоралей, так и застойные лагунные обстановки с развитием горизонтов сульфидных, фосфоритовых и сидеритовых конкреций и аномально высоким накоплением органического углерода [Крупенин и др., 1995; Маслов, Анфимов, 2000; Овчинникова и др., 2013; Stueken et al., 2021]. В среднерифейском надрифтовом бассейне наблюдалось смещение депоцентров седиментации с

востока БМА в машакское время на запад (Волго-Уральская область) в зигазино-комаровско-акбердинское и авзянско-ольховское время [Маслов, 2000].

Стабильный тектонический режим в конце юрматиния привёл к затуханию терригенно-карбонатной седиментации, перерыву в осадконакоплении (континентальный режим с нерасчлененным рельефом), а в восточной части БМА — к размыву отложений авзянской свиты, которые подверглись выветриванию с неравномерным развитием пестроцветных пород (тюльменская пачка авзянской свиты [Маслов, Анфимов, 2000; Крупенин, Дуб, 2021]). Предполагается, что в интервале около 1250-1050 млн лет (около 200 млн лет), на территории, соответствующей Приуральской надрифтовой впадине (восток Волго-Уральской области и БМА) седиментации не происходило. Возможно, накопившиеся в это время осадки были размывы в предкаратауское время [Маслов и др., 2001, 2021]. На территории КБА и Серноводско-Абдулинского авлокагенов отложения каратавия отлагались на размывтой поверхности, среднего и нижнего рифея, и даже на породах кристаллического фундамента, что указывает на значительные тектонические события в регионе в это время. На западном склоне Северного Урала и Тимано-Печорской области отложения среднего рифея отсутствуют.

Формированию позднерифейского осадочного бассейна на востоке ВЕП предшествовала принципиальная палеогеографическая перестройка, которая совпала по времени с пиком тектоно-термальной активности и минерагенических событий в БМА. По сравнению с относительно небольшими седиментационными бассейнами (эпикратонными морями [Маслов, 1997]) раннего и среднего рифея, в начале позднего рифея (~1000 млн лет) на востоке Волго-Уральской области и в БМА была сформирована крупная призма красноцветных терригенных отложений. Возрастание мощности песчаных отложений бирьянской подсвиты зильмердакской свиты в БМА в восточном направлении, как и характер распределения отложений, указывают на формирование в данной части бассейна крупной дельтовой системы в условиях компенсированного прогибания [Маслов и др., 1998, 2001]. В бирьянское-катавское время в направлении с СЗ на ЮВ наблюдался переход от прибрежно-континентальных к мелководно-морским условиям. В инзерское–укское время неоднократно наблюдались перерывы в осадконакоплении, источники кластики появлялись в бассейне с различных сторон, в том числе и с востока в миньярское время [Маслов, 1997]. В середине позднего рифея бассейн превратился в крупный перикратонный прогиб в восточной и СВ частях ВЕП.

Региональное предвендское стратиграфическое несогласие в отложениях ВЕП знаменует новую перестройку палеогеографического плана [Маслов, 2006]. По представлениям Н.М. Чумакова [Климат в эпохи ..., 2004] одной из причин перерыва было понижение уровня океана в связи с лапландским оледенением в ранневендское время. В связи с этим в БМА (суировская и толпаровская свиты), а также в ККМ на Среднем Урале (нижняя часть танинской свиты

серебрянской серии, 598.1 ± 6.0 млн лет (цирконы, LA ICP_MS, щелочные базальты [Маслов и др., 2013]) были сформированы врезанные долины, заполненные микститами ледниковой природы. Расширение бассейна в результате морской трансгрессии с накоплением грубообломочного материала, сносимого с ВЕП, продолжалось в урюкско-байкибашевское время в Шкаповско-Шиханской (ШШВ) и Верхне-Камской впадинах. Развитие трансгрессии со стороны ВЕП привело к углублению бассейна и накоплению тонкообломочных осадков по всей восточной и СВ периферии платформы в начале верхнего венда (басинская свита в БМА, старопетровская свита ШШВ, перевалокская свита в ККМ).

Однако, в обширном бассейне этого времени появляется восточный источник сноса, представленный полимиктовым материалом. Он связан с образованием на востоке крупного горного сооружения Тиманид и началом заложения на восточной периферии ВЕП предгорного прогиба. Началось формирование мощных конусов выноса, поставляющих грубообломочный материал на запад, особенно в южной части (конгломераты куккараукской свиты, выклинивающиеся к западу, линзы гравелитов в зиганской свите в БМА) и образование мощных дельтовых систем с накоплением толщ терригенного полимиктового материала с растущего Тиманского орогена [Беккер, 1968; Аблизин и др., 1982; Willner et al., 2001; Гражданкин и др., 2010]. В конце верхнего венда и кембрии (?) наблюдалось обмеление этого бассейна, накопление аллювиальных отложений и затухание седиментации.

В период высокого стояния восточного края ВЕП в кембрии и раннем ордовике в крайних восточных частях кратона появились рифтогенные грабены с вулканогенно-терригенным выполнением (кидрясовская, нижнесергинская, козинская свиты и др.), знаменующие раскол континента и начало спрединга в среднем ордовике [Пучков, 2000]. До начала среднего девона на восточной окраине ВЕП осадконакопление проходило в неширокой зоне батинального края континента. Только с такатинского времени среднего девона эпикратонный шельфовый бассейн распространился на всю территорию востока ВЕП. При этом осадочные комплексы рифея и венда постепенно погружались в зону глубинного катагенеза. Амплитуда погружения увеличилась в связи с развитием Предуральского краевого прогиба (фамен – кунгурский ярус ранней перми), выполненного карбонатно-терригенным флишем, затем пермской молассой.

1.5. Стадиальный анализ отложений Приуральской надрифтовой впадины

Отложения рифея Приуральской впадины представлены как нормально осадочными породами, так и метаморфизованными разновидностями в трёх петрографических рядах: зернистые (обломочные), глинистые и карбонатные. Исследования изменений осадочных пород рифея в литогенезе выполнялись В.И. Ленных [1978], Ш.Н. Кацем [1971, 1978], Г.В. Карповой и

З.В. Тимофеевой [1975], Л.А. Гениной [Нижний рифей ..., 1989], но наиболее комплексно закономерности литогенеза рифейских отложений стратотипического разреза БМА и Волго-Уральской области были исследованы Л.В. Анфимовым [Анфимов, 1997; Маслов и др., 2001; Кагарманова, 1998],. В распределении зон постдиагенетических изменений пород БМА наблюдается 2 типа зональности и аazonальные области наложенного литогенеза в рудных полях. Первый тип связан с литогенезом погружения и проявляется в усилении катагенетических преобразований от молодых отложений к древним. Такая зональность четко проявлена в направлении с севера на юг (от пород бурзяния в Тараташском антиклинории до пород юрматиния и каратавия в Инзерском синклинории). Второй тип зональности проявляется в широтном направлении в виде обширной зоны метагенеза к востоку от Зюраткульского разлома и низкотемпературного метаморфизма в Таганайско-Иремельском и даже высокотемпературного в Маярдакском антиклинориях [Алексеев и др., 2006].

Зональность, связанная с литогенезом погружения, проявляется в осадочных породах всего исследуемого региона и представлена зоной глубинного катагенеза на западном крыле БМА и рифейских отложениях Волго-Уральской области, скрытых под палеозойскими толщами [Анфимов, 1997]. В этом ареале снизу вверх выделяются: подзона с элементами метагенеза (нижний рифей), подзона собственно глубинного катагенеза (средний рифей и зильмердакская свита верхнего рифея) и подзона с реликтами начального катагенеза (надзильмердакские образования каратауской серии) (**рис. 1.9**). Границы подстадий катагенеза определяются стратиграфическими границами и пересекаются контурами зоны метагенеза, которые, как и зона метаморфизма, не согласуются со стратиграфическими границами и везде их секут, нарушая тренд литогенеза погружения.

Песчаные породы (кварцевые, кварц-полевошпатовые, аркозовые и полимиктовые) во всех трёх подзонах глубинного катагенеза представлены кварцитовидными песчаниками. В самой начальной подзоне процессы образования регенерационного кварцевого цемента только начинаются, в подзоне собственно глубинного катагенеза они широко проявлены совместно с конформизмом и инкорпорацией отдельных зёрен в слитный каркас. В зоне метагенеза широко развиты рекристалляционный бластез и грануляция, катаклаз, направленная коррозия обломочных зёрен, порода называется кварцито-песчаник. Как только слоистость и обломочная структура сменяется на гранобластовую, порода превращается в метаморфический кварцит.

Карбонатные породы (известняки и раннедиагенетические доломиты) на подстадии глубинного катагенеза с реликтами начального представлены раскристаллизованными разностями с участками пелитоморфной структуры. На подстадии глубинного катагенеза развиваются кристаллические известняки и доломиты, на следующей подстадии происходит укрупнение кристаллических структур. В метагенезе наблюдается мраморизация, полосчатость,

гетеробластовые структуры. В зоне метаморфизма появляются полосчатые мраморы с гранобластовыми крупнокристаллическими структурами и прожилками.

Наиболее чувствительным индикатором стадий катагенетического преобразования оказались глинистые породы. Минеральные изменения проявляются как в собственно глинистых породах, так и в составе глинистой примеси в обломочных (алевролитах и песчаниках) и карбонатных породах. Петрографическая характеристика глинистых пород рифейского разреза БМА приведена в табл. (табл. 1.1). В ней первые три строчки петрографических типов соответствуют подстадиям глубинного катагенеза: 1 – с реликтами начального катагенеза, 2 – собственно глубинного катагенеза, 3 – с элементами метагенеза; 4 – метагенеза. Гидрослюдисто-хлоритовый парагенез является принципиальным индикатором предельного изменения глинистого вещества в условиях катагенеза [Анфимов, Демчук, 1986]. В то же время в подзоне с реликтами начального катагенеза возможно присутствие смешанослойных образований типа монтмориллонит-гидрослюда, гидрослюда-хлорит, гидрослюда-вермикулит [Кагарманова, 1998, Маслов и др., 1999], а также сохранение диагенетических палыгорскита и глауконита в особых осадочных фациях.

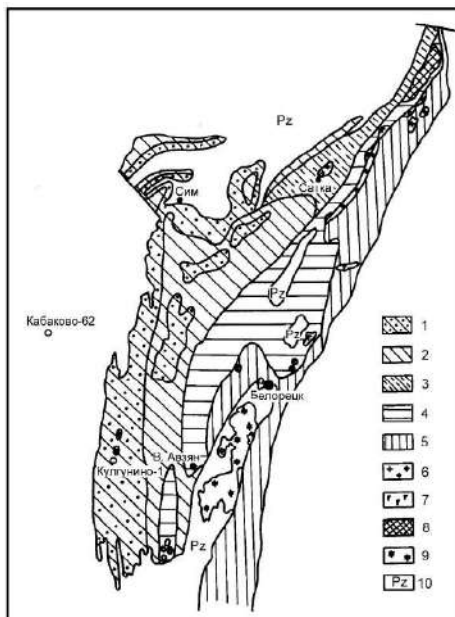


Рис. 1.9. Схематическая карта постдиагенетически измененных рифейских осадочных пород БМА (по [Анфимов, 1997]). 1-5 - уровни изменения: 1 – глубинный катагенез с реликтами начального катагенеза; 2 – глубинный катагенез; 3 – глубинный катагенез с элементами метагенеза; 4 – метагенез; 5 – метаморфизм; 6-10 – типы пород: 6 – граниты, 7 – габброиды, 8 – метаморфиты, 9 – серпентиниты, 10 – осадочные образования палеозоя.

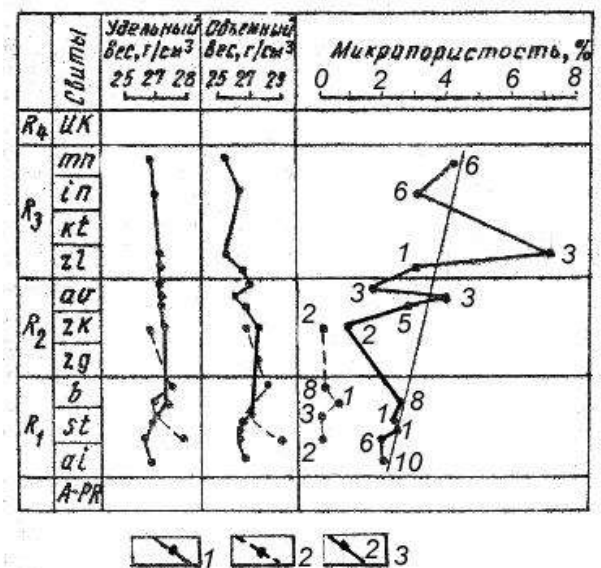


Рис. 1.10. Усреднённые значения некоторых физических свойств пелитовых сланцев в рифейском разрезе западного крыла БМА (по [Анфимов, 1997]). 1 – безрудные зоны; 2 – рудные поля; 3 – количество проб; Слева – уровни типового разреза, соответствуют таковым на рис. 1.2.

Кроме того, существуют особые случаи неоднородности постседиментационных преобразований глинистых пород. К примеру, в Бакальском рудном поле в мощном (более 200 м) пакете глинистых сланцев иркусканской пачки бакальской свиты наряду с парагенезом гидрослюда – Mg-Fe хлорит присутствует значительная примесь смектита монтмориллонит-гидрослюда [Крупенин и др., 1999], (признак начала раннего катагенеза). Стратиграфически выше в данном рудном поле в филлитовидных сланцах зигазино-комаровской свиты в гидрослюдисто-хлоритовых сланцах присутствуют стильпномелан и пирофиллит, относимые к стадии метагенеза [Маслов и др., 1999]. Причина такой неоднородности кроется в различной скорости прохождения постдиагенетических преобразований в зависимости от проницаемости. В мощной однородной глинистой толще иркусканской пачки наблюдается затруднение оттока элизионных вод из глинистых пород и замедление их перекристаллизации. В мелкослоистой глинисто-алевролитовой толще зигазино-комаровской свиты интенсивная латеральная катагенетическая миграция флюидов (особенно в связи с мощным термальным потоком в центральной части Бакальского рудного поля с температурой более 250° С) максимально ускорила метаморфическую переработку.

Стадиальные изменения выявлены пикнометрическим методом определения микропористости глинистых пород. На большом количестве проб (более 70) показано, что средняя величина этого параметра уменьшается от 4.36% (вариации 3-7%) в разрезе верхнего рифея БМА до 2.23% (1.8-2.5%) в нижнем (**рис. 1.10**). Микропористость уменьшается в зонах максимальной катагенетической перекристаллизации в гидротермальных рудных полях и приближается к значениям метаморфических пород (0-0.5%) [Анфимов и др., 1987].

Показательным индикатором уровня постдиагенетических преобразований является степень кристалличности диоктаэдрических слюд глинистых пород рифея БМА и палеозоя востока ВЕП (**рис. 1.11**). Степень кристалличности определяется остротой базального пика 10,0 Å диоктаэдрических слюд [Weaver, 1960] и увеличивается от аргиллитов до филлитов. Изменяется и полиморфная модификация диоктаэдрических слюд: в микросланцах пелитовых это 1М, в сланцах пелитовых появляется модификация 2М₁, в филлитах модификация 1М исчезает. Кроме того, в филлитовидных сланцах гидрослюда сменяется серицитом.

Изучение индекса кристалличности Кюблера для иллита и хлорита из тонкой фракции (менее 2 мкм) карбонатных пород рифея БМА по методу [Kisch, 1991], показало, что они соответствуют уровню изменения анхизоны (в российских терминах - глубинный катагенез). Отмечено сходство данных параметров для нерастворимого остатка вмещающих известняков и доломитов из различных районов БМА (Бакало-Саткинский и Зигазино-Комаровский), имеющих и разный возраст (бакальская и авзянская свиты, **рис. 1.12**). В то же время индексы

кристалличности иллита и хлорита из тонкой фракции метасоматических сидерита (Бакал) и магнезита (Сатка) имеют более высокую степень изменения – эпигенез (метагенез).

Комплекс индикаторов постдиагенетических изменений пород позволил Л.В. Анфимову [1997] утверждать, что верхняя часть рифейского разреза БМА была погружена на глубины более 2-4 км, в то время как нижняя опустилась до глубин 20-25 км. Температуры в основании этой толщи достигали 280°C, а в верхах – 80-90°C, что находится в соответствии с невысоким геотермическим градиентом, характерным для кратонных впадин [Логвиненко, 1968; Холодов, 1983], порядка 1.1-1.6°C/100 м. Термальные воздействия и перекристаллизация вели к омоложению К-Аг возраста глинистых пород в нижней части разреза: в бурзании возрасты определены в интервале 405-843 млн лет, в юматинии – 440-890 млн лет.

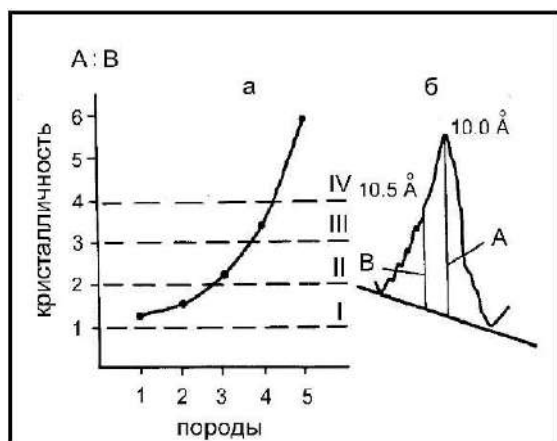


Рис. 1.11 Кристалличность диоктаэдрических слюд рифея БМА и палеозоя Волго-Уральской области [Маслов и др., 2001]: (а) – ряд “глины-...-филлиты”: 1 – глины, Р₃, восток ВЕП (5 обр.); 2 – аргиллиты, Р₃, восток ВЕП (14 обр.); 3 – пелитовые сланцы, RF₃, БМА (5 обр.); 4 – филлитовидные сланцы, RF₁-RF₂, БМА (13 обр.); 5 – филлиты, RF₃, хр. Уралтау (11 обр.). I – начальный катагенез; II – глубинный катагенез; III – метагенез; IV – метаморфизм; (б) – дифрактометрические параметры коэффициента кристалличности Ч. Уивера (Кк = A/B).

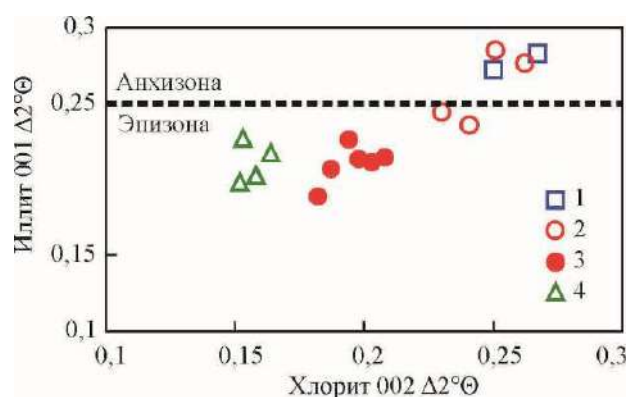


Рис. 1.12. Индекс кристалличности Кюблера для иллита и хлорита (по методу [Kisch, 1991]) из тонкой фракции (менее 2 мкм) различных карбонатных пород рифея БМА [Ellmies et al., 1999]. 1 – доломит, RF₂av₁ авзянская свита, Тукал; 2 – известняк RF₁bk₂ бакальская свита; 3 – сидерит RF₁bk₂ бакальская свита; 4 – магнезит RF₁st₅² саткинская свита.

В то же время, для разреза верхнего рифея наблюдается согласование возрастов диагенетических глауконитов в пределах 630-964 млн лет и глинистых пород в интервале 649-979 млн лет, что подтверждает слабое тепловое воздействие на породы каратавия [Маслов и др., 2001]. Л.В. Анфимовым для БМА отмечена закономерность: удревание К-Аг возраста глинистых пород бурзании прямо коррелируется с увеличением содержания в них калия, в то время как для юматинии и каратавия такой связи нет. Это связано с серицитизацией гидрослюд при прохождении глубинного катагенеза или «кристаллохимическим созревaniem диоктаэдрических гидрослюд» [Маслов и др., 2001, стр. 123]. Изучение Аг-Аг соотношений в

рифейских породах БМА показало, что они сохранили докембрийские характеристики и не нагревались в палеозое выше 200°C [Glasmacher et al., 1999].

В Волго-Уральской области (западная часть Башкортостана) по данным Т.В. Ивановой с соавторами *«осадочные породы венда по характеру постседиментационной переработки отвечают протокатагенезу с начальными чертами мезокатагенеза, а рифея – мезокатагенезу с начальными чертами апокатагенеза»* [Иванова и др., 2005, с. 34]. Рифейские кварцитовидные песчаники имеют конформно-регенерационных структуры и гидрослюдисто-хлоритовый цемент [Масагутов, 2002; Иванова, Дьяконова, 2006;]. Глинистые минералы здесь не испытали избыточного термального воздействия и абсолютный возраст тонких фракций (Rb-Sr метод) соответствует их геологическому возрасту в разрезе всего рифея [Горожанин, 1995].

Показателем влияния вендско-палеозойских метаморфических процессов на породы рифея (широтная зональность) может служить сравнительный анализ степени преобразования К-Аг возраста глинистых минералов. Такой широтный профиль был изучен в зоне сочленения Инзерского синклинория и Ямантауского антиклинория на разрезах каташкинской подсвиты авзянской свиты среднего рифея (стратиграфический возраст около 1220 млн лет), формировавшихся в сходных палеогеографических обстановках. С запада на восток наблюдается нарастание степени преобразованности исходно глинистых пород, что хорошо фиксируется как по материалам оптического изучения, так и по данным дифрактометрического и термического анализа. Выделена западная зона неперекристаллизованных тонкодисперсных “деградированных” иллитов без выраженной полиморфной модификации с К-Аг возрастом 770 ± 20 и 660 ± 18 млн лет и восточная зона (восточнее Зюраткульско-Караташского регионального разлома) с трансформированными иллитами модификации $2M_1$ с примесью $1M$ с К-Аг возрастом от 517 ± 15 до 441 ± 13 (млн лет) [Демчук и др., 2000].

Для глинистых сланцев из района Бакальского рудного поля, расположенного западнее указанного разлома и в 200 км севернее рассмотренного профиля, получены К-Аг датировки серицитов — 630-670 млн лет. Сходные значения для аналогичных образований авзянской свиты были получены из района Туканских бурожеlezняковых месторождений в 40 км севернее данного профиля [Крупенин, Калеганов, 1995]. Глинистые породы восточнее Зюраткульско-Караташской разломной структуры характеризуются более высокой степенью преобразованности и более молодым, палеозойским К-Аг возрастом. К примеру, в тектонической структуре Ямантауского антиклинория для серицита из слюдистых кварцитов зигазино-комаровской свиты среднего рифея в разрезе у р. Яндык в 3 км СЗ от с. Нижнесерменево на автодороге Белорецк-Инзер значения К-Аг возраста варьируют в интервале 515 ± 15 - 458 ± 13 млн лет [Крупенин и др., 2001].

Предполагается, что тектоническая позиция изучаемых разрезов определяет время и характер проявления тектоно-термальных воздействий. В западной части БМА слабые тектоно-термальные события проявились в течение длительного периода 770-530 млн лет, причем статистический пик датировок близок к границе верхнего рифея и венда (600 млн лет) и может быть связан с импульсами сжатия (Тиманский орогенез по [Пучков, 2000]. В восточной части структуры более интенсивно проявились нижнепалеозойские воздействия, связанные, по всей видимости, с началом образования Уральского складчатого пояса, которые перекрыли все предшествующие преобразования глинистых пород [Крупенин и др., 2001].

На восточной периферии БМА, к востоку от Зюраткулько-Караташского надвига, рифейские отложения подвержены изменениям на уровне метабазита с развитием проникающего кливажа [Пучков, 2008], наблюдается несколько областей развития метаморфизма, связанных с Тиманским этапом. С.Н. Ивановым и А.И. Русиным причины регионального метаморфизма верхнедокембрийских толщ востока БМА объясняются процессами растяжения и пластичного течения в условиях внутриплитного рифтогенеза и разрыва континентальных плит [Иванов, Русин, 2000]. Вендский термальный купол (Белорецкий комплекс) сложен рифейскими отложениями и подвержен зональному метаморфизму барроуского типа, достигающему гранулитовой фации [Алексеев и др., 2006]. Отложения палеозоя (начиная с ордовика), перекрывающие дислоцированные вендские метаморфиты, не метаморфизованы, залегают полого с угловым несогласием [Пучков, 2008]. В Златоустовском районе метаморфические комплексы уровня амфиболитовой фации [Алексеев и др., 2006; Русин, 2005] также имеют вендские датировки, однако на уральском этапе подверглись интенсивным деформациям.

Отметим, что архейские высокобарические образования Караташского комплекса (БМА) подвержены ретроградному метаморфизму на уровне эпидот-амфиболитовой (1100 млн лет) и зеленосланцевой (650–590 млн лет) фаций в линейных зонах с образованием бластомилонитов [Иванов и др., 1986; Ленных 1986; Ленных и др., 1978, 1989]. Смещения, которые происходили по этим зонам в отложениях раннего докембрия, могли способствовать активной миграции флюидов в вышележащем рифейском бассейне породообразования в восточной части надрифтовой впадины и оказать влияние на формирование минерогенического облика региона.

1.6. Минерогения Приуральской надрифтовой впадины

Месторождения различных МПИ приурочены к ниже-среднерифейским осадочным толщам БМА и отсутствуют в верхнерифейских. Наиболее известны магнезитовые месторождения, крупнейшие в мире месторождения сидеритов Бакальской группы, ряд

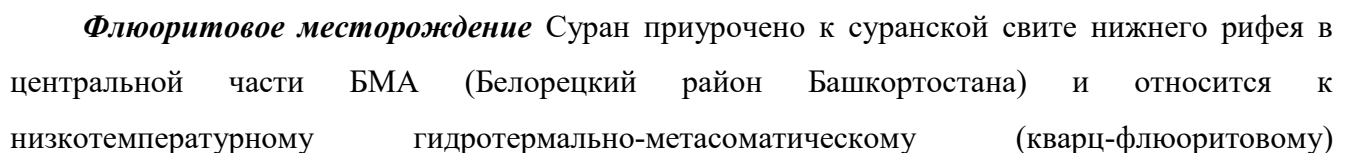
месторождений высококачественных бурых железняков, полиметаллов и барита, Суранское месторождение флюорита (**рис. 1.13**). Кроме того, в восточной части БМА разрабатывались небольшие коренные и россыпные месторождения золота; с габброидами Кусинской интрузии связаны огромные запасы титаномагнетитов. Неисчерпаемы и недооценены запасы нерудного и строительного сырья в рифейских толщах региона. Генезис указанного набора МПИ связан со структурой и историей развития, вмещающей эти месторождения ПНВ.

Этапы эвапоритовой седиментации НОБ осадочных бассейнов вызывают контрастные преобразования в составе флюидов и особенностях минерализации. Для эвапоритовых толщ характерны не только прослои сульфатов и галогенидов, но также и стратиформные амагматические залежи меди и полиметаллов, барита, целестина, флюорита, которым посвящена гигантская литература.

Новым, ранее не отмеченным в данном ряду минерогеническим объектом, являются Mg-Fe карбонатные метасоматиты, приуроченные непосредственно к НОБ, в которых развиты эвапориты. Мы относим сюда месторождения кристаллического магнезита (МКМ) и сидерита в карбонатных толщах. Проявления масштабной доломитизации подсолённых карбонатных комплексов также относятся как к эпиплатформенным бассейнам [Попов и др., 2016], так и к НОБ. Детально изученными примерами НОБ, для которых уже разработаны модели образования магнезитовых месторождений, являются верхнедокембрийский Приуральский бассейн (БМА) [Крупенин, Кольцов, 2017] и ряд палеозойских бассейнов в Центральной Европе [Prochaska, 2016] (модели с участием рассольного гидротермального флюида). В этих НОБ много эксплуатируемых МКМ (Саткинское на Урале, Брайтенау в Восточных Альпах, Ойги в Пиренеях, Елшава в Западных Карпатах и др.), а также и метасоматических залежей 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, типовой для бассейнов с эвапоритами (месторождения полиметаллов и барита, флюорита). С базовыми для нашего исследования бассейнами сходны НОБ: Приангарский (Енисейского края), а также Северо-Китайской платформы (Ляонинь) [Jiang et al., 2004] и ряд других, где 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.

Ниже даётся краткая характеристика месторождений в осадочных толщах БМА исключая месторождения *магнезита и сидерита*, разбираемых в 3 и 4 главах диссертации.

Месторождения бурого железняка, связанные с образованиями кор выветривания, широко развиты в отложениях рифея, но наиболее ими насыщены Авзянский, Зигазино-Комаровский и Белорецкий районы Башкортостана, а также Бакало-Саткинский горнорудный



промышленному типу. Запасы руды составляют около 2000 тыс. т, при содержании CaF_2 38% [<http://www.bashnedra.ru/contests-auct/414/>]. Кроме того, в районе месторождения выделяется субмеридиональная полоса флюоритовых проявлений в карбонатных толщах суранской свиты с прогнозными ресурсами до 10 млн. т [Магадеев и др., 1997].

Было установлено, что селлаит в месторождении приурочен к контакту с дайкой пикрит-долерита, с глубиной появляется флюорит-кварцевая ассоциация, к верхним горизонтам приурочен оптический флюорит [Ларионов и др., 1987; Настасиенко, Сомов, 1991; Крупенин и др., 1999]. Геохимическое изучение всех разновидностей флюорита с анализом распределения лантаноидов показало их сходство с флюоритами, генетически связанными с гранитоидами [Крупенин и др., 1999], а высокорассольный состав включений и их геохимические особенности предполагают эвапоритовую природу флюидов [Крупенин и др., 2012б]. Образование фтороносных флюидов проходило при катагенетическом взаимодействии рассолов с рифтогенными гранитоидами в зоне машакского грабена. Возраст флюоритовой минерализации по сингенетичному флогопиту (К-Аг метод) составил 770-620 млн лет [Настасиенко, Сомов, 1991], Sm-Nd метод позволил получить линию согласования по всем типам флюоритов и селлаита 1219 ± 120 млн лет, коррелируемую с Rb-Sr возрастом сингенетичного мусковита 1233 ± 15 млн лет [Ellmies et al., 2000; Крупенин и др., 2012б].

Барит-полиметаллическая стратиформная минерализация в БМА обнаружена на различных стратиграфических уровнях от нижнего до верхнего рифея. Преимущественно проявления и месторождения приурочены к отложениям авзянской свиты среднего рифея.

В Тирлянском рудном районе в контурах Верхнебельского синклиория расположены Аршинская, Николаевская и Талменевская группы. Первая включает Верхне-Аршинское месторождение, которое разрабатывалось в 50-е г. XX века, проявления Северо-Аршинское, Осинское и другие. Вторая группа — проявления Николаевское, Новое и др.; третья группа — Каменный ключ и др. [Ротарь, Ротарь, 1978]. Баритоносность данного района низкая.

В Бурзянском районе, в южной части сочленения Инзерского синклиория и Ямантауского антиклиория, размещены Кужинское рудное поле с барит-полиметаллическим (Ba-Pb-Zn) оруденением и ряд Pb-Zn проявлений: Алакуяновское, Малый Нугуш, Большой Нугуш. Существенно баритовые проявления: Бретьякское, Ирлинское, Тергинское, Малошаикское и другие приурочены к кужинской толще (серии по В.А.Филиппову [1997, 2008]). Ряд баритовых, сульфидно-баритовых и существенно Pb-Zn проявлений в западной части БМА (Алатаусский антиклиорий) находятся в отложениях каратавия — Среднекуярташское, Балтаюртовское, Беркутовское, Зилимское, Правобережное и другие.

В Тараташском антиклиории известны Ba-Pb-Zn рудопоявления в свитах бурзяния: Паленихинское — в саткинской, Иркутское и Петлинское — в бакальской. В Кусинском

районе имеется Медведевское баритовое месторождение. В отличие от других типов стратиформной минерализации в регионе, связанных с образованиями нижнего и среднего рифея, проявления Ва-Pb-Zn развиты и среди терригенно-карбонатных отложений верхнего рифея, реже — в нижнепалеозойском обрамлении БМА. Кроме того, они размещены более широко и захватывают как центральные, так и структуры западнее Машакского грабена. Образование и баритов, и Pb-Zn руд связано с отложением рудного материала из подводных эксгаляций и относится к SeDex типу [Маслов и др., 2001].

По данным Р.С. Казакова [1986] по вещественному составу и структурно-текстурным признакам, особенностям регионального и локального контроля оруденения выделяется 4 типа баритовых месторождений и проявлений: мономинеральный пластообразный (Кужинское месторождение), Ва-Pb-Zn пластовый (Кужинское Pb-Zn месторождение), кварц-карбонат-баритовый пластовый (Ирлинское, Бретьякское, Туканское), кварц-лимонит-баритовый пластообразный (кора выветривания перечисленных выше типов, а также Медведевское месторождение в отложениях саткинской свиты нижнего рифея).

Кужинское барит-полиметаллическое месторождение, находящееся в стадии предварительной разведки, имеет содержание барита 51,68%, а запасы руды – 5,8 млн т. Полиметаллическая залежь имеет запасы 4 млн т руды со средними содержаниями: цинка 2,05%; свинца 2,92%; бария 8,6%; серебра 12,7 г/т. Рудное поле расположено в западной краевой части Ямантауского антиклинория, в южной части Кужинско–Бретьякской глыбовой структуры. Кроме Кужинского рудного поля к указанной структуре приурочены еще и Бретьякское, и Алакуяновское Ва-Pb-Zn проявления [Филиппов, 1978]. Кужинское рудное поле приурочено к западному крылу Кужинской синклинали. Центральная часть структуры сложена породами зильмердакской свиты, в периферических частях развиты породы рудоносной кужинской толщи (серии по [Филиппов, 1997]).

В минеральном составе Pb-Zn руд кроме основных минералов галенита и сфалерита (клеюфан), по данным Т.И. Широбоковой [1992], обнаружено присутствие халькопирита, блеклой руды. При рентгеноспектральном микрозондировании установлено присутствие, мас. %: в сфалерите кадмия от 0,13 до 0,28, в пирите свинца до 1,11 в галените, ассоциирующем с пиритом – меди 0,08, кадмия 0,02, железа – 0,06. Пробирным анализом в Pb-Zn рудах отмечена концентрация серебра до десятков граммов на тонну, а также повышенные содержания In, Ga, Ge, Te, Se, Ta [Широбокова, 1992].

При геохимическом изучении вмещающих пород кужинской толщи Т.И. Широбоковой [1992] установлены повышенные (на два порядка выше кларка) концентрации бария, а также галогенов (фтор, хлор), бора и лития. Для рудовмещающей доломитовой пачки отмечен повышенный фон ртути, 10-20 раз выше кларка и 2-5 раз выше местного фона (до $60 \cdot 10^{-6}\%$).

Аналогичные высокие концентрации ртути встречаются в песчаниках зильмердакской подсвиты. Доломиты кужинской толщи имеют повышенные, по сравнению с доломитами разных уровней авзянской свиты, концентрации Cr, Ni, Co, V, Cu, Pb.

Верхне-Аришинское полиметаллическое стратиформное месторождение расположено в северном крыле Тирлянской синклинали в Верхнебельском синклинории. Доломиты рудовмещающей реветской подсвиты авзянской свиты здесь изменены на уровне метабазита, глинистые породы представлены филлитовидными хлорит-серицитовыми сланцами. Дайки и силлы габбро-диабазов в рудном поле не имеют пространственной связи с Pb-Zn оруденением. Линзообразное рудное тело залегает согласно со смятыми в складки вмещающими доломитами [Ротарь, Ротарь, 1978] и сложено сульфидными рудами. Преобладающим развитием в рудах пользуется пирит массивной текстуры, менее распространены разновидности с реликтовой слоистостью, вторичной пятнисто-прожилковой и брекчиевидной текстурами. Содержание сфалерита в рудах превышает в 2-3 раза содержание галенита. Барит в этом типе месторождений в заметных количествах не присутствует.

Геохимическое изучение руд показало присутствие в сфалерите кадмия, галлия и германия, золота, серебра, галлия и германия в галените, кобальта в пирите. В серебряных корольках из Pb-Zn руд выявлены повышенные концентрации платины, палладия и родия [Осетров, 1959]. При электронно-микроскопических исследованиях обнаружены признаки первичной структуры тонкодисперсного вещества сульфидных руд, которые указывают на осадочное отложение пирита и сфалерита “из пересыщенных рудоносных растворов при неравновесных условиях минералобразования” [Широбокова, 1992, с.41]. Нахождение в рудах джемсонита и эвкайрита (селенид серебра и меди) указывает на температуры преобразования руд не выше 180°C, а сам факт наличия сульфосолей в рудах свидетельствует об эндогенном источнике вещества руд и температуре седиментогенного отложения не ниже 90-100°C. Устойчивое обогащение сульфидов тяжелым изотопом $\delta^{34}\text{S}$ (+20-26‰) показывает происхождение серы из морских сульфатов. Для тонкозернистых руд установлено отсутствие изотопного равновесия между сосуществующими пиритом и сфалеритом, что указывает на отложение этих минералов при температуре не выше 150°C. С помощью тройной диаграммы изотопного состава серы сосуществующих пирита, галенита и сфалерита установлено образование сульфидов при температуре 230°C [Ellmies et al., 2000].

Одним из основных признаков Ba-Pb-Zn минерализации, позволяющим связывать ее формирование с осадочным процессом, является приуроченность к конкретным узким стратиграфическим интервалам многокилометрового разреза рифея. Большинство этих проявлений локализовано в каташкинской подсвите авзянской свиты среднего рифея или в узком горизонте в основании кужинской серии под позднерифейскими отложениями. Менее

распространены Ba-Pb-Zn проявления в отложениях нижнего рифея, но и здесь существует их преимущественная приуроченность к нижекусинскому и нижнесаткинскому уровням саткинской свиты и шуйдинскому бакальской свиты. Для месторождений и проявлений типична пластообразная форма залежей и согласное их размещение внутри доломитовых горизонтов. Для Верхне-Аршинского месторождения отмечается наличие седиментационной слоистости сульфидных руд [Крупенин, Эльмис, 2000], приведены доказательства формирования тонкодисперсного сульфидного осадка среди доломитовых илов в Кужинском и Верхне-Аршинском месторождениях, [Широбокова, 1992]. Баритоносный горизонт в авзянской свите прослеживается на расстояние до 80 км, что является доказательством связи баритоносности с условиями осадконакопления на данном стратиграфическом уровне [Казаков, 1978]. Тяжелый изотопный состав серы рудного горизонта Кужинского месторождения (значения $\delta^{34}\text{S}$ в интервале от +18 до +28‰) позволяет предполагать, что сульфиды образовались в результате восстановления седиментогенных баритов [Широбокова, 1992].

В то же время, существуют признаки связи руд с магматическими источниками. Они определяются наличием в рудах Кужинского и Верхне-Аршинского месторождений сульфосолей, кадмия, кобальта, ртути, [Широбокова, 1992], повышенным рядом элементов-индикаторов магматической деятельности - меди, мышьяка и сурьмы в охристых баритовых рудах Бретьяцкого проявления [Казаков, 1986]. На связь рудоносных флюидов с магматическими источниками основного-ультраосновного состава указывает повышенное содержание платиноидов в сульфидных рудах Верхне-Аршинского месторождения, но в рудоносных толщах авзянской свиты отсутствуют проявления магматической деятельности.

Проведенное различными исследователями изучение изотопного состава свинцов из галенитов Pb-Zn месторождений и проявлений региона, показывает их сходство с изотопным составом свинцов вмещающих доломитов, что позволяет предполагать близость источников свинца как для вмещающих пород, так и рудных объектов. В то же время на Pb-Zn месторождениях отмечены галениты с более высоким отношением радиогенных изотопов свинца. Основной причиной этого является слабая интенсивность гидротермальных процессов, не обеспечивших гомогенизацию свинца, выносимого из пород, хотя вероятной может быть и неоднократное поступление свинца из различных источников [Феоктистов и др., 1978]. По данным Т.И. Широбоковой [1992] модельный возраст свинцов для Pb-Zn месторождений среднего рифея составляет примерно 1200 млн лет, а для Паленихинского проявления в отложениях саткинской свиты нижнего рифея - около 1500 млн лет, что вполне сопоставим с геологическим возрастом вмещающих оруденение пород.

В.П. Парначевым [1987] и Т.И. Широбоковой [1992] был сделан вывод об эвапоритовой природе кужинского и других барит-содержащих осадочных бассейнов. В качестве доводов

приводились высокие концентрации фтора, хлора, бора, само наличие сульфатов в виде барита и гипса, присутствие кавернозных доломитов, которые могут быть следствием выщелачивания сульфатов, данные о тяжёлом изотопном составе серы, указывающие на ее первично сульфатный состав. Как известно, эвапоритовые условия способствуют накоплению не только барита, но и Pb-Zn [Страхов, 1960].

Четкая стратифицированность сульфидного оруденения в маломощном (4-12 м) доломитовом пласте на Кужинском месторождении указывает на образование сульфидов в седиментогенезе. Вероятно, образование и баритов, и сульфидов связано с отложением рудного материала из подводных эксгаляций и относится к седиментационно-эксгаляционному (SEDEX) типу [Sangster, 1990, 1997]. Эксгаляции имели температуру до 230°C [Ellmies et al., 2000], что предполагает миграцию рудоносных флюидов в осадочный бассейн из высоконагретых глубоких горизонтов породного бассейна в авзянское время.

На месторождениях Верхне-Аршинской группы для вмещающих доломитов реветской подсвиты авзянской свиты около рудных тел широко отмечается развитие серой окраски [Ротарь, 1978], в то время как для преобладающего количества разрезов данного стратиграфического горизонта характерны желтовато-розовые оттенки доломитов за счет примеси окислов и гидроокислов железа. Аналогичный характер имеет и Кужинское месторождение [Филиппов, 1978]. Серая окраска околорудных зон в кужинской толще объясняется, вероятно, как седиментацией в застойных котловинах мелководно-морского бассейна, где происходила разгрузка гидротерм, так и отрицательным редокс-потенциалом самих металлоносных флюидов. Разнос сульфидного материала за пределы застойных зон разгрузки приводил к региональному проявлению специфической желтовато-розовой окраски доломитов в реветское время (по аналогии с фациальной зональностью современных и ископаемых черных курильщиков, содержащих сульфидные отложения и окруженных в оксидной зоне илами с гематитом и гидрогетитом [Масленников, 1999; Maslennikov et al., 2012]). О выносе кремнезема при разгрузке флюидов свидетельствует и широкое развитие именно в катаскинской и реветской подсвитах раннедиагенетических кремневых конкреций, в которых обнаружен широкий спектр микрофоссилий [Сергеев, 2006].

Наличие эпигенетических признаков переотложения барита и полиметаллических руд, которое проявляется в развитии жильных рудных тел и приуроченности их к зонам тектонических нарушений, указывает на ремобилизацию стратиформных эксгаляционно-осадочных баритовых и полиметаллических залежей. Влияние оказали процессы тектоно-термальной активизации в венде в связи с Тиманской орогией [Крупенин, Калеганов, 1995; Glasmacher et al., 1999; Пучков, 2000 и др.]. Эти термальные воздействия могли оказать влияние на распределение жильной минерализации также и в вышележащих отложениях верхнего

риффея. Наличие отдельных проявлений полиметаллов даже в палеозое указывает на влияние герцинской орогении на перераспределение рудного вещества.

Таким образом, проявления барит-полиметаллической минерализации в Башкирском мегантиклинории представляют собой седиментационно-эксгальационные образования (SEDEX тип), в той или иной степени переотложенные позднейшими процессами во время тектоно-термальной активизации на позднерифейско-вендском и палеозойском этапах.

Золоторудная минерализация расположена преимущественно в юго-восточной части БМА, где в Авзянском горнорудном районе известен ряд проявлений и месторождений: Акташское, Горный Прииск, Калашникова жила, Богряшка, Рамеева жила, Кургашлинское, Улюк-Бар [Рыкус, Сначев, 1999]. Рудные зоны представляют собой линейные или штокверковые кварцево-жильные поля, приуроченные к толщам рассланцованных и метаморфизованных в зеленосланцевой фации осадочных пород нижнего [Бердников, 1987] и среднего рифея [Ковалёв и др., 2013]. Оруденение связано с верхнерифейским рифтогенезом в регионе (по данным К/Аг метода абсолютный возраст слюд околорудных метасоматитов составляет 674-736 млн лет [Сазонов и др., 1999]). На магматогенный источник золота указывают его геохимические особенности: присутствие устойчивых концентраций висмута, теллура, мышьяка и ртути [Бердников, 1987].

На некоторых объектах минеральных пигментов, проведен подсчет запасов, и они могут быть вовлечены в отработку [Кочергин, 2014]. Но есть виды минерального сырья, которые, несмотря на известную экономическую эффективность использования, остаются пока не востребованными. К ним относятся фосфориты (горизонт с содержанием P_2O_5 6-18% в интервале мощностью до 10 м в основании саткинской свиты [Петров и др., 1995]), фарфоровый камень (аркозовые песчаники бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея [Маслов и др., 2001]), новая для Урала разновидность легкого заполнителя – шунгизит, кровельные сланцы. Рифейский шунгизит из НГС обладает всеми технологическими свойствами керамзита, но более экономичен для получения, запасы его только в бакальской свите бурзяния огромны [Крупенин и др., 2000]. Перспективным, несомненно, должно стать техногенное сырье, прежде всего — отвалы горнорудных предприятий, представляющие серьезную экологическую проблему для местного населения. Их использование предполагает применение научно обоснованных схем комплексной переработки как рудных компонентов, так и вскрышных пород, и при должном внимании последние могут принести прибыль не меньшую, чем профилирующий рудный материал.

ГЛАВА 2. ПРИЗНАКИ ЭВАПОРИТОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПРИУРАЛЬСКОМ НАДРИФТОВОМ БАССЕЙНЕ

Палеоклимат рифейских бассейнов ПНВ в последние десятилетия привлёк значительное внимание исследователей благодаря интенсивному развитию геохимических методов изучения. Сложности реконструкции палеоклимата для докембрийских, палеонтологически немых отложений, отделённых от нас гигантским промежутком геологического времени, связаны с известной неопределённостью параметров среды, предполагающей закономерную эволюцию атмо-гидросферы. Затруднения интерпретации климатических обстановок формирования рифейских отложений связаны и с повышенным уровнем постдиагенетических изменений. Поэтому при их изучении значение имеет сравнительно-исторический метод, основанный на комплексном использовании литологических и геохимических критериев, разработанных для современных и фанерозойских отложений [Страхов, 1963, 1968; Синицын, 1967; Ясаманов, 1985, Холодов, 2006], но применяемых для докембрийских [Тейлор, МакЛеннан, 1988; Wronkiewicz, Condie, 1990; Condie, 1993; Grotzinger, Kasting, 1993; Cullers, Podkovyrov, 2002; Маслов и др., 1998; Kah et al., 2001; Маслов и др., 2003а; Bekker et al., 2010; Wright, Kirkham, 2010; Lyons et al., 2014; Warren, 2016; и др.].

2.1. Проблема существования докембрийских эвапоритов

Особенности эвапоритовой седиментации в докембрии до сих пор недостаточно изучены и являются предметом пристального внимания исследователей. Традиционно считалось, что условия для формирования солеродных бассейнов сформировались на поверхности Земли к началу фанерозоя [Страхов, 1962; Лотце, 1968]. Принималось, что, хотя уже в раннем протерозое океанская вода приобрела состав, близкий к современному, а климатическая зональность предполагала наличие аридных зон, процессы галогенеза не получили еще широкого развития. Полагалось, что не последнюю роль в разрушении докембрийских эвапоритовых формаций играли интенсивное воздействие метаморфизма и тектоники в древних комплексах [Страхов, 1962].

Весьма противоречивы представления о составе морской воды в архейское и раннепротерозойское время. По предположению М.А. Жаркова [1989] архейские океаны не содержали растворенный сульфат, а катионы уравнивались анионами Cl^- и HCO_3^- , при этом концентрация HCO_3^- могла быть в четыре раза выше уровня современной морской воды; было повышено содержание кальция, магния и железа. При благоприятных палеогеографических условиях в архейских эвапоритовых бассейнах могли накапливаться

бессульфатные карбонатно-соленосные отложения. Если учесть предположение, что размеры докембрийских континентов были заметно меньше, чем современные, то условий для развития аридных зон было немного, и эвапоритовые бассейны останавливались чаще на стадии карбонатной, преимущественно доломитовой седиментации.

В последние годы в отложениях верхнего докембрия эвапоритовые отложения описаны в виде горизонтов, содержащих сульфаты [Жарков, Яншин, 1980; Жарков, 2005; Холодов, 2006]. А.М. Жарковым [2005] были суммированы косвенные литологические признаки, указывающие на бывшее присутствие эвапоритовых отложений в докембрии. К ним относятся:

- глиптоморфозы барита по гипсу, кремня по гипсу (двойники) в формации Норт-Поле группы Варравуна раннего архея Западной Австралии [Wells, 1980],

- глиптоморфозы карбоната по галиту (кубы) в прослоях среди строматолитов в бассейне Фортескью группы Хамерсли серии Наллагайн позднего архея Западной Австралии [Buik, 1992], а также в тайдиальных строматолитах раннепротерозойской формации Рокнест, СЗ Канады [Grotzinger, Kasting, 1993], дискоидальные глиптоморфозы по гипсу и кубические по галиту в доломитах формации Кахилл раннего протерозоя (2,2 млрд. лет) в районе уран-магнетитового месторождения Рам-Джангл, Северные территории Австралии [Wells, 1980], в этом же регионе в формации Куплин описаны магнетитовые, доломитовые и кремнистые глиптоморфозы по гипсу и галиту [Crick, Muir, 1979];

- псевдоморфозы анкерита по гипсу и ангидриту в формации Блек-Флег позднего архея Западной Австралии [Golding, Walter, 1979];

- известняковые и доломитовые скелетные псевдоморфозы по розеткам гипса в виде крупных щеток и клиньев, перистых выделений и волокнистых шлейфов, широко развитые в строматолитах ряда формаций позднего архея Капской провинции (субгруппа Каампбелланд) и Трансваальской (субгруппа Малмани), Белингстон-Гринстонского пояса в Зимбабве на Юге Африки [Martin et al, 1980] и в других регионах, в частности из группы Стипрок, Онтарио [Hofman, 1981];

- дискоидальные и скаполитоподобные псевдоморфозы по гипсу, сложенные шортитом двойного карбонатно-содового состава, а также кварцевые нодулы по ангидриту развиты в измененной на зеленосланцевом уровне нижнерифейской формации Корелла в Квинсленде, Австралия [Page, 1983];

- линзовидные, дискоидальные, призматические и овальной формы глиптоморфозы по гипсу совместно со слепками по нодулам ангидрита и карбонатно-кремнистым псевдоморфозам по кубикам галита широко развиты в ряде формаций протерозойского бассейна Макаптур, Северные территории Австралии [Muir, 1979; Page, 1981].

- брекчии растворения в карбонатно-эвапоритовых толщах, представленные жеодообразными блоками строматолитов (формация Страк, группа Петей, СЗ Территория Канады [Hofman et al., 1977]). М.А. Жарков [2005] отмечал, что имеется сходство между архейским и раннепротерозойскими признаками эвапоритовой седиментации, проявленной в основном в виде глиптоморфоз и псевдоморфоз по гипсу, ангидриту и галиту, часто разбросанностью по разрезам и редкостью компактных и выдержанных по простираанию горизонтов, иногда выпадением сульфатной составляющей из эвапоритового ряда. В то же время косвенные признаки эвапоритовой седиментации в протерозое выглядят более убедительно по сравнению с археем.

Одними из наиболее древних отложений, в которых встречены сульфаты, являются ангидритовые шлировые скопления и кристаллические зёрна ангидрита среди диопсид-скаполит-полевошпатовых прослоев в раннеархейских парагнейсах федоровской свиты Алданского щита Сибири» [Каргатьев, 1970]. Отдельные находки легкорастворимых эвапоритовых минералов, представлены кристаллами каменной соли в карбонатных прослоях мощностью до 1 м в формации Пеканатуй группы Петей раннего протерозоя, содержащей мощные зоны мегабрекчий растворения (СЗ Территория Канады [Hofman et al., 1977]).

В карбонатных отложениях с возрастом древнее 1,3 млрд. лет до последнего времени не было отмечено пластов сульфатов (ангидрита и гипса), что связывалось с низким уровнем окисления атмосферы и постепенным становлением сульфатного баланса рифейского океана [Grothzinger, Kasting, 1993]. По другим данным, отсутствие сульфатных слоев в более древних отложениях следует связывать с активными процессами биосульфатредукции в преимущественно восстановительных условиях мелководных эвапоритовых бассейнов и замещении гипса карбонатами [Walker, 1983; Walker, Brimblecombe, 1985]. Наиболее древние эвапоритовые прослои ангидритов описаны в отложениях формации Дойчланд, Каапваль, ЮАР уже 2.3 млрд лет [Buchanan et al., 1981; Rasmussen et al., 2013; Yudovskaya et al., 2018], ангидрит-галитовые пласты известны в среднерифейском бассейне Амадиес, Австралия [Wells et al., 1967]; другим наиболее древним объектом локализации сульфатных пластов до последнего времени являлась формация Сэсайэти Клифс в супергруппе Гренвилл на Баффиновой земле и острове Байлот [Kah et al., 2001] с возрастом вмещающих отложений 1.2 млрд. лет. В более древних отложениях преобладают псевдоморфозы или глиптоморфозы по гипсу или галиту, в частности, в учурской серии протерозоя Алданского щита [Иванов, Воронова, 1972], в ятулии (нижний протерозой Карелии, 2.1 млрд. лет) [Melezhik et al., 2001]. Иногда наблюдаются выходы соленых источников и присутствие скаполита (минерала, содержащего хлор) в метаморфических толщах, относимых к архею-протерозою (ваханская серия Юго-Западного Памира [Лицарев и др., 1977]). Пласты каменной соли вскрыты

глубокими скважинами в составе мезопротерозойской формации Биттер-Спрингс, бассейн Амадиес, Австралия [Wells et al., 1967].

Наконец, в карбонатно-терригенных отложениях ятулия в Онежской синклинали Балтийского щита при проходке параметрической скважины Онежская-3 на глубинах более 2 км был разбурен 300-метровый разрез доломитовых с псевдоморфозами по гипсу и ангидрит-магнезитовых отложений. Ниже по разрезу перебурен пласт массивного галита мощностью 194 м, залегающий непосредственно на архейских гранитоидах (**рис. 2.1**).

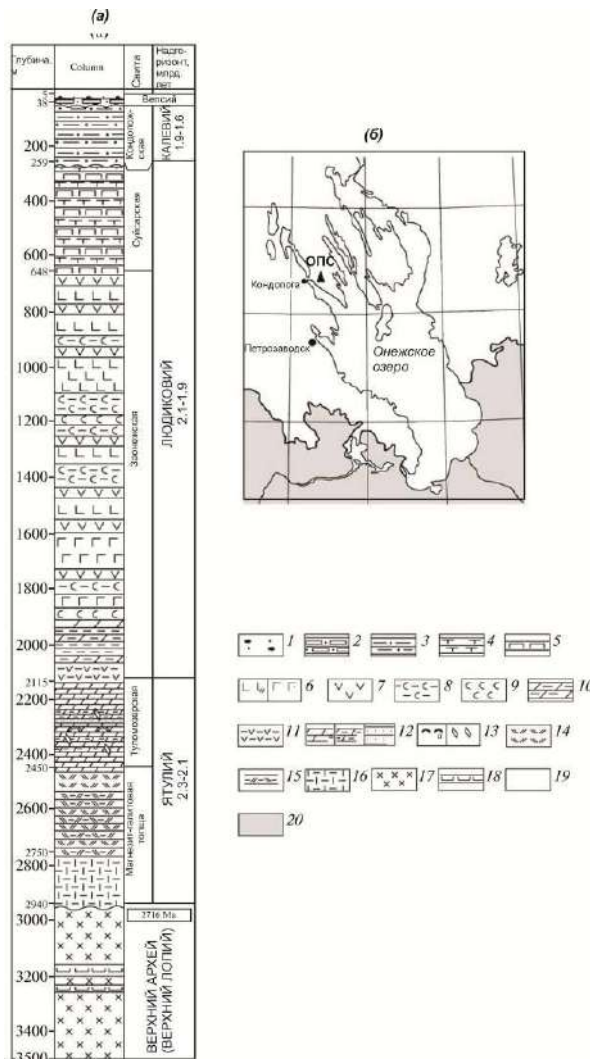


Рис. 2.1. Разрез карелид и архейского фундамента по Онежской параметрической скважине (ОПС) (а) и обзорная карта района Онежского озера (б) [Морозов и др., 2010].

(а) – четвертичные отложения; 2 – вашозёрская свита; 3 – кондопожская свита: ритмичнослоистые углеродистые туфоалевролиты, углеродсодержащие туфопесчаники; 4, 5 – суйсарская свита; 4 – туфоалевролиты, туфопесчаники, туфобрекчии основного состава; 5 – базальты, пикриты; 6 – миндалекаменные диабазы (а), габбро-долериты (б); 7 – массивные туфы; 8 – слоистые углеродистые алевролиты; 9 – неяснослоистые высокоуглеродистые алевролиты; 10 – тонкослоистые пестроцветные доломитистые алевролиты; 11 – серые, зеленовато-серые туффиты; 12, 13 – туломозерская свита: 12 – переслаивание доломитов и алевропесчаников: а – доломиты; б – доломитистые алевролиты; в – песчаники с доломитовым цементом; 13 – органогенные доломиты: а – строматолитовые; б – с псевдоморфозами доломита по гипсу; 14 – массивные ангидрит-магнезитовые породы; 15 – туфоалевролиты; 16 – массивная каменная соль; 17 архейский фундамент: гранитизированные диориты, плагиограниты; 18 – пикриты.

(б): 19 – Балтийский щит; 20 – Восточно-Европейская платформа.

Эта находка значительно удревнила время формирования эвапоритовых отложений (до 2.1 млрд. лет), и должна заставить пересмотреть многие фациальные схемы формирования докембрийских последовательностей. Поэтому нахождение признаков формирования отложений в докембрийских бассейнах с аномальной соленостью представляет собой актуальную задачу.

2.2. Обзор предшествующих представлений о признаках эвапоритовой седиментации в типовом разрезе рифея

Несмотря на длительное изучение, в стратотипическом разрезе рифея присутствие эвапоритовых минералов почти не описано, а относительно косвенных признаков эвапоритовой седиментации сведения отрывочны. Многочисленные литолого-фациальные реконструкции указывают на преобладание мелководно-морских условий формирования отложений с подчиненным значением прибрежно-континентальных обстановок в начальные периоды накопления отложений нижнего, среднего и верхнего рифея [Маслов, 1997; Маслов и др., 2001].

В наиболее полной сводке по климатическим условиям рифейского осадконакопления в типовой местности все климатические индикаторы ранжированы на литологические, петро- и геохимические [Маслов и др., 2003], дан широкий литературный обзор различных исследований и приведены оригинальные результаты собственного изучения. Отмечается, что для огромного периода времени накопления рифейских отложений (около 1 млрд. лет) сравнение результатов реконструкции палеоклимата, полученных с помощью литологических, литохимических и геохимических индикаторов «показало достаточно хорошую (примерно 70-80%) их сходимост». Однако для отдельных уровней при использовании однотипных геохимических методов получены противоречивые выводы, что связано, вероятно, «с недооценкой проблемы рециклинга и некорректным перенесением выводов, полученных для «first-cycle» осадков на породы, прошедшие существенно более одного цикла седиментации» [Маслов и др., 2003, с. 520]. Литологические критерии указывают на отсутствие контрастных климатических условий в бассейнах типового разреза рифея. Можно отметить лишь присутствие мощных и широко распространённых доломитовых горизонтов в нижнем рифее, что предполагает эпохи аридизации климата. Напротив, мощные толщи экстракварцевых песчаников в начале среднего и верхнего рифея могут рассматриваться как результат существования влажных и теплых условий с активным химическим выветриванием. В целом сравнение разных критериев для оценки климатических условий в течение более 1 млрд. лет рифейского отрезка истории позволяет отметить как некоторые общие тенденции, так и наличие спорных эпизодов. (табл. 2.1).

При проведении региональных геохимических исследований Э.З. Гареевым [1982, 1987, 1989 и др.] было показано, что климат на протяжении почти всего рифея в областях мобилизации кластики был близок к аридному или семиаридному. Наличие глауконита на многих уровнях разреза в песчаниках и алевролитах, преобладание в карбонатных породах стронция над барием, высокие содержания бора в глинистых сланцах и преобладание последнего над рубидием вкупе с другими данными позволили предположить, что накопление

осадков шло в бассейнах с нормальной или близкой к ней соленостью. Формирование отложений раннего и среднего рифея происходило в “тиховодных лагунах”. Широкое развитие магнезиальных доломитов (по [Анфимов, 1997]) предполагает, что осадконакопление имело черты, близкие к эвапоритовому. Существенное изменение обстановок осадконакопления имело место, по всей видимости, в середине авзянского времени, когда начинают преобладать окислительные обстановки. В позднем рифее отмечается ряд эпизодов “гумидизации” климата, в частности, периоды накопления известняков катавской и укской свит [Гареев, 1989]. В то же время, на примере стратотипического разреза зильмердакской свиты по р. Мал. Инзер. фигуративные точки составов глинистых пород из нижнего подраздела свиты, бирьянской подсвиты, попадают на диаграмме А.Б. Ронова и З.В. Хлебниковой в поле “континентальных глин умеренно холодного климата”. Точки составов пелитовых пород бедерышинской подсвиты, завершающей разрез свиты, располагаются частично в поле “морских глин и отложений засоленных лагун и озер”, а частично - в поле “континентальных глин влажного и жаркого климатического пояса”) [Маслов и др., 1998]. Эти реконструкции особенностей осадконакопления по геохимическим данным согласуются с имеющимися седиментологическими моделями. Для бирьянского и лемезинского времени предполагалась седиментация в опресненных дельтовых обстановках, нугушское и бедерышинское время также характеризовались существенно опресненным типом вод в бассейне ($4 < \text{Fe/Mn} < 216$). Только к концу зильмердакского времени можно предполагать повышение солености. Для миньярского уровня химические составы глинистых сланцев, встречающихся в виде прослоев среди доломитов, отвечают на диаграммах А.Б. Ронова, З.В. Хлебниковой и В.К. Головенка составам, промежуточным между морскими глинами аридного климата и континентальными глинами холодного климата [Гареев, 1989]. Это предполагает эволюцию климатических обстановок накопления отложений позднего рифея: от жаркого гумидного климата в зильмердакское и катавское время к холодному в начале венда.

Статистический анализ показал уменьшение вверх по типовому разрезу рифея доли доломитов и возрастание доли известняков [Подковыров, Гареев, 1991], что может рассматриваться как уменьшение роли эпизодов аридного климата в геологической истории рифея. Мощные толщи известняков широко распространены в разрезе на большеинзерском, бакальском, катавском, подинзерском и укском уровнях. С ними связаны и повышенные концентрации стронция и бария. Величина отношений Sr/Ba в известняках, а также анализ поведения В и Ga в тонкозернистых силикокластических породах из тех же разрезов позволили предположить, что формирование ниже- и среднерифейских карбонатных отложений происходило преимущественно в мелководных солоноватых и/или лагунно-эвапоритовых

обстановках. По этим же критериям верхнерифейские известняки формировались в более опресненных и нормально-морских условиях [Подковыров, Гареев, 1991].

Анализ распределения мощностей в карбонатных породах показал различия для стратонорифея. В бурзании грубообломочные и алевроглинистые породы количественно сопоставимы с карбонатными (50 и 49 %) и их мощности составляют соответственно 700, 2600 и 3200 м (см. рис. 1.8). В самих карбонатных породах бурзания доломиты преобладают над известняками (в соотношении 72 и 28 %). В данном случае под доломитами понимаются пласты раннедиагенетических стратифицированных доломитов эвапоритового генезиса [Крупенин и др., 2011; Крупенин, 2018], а не эпигенетические гидротермально-метасоматические образования, являющиеся элементом метасоматической зональности при формировании Fe-Mg карбонатов [Анфимов, 1997; Крупенин 1999 и др.]. Высокая доля эвапоритовых доломитов в разрезе бурзания (саткинская и часть бакальской свиты) отражает длительные периоды существования аридных условий на протяжении раннего рифея (1750-1380 млн лет). В карбонатных породах юрматиния соотношение эвапоритовых доломитов и известняков равное (по 9 % от общей совокупности пород). Эвапоритовые отложения приурочены к верхней части разреза и представлены пестроцветными сланцами куткурской и тюльменской подсвит и более 500-метровым пластом доломитов с признаками бывшего присутствия эвапоритовых минералов реветской подсвиты авзянской свиты. Предполагается, что в юрматинии аридные условия занимали значительно меньший промежуток геологического времени, чем в бурзании. Расчетное значение длительности накопления эвапоритовых доломитов в бурзании и юрматинии составляет соответственно около 150 и 40 млн лет [Крупенин, 2020].

2.2.1. Климатические изменения в рифее Приуральской впадины

Начало раннего рифея отмечено формированием мощных толщ аркозовых песчаников, содержащих и плагиоклазы, а в составе глинистых пород отмечается присутствие палыгорскита, а также низкие значения CIA в глинистых породах (менее 70, что указывает на условия аридизации [Сульман, Демчук, 1978; Маслов и др., 1999]). В конце айсского времени накопление мощных пачек сероцветных НГС предполагает существование теплого влажного климата. В то же время широкое развитие в бакальской свите НГС, сложенных магнезиально-железистыми хлоритами с примесью гидрослюда [Крупенин, 1999], чередующихся с мощными известняковыми пачками, может рассматриваться как признак гумидизации и теплых условий седиментации в конце раннего рифея. Применение литохимических модулей Я.Э. Юдовича [Юдович, Кетрис, 2008] (ГМ, АМ и НМ) и индекса CIA и CIW¹ для всего разреза бурзания

¹ $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$, индекс химического изменения по молекулярным

БМА, продемонстрировало постепенное вызревание пелитового материала на палеоводосборах, достигшее максимума в бакальское время с индексом CIA около 80 и повышением отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ выше порогового между гумидными и аридными обстановками значения 3 ед. относительно начала раннего рифея [Маслов и др., 2003]. В то же время, широкое развитие раннедиагенетических доломитов в саткинской и их присутствие в бакальской свитах, и повышенные концентрации хлора, фтора и бора (в десятки раз по сравнению с кларками для карбонатных пород), а также присутствие залежей магнезита в этих отложениях позволили В.П. Парначеву [1987] предположить эвапоритовые условия седиментации в это время. Также предполагалось накопление терригенных отложений нижней части большеинзерской свиты нижнего рифея в условиях крупного озерного водоема с повышенной соленостью, исходя из крайне низких содержаний марганца [Парначев, 1988]. Об эвапоритовых условиях седиментации на отдельных этапах раннего рифея может свидетельствовать присутствие кристаллов гипса в карбонатных отложениях суранской свиты [Филиппов, 1983].

На территории Волго-Уральской области в раннем рифее, как и в БМА, предполагается преобладание аридного климата, подтверждаемое не только широким развитием мощных пачек аркозовых песчаников и доломитов, но и прямыми находками прослоек осадочных ангидритов в алевролитах прикамской серии КБА [Иванова и др., 2002; Иванова, Дьяконова, 2006; Сергеева и др., 2021], тяжелым изотопным составом серы в пиритах, унаследованным от ранних осадочных сульфатов [Мичурин и др., 2009]. Вероятно, находки гипса указывают на образование вторичного сульфата, в то же время линзы ангидрита в алевролитах и доломитах нижнего рифея Волго-Уральской области [Горожанин, Мичурин, 2006], указывают на первичное, седиментогенное образование сульфата. В конце бурзяния формирование сероцветных сланцев кабаковской свиты указывает на гумидизацию климата.

В начале среднего рифея признаками гумидного тёплого климата и глубокого химического выветривания является преобладание кварцевого материала в песчаниках машакской и зигальгинской свит. Широкое развитие в машакской и зигазино-комаровской свитах пачек НГС с индексом CIA > 70 ед. и CIW > 90 ед. также не противоречит этому выводу. Для авзянского времени фиксируются признаки как теплого влажного (накопление сероцветных тонкотерригенных пачек малоинзерского уровня, мощные прослои известняков катаскинского и ушаковского уровней седиментации), так и жаркого засушливого (горизонты доломитов и пестроцветных сланцев на катаскинском, куткурском и реветском уровнях осадконакопления), что отражается и в неустойчивом снижении индекса CIA (менее 60 ед. в катаскинское и малоинзерское время). Раннедиагенетические доломиты реветской пачки (мощность до 500 м)

количествам $(CaO^* - \text{с поправкой на карбонатную составляющую})$ [Nesbitt, Young, 1982]; $CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)] \times 100$, химический индекс выветривания [Harnois, 1988]

содержат многочисленные гематитизированные фенестры, доломитовые псевдоморфозы по кристаллам гипса и соли [Кей и др., 2007], горизонты окремнения строматолитовых биогермов и набор микрофоссилий, сформированных в лагунных условиях [Сергеев, 2009], что предполагает жаркий засушливый климат. Косвенно это подтверждается предположением В.Н. Подковырова и Э.З. Гареева [1995] по результатам анализа литохимических особенностей НГС юрматиния, о присутствии сепиолита и палыгорскита в осадках зигазино-комаровского времени. Признаки эвапоритовой седиментации обнаружены в отложениях реветского уровня авзянской свиты из западных разрезов БМА в виде многочисленных включений гипса (скв. 1 на хр. Зильмердак) в пористых тонкозернистых (раннедиагенетических?) доломитах [Крупенин и др., 2002а] и магнезиальных хлоритов в пестроцветных карбонатно-глинистых породах [Крупенин и др., 2008]. Тяжелый изотопный состав серы из гипса из западных разрезов авзянской свиты указывает на его первично эвапоритовую природу ($\delta^{34}\text{S}$ в узком интервале от 23.1 до 28.4 ‰ [Мичурин, Горожанин, 2010]).

Признаки эвапоритовой седиментации отмечены и для карбонатно-терригенных отложений кужинского комплекса, относимого большинством исследователей к западным разрезам авзянской свиты [Ларионов, 1994, 2015 и др.]. Высокие содержания В, Cl и F в терригенных породах и барит-полиметаллическое оруденение служат признаками эвапоритовых условий седиментации в кужинской свите [Парначев, 1987]. Т.И. Ширококовой [1992] обнаружены очень высокие значения $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах, предполагающие осадочное образование сульфата в эвапоритовом бассейне с последующей сульфатредукцией. В целом для среднего рифея анализ литохимических модулей Я.Э. Юдовича и индекса CIA показал постепенное снижение степени зрелости тонкой алюмосиликокластики вверх по разрезу, что должно отражать эволюцию палеоклиматических обстановок от гумидных к аридным/семиаридным в области питающих провинций [Маслов и др. 2003; Маслов, Гареев, 2015]. На это же указывает снижение отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ до значения 2,7 ед., находящееся в соответствии с эпизодами аридной седиментации в это время, а также положение фигуративных точек глинистых сланцев зигазино-комаровской и авзянской свит на диаграмме Ронова и Хлебниковой [1961] в области лагун и озёр аридной зоны [Маслов, Гареев, 2015].

В начале позднего рифея мощная аллювиально-дельтовая бирьянская толща накапливалась в условиях семиаридного климата, что подтверждается преобладающим аркозовым составом песчаных пород, красноцветным характером терригенной седиментации, глиптоморфозами по кристаллам галита. В пестроцветных мергелях катавской свиты также обнаружены слепки по кристаллам галита и гипса [Карта докембрийских..., 1983]. Широкое развитие кварцевых с глауконитом песчаников в инзерской свите, как и в низах укской, предполагает теплый гумидный климат среды седиментации. По данным А.В. Маслова [2003] «содержание Mg в

глауконитах укского уровня, равное 0,4-0,45 ф. е. [Маслов, Горожанин, 1998], указывает на формирование исходных осадков в нормальном морском бассейне с палеотемпературами порядка 22-28° С». В то же время, образование мощной, до 400-600 м, доломитовой толщи в миньарское время и повышенные значения содержания ^{18}O в них [Овчинникова и др., 2000] предполагают существование семиаридного климата. На былое присутствие гипсо-доломитов указывает наличие псевдоморфоз по кристаллам гипса на пластовых поверхностях доломитов [Сергеев, 2006 и др.]. Других признаков присутствия эвапоритовых минералов в отложениях верхнего рифея не обнаружено. Совокупность лито- и геохимических индикаторов для тонкой алюмосиликокластики, в том числе с использованием отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ позволила сделать вывод о семиаридных условиях накопления большей части отложений верхнего рифея, за исключением, вероятно, лемезинского уровня накопления экстракварцевых песчаников, а также инзерского и верхней части укского времени, когда преобладали гумидные условия [Маслов и др, 2003]. Холодный период, маркированный нахождением тиллитовидных конгломератов в аршинии [Козлов и др., 2011], связан с глобальным оледенением Стёрт (Sturtian, 717-659 млн лет [Климат в эпохи ..., 2004; Geologic Time Scale, 2020]).

2.3. Признаки эвапоритовой седиментации для конкретных стратиграфических интервалов

Учитывая редкость нахождения сульфатов, а тем более легкорастворимого галита, являющихся прямым доказательством садки эвапоритовых минералов в отложениях позднего докембрия, приобретают значение косвенные признаки. К ним относятся минералы-спутники эвапоритовых обстановок (магнезиальный хлорит, аутигенный калиевый полевой шпат в терригенно-карбонатных породах), псевдоморфозы по галиту и гипсу, а также коллапс-брекчии, возникающие при растворении прослоев и гнезд эвапоритовых минералов. Нами подобные образования были обнаружены в стратотипическом разрезе рифея на западном склоне Южного Урала [Крупенин, 2007; Крупенин и др., 2011; Prochaska, Krupenin, 2013; Крупенин, 2018]. Брекчиевидные доломиты здесь были известны давно, но генезис их трактовался неоднозначно. Ни минералогических, ни валидных геохимических признаков эвапоритовой природы рифейских отложений почти не было известно. Нами впервые были получены данные об эвапоритовой природе флюидов, ответственных за широкомасштабный магнезиальный метасоматоз в карбонатных породах нижнего и среднего рифея с образованием доломитов и магнезитов [Крупенин, Прохаска, 2005, Крупенин и др., 2009]. Это послужило толчком к поиску признаков эвапоритовой седиментации в рифейских отложениях стратотипа.

При анализе рифейских терригенно-карбонатных отложений можно выделить литологические, минералогические и геохимические признаки эвапоритовой седиментации. К литологическим признакам относятся различные текстурные особенности: брекчии обрушения (коллапс-брекчий), псевдоморфозы по эвапоритовым минералам, следы атектонических хрупко-пластических деформаций (энтеролитовые текстуры). К минералогическим признакам относятся находки сульфатов (барит, гипс) и соли в отложениях, а также минералы-спутники эвапоритовых обстановок. К последним следует отнести кремнезём из палеоповерхностей окремнения, тонкую вкрапленность гематита, различные формы аутигенного магнезиального хлорита, аутигенный низкотемпературный микроклин в карбонатных отложениях. В отложениях разные группы признаков встречаются совместно, подчёркивая неслучайный характер их проявления.

2.3.1. Литологические признаки

Коллапс-брекчии. Широкое развитие доломитов в саткинской свите, а также присутствие в доломитах псевдоморфоз по гипсу, брекчий обрушения [Крупенин, 2007, 2018], горизонтов баритовой вкрапленности, указывает на продолженное существование эвапоритовых условий мелководного морского/лагунного бассейна. Эпизоды аридизации прослеживаются и бакальское свите (шуйдинский доломитовый горизонт). Подобные условия можно предполагать и для бассейна накопления отложений суранской свиты центральных районов БМА.

Детальное изучение карбонатных отложений на Саткинских и Бакальских магнезитовых месторождениях позволило выявить отличия доломитов из карагайского горизонта верхнесаткинской подсвиты и шуйдинского горизонта малобакальской подсвиты, вмещающих магнезиты, от известняков и доломитов безрудных горизонтов и пачек, соответственно, в саткинской и бакальской свитах раннего рифея. Основное отличие заключается в широком развитии в магнезитовмещающих горизонтах диагенетических брекчий. Подобные брекчии обнаружены и в некоторых разрезах авзянской свиты среднего рифея.

Диагенетические брекчии детально изучены в разрезах карагайской пачки саткинской свиты, прекрасно наблюдаемых в карьерах и обнажениях в районе Саткинских магнезитовых месторождений. Пространственное положение брекчиевых структур в разрезе карагайского горизонта установлено А.И. Сидоренковым, (1966 г., С.181) достаточно определено: *«Отложения этой фации являются наиболее характерным специфичным элементом разреза нижнее- средне- верхнекарагайской пачек. Максимального развития они достигают на северо-западе района, где составляют по отдельным скважинам более 50 % мощности названных стратиграфических единиц».*

Брекчии данного типа состоят из трех основных компонентов: 1) обломки вмещающих доломитов; 2) тонкозернистый доломитовый матрикс; 3) гнезда, линзы и неправильной формы выделения вторичного крупнокристаллического доломита (**рис. 2.2**). Обломки совершенно неокатаны, часто имеют остроугольную плитчатую форму и представлены теми же мелкослоистыми серыми доломитами, что и в небрекчированных участках, с различной степенью перемещения (иногда незначительной) относительно своего первоначального положения в прослое. Размеры плиток варьируют в широких пределах и составляют, как правило, первые сантиметры, форма их уплощенная.



Рис. 2.2. Диагенетическая брекчия в прослое карагайской пачки саткинской свиты. Верхний прослой не подвержен заметному брекчированию, в среднем прослое брекчирование развито неравномерно, участками. Плитчатые обломки опускаются вниз во вторичный крупнокристаллический белый доломит.

Чаще всего количество обломков преобладает над доломитовым матриксом, представленным таким же серым доломитом, зернистость которого, не отличается от доломита в обломках. Гнезда, линзы и угловатой формы выделения (иногда в форме плиток) вторичного белого крупнокристаллического доломита размещаются в тонкозернистом цементе, на границах с обломками. Плитчатые выделения белого доломита часто имеют остроугольную форму. Размер гнезд вторичного доломита составляет первые сантиметры, реже достигает первых дециметров. Иногда центральная часть гнёзд представлена бурым (ожелезнённым) крупнокристаллическим доломитом или содержит пустоты (**рис. 2.3а**). При выветривании брекчиевидная структура проявляется наиболее отчётливо (**рис. 2.3б**).

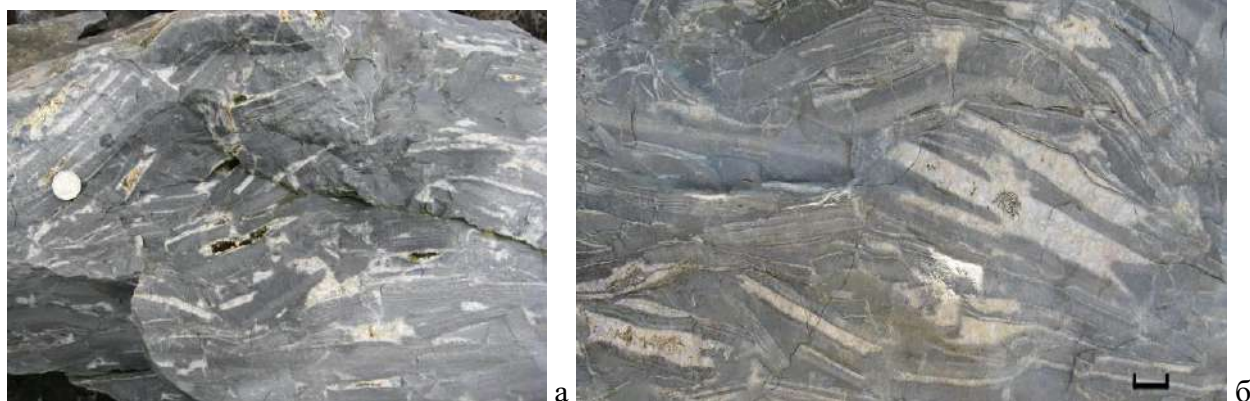


Рис. 2.3. Коллапс-брекчия, Степной карьер, северная часть Саткинского рудного поля: (а) - с обохренными пустотами в центральной части гнезд вторичного доломита; (б) - с псевдоморфозами по кристаллам гипса «ласточкин хвост». Линейка 1 см.

Контакты брекчий с ненарушенными доломитами могут быть как резкими, неровными, с развитием стилолитовых швов, так и постепенными, с затуханием процесса брекчирования. Можно выделить несколько стадий развития процесса брекчирования слоистых доломитов. Иногда в прослоях, вмещающих брекчии, наблюдаются внутриформационные пликативные дислокации. Отмечено послойное чередование горизонтов с интенсивным развитием брекчиевой структуры и тонкослоистых темно-серых доломитов без признаков нарушения слоистости и без гнезд вторичного крупнокристаллического доломита. Иногда фиксируется резкий, ровный согласный контакт между двумя прослоями указанных литотипов пород.

Брекчии данного типа являются наиболее характерным специфичным элементом разреза пачек карагайского горизонта верхнесаткинской подсвиты. Широкое развитие брекчиевидных текстур доломитов по всему разрезу карагайской пачки отражено на литологических колонках, составленных Б.Д. Бусыгиным (1991ф) в масштабе всего рудного поля (**рис. 2.4**).

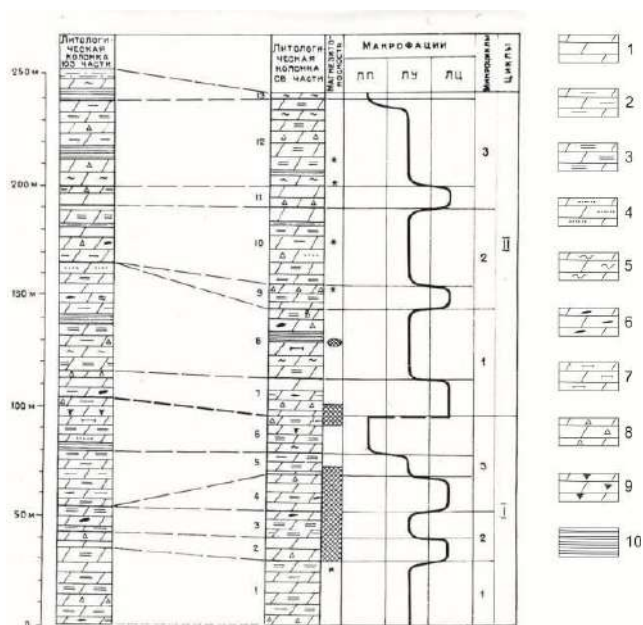


Рис. 2.4. Литологические колонки краевых частей Саткинского рудного поля (юго-запад – северо-восток) и фациальная кривая (по Бусыгину, 1991ф).

1 – доломиты массивные; 2 – доломиты горизонтально слоистые; 3 – доломиты тонкогоризонтально слоистые; 4 – доломиты микрослоистые; 5 – доломиты волнистослоистые; 6 – доломиты линзовиднослоистые; 7 – доломиты толстослоистые; 8 – доломиты брекчиевидные; 9 – доломиты с трещинами усыхания (брекчиевидные); макрофации: ЛП – прибрежное лагунное мелководье; ЛУ – удаленное от побережья лагунное мелководье; ЛЦ – центральная лагуны.

По данным документации южного борта Карагайского карьера, мощность прослоев с брекчиевыми текстурами составляет до 170 м, то есть почти половину задокументированного разреза (360 м) карагайского горизонта [Маслов, Крупенин, 1991]. Мощность непрерывно наблюдаемых брекчиевых доломитов в разрезе этого горизонта достигает, по данным А.М. Мочаловой (1972ф), до 19 м. Б.Д. Бусыгиным (1991ф) при проведении литолого-фациального анализа в пределах Саткинского рудного поля показано, что доломиты с брекчиевой структурой преимущественно развиты на простирании основной магнезитоносной полосы в ЮЗ и СВ частях территории, на которой обнажается верхнесаткинская подсвита (рис. 2.5).

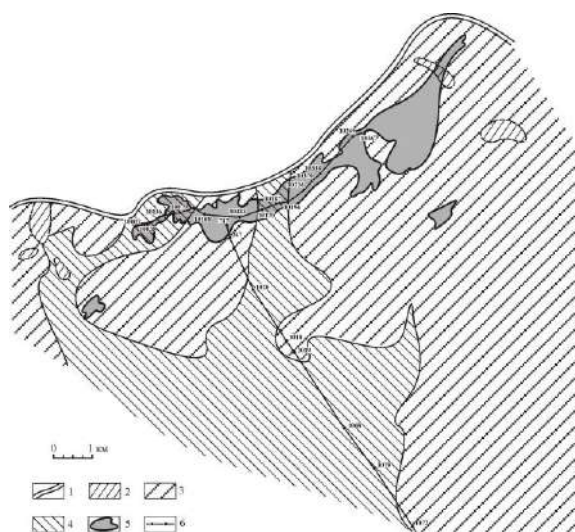


Рис. 2.5. Схематическая карта литофаций нижнекарагайского подгоризонта Саткинского рудного поля (по Бусыгину, 1991 г.).

1 – выход почвы нижнекарагайского подгоризонта на поверхность; 2, 3 – зона карбонатно-эвапоритовой седиментации: 2 – максимальное развитие брекчиевидной текстуры (>30 % объема разреза); 3 – доломиты горизонтальнослоистые, массивные, брекчиевидные; 4 – зона глубоководной лагуны (доломиты горизонтально и линзовиднослоистые, реже брекчиевидные, прослои доломит-глинистых сланцев); 5 – магнезитовые залежи; 6 – литолого-фациальные профили.

По данным геологического доизучения масштаба 1:200000 (Глызин и др., 1978ф) прослои брекчий широко распространены в разрезах карагайской пачки, до 10 км юго-восточнее Саткинского рудного поля в пределах Чернореченской антиклинали [Маслов, Крупенин, 1991]. Наши исследования подтвердили широкое площадное распространение брекчиевидных доломитов этого типа в верхнесаткинской подсвите не только к востоку от Саткинского рудного поля, но и до 15 км к юго-западу (обнажения по р. Большой Бакал). Брекчиевые доломиты в карагайской пачке верхнесаткинской подсвиты присутствуют также в зоне контакта с Бердяушским плутоном гранитов рапакиви (Ельничное месторождение магнезита, к СЗ от основной полосы Саткинских месторождений), и в восточных районах, испытавших контактное воздействие Кусинской габбровой интрузии. В этих случаях доломиты подвержены наложенной контактовой перекристаллизации, хлоритизации, однако реликтовые брекчиевые структуры и гнёзда вторичного доломита сохраняются. Это указывает как на широкий площадной характер проявления брекчирования, так и на его раннюю природу относительно магматических проявлений в районе (внедрившихся около 1380 млн лет назад).

На основе различного положения обломков вмещающих доломитов в цементирующем их материале и выделений вторичного доломита возможна типизация брекчиевых доломитов:

1) брекчии обрушения; 2) брекчии раздвигания; 3) брекчии оползания.

Брекчии обрушения (рис. 2.6), в которых обломки в различной степени смещены относительно первичного положения в слое и повернуты вниз, в «былую пустоту», образованную при растворении эвапоритовых минералов (коллапс-брекчии). Эта пустота в настоящее время или заполнена доломитовым тонкозернистым матриксом серого цвета, или вторичным крупнокристаллическим доломитом белого цвета. Степень нарушения слоистости может быть различной: от слабого перемещения границ обломков вниз при сохранении общего плана слоистости до хаотического расположения неокатанных плиток доломита.

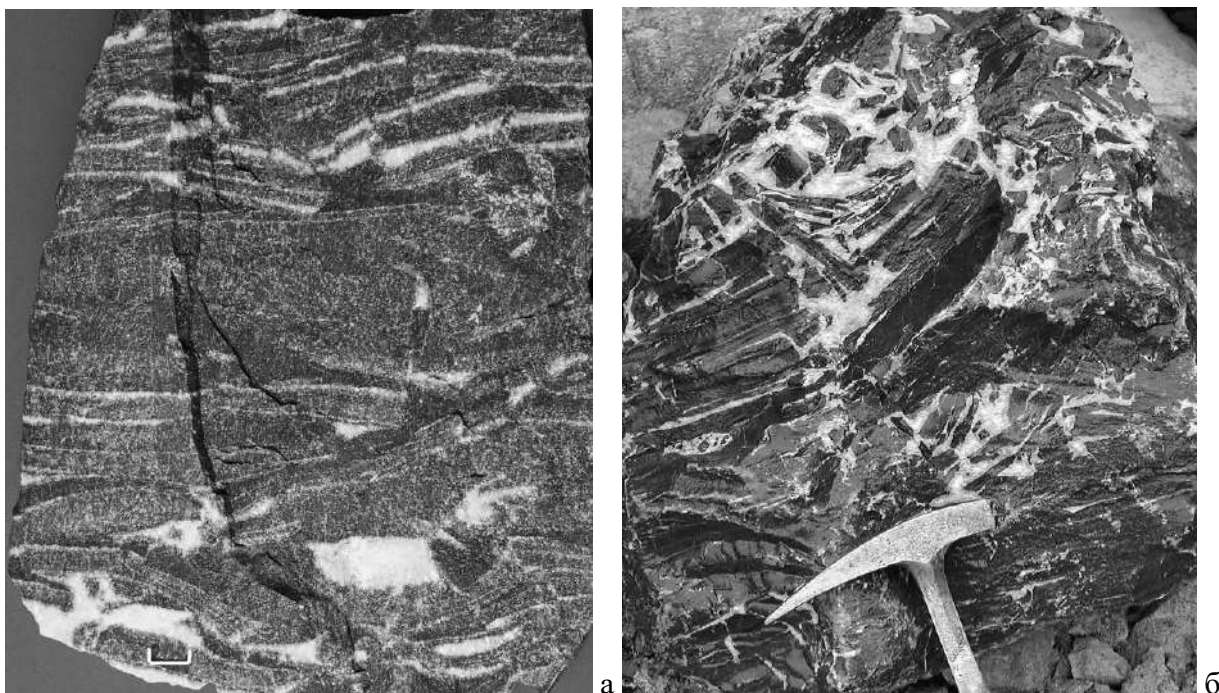


Рис. 2.6. Брекчия обрушения в тонкослоистых доломитах карагайской пачки: (а) – Гологорское месторождение, линейка 1 см; (б) – Карагайское месторождение.

Брекчии раздвигания, в которых обломки смещены вверх или вбок относительно своего первоначального положения в пласте, промежутки между ними заполнены в настоящее время крупнозернистым вторичным доломитом. Предполагается, что раздвигание и приподнимание обломков произошло под действием роста кристаллов сульфатов. Форма таких выделений вторичного доломита часто в сечении треугольная островершинная, линзовидная, клиновидная, напоминает шатровую остроугольную крышу вигвама, откуда и название «типи-структура» (teepee-structure). Она наиболее характерна для тонкослоистых доломитов, представленных пакетами плитчатого доломита и менее проявлена в массивных прослоях (рис. 2.7а и рис. 2.7б). В перемещённых плитках первичного доломита наблюдаются как хрупкие, так и пластичные деформации, что указывает на позднедиагенетический характер образования типи-структур (см.

рис. 2.7а). Образование типи-структур традиционно связывается с ростом кристаллов гипса при гидратации ангидрита в слабо литифицированном терригенно-карбонатном осадке в раннем диагенезе [Reid et al., 1988; Белоусов, 2009]. По мнению признанного знатока современных и древних эвапоритовых отложений Кристофера Кендаля, типи-структуры являются арочной разновидностью полигональных выростов в мелководной зоне эвапоритовых бассейнов от сублиторали до супралиторали [Kendall, Warren, 1987]. В случае с карагайской пачкой саткинской свиты существуют доказательства раннедиагенетического образования шатровых выростов, поскольку они прослеживаются вверх по напластованию на расстояние нескольких сантиметров, вышележащие слои уже не подвержены деформациям (см. рис. 2.7а). Предполагается, что при последующем диагенезе отложений ангидрит-гипс был замещен доломитом в процессе биосульфатредукции, представляя собой «исчезнувшие эвапориты».



Рис. 2.7. Локальные энтеролитовые деформации: (а) – в пределах слоя, содержащего шатровые структуры, подтверждающие раннедиагенетическую природу этого явления; (б) – внутрислойное смятие около типи-структур; карагайская пачка саткинской свиты, Карагайский карьер. Линейка 10 см.

Разновидностью брекчий обрушения являются *брекчии, образованные при оползании* литифицированного осадка. Они напоминают трещины усыхания, и, так ранее и интерпретировались [Сидоренков, 1966; Бусыгин, 1991] (**рис. 2.8**), для этой разновидности на

поверхности напластования наблюдаются полигональные прожилки вторичного крупнозернистого доломита, образующие сеть, подобную трещинам усыхания (обезвоживания). На поперечном разрезе они представлены короткими секущими прожилками, не выходящими за пределы одного слоя и появляющимися в каждом новом слое мощностью в первые миллиметры на новом месте. Прожилки заполнены крупнокристаллическим белым доломитом, что также указывает на их вторичный характер. Вероятно, брекчии оползания, как и брекчии обрушения, образованы при заполнении пустотного пространства после растворения эвапоритовых минералов в диагенезе и латеральном расползании литифицированных обломков доломита. Образование подобных структур может быть связано и с гидратацией желваков ангидрита и увеличением объема, поскольку полигональное сетчатое строение обнаружено и на поверхности некоторых округлых и линзовидных выделений вторичного доломита (бывших ангидритовых желваков).



Рис. 2.8. Брекчии, образованные при оползании литифицированного осадка: на поверхности напластования представлены полигональной сетью трещин, выполненных вторичным белым доломитом, в разрезе - короткими секущими прожилками, не выходящими за пределы одного слоя.

При брекчировании и росте вторичных кристаллов наблюдается мелкая внутрiformационная атектоническая складчатость (энтеролитовые структуры [Белоусов, 2009]), затрагивающая, как правило, только прослои, содержащие типичные структуры и гнезда вторичного белого доломита (**рис. 2.9**). Это объясняется раннедиагенетическим ростом ангидрита и гипса, явлениями гидратации ангидрита с увеличением объема кристаллов и оползанием слоев при растворении сульфатов. Явления энтеролитовой микроскладчатости обнаружены в унаследованном виде и в магнезитовых телах. Складчатость проявляется в локальном развитии пликативных деформаций и изгибающихся складок в пределах прослоев, где развиты шатровые структуры, при отсутствии деформаций в выше- и нижележащих прослоях. Это указывает на атектонический энтеролитовый характер деформаций, связанный с химическими преобразованиями в осадке при диагенезе (изменения объема или пластические деформации эвапоритовых минералов). В частности, данное явление широко распространено в

залежах сульфатов эвапоритовых толщ, как следствие гипс-ангидритового перехода [Атлас текстур..., 1968].

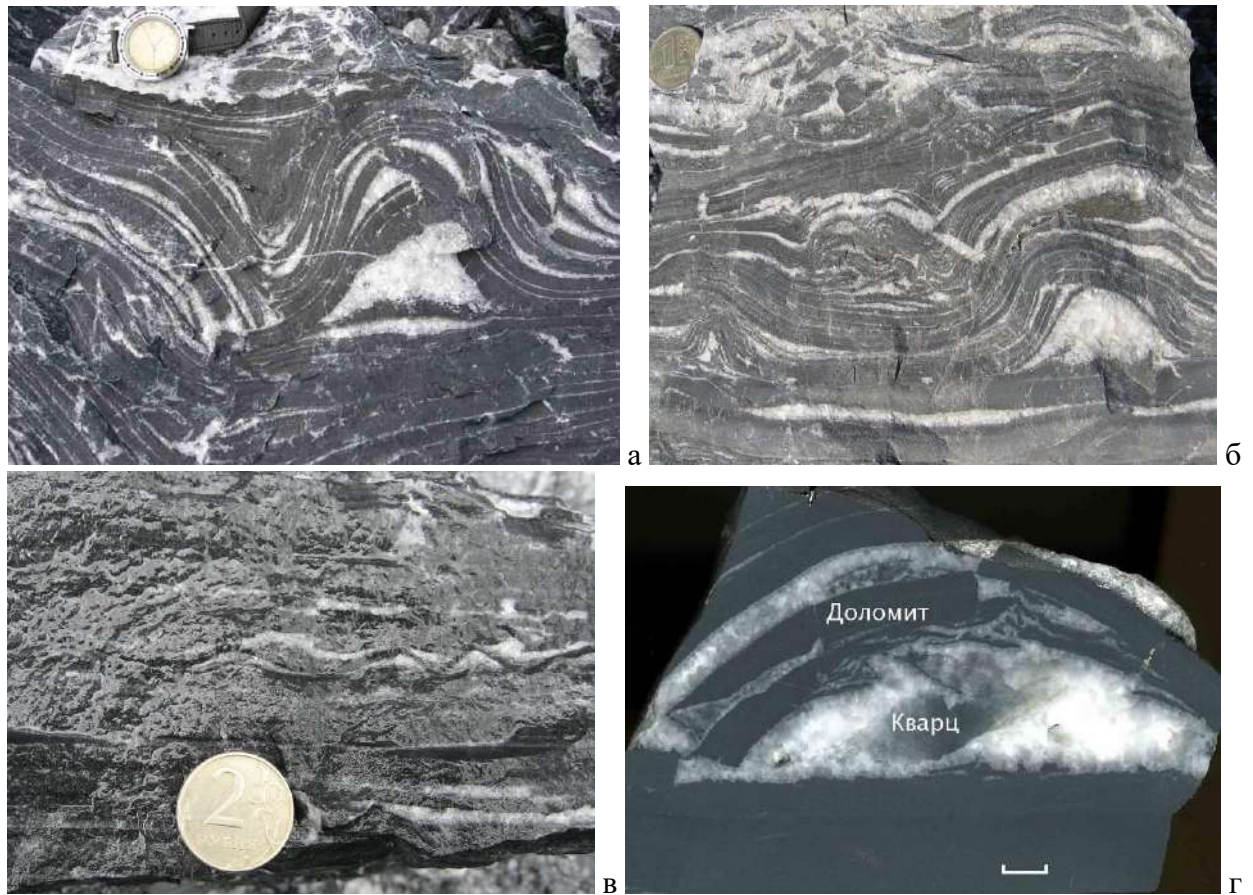


Рис. 2.9. Внутрiformационная атектоническая складчатость (энтеролитовые структуры) в карагайской пачке.

(а) – в верхней части беспорядочная брекчия, в центральной части типичная структура и складки над ней; (б) – в верхней части брекчия, в центральной части типичная структура и складки над ней, в нижней части волнистослоистый доломит с прослойком-гнездом вторичного доломита; (в) – энтеролитовые внутрислойные структуры внутри гнезда вторичного доломита; (г) – смятие верхней части прослоя около типичной структуры; линейка 1 см.

Генезис брекчиевидных доломитов саткинской свиты рассматривался различными исследователями Саткинских месторождений. М.И. Гарань [1957, с. 25] отмечал: *«Брекчиевидные разновидности карбонатных пород являются внутрiformационными образованиями, связанными с диагенетическим изменением осадка и незначительным подводным его размывом»*. А.И. Сидоренков (Сидоренков, 1966ф, с. 63), рассматривал их как *«брекчирование осадочно-деформационного типа, подводное оползание осадков, образующихся в стадию диагенеза»*. Им впервые указано на широкое распространение этих структур почти исключительно в карагайской пачке и дана достаточно полная характеристика брекчиевых доломитов. Литологические особенности брекчий предполагают их формирование в твердой карбонатной породе, прошедшей литификацию, то есть эти образования могут быть отнесены к диагенетическим брекчиям [Анфимов и др., 1983]. Возникает вопрос: что заставило взламываться доломитовые слойки внутри частично литифицированного доломитового

субстрата? Почему диагенетические брекчии всегда сопровождаются гнездами и линзами вторичного белого доломита?

А.И. Сидоренков [1964] назвал брекчиевые доломиты «отложениями фации суспензионных потоков», хотя положение этой фации не объяснено и не вписывается в комплекс фаций осолоняющейся лагуны, к которому она отнесена. Литотип брекчиевых доломитов описывается этим автором в составе глубоководной зоны центральной части лагуны в парагенетической ассоциации с литотипами, имеющими тонкую горизонтальную слоистость. Указанные типы слоистости характеризуют гидродинамически пассивное карбонатонакопление, которое может быть следствием повышенной глубины (ниже волнового базиса). Однако обнаружение нами признаков развития микробиальных матов в карагайской пачке [Крупенин, 2018] позволяет считать причиной ослабленной гидродинамики именно мелководность бассейна. Суспензионные потоки характерны для склоновых отложений, то есть зон, переходных от мелководного шельфа к глубоководному открытому морскому бассейну, связаны или со штормовыми (темпеститы), или с сейсмическими явлениями и формируют гравитационные отложения с эрозионными нижними контактами и градационной слоистостью [Осадочные породы, 1990]. Такие текстурные признаки не характерны для доломитов карагайского горизонта. Л.В. Анфимовым предполагалось, что брекчирование связано с неравномерной литификацией и усадкой слоев относительно чистого и глинистого доломита, а появление гнезд белого доломита произошло *«в процессе перекристаллизации на отдельных участках ... Эти брекчии – позднедиагенетические образования»* [Анфимов и др., 1983, с. 74].

Подобные брекчии обнаружены и в других частях типового разреза рифея. В суранской свите в доломитах миньякской пачки наблюдаются брекчии обрушения с гнездами вторичного крупнокристаллического доломита как угловатой, так и клиновидной формы (**рис. 2.10а, б**). Горизонт протяженностью до 2 км с брекчиями обрушения, содержащими пустоты и секреторную минерализацию кварца и вторичного доломита, прослежен в бердагуловской пачке суранской свиты к югу и западу от д. Исмакаево (**рис. 2.10в, г**).

В бакальской свите в доломитовой шуйдинской пачке отмечаются текстуры брекчирования плитчатых обломков, сопровождаемые гнездами вторичного крупнокристаллического доломита, иногда наблюдается гематитизация вторичного доломита гнёзд (**рис. 2.11а, б**).



Рис. 2.10. Брекчии обрушения в породах суранской свиты нижнего рифея: в миньянской пачке суранской свиты, р. Б. Инзер, около устья р. Тарашкин ключ (а, б).

(а) – с гнёздами вторичного доломита; (б) – с ромбическими гнездами вторичного доломита; брекчии обрушения с пустотами и секреторной минерализацией в бердагуловской пачке суранской свиты, д. Исмакаево, р. Кургашля (в, г): (в) – в мергельных сланцах с гнездами выполнения друзовым кварцем; (г) – в мергельных сланцах с гнездами выполнения вторичным доломитом.

В авзянской свите маломощные прослои брекчий обрушения обнаружены в катаскинской и реветской подсвите в разных районах. В катаскинской подсвите такие образования отмечены в районе Катав-Ивановского магнетитового месторождения, а также в разрезах, относимых к западно-башкирскому типу, в частности, в районе п. Верх-Катав (**рис. 2.12**). В последнем случае брекчии ассоциируют с псевдоморфозами по кристаллам гипса, а также минералогическими индикаторами эвапоритовых условий седиментации (зон гематитизации, окремнения, развития высокомагнезиального хлорита и аутигенного микроклина, см. ниже в этой главе). В реветской подсвите брекчированные доломиты с гнёздами вторичного розового доломита пользуются широким развитием в центральных районах БМА (**рис. 2.13а, б**).

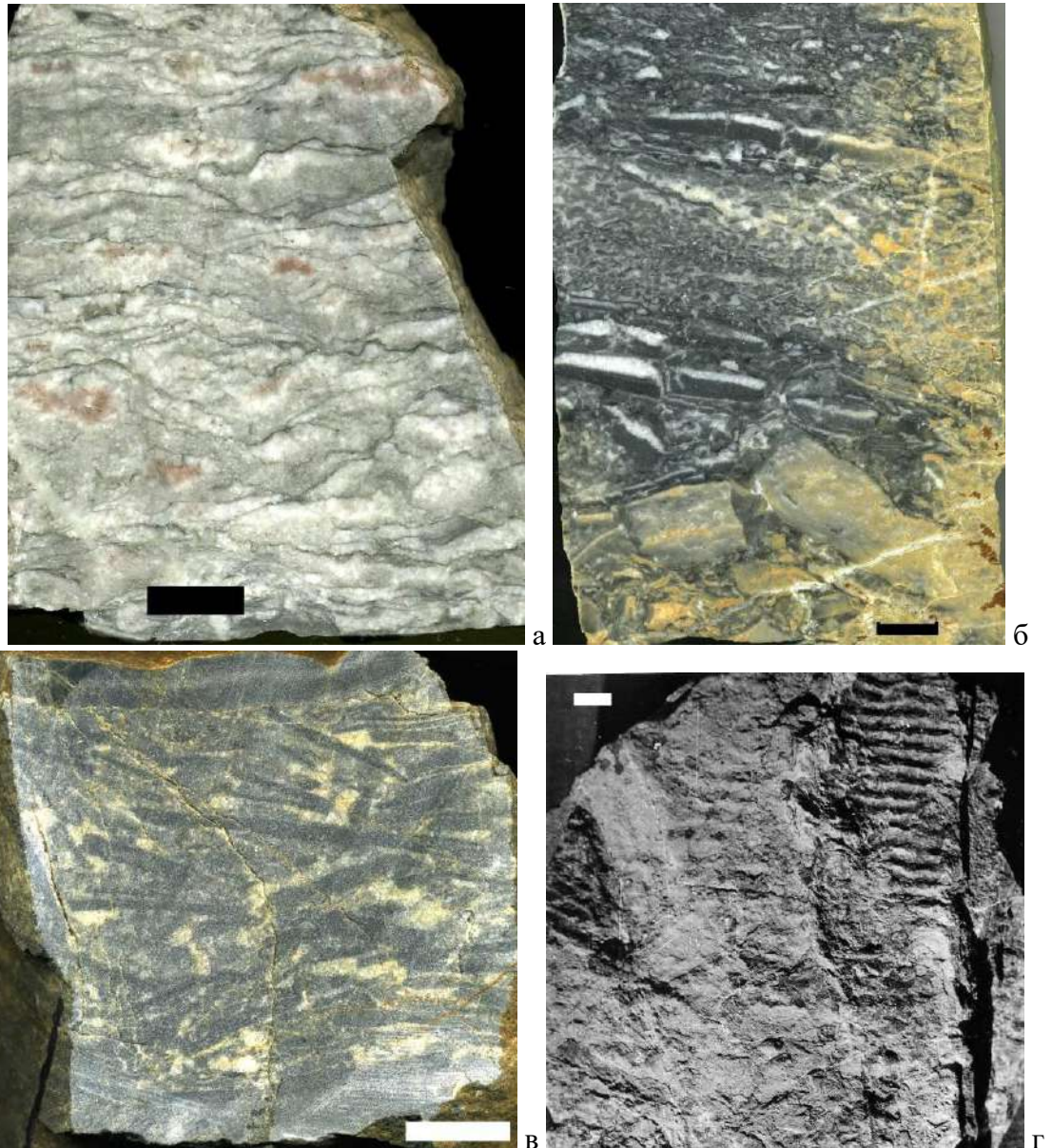


Таблица 22



Рис. 2.11. Текстуры коллапс-брекчий с гнездами вторичного доломита в шуйдинской пачке бакальской свиты (а-г) и в кунгурском ярусе нижней перми (д, е).

(а) – брекчированный доломит с гнездами, розового (гематит) вторичного доломита, карьер Иркутскан; (б) – брекчия обрушения со слоями-дуплетами (верхний – белый, нижний – серый), Петлинский карьер; (в) – плитчатые обломки вмещающего серого доломита с бурым вторичным доломитом между ними, Петлинский карьер; (г) – доломит с «гофрированными» поверхностями напластования (энтеролитовые микроскладки при гипс-ангидритовом переходе?), карьер Иркутскан; (д) – энтеролитовая пloyчатость в прослоях гипса, Р₁, кунгурский ярус, Оренбургская обл., урочище Камба (по А.В. Хабакову, [1947]); (е) – слой, обогащенный желваковыми конкрециями ангидрита в иренском горизонте кунгурского яруса. Соликамск. Фото И.И. Чайковского. а-г – линейка 1 см;

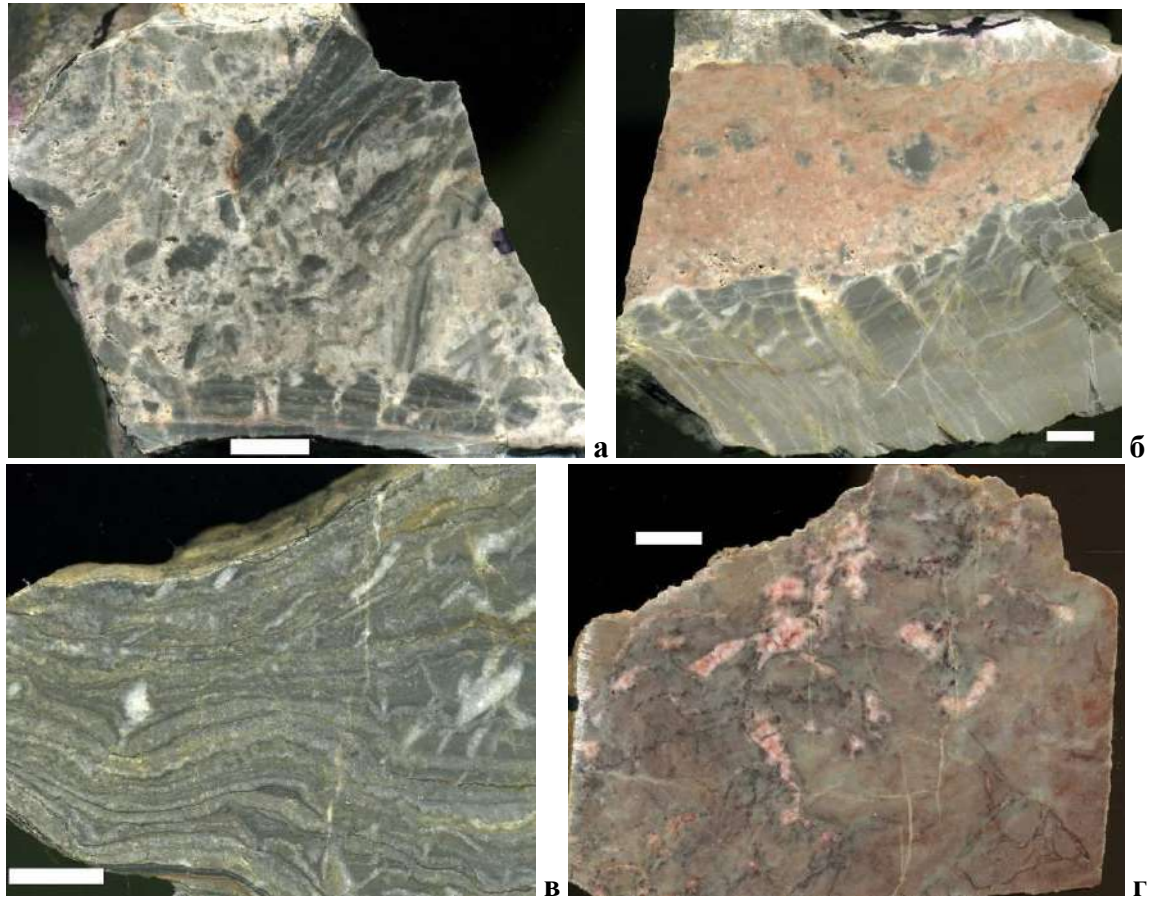


Рис. 2.12. Текстуры брекчирования в доломитах реветской подсвиты авзянской свиты.

(а) – розовый крупнокристаллический доломит в цементе брекчии обрушения; (б) – контакт гематитизированного (розовое сверху) и слабо нарушенного (серое внизу) брекчированного доломита; (в) – нарушение слоистости доломита в результате постдиагенетического роста кристаллов (псевдоморфозы по гипсу); г – брекчированные розовые доломиты с гнездами светло-розового вторичного доломита; линейка 1 см; а-в – Западно-Башкирская зона, район п. Верх-Катав; (г) – хр. Салдыс у п. Инзер.



Рис. 2.13. Многочисленные клиновидные псевдоморфозы вторичного белого кристаллического доломита.

(а) - по вмещающему тонкокристаллическому розовому; (б) - щелевидные пустоты, заполненные бурой глиной. Реветская посвита авзянской свиты, разрез на лев. бер. р. М. Инзер, хр. Салдыс.

Совокупность литологических признаков позволяет утверждать, что образование диагенетических брекчий обрушения, оползания, как и раздвига при росте кристаллов,

связаны с появлением в литифицирующей породе пустотного пространства. Наиболее резонной причиной для этого является растворение эвапоритовых минералов на стадии позднего диагенеза, которое спровоцировало описанные явления разламывания слоев доломита, их смещения и обрушения. Причины и возможный механизм этого растворения и образования брекчий обсуждаются ниже в этой главе.

Псевдоморфозы по кристаллам и желвакам сульфатов (гипса и ангидрита)

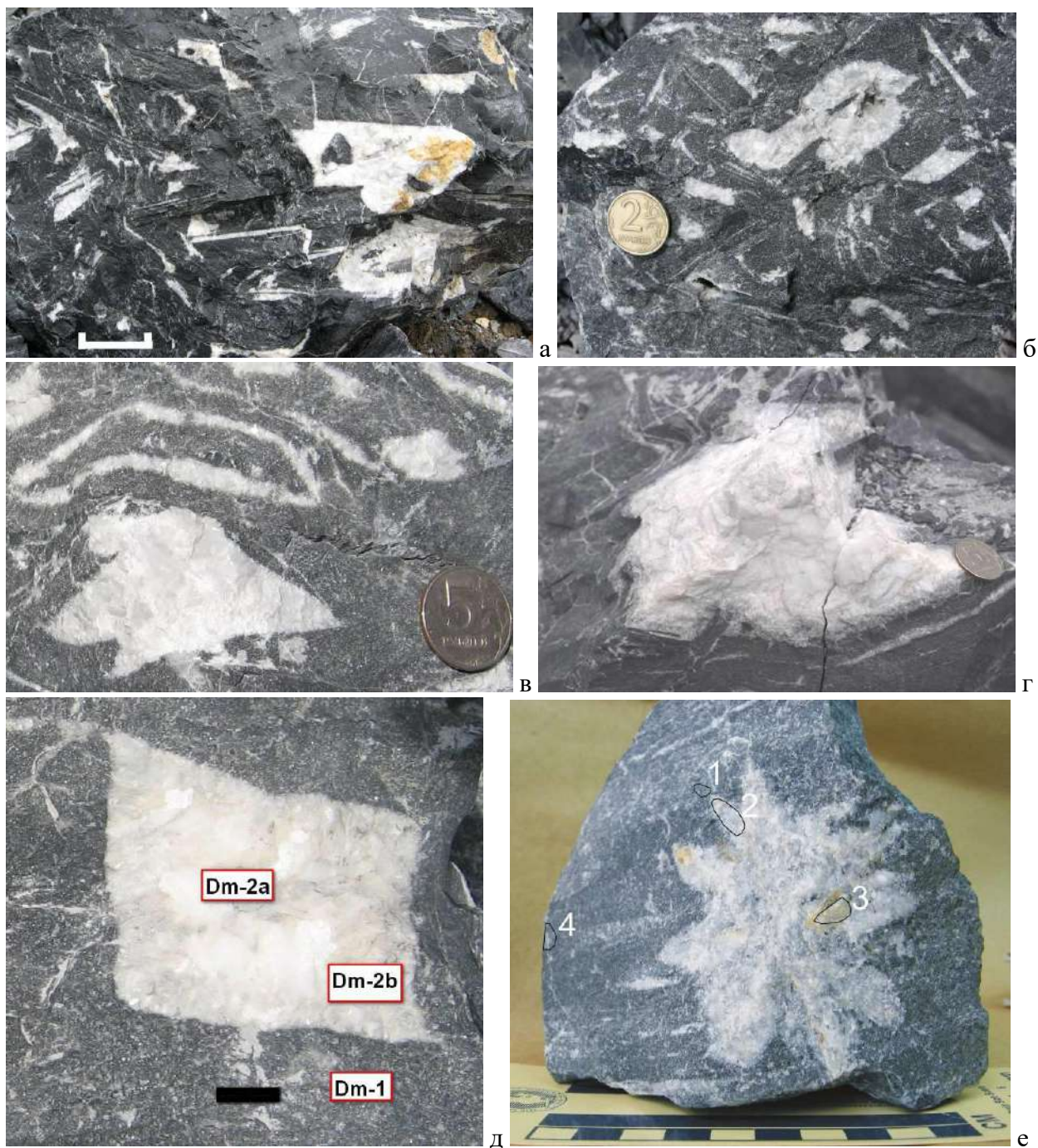
Псевдоморфозы по кристаллам и желвакам сульфатов широко развиты в карагайской пачке, но известны также и в нижнекусинской подсвите саткинской свиты, шуйдинской пачке бакальской свиты нижнего рифея, в авзянской свите среднего рифея (в реветской подсвит), то есть в тех же частях рифейского разреза, что где встречены и диагенетические брекчии. Сходные образования обнаружены и в некоторых разрезах миньярской свиты верхнего рифея.



Рис. 2.14. Чередование литотипов доломита массивного, с обилием гнёзд вторичного доломита, с мелкими линзами вторичного доломита в зависимости от смены фациальной обстановки осадконакопления. Паленихинский карьер Саткинского рудного поля, карагайская пачка

Присутствие гнезд вторичного крупнокристаллического доломита (Dol-2) во вмещающем тонкокристаллическом (Dol-1) является особенностью всего карагайского магнезитовмещающего горизонта мощностью до 700 м, в Саткинском рудном поле и его периферии на площади 7х18 км (более 90 точек наблюдения в обнажениях и карьерах). Выводы относительно закономерностей распределения гнёзд и их состава здесь имеют принципиальное значение для понимания природы этого явления и вообще особенностей карбонатно-эвапоритовой седиментации в нижнем рифее региона. Гнезда выполняют угловатые выделения в брекчиевых доломитах, или обогащают отдельные прослои небрекчированных доломитов, чередующихся в разрезе с массивными или тонкослоистыми доломитами без таких гнёзд (**рис. 2.14**). Гнезда могут иметь форму остроугольных многогранников, эллипсоидов, в сечении

гнезда могут быть округлой или эллиптической, таблитчатой, клиновидной, призматической, звездчатой формы (рис. 2.15).



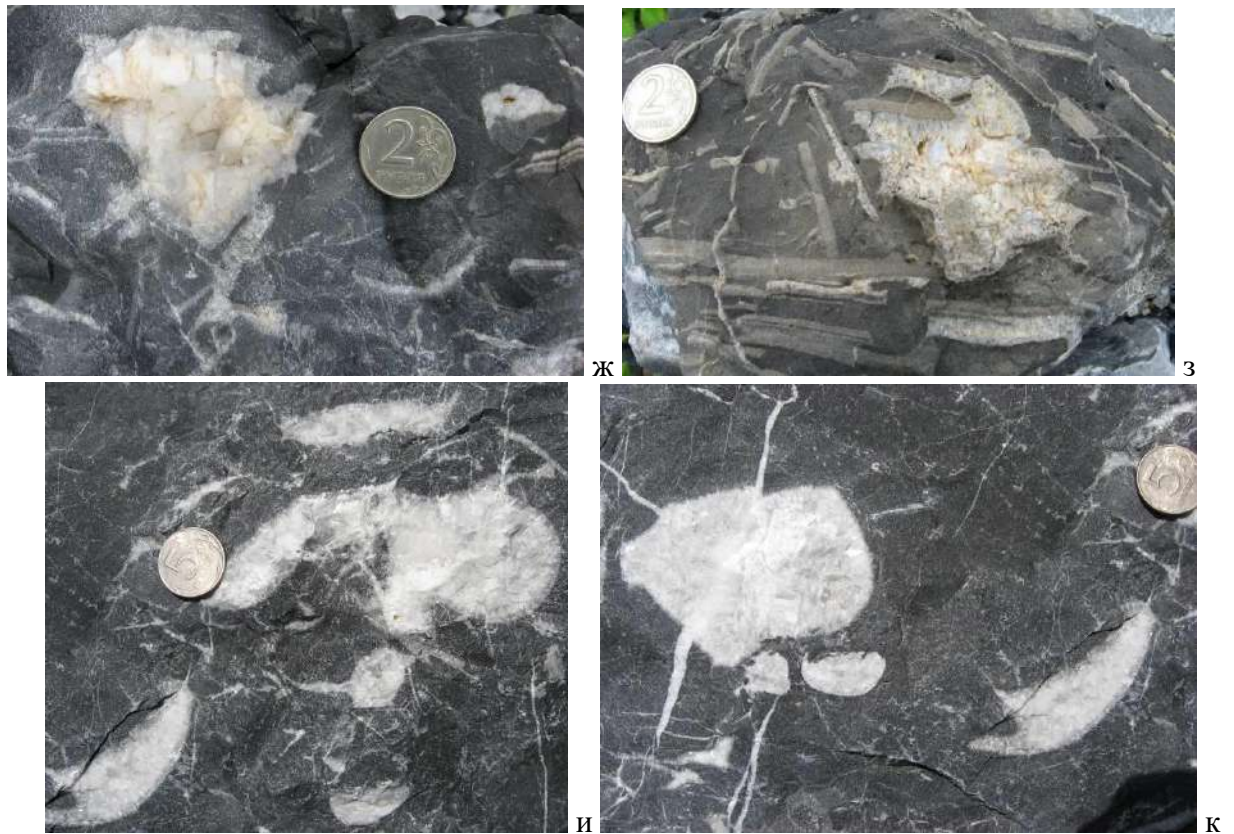


Рис. 2.15. Секреционные доломитовые псевдоморфозы по кристаллам гипса, имеющие в сечении форму остроугольных многогранников (а), таблитчатой (б), клиновидной (в, г) призматической (д – Dm-1 – вмещающий тонкокристаллический доломит, Dm-2b в периферии гнезда вторичный крупнокристаллический доломит, Dm-2a в центре гнезда гигантокристаллический доломит), звездчатой (е); сложной многоугольной (ж, з.), округлой (и, к) формы; карагайская пачка саткинской свиты; линейка везде 1 см.

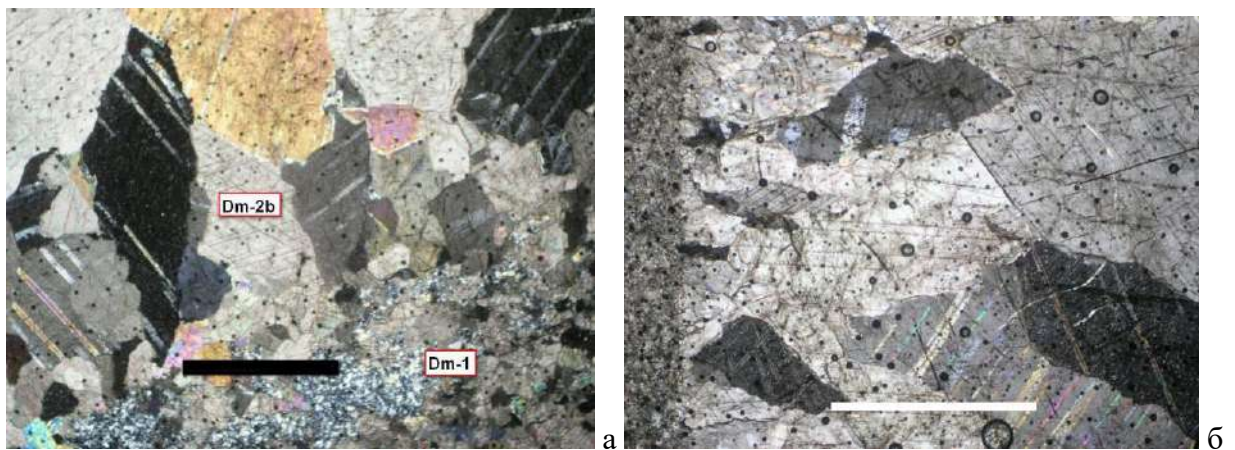


Рис. 2.16. Микрофотографии секреционного выполнения всех гнёзд вторичным крупнозернистым доломитом; во вмещающем тонкозернистом доломите отчетливо проявлен рост индивидов от границ гнезда к центру; (а) – Dm-1 тонкозернистый вмещающий доломит, Dm-2b – крупнозернистый вторичный доломит периферической части гнезд; (б) – резкая граница тонкозернистого вмещающего доломита и вторичного крупнозернистого в гнезде выполнения. Николи скрещены, линейка 1 мм.

Гнезда всегда представлены более крупнозернистым доломитом (размер зерен более мм), нежели Dm-1 (размер зерен 0,05-0,2 мм); Dm-2 гнезд имеет белый, реже светло-серый или

кремовый цвет, граница с Dm-1, как правило, резкая. На границе, в периферической части гнезд наблюдается зона кристаллов доломита, являющихся следствием инкrustации, зонального роста индивидов от стенок гнезда к его центру; в центральной части гнезд, как правило, наиболее крупнозернистый доломит (размер зёрен более 1 см), он же часто более железистый (рис. 2.16). Таким образом, в гнездах всегда наблюдается секретционное заполнение.

Существуют закономерности в распределении гнезд и изменении их состава в разрезе рудоносной толщи, связанные с масштабным процессом метасоматического образования магнезита. Гнезда распространены на 5-10 м ниже магнезитовых залежей и на 500-700 м выше, то есть во всей карагайской пачке. В зоне ниже магнезитовых залежей в нижних частях гнезд выделяется пирит в кокардовых наростах (рис. 2.17а-г). В гнездах Dm-2 пирит выделяется только на площадках, которые располагались горизонтально до проявления складчатости. По данным измерения изотопного состава серы доказано образование пирита в результате диагенетической биосульфатредукции (вариации $\delta^{34}\text{S}$ от -15.6 до -11.0 ‰ с гомодромным трендом), в отличие от пирита в магнезитах (вариации $\delta^{34}\text{S}$ от $+5.4$ до $+6.9$ ‰), связанного с термосульфатредукцией во время гидротермального метасоматоза [Крупенин, Мичурин, 2011, 2018]. Следовательно, биосульфатредукция имела значение для растворения сульфата в гнездах.

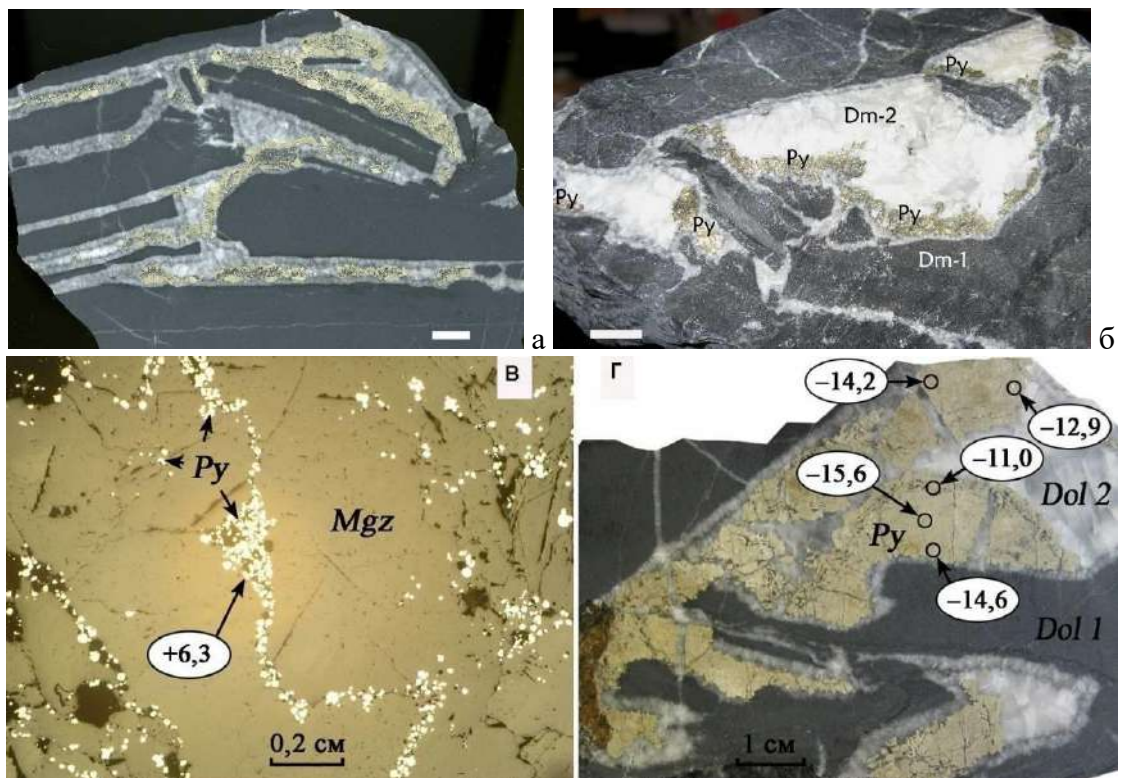


Рис. 2.17. Выделения пирита в кокардовых наростах (а) в гнездах вторичного доломита (Dol-2) ниже магнезитовых залежей. Пирит является минералогическим отвесом, располагаясь в нижних частях гнезд (б). Изотопно лёгкая сера пирита из Dol-2 (г) подтверждает восстановление серы из сульфата путём биосульфатредукции, в то время как пирит из магнезита (Mgz) сформирован при термосульфатредукции (в) [Крупенин, Мичурин, 2011, 2018].

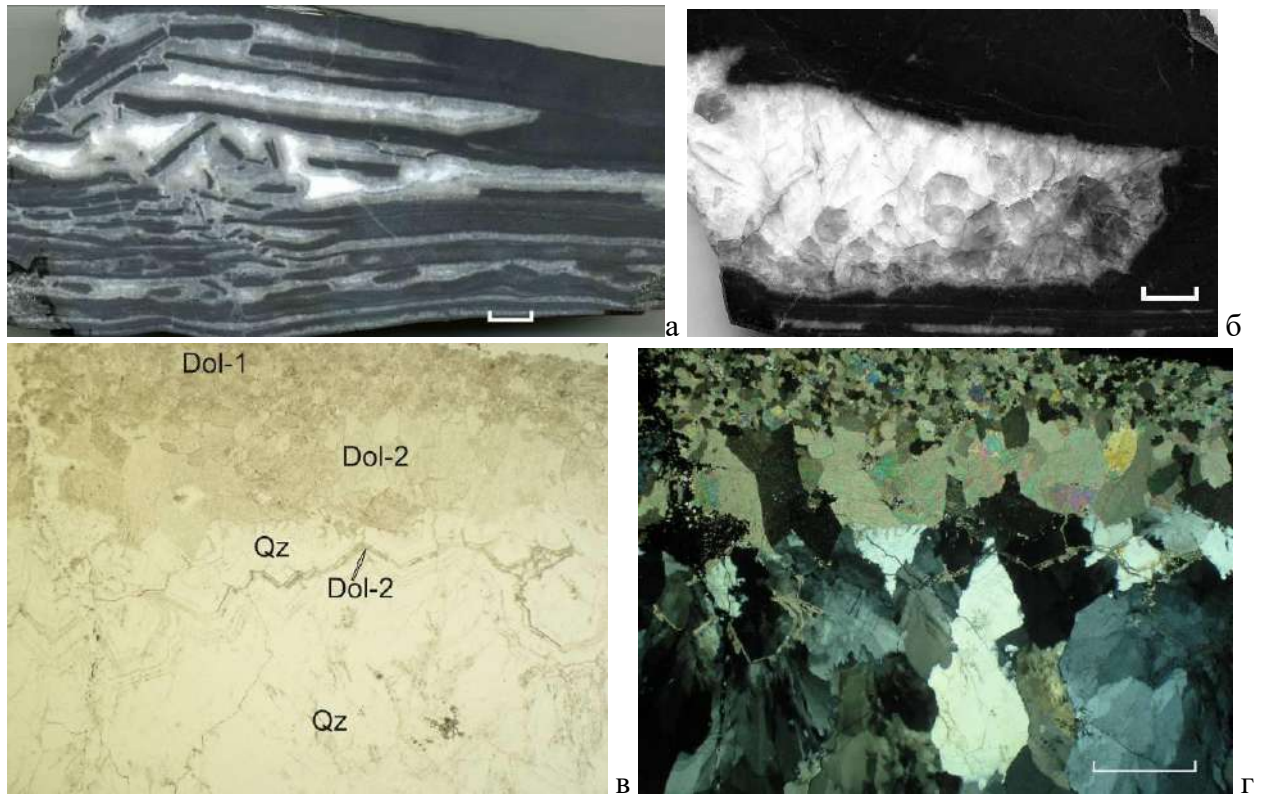


Рис. 2.18. Выделения кварца в периферической части гнёзд вблизи магнетитовых залежей (Карагайский карьер, Сатка): (а) – в гнездах среди брекчий обрушения (кварц серый слоистый, вторичный доломит белый в центре); (б) – карандашевидные кристаллы кварца в периферии гнезда вторичного доломита (а, б – линейка 1 см); (в) – деталь строения из **рис. 2.18а** (николи параллельны) секреционного кварца (Qz) во вмещающем доломите (Dol-1) с начальной зоной вторичного доломита и тонкой зоной (Dol-2) между слоями кварца; (г) – то же, николи скрещены, линейка 1 мм.

Около магнетитовых залежей (в нескольких метрах ниже, между залежами и на расстоянии до 10 м выше, а также латерально) в периферии гнёзд наблюдается секреционное выполнение их чередующимися слойками доломита и кварца, состоящими из кристаллов, направленных от стенок к центру гнёзд (**рис. 2.18а-г**).

На удалении от магнетитовых залежей кварц исчезает из состава зональных гнёзд вторичного доломита; на расстоянии в сотни и более метров от рудных тел кварц в виде друзовых выделений наблюдается уже в центральной части гнёзд. Характерной особенностью выделений вторичного доломита этих гнёзд является зональность, проявленная в развитии в периферической части крупнозернистого серого доломита, а в центральной части – крупно- и гигантозернистого белого доломита. На границе серого и белого вторичного доломита часто отмечается вкрапленность пирита. В центральных частях друзовых гнёзд вторичного доломита в пустотах иногда развивается тонкая вкрапленность марказита. В верхних горизонтах 700-метровой толщи в составе гнёзд встречен кальцит. Все эти закономерности выполнения гнёзд, несомненно, связаны с метасоматическим процессом, то есть являются эпигенетическими.

Однако образование пустот для эпигенетического заполнения определяется ранней, седиментационно-диагенетической историей бассейна породообразования. Генерализованные закономерности минерального состава вмещающих отложений верхнесаткинской подсвиты и метасоматической минерализации, в том числе в гнездах вторичного доломита, проиллюстрированы на **рис. 2.19**.

Прецизионное изучение состава гнезд Dol-2 в масштабе рудного поля (микроанализатор Cameca SX 100, ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН), позволило установить следующие закономерности. В периферической части гнезд вторичный доломит с размером зерен до 1 мм незначительно обогащен FeO (0.15-0.30%) по сравнению с вмещающим (0.05-0.20%). В центре гнезд вторичный доломит с размером зерен до 10 мм имеет еще более высокие содержания FeO (0.20-0.80%). Около магнетитовых залежей в Dol-2 наблюдаются микрокристаллы магнетита, повышается отношение MgO/CaO до 0.73, которое в Dol-1 часто менее стехиометрического (0.71), в верхах толщи – микрокристаллы кальцита [Крупенин и др., 2013в].

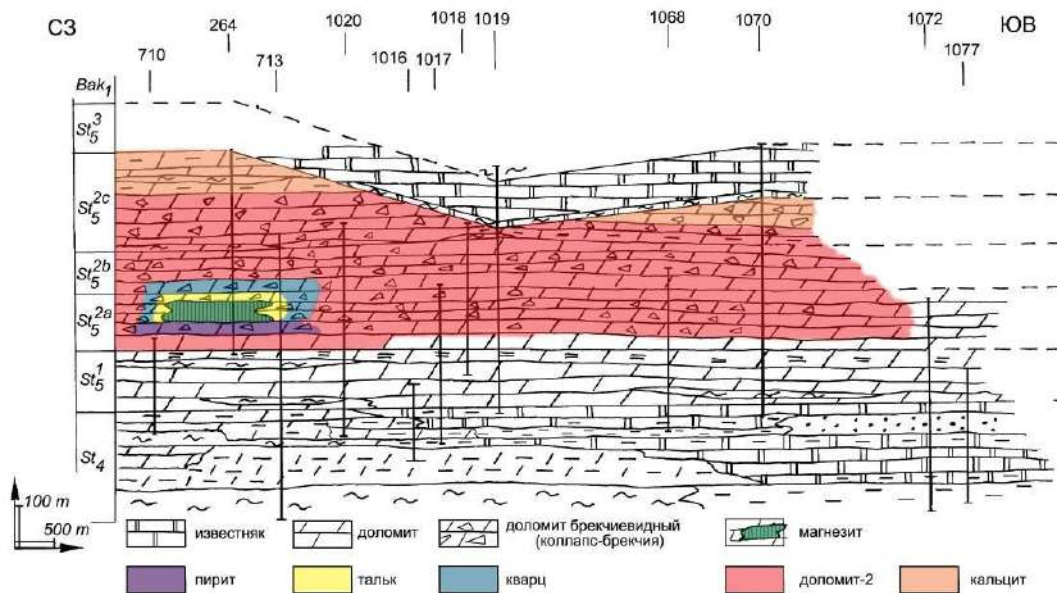


Рис. 2.19. Схематический лито-стратиграфический разрез верхней части саткинской свиты (по А.И. Сидоренкову, 1964, с упрощением) с минералами индикаторами метасоматической зональности: St₄ – нижнесаткинская подсвита; St₅ – верхнесаткинская подсвита; St₅¹ – каменногорская пачка; St₅^{2a}, St₅^{2b}, St₅^{2c} – горизонты карагайской пачки; St₅³ – казымовская пачка; Bak₁ – бакальская свита.

Для Саткинского рудного поля методами рентгеновской дифракции, микроанализа и электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) выполнено уточнение параметров кристаллической решётки доломита различных генераций: вмещающего околорудного и удалённого, гнездового синрудного [Крупенин и др., 2013б]. На основе обширной базы данных по составу и структуре доломита [Turpin et al., 2012] оценен стехиометрический состав доломитов по постоянным решеткам. Наибольшей близостью к нему характеризуются

околорудные доломиты, наименее стехиометричны доломиты, удаленные от магнезитов как латерально, так и по вертикальному разрезу [Крупенин и др., 2013б]. С помощью ЭПР и микрозондового анализа изучена зависимость степени обогащения примесным марганцем магниевой позиции по сравнению с кальциевой. Устойчиво низкие значения параметра Mn_{Mg}/Mn_{Ca} во вмещающих доломитах и относительно высокая степень стехиометрии образцов (мол. % $CaCO_3$ от 49,5 до 51,5) соответствуют доломитам эвапоритового происхождения [Lumsden, Lloyd, 1997]. Это согласуется с выводом об эвапоритовой природе доломитов магнезитовмещающей карагайской пачки Саткинского месторождения, полученного о данным изучения стабильных изотопов кислорода и термометрии ФВ [Крупенин и др., 2011; 2013а].

Закономерная форма гнезд и их строение, указывают, что их формирование происходило в пустотах, образованных при растворении минералов, форма и положение которых соответствует раннедиагенетическому гипсу в толще частично литифицированного карбонатного осадка. Таким образом, это именно гнезда выполнения, а не перекристаллизации, как считалось ранее многочисленными исследователями Саткинских месторождений [Анфимов, 2007 и ссылки там]. Следовательно, **гнезда представляют собой псевдоморфозы вторичного доломита по выделениям первичных раннедиагенетических эвапоритовых минералов, скорее всего кристаллов и кристаллических агрегатов гипса и ангидрита**, которые были растворены в ходе диагенеза и заполнены эпигенетическими минералами. Доказательствами этого может служить скопление нерастворимого остатка, состоящего из кварца, хлорита, гематита в нижней части наиболее крупных гнезд (рис. 2.20).

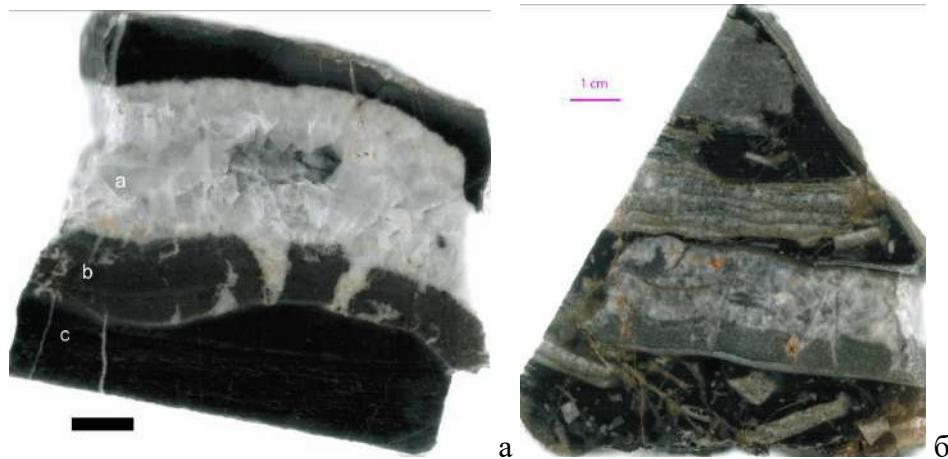


Рис. 2.20. Строение гнезд вторичного доломита, псевдоморфных по сульфатам, г. Мальчиха, в 5 км к западу от Саткинского магнезитового месторождения.

(а) – гнездо состоит из трех частей: верхняя часть представлена вторичным доломитом (а), в центральной части которого размещено выделение кварца, в нижней части гнезда зона серого глинистого доломита (b), вмещающий темно-серый доломит (с). Минеральный состав зон по данным рентгенографии и термогравиметрического анализа: а – доломит-2, кальцит, кварц; b – доломит-2, обогащенный нерастворимым остатком: примесь хлорита, гематита, кварца; с – доломит-1, следы хлорита и кварца; (б) – брекчия из обломков светло-серого доломита, наиболее крупный плитчатый обломок в средней части также содержит в основании зону обогащения глинистым материалом.

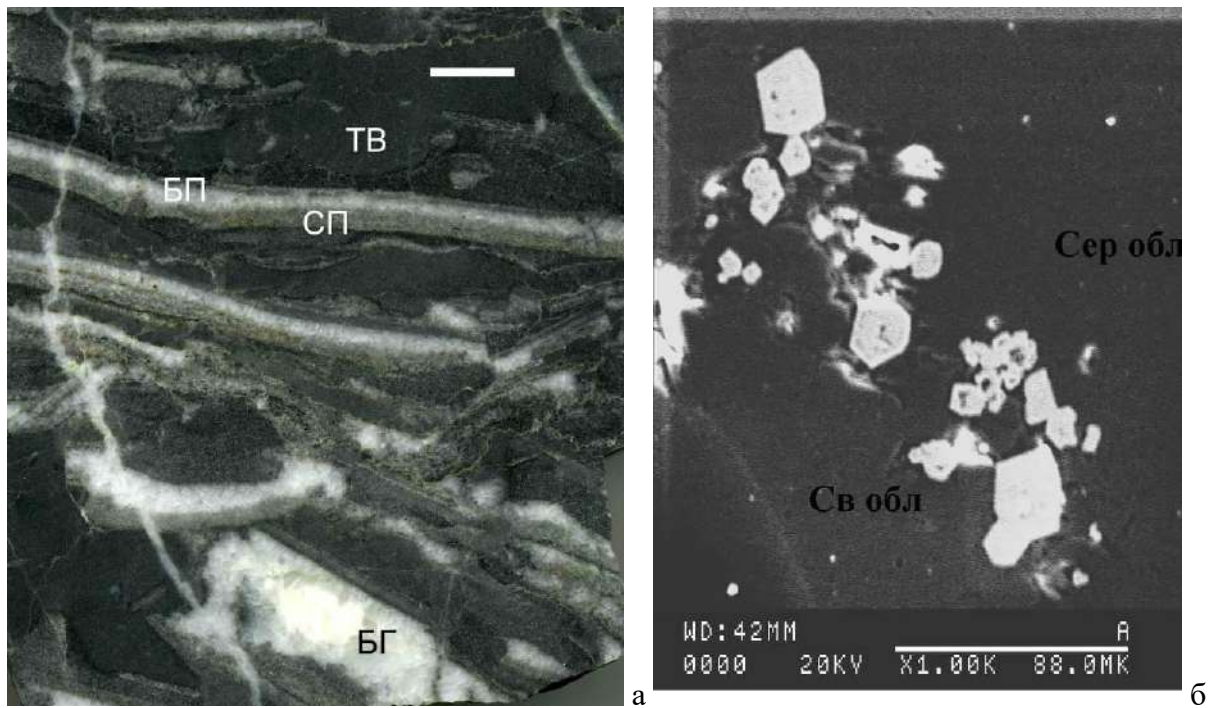


Рис. 2.21. Прослойки-дуплеты в брекчированных темно-серых вмещающих доломитах (ТВ).

(а) – двойные прослойки содержат в нижней части серый с буроватым оттенком доломитовый матрикс (СП), а в верхней – слоек белого доломита (БП), внизу – гнездо белого доломита (БГ) (линейка 1 см); (б) – скопление гексагональных кристаллов гематита и хлорита на границе белого и серого прослоек (растровый электронный микроскоп РЭММА-202М).

В некоторых брекчированных прослоях карагайского горизонта среди темно-серых доломитов развиты двойные прослойки (дуплеты), содержащие в нижней части буровато-серый доломитовый матрикс, обогащенный терригенными минералами, а в верхней – прослойку белого доломита (**рис. 2.21а**). Они имеют сходство с карбонатно-сульфатными тонкослоистыми отложениями гиперсоленых тиховодных лагун [Сонненфельд, 1988].

Брекчированные доломиты с гнездами были подвергнуты прецизионному изучению с помощью растрового электронного микроскопа (РЭММА-202М) [Крупенин и др., 2008]. Выделен ряд зон для исследования: темно-серые вмещающие тонкозернистые доломиты (ТВ), дуплет из нижнего прослойка среднезернистого – серо-бурого доломита (СП) и верхнего прослойка вторичного перекристаллизованного белого доломита (БП), остроугольные гнезда вторичного перекристаллизованного белого доломита (БГ). Обнаружены скопления микроскопических кристаллов гематита гексагонального габитуса размером 5-25 мкм на границах прослоек (БП) и гнезд вторичного доломита (БГ) с вмещающим темно-серым тонкозернистым доломитом (ТВ) и редкая вкрапленность таких кристаллов в белых и серых прослойках (см **рис. 2.21б**). Развитие таких микроскопических гематитовых чешуек является типичной особенностью формирования раннедиагенетических эвапоритовых минералов, к примеру, в кунгурских отложениях Предуральяского прогиба. Иногда отмечается приуроченность гематитовых чешуек к скоплениям хлорита. Присутствие гематита в темно-

серых доломитах, содержащих тонкорассеянное ОВ и тонкую вкрапленность сульфидов (пирит, марказит, сфалерит) является необычным. Вероятно, образование гематита следует связывать с седиментогенезом/ранним диагенезом отложений, соответствующим времени формирования эвапоритовых минералов (сульфатов). От редокс-обстановок в диагенезе эти гематитовые чешуйки были изолированы, поскольку вначале находились внутри сульфатов, а после их растворения скопились на границах пустот и затем были вновь запечатаны крупнозернистым белым доломитом вторичной генерации.

По химическому составу доломит крупнокристаллических генераций мало отличается от вмещающего тонкозернистого темно-серого матрикса. Однако статистически во вторичных генерациях белых прослоек (БП) концентрации FeO всегда выше и составляют 0.08-0.16%, а в серых прослойках (СП) и темном матриксе (ТВ) изменяются в интервале значений 0.02-0.06%. В белых гнездах вторичного доломита (БГ) концентрации FeO еще выше и достигают 0.18-0.38%, причем железо изоморфно входит в доломитовую структуру, а не связано с гематитовой вкрапленностью. Кроме того, в остроугольных гнездах несколько повышено отношение MgO/CaO до 0.726-0.730, определяемое тончайшими вростками магнезита между кристаллами вторичного доломита, по сравнению с таковым в сером и темном доломите, где оно находится на уровне 0.702-0.720 [Крупенин и др., 2008].

Изучение Rb-Sr изотопной системы первичных и вторичных доломитов и магнезитов показало некоторые различия. Величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в околорудных доломитах и на удалении от рудных тел варьирует в интервале значений 0.7074-0.7094, а в образцах с высокой долей терригенной примеси достигает значений 0.7160-0.7308. В магнезитах измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяется от 0.7152 до 0.7193, наибольшие значения отношения наблюдаются в образцах из центральных частей рудных тел. Таким образом, во вторичных генерациях доломита имеет место последовательное возрастание концентраций радиогенного изотопа стронция, как и в магнезитах, указывающее на эпигенетический характер флюидов, которые обогащались ^{87}Sr при взаимодействии с ассоциированными в разрезе силикокластическими породами [Кузнецов и др., 2007; Крупенин, Кузнецов, 2009].

Кроме гнезд вторичного белого доломита в отложениях карагайской пачки саткинской свиты часто встречаются прослой-обособления белого и светло-серого слоистого доломита. Они могут выглядеть как прослой тонкослоистого доломита, выполненные перекристаллизованным мелко-среднезернистым (сахаровидным) доломитом мощностью до 10 см среди темно-серого тонкозернистого вмещающего доломита. Реликты слоистости подчеркнуты прослойками темно-серого доломит-глинистого материала (**рис. 2.22а**). При прослеживании таких прослоек по латерали наблюдается их тупое выклинивание и резкий переход во вмещающий слоистый серый доломит (**рис. 2.22б**). Представляется, что такие

прослой являются реликтами широко распространённой в карбонатно-эвапоритовых толщах ангидрит-доломитовой породы, доангидрита по М.А. Жаркову [2005]. Вероятно, сульфат был сформирован в раннем диагенезе в виде пластообразных конкреционных стяжений, после частичной литификации породы произошло растворение ангидрита и последующее выполнение пустотного пространства химически чистым кристаллическим (сахаровидным) доломитом, что привело к образованию белого доломита в данных прослоях-конкрециях.



Рис. 2.22. Прослой-гнезда белого и светло-серого слоистого доломита во вмещающем сером (псевдоморфозы по раннедиагенетическим конкрециям сульфата в доломите?); по латерали наблюдается тупое выклинивание и переход во вмещающий слоистый серый доломит. Линейка 1 см.

Площадное распределение таблитчатых (реликтовые формы от раздробленных при диагенетическом растворении прослойков гипса) и округлых гнезд Dol-2, определяется увеличением их размеров и мощности в западном направлении и более характерно для средней части карагайской пачки. Это может указывать на преимущественное развитие эвапоритовых процессов к западу от современной структуры рудного поля и нарастания во времени интенсивности процессов образования эвапоритовых минералов.

В миньяжской подсвите суранской свиты (стратиграфический аналог саткинской свиты в центральных районах БМА) обнаружены псевдоморфозы по гипсовым кристаллам и прослоям, напоминающие селенит с характерным срединным швом начала роста гнезда-прожилка (**рис. 2.23**). Кроме того, в доломитизированных известняках отмечаются прослой, обогащённые клиновидными вторичными гнёздами, аналогичными по форме кристаллам гипса и гнезда выполнения, в том числе с кварцем. В темно-серых мергелях отмечены обильные кристаллы пирита, развивавшиеся по кристаллам гипса в процессе термосульфатредукции (по изотопным данным С.В. Мичурина с соавторами [2009]). Часть пустотного пространства в настоящее время также заполнена вторичным доломитом (см. рис. 2.23б).

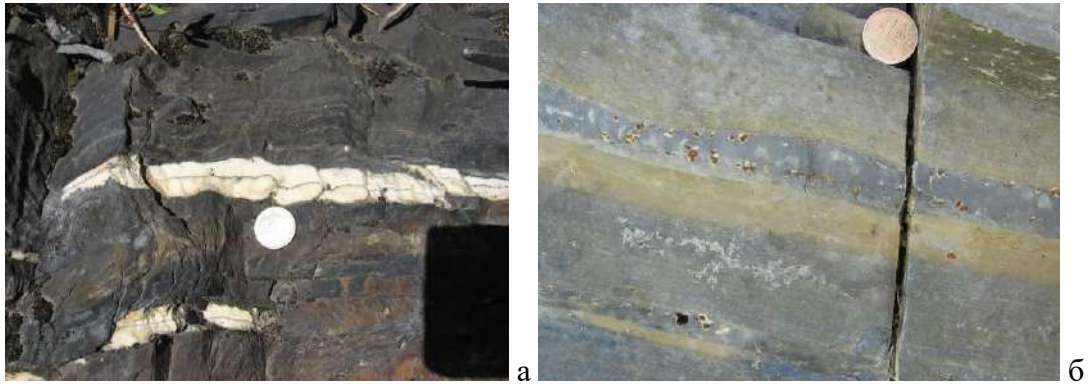


Рис. 2.23 Псевдоморфозы по гипсу (?), суранская свита, р. Б. Инзер около устья р. Кисканышта.

(а) – по гипсовым прослоям среди мергелей, напоминающие селенит с центральным швом начала роста гнезд-прожилков миньякская подсвита; (б) – мелкие гнезда с пиритом и вторичным доломитом в мергелях бердагуловской подсвиты.

В доломитах шуйдинской пачки бакальской свиты, содержащей магнезитовые залежи, мы находим аналогичные клиновидные гнезда вторичного доломита. Кроме того, здесь обнаружены диагенетические брекчии с развитием гнезд и двойных прослоек (см. рис. 2.116). Среди темно-серых брекчированных доломитов встречаются дуплеты, содержащие в нижней части буровато-серый доломитовый матрикс, а в верхней – прослоек белого доломита. Они имеют сходство с «куплетами» плитчатых обломков из белого и серого слоек в карагайской пачке саткинской свиты и карбонатно-сульфатными тонкослоистыми отложениями гиперсоленых тиховодных лагун [Сонненфельд, 1988]. К примеру, для эвапоритовых отложений гваделупия (средняя пермь), Зап. Техас, США [Haneef & Wardlaw, 1984] для брекчированных карбонатов описаны прослойки, «состоящих из куплетов тонкозернистого известняка и кристаллического кальцита (бывшего сульфата)» [Haneef & Wardlaw, 1984].

Предполагается, что образование гипса была связано с периодически возникающими условиями насыщения рассола по сульфату и выпадением кристаллов сульфатного состава в карбонатном иле. Впоследствии гипс был растворен и замещен вторичным доломитом или в результате сульфатредукции, или при растворении, подобном карстовому. В доломитах шуйдинской пачки обильно развиты специфические текстуры, напоминающие полигональные трещины усыхания, представленные на плоскостях наложения сеткой замкнутых или незамкнутых валиков размером до 1 см, в сечении – гнёздами, но выполненные вторичным крупнокристаллическим доломитом, заполняющим пустоты (то есть, вероятно, псевдоморфные по сульфату). Формирование таких многоугольных валиков активно дискутируется в литературе, предложены разные механизмы, обзор которых был выполнен в работе [Kendall, Warren, 1987], а также рассмотрен в фундаментальной монографии [Сонненфельд, 1988]. Их образование тесно связано с шатровыми структурами и определяется *«возникновением гравитационной неустойчивости, которая может привести к развитию полигональных структур»* [Сонненфельд, 1988, с. 315] поверхностных корок на супралиторали и

формированием полигональных структур, просачивания рассолов наружу по швам за счет капиллярного подъема с последующим отложением эвапоритовых минералов. Цикличность приливной деятельности на мелководье и изменения температурного режима способствуют разрастанию таких полигонов и шатровых структур. Присутствуют энтеролитовые текстуры смятия отдельных слойков, раздувов слоя в результате роста гнезд и желваков сульфатов, в настоящее время представленных доломитовыми псевдоморфозами (рис. 2. 25).



Рис. 2.25. Псевдоморфозы по гипсу (?) в доломитах шуйдинской пачки бакальской свиты, на плоскостях напластования (а) и в разрезе (б), с деформацией слоистости (в-г), Петлинский карьер, Бакальское рудное поле: а – незамкнутые или полигональные «валики»; (б) – гнезда вторичного доломита округлой, остроугольной и ромбической формы («валики» в разрезе); (в) – гнезда вторичного доломита и деформация слоистости, линейка 1 см; (г) – раздув слоистости в области активного развития гнезд вторичного доломита, пустоты (в и г) центральной части гнезд указывают на неполное заполнение пустотного пространства.

В катаклинской пачке авзянской свиты встречаются остроугольные гнёзда вторичного доломита, приуроченные к брекчированным доломитам и доломитизированным известнякам, развиты они также и в разрезах, относимых к Западно-Башкирской зоне авзянской свиты. В реветской подсвите появляются розовые доломиты с фенестрами, обильными проявлениями смятия и нарушения слоистости, возможно, в результате активных внутренних энтеролитовых

деформаций осадка в диагенезе. В то же время в отдельных прослоях обнаружены и отчётливо проявленные псевдоморфозы по кристаллам сульфатов (см. рис. 2.12, 2.13).

В отложениях верхнего рифея таких псевдоморфоз не наблюдается даже в мощном доломитовом комплексе миньярской свиты. В то же время, в отдельных горизонтах там получил развитие другой тип текстур – MTS (Molar tooth structures - структура коренного зуба), представленных изогнутыми разнонаправленными прожилками мощностью до 1-2 см, выполненными перекристаллизованным мелкозернистым однородным карбонатом. Подобные текстуры обнаруживаются и в карбонатных отложениях бурзяния и юрматиния. Существует много гипотез относительно их происхождения, из которых наиболее удачной представляется модель П.Ю. Петрова [2011]. Им предполагается микробиальная природа MTS и их связь с диагенетическим развитием микроспарита в карбонатных илах, синхронных со строматолитами и микробиалитами, то есть не имеющая прямого отношения к псевдоморфозам по эвапоритовым минералам. Последние микроскопические исследования подтвердили, что микроспарит «осажден из смеси морской воды и поровых флюидов, модифицированных микробными процессами» [Kriscautzky et al., 2022, с. 224].

2.3.2. Минералогические признаки

Минералогические признаки эвапоритовых условий седиментации в рифейских отложениях БМА и востока ВЕП до последнего времени оставались слабо изученными. К ним относятся находки сульфатов в доломитах (гипс в суранской свите [Филиппов, 1983] гипс в тонкозернистых доломитах Западно-Башкирской зоны авзянской свиты [Крупенин и др., 2002]), алевролитах (ангидрит в прикамской серии КБА [Иванова и др., 2002]); барит в виде стратифицированных горизонтов (в песчаниках большеинзерской свиты [Сергеева, 1988], айской свите, нижнесаткинской подсвите саткинской свиты [Крупенин, Мичурин, 2018], авзянской свите среднего рифея [Маслов и др., 2001]). В терригенно-карбонатных отложениях авзянской свиты в Западно-Башкирской зоне были обнаружены новые минералогические признаки эвапоритовой седиментации в виде новообразований магнезиального хлорита, микроклина и горизонтов окремнения.

Магнезиальный хлорит (Mg-хлорит) первоначально был обнаружен в пакетах глинистых пестроцветных сланцев в структурной скважине 1, пробуренной ОАО “Башкиргеология” в рамках ГДП-200 на хр. Зильмердак, в 4200 м к СВ от устья р. Сарышка [Крупенин и др., 2002]. Прослои вишнево-бурых и зеленовато-серых сланцев приурочены к карбонатно-терригенной толще, относимой к кужинскому комплексу. Присутствие Mg-хлорита в пестроцветных сланцах структурной скважины 1 на глубинах 500-300 м совместно с выделениями гипса подтверждено

данными рентгенографии: максимальной интенсивностью обладают нечетные пики: 14 (001); 4,72 (003) и 2,85 (005) ангстрем, по сравнению с четными 7 (002); 3,54 (004) ангстрем. Термический анализ также определенно показывает присутствие Mg-хлорита в количестве 20-40% с характерными повышенными температурами эндотермических пиков (615°C и 810°C), и экзопика при 850°C (**рис. 2.26**). Химический анализ показывает высокое содержание MgO (7-14 %) при низком содержании примеси доломита (не более 10%) и отсутствии других магнийсодержащих минералов (**табл. 2.2**).

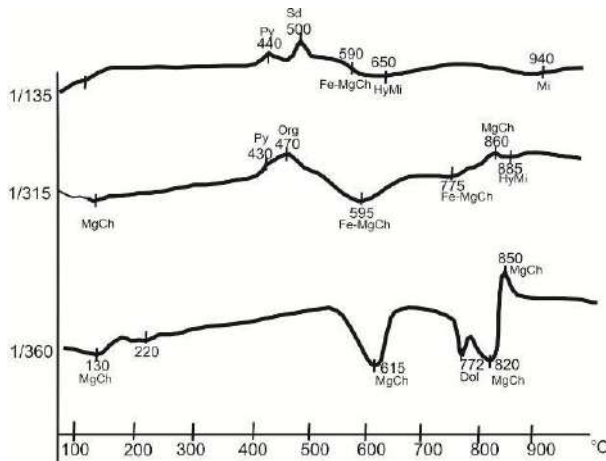


Рис. 2.26. Термограммы (DTA) глинистых пород Западно-Башкирской подзоны авзянской свиты, параметрическая скважина 1 (по [Крупенин и др., 2008]). Mg-Ch – Mg-хлорит; Fe-Mg-Ch – железисто-магнезиальный хлорит; HyMi – гидрослюда; Dol – доломит; Sd – сидерит; Py – пирит; Org – органика.

Новая находка Mg-хлорита имела место в щебеночном карьере Янякин ключ в 1.5 км к востоку от п. Верхний Катав в Катав-Ивановском районе Челябинской области [Крупенин и др., 2008]. В карьере расчищен разрез пологопадающей на восток, слабо тектонически нарушенной доломитовой толщи общей мощностью до 200 м. Разрез представлен пакетами мелкоплитчатых доломитов мощностью в десятки метров с редкими маломощными пачками алевро-глинистых слабо карбонатных сланцев мощностью первые метры. При проведении геологосъемочных работ 1:200 000 (ООО «Геопоиск») в глинистых сланцах авзянской свиты, в том числе в данном карьере, были отмечены высокие концентрации MgO (9-12 мас. %) (см. табл. 2.2). Микроскопическое изучение алевроитоглинистых пород подтвердило присутствие новообразований хлорита по чешуйкам кластогенных слюд (**рис. 2.27а, б**) и подтверждено данными рентгенографии и термического анализа (Mg-хлорит имеет эндопики потери адсорбционной воды при 150°C, кристаллизационной воды при 641°C и 881°C, а также небольшой экзопик при 913°C (см. рис. 2.26а). Количество хлорита в сланцах и алевролитах составляет от 20 до 39% (**табл. 2.3**).

Изучение ассоциированных с ними доломитов из карбонатно-терригенной толщи показало присутствие своеобразных хлорит-доломитовых пород в слое мощностью до 3 м из пакета переслаивания доломитов и алевролитов. Доломит тонкозернистый светло-серый с розово-сиреневым оттенком, содержит прослойки, прожилки и гнезда, выполненные Mg-хлоритом с примесью талька и вторичного крупнокристаллического доломита, реже кварца.

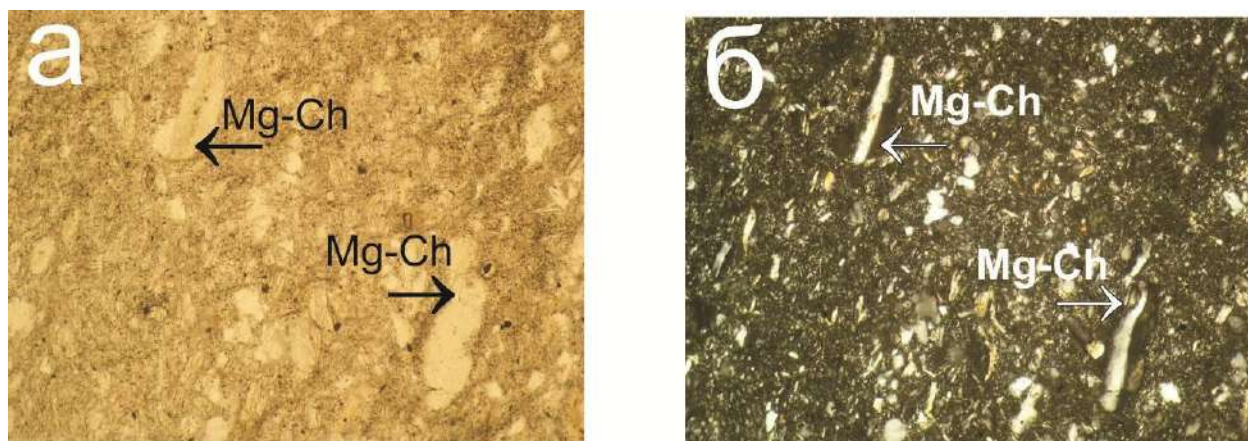


Рис. 2.27. Аутигенные выделения Mg-хлорита по чешуйкам обломочной слюды в алевропелите (обр. 4537-3) из прослоя в доломитах авзянской свиты, п. В.Катав; (а) - николи параллельны; (б) - то же, николи скрещены. Длина чешуек до 0,2 мм.

Содержание Mg-хлорита достигает 16%, в выделенной вручную фракции – 80%, согласно данным термического анализа. Прожилки и гнезда имеют светло-серый с зеленоватым оттенком цвет; размер достигает 2х20 мм, форма их часто остроугольная (**рис. 2.28а**). Доломит имеет брекчиевидную структуру со скрыто/тонкокristаллической основной массой (доломикрит) в которую погружены округлые пеллоиды (светло-серые пятна с резкими очертаниями размером 0.2-1 мм) состоящие из мельчайших ромбоэдров доломита. Кроме того, в доломикрите рассеяны многоугольные таблички микроклина размером 0.1-0.2 мм (**рис. 2.28б**). Реже в доломикрите встречаются кубики до 0.5 мм (**рис. 2.28в**), представляющие собой заполнение пустот с периферии кварцем и Mg-хлоритом, а в центре вторичным доломитом. Прожилки и многоугольные гнезда имеют зональное строение: в периферии крупнозернистый доломит, затем Mg-хлорит и кварц, иногда с включениями талька (**рис. 2.28г**). Представляется, что такие образования являются результатом выполнения пустот кварц-тальк-хлоритовым агрегатом.

Изучение доломита под электронным микроскопом (РЭММА-202М) показало, что хлорит, приуроченный к гнездам и прожилкам, образует агрегаты размером 10-20 мкм, развивающиеся между более крупными кристаллами кварца и доломита, реже – талька и тонких кристаллов калишпата; отмечается апатит. Mg-хлориты имеют устойчивый состав, содержание FeO изменяется от 3.21 до 5.42 %; MgO – от 30.89 до 32.1 %. Достаточно стабилен также состав талька и доломита в гнездах. В доломите наблюдается недостаток магния, отношение MgO/CaO составляет 0.68 при стехиометрическом 0.71; содержание FeO составляет 1.09-1.82%; в тальке концентрация FeO=1.07-1.61 %. Расчетная формула Mg-хлорита (катионный метод) по средним анализам из пяти измеренных зерен для каждого из двух изученных полированных шлифов имеет следующий вид:

15149-aver (5) $(\text{Mg}_{4,39}\text{Ca}_{0,02}\text{Fe}_{0,35}\text{Al}^{\text{VI}}_{1,24})_6(\text{Si}_{3,31}\text{Al}^{\text{IV}}_{0,69})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$

15153 aver (5) $(\text{Mg}_{4,42}\text{Ca}_{0,01}\text{Fe}_{0,38}\text{Al}_{1,2})_6(\text{Si}_{3,25}\text{Al}_{0,75})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$

Такой высокомагнезиальный хлорит **необычен** для терригенно-карбонатных отложений стратотипического разреза рифея, в которых развит железисто-магнезиальный хлорит [Анфимов, 1997; Маслов и др., 1999].

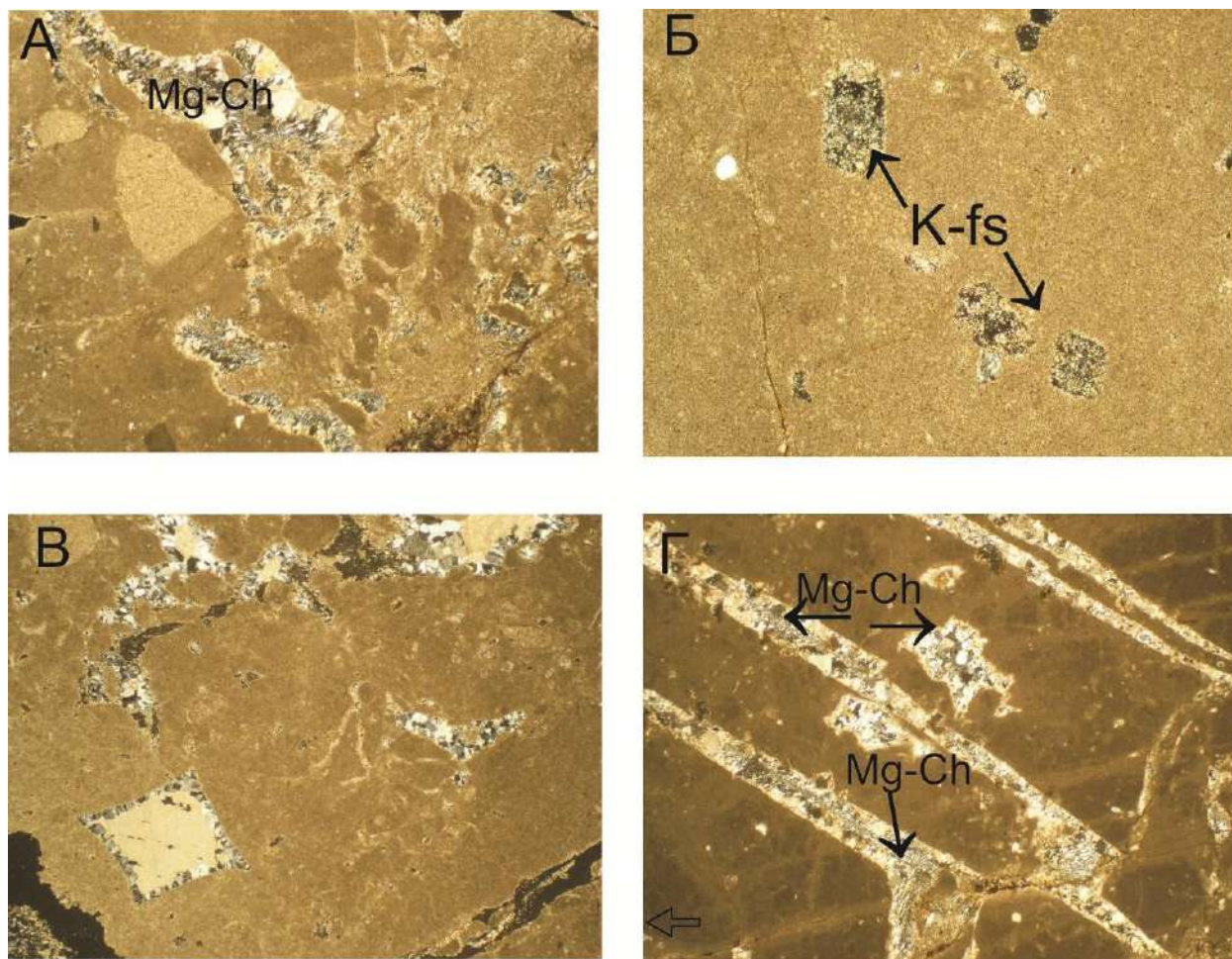


Рис. 2.28. Вторичные минералы в пелитоморфном доломите авзянской свиты, п. В.Катав; (обр. 4537-16, николи скрещены).

(а) - гнездо магнезиального хлорита с чешуйчатой структурой среди округлых выделений тонкокристаллического доломита (светло-серое) и пеллет скрытокристаллического доломита (темно-серое); (б) - таблички калишпата размером до 0,2 мм в доломите, содержащие реликты тонких зерен доломикрита; (в) - кубик выполнения (псевдоморфоза по галиту?) в доломикрите размером 0,5 мм с кварц-хлоритовой периферией и монокристаллом доломита в центре; (г) - остроугольные гнезда и прожилки магнезиального хлорита в доломикрите.

Аутигенный микроклин в доломитах реветской подсвиты из разреза Янякин ключ широко распространен, как и Mg-хлорит. Микроклин развивается метасоматически в виде тонких табличек размером 0.1-0.2 мм в прожилковых доломитах совместно с кварцем, вторичным доломитом и Mg-хлоритом. Таблички ромбической и более сложной, но идиоморфной, формы неравномерно распределены в доломикрите, местами составляя до 5%

площади шлифа. Иногда калишпат имеет пойкилитовое строение, содержит реликтовые тонкие зерна доломикрита размером менее 0.01 мм и сохраняет его микроструктуру, то есть, развивается метасоматически по тонкокристаллическому доломиту. Микроклин имеет блочное строение или представлен скелетными незавершенными формами (см. рис. 286).

Химический состав изученного микроклина близок к стехиометрическому (среднее по 8 определения K_2O -16.23; SiO_2 -64.99; Al_2O_3 -18.19 при теоретическом содержании данных компонентов соответственно 16.92; 64.76 и 18.32 [Минералы: Справочник ..., 2003]). По данным микронзондового анализа он не содержит Na_2O и MgO . Отсутствие натрия в составе микроклина характерно именно аутигенных низкотемпературных микроклинов, образованных в результате калиевого метасоматоза по карбонатным породам [Baskin, 1956].

Рентгеновский анализ подтвердил присутствие в доломитах микроклина, имеющего основные рефлексы 4.21; 3.70; 3.48; 3.25; 2.91 ангстрем, (главный пик 3.25). В нерастворимом минеральном остатке брекчиевидных доломитов, представленном кварцем и микроклином, примесью Mg-хлорита, слюды и талька интенсивность основных рентгеновских рефлексов микроклина резко возрастает.

Указанные разрезы терригенно-карбонатных отложений авзянской свиты содержат также и **горизонты окремнения и рассеянной гематитизации**. В доломитах встречаются рассеянные скопления тонкокристаллического халцедона и округлые стяжения, сложенные как тонкокристаллическим кремнем, так и кварцевыми сферолитами. Сами доломиты при этом в различной степени гематитизированы и имеют розово-сиреневый оттенок.

Находки Mg-хлорита и аутигенного микроклина в доломитах реветской подсвиты, сопровождаемые горизонтами брекчирования, окремнения и гематитизации в разрезах авзянской свиты Западно-Башкирской зоны предполагают эвапоритовые условия седиментации в этом стратиграфическом интервале. Для генетической интерпретации состава хлоритов В.А. Дриц и А.Г. Коссовская [1991] предложили схему геокристаллохимической классификации (**рис. 2.29А**). Она позволяет выделить группы по степени железистости, определяемой $K_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$ (в ф.е.) и суммарного содержания алюминия в октаэдрах и тетраэдрах 2:1 слоев (в ф.е.). На графике в координатах $Al_{(VI+IV)}-K_{Fe(Fe/Fe+Mg)}$ для нашего хлорита намечается прямая корреляция железистости и количества алюминия (расчет в формульных единицах, **рис. 2.29Б**).

В целом, точки, соответствующие изученному хлориту, расположены в области перекрытия полей Mg-хлоритов из серпентинитов и Mg-хлоритов из галитов высоких стадий осолонения бассейна [Дриц, Коссовская, 1991]. Низкие величины $Al_{(VI+IV)}$ хлоритов, составляющие 1.75-2.0 при весьма низкой железистости (K_{Fe} на уровне 0.07-0.09) наиболее близки Mg-хлоритам из нерастворимого остатка галопелитов, изученных Т.Н. Соколовой [1982]. По ее данным в 5 разных эвапоритовых бассейнах величина $Al_{(VI+IV)}$ хлоритов

составляет от 0.6 (ФРГ) до 2.37 (Австрия) при среднем 1.71. По данным этого графика, наиболее близки к хлоритам Верхнего Катава образцы из верхнепермского купола Индер (Прикаспий) и амезит из кизерит-сильвин-галитовой породы цехштейна (ФРГ), имеющие $Al(VI+IV)$ соответственно 1.49 и 1.9. Сходны данные пробы и по содержанию других катионов: Si – 3.58 и 2.95; Fe_t – 0.1 и 0.4; Mg – 4.5 и 4.7 (табл. 2.4).

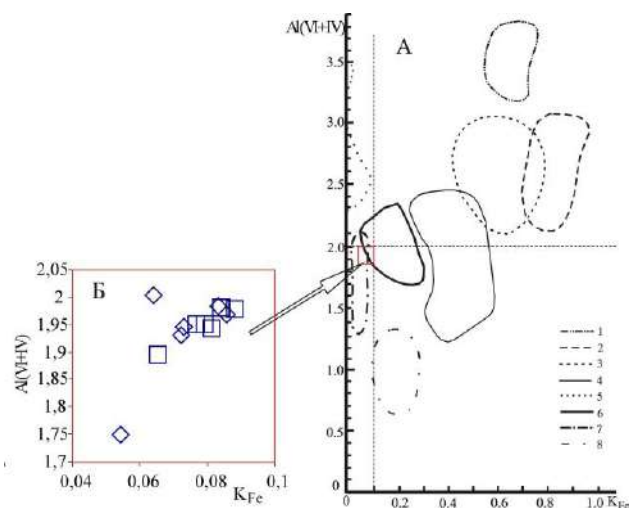


Рис. 2.29. (А) – Схема геокристаллохимической классификации хлоритов (по [Дриц, Коссовская, 1991]); (Б) – Mg-хлориты из доломитов, обр. 4537-16 по данным микрозондирования.

1 – ди-триоктаэдрические Al-Fe-Mg-хлориты; 2 – Fe-хлориты; 3 – Fe-Mg-хлориты кластогенных формаций; 4 – Fe-Mg- и Mg-Fe-хлориты основных магматических пород; 5 – Mg-хлориты эвапоритовых хомогенно-терригенных формаций; 6 – Mg-хлориты из галитов и Mg-K- солей высоких стадий осолонения бассейнов; 7 – Mg-хлориты из серпентинитов; 8 – Mg-хлориты из кимберлитов;

Присутствие талька в этих пробах (дифрактометрия, микрозонд), не противоречит минеральному составу высокоосолоненных бассейнов. В эвапоритовых бассейнах, подверженным ранним стадиям катагенеза обнаружены гидроталькиты (Оренбуржье, Прикаспий), в бассейнах, испытавших динамометаморфизм, присутствует тальк (цехштейн ФРГ и Англии) [Соколова, 1982]. Более того, в эвапоритовых бассейнах высокой степени осолонения роль иллита падает, но отмечено и развитие серпентинита совместно с гидротальком [Рассказов, 1984]. Согласно термодинамическим расчетам, выполненным С.А. Коренбаумом [1967, с. 265], «при высоких концентрациях магния в слабо щелочной среде тальк может возникать в условиях, близких к стандартным ($P=1 \text{ bar}$, $t=25^\circ\text{C}$)», что допускает образование талька в неметаморфизованных отложениях эвапоритовых бассейнов. Это подтверждают исследования карбонатно-терригенных подсолевых отложений оскобинской свиты венда Байкитской антеклизы, содержащие заметные концентрации талька и гидроталька на пространствах в сотни километров [Ивлев и др., 1985]. Обнаружен тальк и в солеродных породах кунгурского яруса Предуральяского прогиба [Чайковский, Чиркова, 2013].

Другой вариант формирования Mg-хлорита – кристаллизация его в парагенезе с гранатом, эпидотом, амфиболом, плагиоклазом, мусковитом, биотитом – т.е. в условиях верхов зеленосланцевой – низов эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма с T около 500°C [Кепежинская, 1965]. В рассмотренном случае Mg-хлорит из авзянской свиты развивается в

прожилках и гнездах совместно с тальком и вторичным доломитом. Сам вмещающий доломит почти не подвержен вторичной перекристаллизации, имеет тонкозернистую, местами пелитоморфную структуру, является типичной осадочной слабо измененной в катагенезе карбонатной породой. Присутствующие в разрезе глинистые сланцы также имеют степень преобразования на уровне глубинного катагенеза. Следовательно, в данном случае Mg-хлорит не связан с условиями регионального метаморфизма средних ступеней. Для формирования хорошо окристаллизованных крупных скоплений Mg-хлорита необходимыми условиями являются, прежде всего, присутствие магнезиальных растворов и свободное их проникновение в породы, т.е. высокая проницаемость пород [Дриц, Коссовская, 1991, с. 126]. Такая обстановка характерна для эвапоритовых толщ, которые в результате растворения эвапоритовых минералов в катагенезе приобретают повышенную проницаемость. Сами же эвапоритовые рассолы являются высокомагнезиальными растворами с повышенной щелочностью [McCaffrey et al., 1987], что термодинамически благоприятно для образования Mg-хлорита.

Аутигенный микроклин также является признаком эвапоритовых условий седиментации. В разрезе у пос. Верхний Катав ксеноморфный микроклин с решетчатым двойникованием встречается редко; широко развит идиоморфный микроклин с пойкилитовой структурой, типичной для аутигенных разностей. Он имеет высокую степень сходства с аутигенным микроклином из доломитизированных известняков формации Понтискалк (Швейцарские Альпы) [Минералы: Справочник ..., 2003] как по параметрам кристаллической решетки, так и по степени триклинности и распределению алюминия по Т-позициям в тетраэдрах [Крупенин и др., 2009]. Это подтверждает вывод А.М. Блоха [1984] о сравнительной чистоте и максимальной степени триклинности аутигенных микроклинов по сравнению с высокотемпературными аналогами.

Вероятно, формирование максимально чистого микроклина связано с низкотемпературными щелочными растворами, обогащенными калием. Физико-химические условия формирования низкотемпературного калишпата предполагают высокую величину K/Na отношения и щелочной баланс во флюиде [Hemley, 1959; Kastner, Siever, 1979]. Формирование таких растворов в катагенезе может быть связано с миграцией эвапоритовых рассолов, несущих высокие концентрации калия. Подобным образом, вероятно, формировался аутигенный микроклин совместно с галитом в оз. Госиут (Вайоминг, США), поскольку он среди всех калишпатов *«отличается наиболее упорядоченной структурой, которая устойчива лишь ниже 300°С»* [Годовиков, 1975 с. 324]. Аутигенными калиевыми полевыми шпатами обогащают галопелиты Верхнекамского месторождения (до 25% от веса нерастворимого остатка соляных пород) [Аполлонов и др., 1975]. В карбонатных и песчано-глинистых породах гжельского яруса верхнего карбона многочисленные находки аутигенного калишпата ниже пласта доломитов

объясняются существованием *«лагунных условий с засоленным водным режимом»* [Яшунский, 2016, с. 60]. Изучение условий кристаллизации аутигенного калишпата в соленосных отложениях позднепермской эвапоритовой формации Хазельгебирге (Восточные Альпы) показало его образование в диагенезе совместно с аутигенным кварцем при важном катализирующем влиянии рассолов, насыщенных галитом [Leitner, 2015]. В ряде работ присутствие аутигенного калишпата в карбонатных отложениях также связывается с гравитационно-рассольным катагенезом [Махнач, 1989; Чайковский, Чиркова, 2013].

Ранее полученные данные по литологическим и минералогическим особенностям доломитов реветской подсвиты авзянской свиты позволяют предполагать, что карбонатные отложения были образованы в эвапоритовом бассейне [Bartley et al., 2007; Крупенин и др., 2008, 2009]. Вероятно, галит был растворен в процессе преобразований с формированием коллапс-брекчий (прослой брекчиевидного доломита), а калишпат оказался устойчивым.

Совместное нахождение Mg-хлорита и калишпата в алевропелитах и доломитах авзянской свиты в районе пос. Верхний Катав может определяться высокой щелочностью растворов и высокими концентрациями содержащихся в этих минералах катионов K^+ и Mg^{2+} , соответственно. Исходя из диаграмм фазовых состояний, по данным И.П. Щербаня [1975], в системах K_2O - MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O хлорит формируется в условиях максимальной щелочности. Наблюдения в шлифах показывают, что калишпат развивается в виде табличек в тонкокристаллическом доломите, а хлорит в прожилках, вероятно, является наиболее поздним. Следовательно, процесс минералоотложения шел на фоне нарастающей щелочности в захороненных эвапоритовых рассолах, имеющих высокие концентрации щелочных металлов.

Горизонты окремнения и гематитизации широко развиты среди эвапоритовых отложений различного возраста. В.Г. Кузнецовым предложен механизм, объясняющий окремнение сульфатсодержащих доломитов в связи с колебаниями щелочности среды седиментации при изменении солёности при осушении и соответствующем опреснении солеродных лагун [Кузнецов, Сухы, 1990; Кузнецов, 2010]. Рассольные воды имеют повышенное значение pH, способствующее растворению кремнезема. Его растворимости также способствует и высокое отношение Mg/Ca (за счет обогащения рассола магнием при выпадении твердых сульфатов в осадок [Laschet, 1984]). На примере кайнозойских эвапоритовых отложений (эоценовая сульфатно-карбонатная формация Kef Eddour, Тунис) установлено, что в диагенезе возможно формирование халцедона как по кальцитам и доломитам, так и непосредственно по ангидритовым и гипсовым конкреционным образованиям [Henchiri, 2006]. Дополнительным фактором ошелачивания, создающим щелочной барьер для диагенетического замещения ангидрита халцедоном и кварцем, здесь выступает процесс перехода ангидрит/гипс, сопровождающийся локальным повышением щелочности с $pH > 9$.

2.3.3. Геохимические признаки

Геохимическими признаками эвапоритовых условий на некоторых отрезках геологической истории рифея в изучаемом регионе являются высокие концентрации сульфатов и галогенов (в том числе брома) во ФВ карбонатных пород. Это, вместе с существенно коровой природой метасоматического флюида, подтверждаемой данными Sr-Nd изотопии (см. 4 главу), указывает на осадочную природу рассолов. Кроме того, важным геохимическим признаком первично сульфатной формы серы является обогащение тяжелым изотопом сульфидов в осадочных породах (результат эпигенетической сульфатредукции эвапоритовых сульфатов).

При микрокриометрических исследованиях включений в кварце и карбонатных породах типовых магнезитовых месторождений региона, Саткинском и Исмакаевском, были обнаружены кристаллики галита, а состав минералообразующего флюида соответствует крепкому рассолу с концентрацией 20.1–27.5 мас. % NaCl экв. в Саткинском [Крупенин и др., 2013a] и 20.7–25.8 % NaCl экв. в Исмакаевском [Крупенин, Гараева, 2015]. Этот факт предполагает образование седиментогенных эвапоритовых рассолов, которые были захоронены во вмещающих отложениях и мигрировали на этапах тектонической активизации в регионе с последующим образованием Mg-Fe метасоматитов.

Высокие концентрации брома во ФВ в магнезитах и метасоматических доломитах Саткинской и Бакальской групп месторождений, также, как и в бакальских сидеритах, указывают на их эвапоритовую природу и соответствие эвапоритовому тренду в координатах Cl-Br-Na систематики, в отличие от состава ФВ во вмещающих известняках, имеющих признаки морского генезиса [Prochaska, Krupenin, 2013]. Аналогичный вывод был сделан и для других магнезитовых месторождений из отложений нижнего (Исмакаево) и среднего рифея (Семибратское, Катав-Ивановское) [Крупенин и др., 2009] (см. главу 4).

Важным геохимическим индикатором эвапоритовых условий седиментации карбонатных пород является изотопный состав кислорода. Раннедиагенетические эвапоритовые доломиты, как правило, наследуют изотопно-тяжелый кислород морских вод и характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} > 25\text{‰}$ [Фор, 1989 и др.].

В Саткинском рудном поле магнезитовмещающие карагайские доломиты ($\text{RF}_{1\text{st}5}^2$) имеют повышенные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (от 22.52 до 27.36‰) [Крупенин и др., 2011] по сравнению с вышележащими морскими известняками надрудного казымовского горизонта ($\text{RF}_{1\text{st}5}^3$), где значения $\delta^{18}\text{O}$ лежат в узком интервале (22.0 до 24.37‰), что характерно для рифейских неизмененных морских известняков [Семихатов и др., 2011]. В доломитах средние значения и стандартные отклонения $\delta^{18}\text{O}$ составляют соответственно 24.05‰ и 1.7‰, что выше, чем в

известняках (23.13‰ и 0.81‰), и позволяет предполагать изотопное фракционирование по кислороду в эвапоритовом карагайском бассейне. В карагайской пачке верхнесаткинской подсвиты вмещающие доломиты сформировались задолго до магнезитов при диагенезе или раннем катагенезе [Крупенин, Кузнецов, 2009]. При этом некоторый рост $\delta^{18}\text{O}$ вмещающих доломитов относительно известняков саткинской свиты связан с равновесным фракционированием в процессе диагенетической доломитизации и присутствием высокомагнезиальных рассолов. Известно, что при эвапоритизации рассолы обогащаются изотопом ^{18}O [Lloyd, 1966]. Таким образом, мы имеем изотопное подтверждение эвапоритовой природы вмещающих доломитов в карагайской пачки саткинской свиты.

В верхней части авзянской свиты среднего рифея мощный горизонт эвапоритовых доломитов, с псевдоморфозами вторичного доломита по кристаллам сульфатов, слагает реветскую подсвиту (RF_{2av5}), в то же время в основании свиты, в катаскинской подсвите (RF_{2av1}), преобладают морские известняки. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в известняках катаскинской подсвиты составляет 20.78‰, стандартное отклонение 1.25, в то время как в реветских доломитах среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет 26.5‰, стандартное отклонение 1.6 (рассчитано по данным [Bartley et al., 2007]), отдельные значения достигают 29‰. Дж. Бартли с соавторами указывают, что *«В хорошо сохранившихся неэвапоритовых докембрийских карбонатах часто регистрируется изотопный состав кислорода примерно от 22‰ до 24‰ [Frank and Lyons, 2000; Kah, 2000]»*, в то время как литоральные доломиты с признаками эвапоритового отложения *«обычно сохраняют наиболее положительные изотопные составы около 32 ‰»* ([Batley et al., 2007] стр. 218).

Одним из признаков осолонения осадочных бассейнов является появление стронциевых аномалий в карбонатных отложениях, связанных с садкой целестина на предгипсовой стадии эвапоритизации [Юдович и др., 1988]. Один из таких горизонтов известен в нижней части нижнего рифея – в сарапульской свите кырпинской серии КБА, где подтверждено присутствие целестина [Горожанин и др., 2006], большеинзерской свите БМА [Анфимов и др., 1987; Горожанин, Мичурин, 2006], высокие концентрации Sr (1000-2000 г/т) встречаются и в верхнесаткинской подсвите. Такие высокие концентрации Sr отмечаются в неперекристаллизованных известняках, и могут указывать на первично арагонитовый состав морских карбонатных илов [Кузнецов и др., 2008]. Но присутствие высоких концентраций Sr в доломитах может указывать на целестиновую природу аномалий в связи с эвапоритизацией.

Изотопные исследования серы сульфидов в отложениях раннего рифея Волго-Уральской области [Горожанин и др., 2006] и БМА показали их обогащение тяжелым изотопом S (от +8 до +24 ‰), что указывает на образование сульфидов в результате сульфатредукции по эвапоритовым сульфатам [Горожанин, Мичурин, 2006; Крупенин, Мичурин, 2011]. В

сарапульской свите кыргинской серии при изучении разреза парметрической скважины 1 Сарапульская в пелитоморфных доломитах имели место находки большого количества идиоморфных кристаллов ангидрита и гипса, в том числе и в виде срастаний типа «ласточкиных хвостов», так и мелкозернистых агрегатов ангидрита в алевролитах. Очень тяжелый изотопный состав серы сульфатов (от +22.3 до +23.0 ‰) резко отличает данные сульфаты от аналогичной характеристики сульфатов пермского возраста (от 9 до +13 ‰) и предполагает их раннерифейское время образования. В данном разрезе минимальные значения изотопного состава $\delta^{34}\text{S}$ составляют 20 ‰, и, вероятно, отражают первичный изотопный состав серы осадочных сульфатов [Горожанин и др., 2006], поскольку известно, что процессы перекристаллизации приводят к утяжелению изотопного состава серы [Виноградов, 2003]. В непосредственном контакте с сульфатами встречены и пириты, значения $\delta^{34}\text{S}$ которых составили от +28.4 до +34.9 ‰. Авторами предположено, что данный пирит является следствием восстановления серы из осадочного сульфата. В то же время в БМА в терригенных отложениях суранской свиты (НГС и мергели, бердагуловская подсвита), а также и в большеинзерской в Ямантауском антиклинории известно большое количество пиритовых стяжений, изотопный состав серы которых также характеризуется значительным утяжелением ($\delta^{34}\text{S}$ от +8 до +24 ‰) [Горожанин, Мичурин, 2006]. Ранее высокие положительные значения изотопного состава серы были получены и для бакальской свиты [Анфимов, 1997], позднее эти данные были подтверждены и дополнены [Крупенин, Мичурин, 2011]. В то же время, среди доломитов саткинской свиты исследованиями различных авторов установлены только отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ от –16.6 до –3.8 ‰ [Крупенин, Мичурин, 2018]. Это определённо указывает на формирование сульфидов (пиритов и халькопиритов) на раннедиагенетическом этапе в результате БСР. Форма выделения сульфидов в виде тонкозернистых стяжений в черных доломитах и мергелях подтверждает возможность их образования с участием сульфатредуцирующих бактерий. Кроме того, в гнёздах коллапс-брекчий нижней, подрудной части карагайской пачки обнаружены включения пирита, играющие роль минералогических уровней (расположены в нижней части гнезд относительно первичной слоистости). Часто для них характерна форма куполовидных наростов, подобных строматолитовым (см. рис. 2.17), напоминающих кокардовые текстуры. Нижняя часть «кокардовых» выделений пирита относительно обогащена легким ^{32}S изотопом до значений $\delta^{34}\text{S}$ –16,6 ‰, в то время как в верхней части таких выделений $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от –11.0 до –9.1 ‰ (см. рис. 2.17б). Низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ (до –16.6 ‰) для этих образований предполагают их связь с процессами БСР, а гомодромный тренд утяжеления изотопного состава серы по мере роста пиритовых конкреций указывает на закрытую систему (релеевское истощение).

В то же время в магнезитах гнезда и прожилки пирита, представленные вкрапленниками пентагондодекаэдров и кубов размером от долей до 3-4 мм, обогащены тяжелым ^{34}S изотопом относительно серы метеоритного стандарта от +5.4 до +6.9 ‰ (8 проб). С позиций изотопной геохимии [Виноградов, 2003] эти результаты согласуются с эпигенетическим формированием пиритовой минерализации. Положительные значения $\delta^{34}\text{S}$ указывают, что источником серы выступали сульфаты эвапоритов (раннедиагенетические скопления ангидрита или гипса, имеющие изотопно тяжёлую серу, как и барит из нижнесаткинской подсвиты) [Крупенин, Мичурин, 2011; Крупенин, Мичурин, 2018]. Наблюдения в полированных шлифах указывают на сингенетический характер кристаллов пирита в прожилках и интерстициях между магнезитовыми кристаллами и в периферии гнезд импрегнирующего углеродисто-хлоритового вещества (см. рис. 2.17в). Образование пирита шло одновременно с ростом кристаллов магнезита из эпигенетических рассолов. Высокая степень однородности изотопного состава серы пиритов в таком случае является следствием термохимического восстановления сульфатов, поскольку обычно при терморедукции создаются благоприятные условия для усреднения изотопного состава, накапливающегося в растворе сероводорода [Desrocher et al., 2004].

Приведённые данные подчеркивают возможность как эвапоритовой природы некоторых карбонатных горизонтов раннего и среднего рифея, так и важную роль в этих отложениях микробиальных сообществ. Сульфатредуцирующие бактерии могли явиться агентом масштабного поглощения осадочных сульфатов, уничтожая уже на стадии диагенеза вещественные доказательства образования эвапоритовых минералов.

2.4. Условия осадконакопления, связанные с формированием сульфатов в доломитах некоторых горизонтов рифея

В связи с получением данных об эвапоритовой природе ФВ в магнезитах и околорудных доломитах встает вопрос о присутствии эвапоритовых отложений в образованиях нижнего и среднего рифея. Описанные выше специфические признаки, характерные для некоторых горизонтов этого времени, позволяют рассматривать их как следствие проявления эвапоритовой седиментации. Для конкретных разрезов существует свой набор признаков, что предполагает существование обстановок, несколько различающихся по своим параметрам.

2.4.1. Саткинская свита

Фациальные условия карбонатакопления карагайского времени, предполагаемые по совокупности литологических признаков пород, соответствовали гидродинамически пассивному мелководью при слабом привносе терригенного материала. Учитывая преобладающий карбонатный состав последовательностей, среди которых развиты магнезиты, эвапоритовые фации следует искать в литературных сводках, обобщающих результаты изучения закономерностей карбонатной седиментации. По Дж.Л. Уилсону [1980, с.40], эвапориты в фанерозойских карбонатных платформах формируются в двух случаях: на близкой к берегу засоленной лагуне и в эвксинской эвапоритовой впадине (табл. 2.5).

Из двух предложенных выше вариантов карагайский горизонт полностью не соответствует ни одному. По полному отсутствию красноцветных отложений и преобладанию темно-серых доломитов, наличию кремнистых стяжений, тонкой слоистости – это 2 тип (эвксинская впадина). В то же время, непрерывное карбонатакопление, незначительный объем обломочного материала (маломощных прослоев карбонатно-глинистых сланцев), наличие микробиальной слоистости, бугристых поверхностей микробиальных колоний может быть характеристикой мелководной лагуны. Малое количество строматолитов в карагайском бассейне, возможно, связано с глубиной нижней части фотической зоны, а обилие тонкорассеянного ОВ в доломитах связано с колониями сульфатредуцирующих бактерий, обитавших в осадке. Можно предполагать, что карбонатакопление в карагайское время проходило в специфических условиях, отклоняющихся от схемы Дж.Л. Уилсона, основанной на фанерозойских примерах.

Детальные литолого-фациальные исследования в Саткинском рудном поле [Гарань, 1957 и др.], с изучением седиментационных признаков карбонатных пород на большом фактическом материале керна, стенок карьеров и обнажений, подтвердили вывод об осадконакоплении отложений карагайского горизонта в условиях крупной удаленной от береговой линии мелководной осолоняющейся лагуны. Доказательством мелководности является присутствие в разрезе карагайского горизонта крупных бактериальных колоний, подобных *Beltonella* (определение Д.В. Гражданкина, устное сообщение), образующих округлые слабо выраженные в рельефе возвышения диаметром 6-7 см (рис. 2.30а) и даже до 10 см (рис. 2.30 б).

В то же время строматолитовые доломиты не характерны для карагайской пачки, что предполагает глубины карбонатакопления более значительные, чем те, что благоприятны для их широкого развития (фотическая зона до 40 м). Отсутствие трещин усыхания среди доломитов указывает, на отсутствие в бассейне периодов субаэральной экспозиции. Преобладающая тонкая горизонтальная и слабоволнистая слоистость карагайских доломитов

предполагает низкую гидродинамику среды седиментации, темно-серый (до чёрного) цвет и наличие тонких слойков, обогащенных органикой, указывает на активное развитие микробиальных процессов.



Рис. 2.30. Крупные бактериальные колонии, подобные *Beltonella* (округлая выпуклая форма с плоской вершиной) в карагайской пачке саткинской свиты. (а) - Карагайский карьер, Саткинское рудное поле (диаметр монеты 2,0 см); (б) – Берёзовский карьер (диаметр монеты 2,5 см).

Предполагается, что в бассейне периодически возникали условия избыточного испарения, которые способствовали образованию эвапоритовых минералов. Это приводило к отложению в карбонатных илах раннедиагенетических выделений гипса и ангидрита: как в виде желваков, так и идиоморфных кристаллов. Вероятно, первичным карбонатным осадком были арагонитовые илы, но в условиях повышенной солёности в диагенезе происходила их ранняя доломитизация. Брекчии обрушения и вторичные гнёзда секреторного доломита характерны именно для карагайской пачки верхнесаткинской подсвиты. Нижележащие отложения представлены тонкослоистыми в различной степени глинистыми темно-серыми доломитами и доломитизированными известняками, выше залегают тонкослоистые пелитоморфные известняки, по высоким концентрациям стронция и низкому отношению изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ относимые к нормально морским осадочным карбонатам [Кузнецов и др., 2008].

В Волго-Уральской области возрастным и стратиграфическим аналогом саткинской свиты является калтасинская свита нижнего рифея [Стратотип рифея, 1983; Сергеева и др., 2021], представленная преимущественно доломитами, содержащими микрофитолиты нижнерифейского комплекса. По данным Re-Os возраста пиритов из доломитов этой свиты они имеют тот же возраст, что и доломиты саткинской [Sperling et al., 2014]. Большое площадное распространение доломитов позволяет предполагать существование единого доломитового эвапоритового бассейна в калтасинско-саткинское время.

Бассейн карагайского времени можно сравнить с крупным мелководным лагунно-морским бассейном нижнепермского возраста на Русской платформе, где, по данным В.Г. Кузнецова [2003] в дистальных фациях на расстоянии в сотни километров от береговой линии накапливались сульфатно-доломитовые отложения. В проксимальных фациях эвапоритового

бассейна шло накопление сульфатно-галитовых отложений (**рис. 2.31**) [Кузнецов, 1992]. Последние формировались в условиях, удаленных от береговой линии обширных лагун среди крайне мелководных морей на шельфе Русской платформы (эпиконтинентальных платформ [Кузнецов, 2002]). Подобные обширные зоны карбонатно-эвапоритовой седиментации описаны также для позднедевонского Западно-Уральского бассейна [Чувашов, 1968]. В мелководных надплатформенных морях (эпиконтинентальных платформах протяженностью до сотен км [Waggen, 2016]) был затруднен активный водообмен с открытым океаном, а жаркий климат способствовал процессам эвапоритового сгущения морской воды. Выделенные литотипы (доломиты брекчиевидные, с псевдоморфозами) можно рассматривать как соответствующие генетическим типам сульфатно-доломитовых осадков фации карбонатно-эвапоритовых отложений фациального комплекса удаленной мелководной осолоняющейся лагуны.

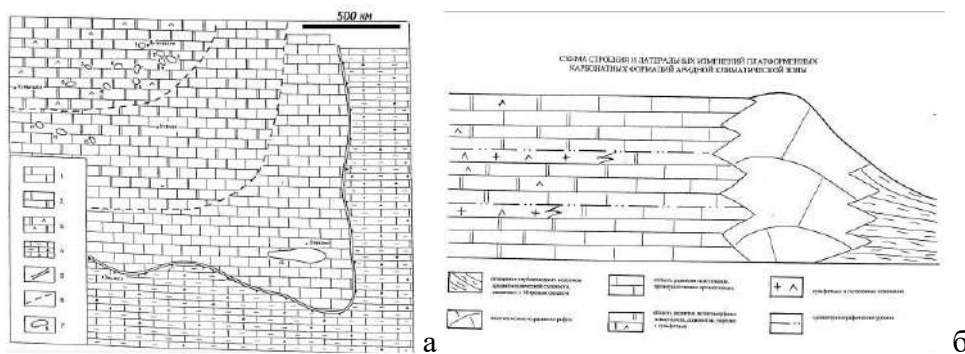


Рис. 2.31. Особенности карбонатной седиментации аридной климатической зоны, (а) – схематическая литолого-фациальная карта сакмарского и артинского ярусов ЮВ Восточно-Европейской платформы (по [Кузнецов, 1992]); (б) – схематический профиль карбонатных формаций аридной зоны.

1 – известняки, преимущественно органогенные, рифогенные; 2 – пелитоморфные известняки, доломиты; 3 – доломиты с сульфатами и галогенами; 4 – глинисто-карбонатные отложения глубоководных водоёмов, связанных с Мировым океаном, среднеокеаническая солёность; 5 – рифы; 6 – границы фациальных зон; 7 – ловушки углеводородов.

2.4.2. Бакальская свита

Доломитовый горизонт приурочен к шуйдинской пачке и прослежен в пределах всей площади распространения бакальской свиты, сохранившейся от размыва (размеры 10x15 км). Геологоразведочными работами установлено, что магнезиты в бакальской свите приурочены только к доломитам шуйдинской пачки [Яницкий, Сергеев, 1962].

Автором в ходе изучения фациальных условий накопления отложений бакальской свиты был сделан акцент на исследование литолого-фациального состава карбонатных отложений магнезитовмещающего горизонта [Крупенин, 1987, 1999]. Исследования выполнялись по методике П.П. Тимофеева (Тимофеев, 1975 и др.) и заключались в выделении литологических типов пород, изучении в них первичных (в первую очередь структурно-текстурных) признаков,

на основе которых выделялись генетические типы отложений. Анализ размещения в пространстве этих генетических типов, следов жизнедеятельности в них, формы геологических тел, которые они образуют, характера контактов на территории распространения отложений бакальской свиты, доступной для изучения, позволил высказать суждение о фациальных условиях осадконакопления в бакальское время. В бакальской свите выделено 5 макрофаций, в том числе 4 морских и одна лагунная: 1) терригенные осадки морского прибрежного мелководья с устойчивым положением береговой линии; 2) известково-глинистые осадки морского относительно удаленного мелководья с устойчивым положением береговой линии; 3) известковые осадки морского удаленного мелководья с устойчивым положением береговой линии; 4) известковые и терригенные осадки морского мелководья с неустойчивым положением береговой линии; 5) высокомагнезиальные карбонатные (протодоломитовые) осадки лагуны с удаленным положением береговой линии. Лагунные образования приурочены к нижнешуйдинскому горизонту шуйдинской пачки ($RF_1b_2^{3a}$).

Лагуной называется мелководный, отделенный от моря полосой пересыпей, бассейн с аномальной соленостью [Наливкин, 1956]. Также понятие «лагуна» используется в широком смысле для бассейна с аномальной соленостью. Карбонатные осадки современных лагун, сформированных в условиях аридного климата, часто высокомагнезиальные, после литификации содержат доломит и водномагнезиальные карбонаты и сульфаты [Warren, 2016].

Отличием шуйдинской лагуны, как и карагайской, от современных является её удалённость от предполагаемой береговой линии. Особенности, позволяющие сравнивать эти отложения с лагунными: 1 – отсутствие известняков; 2 – низкое содержание FeO в шуйдинских доломитах по сравнению с зонами метасоматических доломитов вокруг сидеритов; 3 – наличие только в этом горизонте бакальской свиты магнезитовых залежей и тонкорассеянной магнезитовой минерализации [Анфимов, Бусыгин, 1982]; 5 – мелководный характер текстур доломитов (сочетание строматолитовых биогермов, мелкой волнистой, косоволнистой слоистости и прослоев седиментационных брекчий, градиационных микроритмов с линзами карбонатных интракластов и песчаников-доларенитов в основании) [Крупенин, 1999]. В текстурном рисунке доломитов усматривается сходство с карагайским горизонтом. В мелкослоистых доломитах встречаются линзы и многоугольные гнезда вторичного белого доломита, деформирующие слоистость (см. рис. 2.25). Такие вторичные текстуры могут быть псевдоморфозами по эвапоритовым минералам. Все это указывает на активную перекристаллизацию доломитов на ранних этапах формирования пород, поскольку указанные текстуры одинаково развиты как в доломитах, так и в качестве унаследованных в эпигенетических магнезитах и сидеритах.

Отличием доломитов шуйдинской пачки от доломитов карагайской пачки является меньшее содержание ОВ, что определяет более светло-серую окраску. В верхней части пачки даже имеется горизонт светло-серых с розовым оттенком доломитов (примесь гематита), что указывает на окислительные условия седиментации. Кроме того, для шуйдинских доломитов характерна не горизонтальная, а косоволнистая слоистость [Крупенин, 1999], указывающая более активную, чем в карагайской пачке, гидродинамику среды седиментации. Об этом же и относительно малой глубине свидетельствует широкое распространение строматолитовых биогермов в нижней и средней частях шуйдинской пачки. Широко развиты тонкослоистые микробиальные доломиты, обогащенные ОВ, с гнёздами вторичного доломита (фенестры?) (см. рис. 2.11а). В нижней части шуйдинской пачки отмечаются брекчии обрушения, содержащие, как и в карагайской пачке, дуплеты из нижнего серого тонкозернистого и верхнего перекристаллизованного белого слоёв (см. рис. 2.11б, в), а также периодическое появление в разрезе горизонтов с гнёздами выполнения (см. рис. 2.25, псевдоморфозы по сульфатам?). Указанный комплекс признаков шуйдинской пачки бакальской свиты позволяет предполагать лагунные мелководные условия седиментации с повышенной солёностью [Крупенин, 1999] и былым присутствием сульфатов в составе карбонатных отложений.

2.4.3. Авзянская свита

Здесь пачки доломитов, также содержащие признаки эвапоритизации, ещё более отличаются по составу и строению от карагайских доломитов. В разрезах авзянской свиты Западно-Башкирской зоны присутствуют только маломощные горизонты коллапс-брекчий, часто связанные с зонами окремнения и гематитизации (см. рис. 2.12). Сами вмещающие доломиты имеют светло-серую с розовым оттенком окраску, без вкрапленности пирита и прослоев темно-серых НГС, встречаются прослои строматолитов, тонковолнистая слоистость часто интенсивно нарушена, местами доломиты имеют пятнистый облик, характерно развитие пустот и гнезд, заполненных вторичным доломитом и кварцем. Широко проявлена специфическая минерализация – Mg-хлорит в составе терригенно-глинистых прослоев и в эпигенетических гнёздах, иногда совместно с аутигенным микроклином среди тонкокристаллических доломитов (см. рис. 2.27).

Исследования особенностей органических остатков в составе кремневых конкреций в доломитах авзянской свиты привели В.Н. Сергеева [1992, с. 107] к заключению, что «микробиота обитала в закрытой лагуне с повышенной соленостью ... в мелководных литорально-сублиторальных условиях». Подтверждением мелководности обнаруженной фауны является присутствие отдельных стебельков *Polybesurus bipartitus*, характерных для средней –

нижней литорали и сублиторали [Сергеев, 2006]. Это указывает на возможность существования эвапоритовых условий с формированием высокомагниевого рассола в катакинское и реветское время. Нами в разрезе реветской подсвиты в районе д. Реветь (лев. бер. р. М. Инзер, хр. Салдыс) обнаружены многочисленные клиновидные псевдоморфозы вторичного белого кристаллического доломита в тонкокристаллическом розовом и целевидные пустоты, заполненные бурой глиной (см. рис. 2.12, 2.13). Псевдоморфозы вторичного доломита по гипсу в доломитах реветской подсвиты наблюдались в районе п. В. Авзян [Bartley et al., 2007], что соответствует находкам гипса в пористых эвапоритовых сахаровидных доломитах в кужинской толще (аналог реветской подсвиты) на хр. Зильмердак [Крупенин и др., 2002].

Все эти признаки указывает на вероятность эпизодов эвапоритовой седиментации и образования бассейнов с повышенной соленостью. Однако, из-за относительной маломощности карбонатных отложений, содержащих эвапоритовые минералы, а также высокой растворимости последних, мы почти не находим в ископаемом состоянии прямых доказательств эвапоритовых обстановок. Различиями описанных уровней с эвапоритовыми признаками является тенденция к уменьшению глубины бассейна седиментации от саткинского (карагайского) к бакальскому (шуйдинскому) и затем авзянскому уровням. Кроме того, просматривается изменение роли ОВ в диагенетических преобразованиях осадка, от активной роли БСР в карагайское время до преобладания строматолитов и кислородпродуцирующих организмов в авзянское время. При этом роль коллапс-брекчий в составе эвапоритовых отложений снижается.

2.4.4. Связь доломитовых горизонтов с процессами эвапоритизации

Для всех перечисленных горизонтов нижнего и среднего рифея, для которых предполагаются эвапоритовые обстановки седиментации, объединяющим признаком является присутствие выдержанных по площади стратифицированных доломитовых пачек. Как уже показано, доломиты определённых стратиграфических уровней имеют свои особенности, связанные с конкретными фациальными обстановками, однако их объединяет относительно ранний характер доломитизации, вероятно, диагенез, тонкокристаллическое сложение, многочисленные следы микробиальной деятельности, указывающие на мелководную среду седиментации. Кроме того, следует отметить и нестехиометричный состав стратифицированных доломитов и низкое содержание железа, в отличие от стехиометричных доломитов, связанных с метасоматическим образованием магнезитов, сидеритов или анкеритов в этих же толщах, а также доломитов из тектонических прожилков (альпийского типа) [Крупенин и др., 2013в].

Согласно современным представлениям по интенсивно дискутируемой в литературе проблеме доломитизации, выделяют два основных способа относительно ранней

диагенетической и раннекатагенетической доломитизации известняков. «Проблема доломита» возникла прежде всего потому, что в атмосферных условиях экспериментальным путём получить доломит не удаётся [Казаков и др, 1957; Карбонаты, 1987; Hardie, 1987; Кузнецов, 2010; Gregg et al., 2015], в то же время существует множество примеров раннедиагенетического или седиментогенно-диагенетического образования доломита при карбонатонакоплении. *«Доломиты являются одной из широко распространённых пород, в значительной степени имеющей вторичное происхождение за счёт масштабно протекающих обменных реакций»* [В.Г. Кузнецов, 2003, с. 43].

Отметим лишь основные достижения к настоящему моменту в понимании процессов доломитообразования. Сначала формируются, как правило, протодоломиты, то есть нестехиометрические доломиты. В них ещё не достигнута высокая степень упорядоченности в закономерном переслаивании пакетов CaCO_3 и MgCO_3 в структуре минерала [Gregg et al., 2015]. Показано, что протодоломиты являются результатом раннедиагенетического упорядочения структуры очень высокомагнезимального кальцита (англ. VHMC), то есть даже валовое содержание 50 mol % MgCO_3 в карбонате ещё не указывает на минерал доломит, поскольку часто по результатам электронного просвечивания и детальной дифрактометрии он оказывается VHMC. По данным [Gregg et al., 2015] лабораторный синтез при высоком давлении и температуре, также, как и исследования природных доломитов, показывают, что много факторов влияет на упорядочение кристаллической решетки доломита и его стехиометрию, зарождение и рост: температура, щелочность, pH, концентрация Mg и Ca, Mg/Ca, флюид/порода, минералогия карбонатного замещения, площадь поверхности для зарождения (нуклеации). Согласно экспериментам, при повышенных температурах и давлениях, зарождению и росту доломита всегда предшествует формирование VHMC. Принято считать, что рост связанного с микробиальными процессами VHMC является в природе предшественником зарождения и роста доломита, аналогично реакциям в высокотемпературных экспериментах. Однако анализ данных рентгеновской дифракции показывает, что утверждения о синтезе доломита в условиях, приближенных к окружающей среде при микробном посредничестве не свидетельствуют о катионном упорядочении минерала, который является VHMC [Gregg et al., 2015].

Основными моделями, ограничивающими условия образования доломита в зонах карбонатонакопления на стадиях диагенеза и катагенеза, признаны две: 1) Dorag [Badiozamani, 1973], реализуемой в результате опреснения морских вод, и 2) Sabkha (Reflux) [Moore et al., 1988], связанной с миграцией эвапоритовых рассолов через карбонатные осадки. Кроме того, важную роль в доломитизации известковых илов могут играть микробиальные маты, обеспечивающие ощелачивание придонного слоя морской воды и подготавливающие условия

для пересыщения раствора по карбонату [Кузнецов, 2007; Encyclopedia of Geobiology, 2011]. Определяющими факторами доломитизации [Hardie 1987] признан химический состав раствора (очень низкое или очень высокое отношение Mg/Ca), температура ($>60^{\circ}C$ для стехиометрического доломита), время процесса ($>10^4$ лет). Схематически основные факторы были проиллюстрированы Д. Морроу [Morrow, 1982] на трехмерной диаграмме (рис. 2.32), показывающей влияние Mg/Ca , общей солёности раствора и давления углекислоты (CO_2/Ca) на осаждение доломита. По данным экспериментов арагонит более восприимчив к доломитизации, чем кальцит [Gregg et al., 2015], что способствует ранней доломитизации арагонитовых илов в благоприятных условиях.

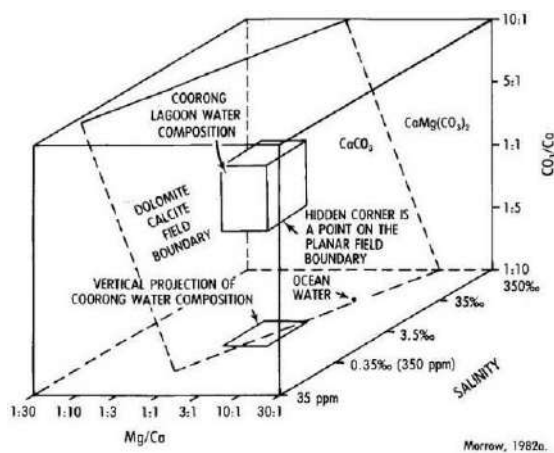


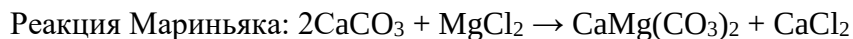
Рис. 2.32. Влияние Mg/Ca , общей солёности раствора и давления углекислоты (CO_2/Ca) на осаждение доломита. Наклонная плоскость представляет кинетическую границу между кальцитом (арагонитом) и доломитом. Скрытый угол демонстрирует точку соприкосновения параллелепипеда вод лагуны Куронг и плоскости доломитообразования. Плоскость основания по [Folk and Land, 1975]. Вертикальная проекция положения вод лагуны Куронг попадает в основном на кальцит-арагонитовую часть плоскости основания. Изменение солёности, увеличение отношения Mg/Ca , и давления углекислоты (CO_2/Ca) способствует осаждению доломита (по [Morrow, 1982]).

Протодоломиты чаще являются результатом ранних преобразований в процессах диагенеза и раннего катагенеза, как по модели Dorag, так и эвапоритовой. Вторичные доломиты имеют более стехиометричный состав и формируются в процессах глубинного катагенеза.

Модель Dorag основана на факте пересыщения по доломиту, но недосыщении по кальциту разбавленных морских вод при определённом низком отношении Mg/Ca [Hardie, 1987]. Она может быть применима к диагенезу карбонатных илов, рифов, и к катагенезу (разбавление захоронённых морских вод метеорными или элизионными растворами). Как правило, по данной модели не происходит масштабной доломитизации из-за ограниченных ресурсов магния.

Модель Reflux (эвапоритовая) реализуется в эвапоритовых лагунах в процессе обратного течения рассолов, насыщенных магнием в результате выпадения гипса и истощения водной

среды по кальцию (**рис. 2.33**). В данном случае лагуна может быть и не прибрежной, в механизме концентрации магния в рассоле и обратного истечения тяжёлых эвапоритовых рассолов играют роль только процессы испарения и относительной проницаемости карбонатных отложений. Из-за неограниченных ресурсов магния в морской воде данная модель может приводить к масштабной раннедиагенетической доломитизации арагонитовых осадков в процессе химических реакций:



Кроме того, в переходных карбонатных и эвапоритовых отложениях в катагенезе происходит растворение сульфатов, также сопровождающееся образованием доломита в условиях повышенного давления CO_2 , когда растворимость кальцита выше, чем доломита (реакция Гайдингера):

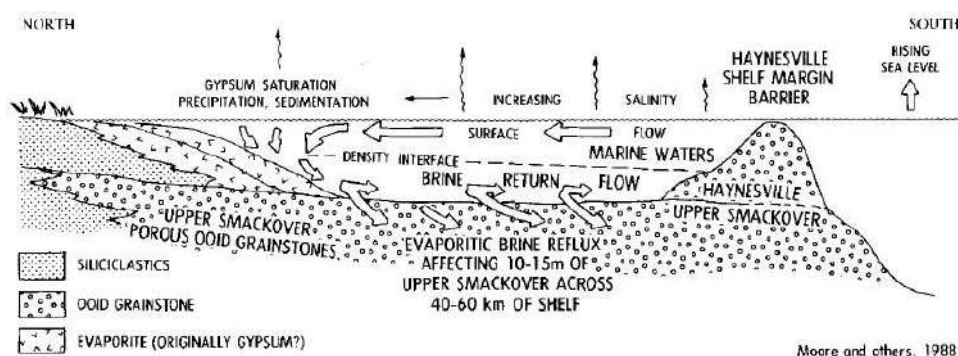
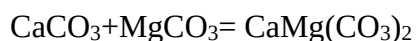
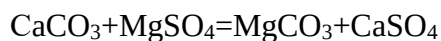


Рис. 2.33. Концептуальная модель Reflux (обратное течение рассолов) доломитизации в карбонатно-эвапоритовой шельфовой лагуне юрской формации Смаковер (Smackover), вост. Техас (по [Moore et al., 1988])

Модель эвапоритовая микробиальная. Недавние исследования позволили прояснить важную роль микробиальных матов в формировании раннедиагенетических доломитов эвапоритовых мелководных бассейнов. Прецизионное изучение строматолитовых доломитов себхи в Персидском заливе (Катар) показало, что *«циклический сдвиг в микробном сообществе между цианобактериями и аноксигенными фототрофами создает экзополимерный субстрат (ЭПС), пригодный для осаждения доломита. В частности, ЭПС демонстрирует повышенную концентрацию карбоксильных функциональных групп по мере того, как микробный состав циклически меняется от цианобактериальных к аноксигенным фототрофным сообществам при низкой и высокой солености, соответственно»* [Diloreto et al, 2021, с. 1]. Карбоксильные функциональные группы способствуют дегидратации Mg и последующему его включению в карбонатные минералы (**рис. 2.34**). Большой оборот ОВ в бескислородных условиях является

важной движущей силой процесса доломитообразования. Следовательно, объяснение «проблемы доломитов» связано с изменением содержания кислорода в атмосфере на протяжении истории Земли. Процессы БСР являются благоприятными для осаждения доломита, поскольку при низких концентрациях сульфатона (S^{2-}) доломит менее растворим, чем кальцит [Соненфельд, 1988]. Следовательно, сульфатредукция является аккумулятором Mg-карбонатов в диагенезе.

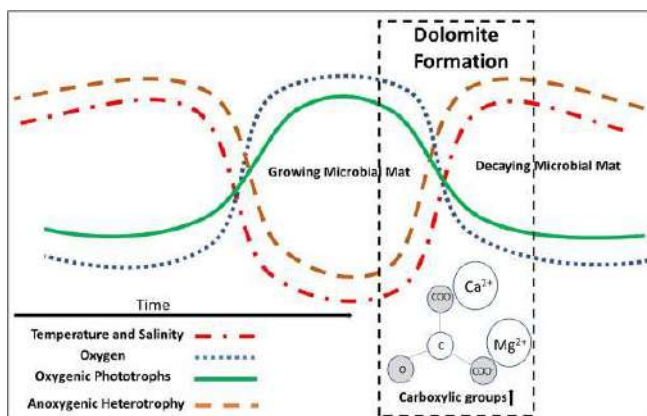


Рис. 2.34. Концептуальная схема многосезонного низкотемпературного доломитового пласта: циклическое изменение температуры и солености окружающей среды приводит к циклическому росту и распаду микробного мата с образованием низкотемпературного доломита в зоне перехода между условиями роста и распада биоматов [Diloreto et al, 2021].

Анализ терригенно-карбонатных последовательностей типового разреза рифея позволяет нам предполагать, что доломитизация первично известняковых отложений связана с эпизодами эвапоритовой седиментации, то есть соответствовала модели Reflux, возможно, с участием процессов циклической смены температурных условий по микробиальной модели [Diloreto et al, 2021]. Доломитизация является закономерностью, определяемой физикохимией процесса образования доломита: высоким отношением Mg/Ca, общей высокой минерализацией рапы и повышенным давлением углекислоты с дополнительным ошелачивающим влиянием биогенного фактора. Таким условиям лучше всего соответствует диагенез карбонатно-эвапоритовых осадков. Исходя из изложенных закономерностей доломитообразования в рифейском разрезе БМА, нами выделены следующие типы доломитов: раннедиагенетические, раннекатагенетические, позднекатагенетические.

Раннедиагенетические доломиты формировались в осолоняющихся лагунных бассейнах (карагайский горизонт саткинской свиты, шуйдинский горизонт бакальской свиты нижнего рифея, каташкинский и реветский горизонты авзянской свиты среднего рифея). Общим для них является присутствие вышеописанных признаков бывшего присутствия эвапоритов. Агентом доломитизации первичных гипс-арагонитовых илов является испытывавшая эвапоритовое сгущение морская вода; доломиты образуют протяжённые горизонты. Геохимическими доказательствами эвапоритизации является утяжеление ^{18}O в доломитах относительно морских известняков, нестехиометричный состав, присутствие тонковкрапленного магнетита.

Катагенетические доломиты, связанные с миграцией магнезиальных эвапоритовых рассолов вниз и латерально в бассейне породообразования, могут иметь примесь кальцита, зоны реликтовых известняков, часто глинистых (менее проницаемых), и зоны полной доломитизации (стехиометричные доломиты), сопряжённые с разломами. Часть из них связана с метасоматическим образованием магнезита в известняковых толщах и характеризуется облегчением изотопного состава кислорода (температурное фракционирование).

Позднекатагенетические железистые доломиты образованы из захороненных метаморфизованных эвапоритовых рассолов, обогащённых железом. Они пространственно и генетически связаны с анкеритами и сидероплезитами в карбонатных отложениях рифея. Стронциевая изотопия и ряд геохимических индикаторов (Mn/Sr, Fe/Sr) позволяет разделить осадочные известняки, раннедиагенетические, катагенетические и позднекатагенетические доломиты по степени последовательного увеличения доли радиогенного стронция в результате контаминации при метаморфизации рассольного флюида в земной коре.

Эвапоритовая доломитизация карагайской пачки саткинской свиты

На примере Саткинского рудного поля можно видеть, что доломитизации подвержена полностью карагайская пачка верхнесаткинской подсвиты. В ней же обнаружены многочисленные признаки бывшего присутствия эвапоритовых минералов. Известняки сохранились в некоторых участках разреза ниже карагайской пачки, а выше слагают казымовскую пачку осадочных известняков (см. рис. 2.19). Последние местами сохранили пелитоморфную структуру, их Sr изотопная система сохранила изотопные метки раннерифейского океана, а неизменённые отношения радиогенных изотопов свинца позволили определить возраст диагенеза известняков на уровне 1550 ± 30 млн лет [Кузнецов и др., 2007, 2008]. Доломиты карагайской пачки имеют возраст 1540 млн лет (Pb-Pb метод [Овчинникова и др., 2018]). Данный пример показывает, что доломитизация в связи с эвапоритизацией развивается на ранних стадиях литификации, как латерально в отложениях данной фациальной обстановки, так и проявляется в нижележащих отложениях в результате локального погружения более тяжелых, относительно морских вод, эвапоритовых рассолов в нижележащие отложения. Детально механизмы доломитизации карбонатных отложений в **подсолевых** толщах описаны А.А. Махначем [1989] для Припятского бассейна, и в последнее время В.Г. Поповым с соавторами [2009, 2015, 2016], на примере палеозойского эвапоритового бассейна ВЕП, В.Н. Кулешовым [Сунгатулин и др., 2014]. Несомненно, такие варианты ранней доломитизации карбонатных отложений, подстилающих эвапоритовые горизонты, существуют и для рифейского разреза, также формировавшегося в мелководном эпикратонном бассейне.

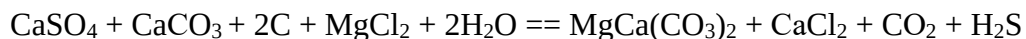
2.4.5. Причины образования коллапс-брекчий в рифейских доломитах

Для сульфатно-доломитовых отложений из дистальных фаций эвапоритовых бассейнов очень характерно развитие брекчий обрушения. Они образуются при выщелачивании легкорастворимых эвапоритовых минералов (collaps breccia = evaporate-solution breccia [Sloss and Laird, 1947]). Это растворение может быть связано как с этапами аэральная экспозиции эвапоритов с участием метеорных вод, так и в связи с процессами биосульфатредукции.

В первом случае растворение, подобное карстовым процессам, захватывает зону, промываемую пресными водами. Такие процессы описаны, например, для карбонатно-эвапоритовой формации Тиссей, гваделупий (средняя пермь), Зап. Техас, США [Haneef & Wardlaw, 1984]. Несколько фаз развития формации включают накопление первой карбонатной толщи, затем карбонатно-эвапоритовых тайдиальных отложений, последующий период осушения и развития карстовых процессов с формированием коллапс-брекчий. В дальнейшем снова произошло накопление сублиторальных карбонатно-эвапоритовых отложений, регрессивно перекрытых супратайдиальными эвапоритами себхи, которые, в свою очередь были подвержены коррозии и брекчированию. В разрезах данной формации наблюдаются участки с ненарушенным стратиграфическим разрезом, чередующиеся с малопонятными для расшифровки брекчированными толщами, сложенными обломками слоистых известняков, доломитов, гипса и ангидрита с пиритом. Для начального этапа осадконакопления предполагаются относительно глубоководные условия с тонкой слоистостью, отсутствием фауны, наличием куплетов тонкозернистого известняка и кристаллического кальцита (бывшего сульфата). Осадконакопление проходило в ограниченном гиперсоленом бассейне в анаэробных условиях, благоприятных для БСР. Последующая регрессия усилила процессы карстообразования и формирования брекчий обрушения, сопровождаемые новообразованием блочного крупнозернистого кальцита в пустотах. Новая трансгрессия сопровождалась образованием себховых водорослевых доломитов с сульфатами, фенострами. Их брекчирование было результатом субаэральная экспозиции и растворения сульфатов пресными водами.

Во втором случае диагенетическое растворение сульфатов протекает при нарушении химического равновесия в системе рассол-гипс (ангидрит). Причиной могло быть разбавление рассолов в результате потери сульфата в результате диагенетической БСР. В последнем случае восстановление сульфат-иона до сероводорода и удаления его из системы путем дегазации или сульфидообразования приводит к недосыщенности крепких рассолов по ангидриту и гипсу и растворению последних [Шварцев, 1973; Сидкина, 2015].

Как показано С.Л. Шварцевым [1973] при растворении сульфатов и удалении из системы сульфат-иона при его превращении в сероводород одновременно растет парциальное давление углекислоты, что приводит к осаждению доломита в результате сложной реакции:



Полученные продукты в точности отвечают преобладающему составу как вмещающих карбонатных пород (доломитов) глубоких горизонтов земной коры, особенно подсолевых толщ, так и погребённых рассолов, имеющих хлоркальциевый состав [Шварцев, 1973]. Механизм наиболее приемлем для карагайского бассейна и в целом – наиболее универсален. Активность процессов БСР ограничивается глубиной и температурой (90°C [Desrocher et al., 2004]).

Ряд литологических признаков позволяет предполагать раннедиагенетическое развитие гипса в карбонатных отложениях с архея в виде дисковидных включений, гнезд, друз, корочек по наличию соответствующего вида псевдоморфоз вторичного доломита [Walker, 1983 и др.]. Однако сульфатные осадки в это время подвергались интенсивному воздействию БСР: бактерии переводили серу в сероводород, который возвращался в морскую воду из осадка и принимал участие в эвапоритовом круговороте серы [Жарков, 2005]. В результате БСР на месте гипса возникали псевдоморфные выделения арагонита, позднее переходившего в кальцит или доломит. Гнезда гипса и других диагенетических эвапоритовых минералов (шортит), подвергались растворению в диагенезе с образованием коллапс-брекчий [Hoffman, 1981].

Варианты растворения гипса и его замещения карбонатами предполагают и непосредственный переход гипса в доломит в результате БСР, как описано для себхи Эль-Мелах в Тунисе [Сонненфельд, 1988]. Источником Mg в данном случае служат эвапоритовые рассолы. Процесс БСР резко ускоряется, если в осадках присутствует рассеянное ОВ, которое ими потребляется для питания. Процесс БСР, то есть перевод аниона SO_4^{2-} в S^{2-} является для бактерий источником получения энергии. Выделяющийся в результате БСР сероводород или удаляется из воды, или вступает во взаимодействие с железом и другими металлами, определяя насыщенность осадков сульфидами. Таким образом, для активной БСР и удаления сульфатов из отложений необходимы восстановительные условия и обилие ОВ. Для лагунных осадков эти условия легко выполнимы ввиду низкой гидродинамической активности и мелководности бассейна. Магнетитовмещающие отложения карагайского и шуйдинского горизонтов хорошо соответствуют описанным требованиям, поскольку характеризуются тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью, темно-серым цветом и, часто, характерным запахом застойной среды. Присутствие строматолитовых биогермов, многочисленных поверхностей микробиальных текстур, тонких прослоек и пленок УГВ в доломитах также подтверждают высокую биопродуктивность и предполагают активную возможность для БСР.

Растворимость гипса повышается в рассолах; ангидрит при долгом контакте с водой переходит в гипс и может быстро растворяться в рассолах [Сонненфельд, 1988]. По данным В.П. Зверева [1999], все сульфаты, находящиеся в стратисфере, могли быть вынесены в результате растворения за период времени от миоцена (около 20 млн лет). Даже в условиях застойного режима подземных вод скорость диффузии составляет около 1 см/год, что соответствует 10 км за 1 млн лет [Виноградов, 2003]. По данным [Виноградов и др., 2006] в результате эпигенетической сульфатредукции около 100 м ангидритов было уничтожено из разреза нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра.

Диагенетическое растворение сульфата при БСР запускало механизм для растворения-обрушения вмещающей эвапоритово-карбонатной толщи. При таком внутрисловном растворении происходит оседание всего пласта, а не отдельных его участков, как при линейном выветривании в карстовых зонах. В данном случае растворению подвергается вся зона, насыщенная сульфатами, поскольку процесс растворения управляется изнутри слоя бактериями, смещающими равновесие твёрдый сульфат - рассол в сторону растворения сульфата. Явным доказательством активной БСР в карагайских доломитах является присутствие ранних генераций пирита с изотопно лёгкой серой ($\delta^{34}\text{S}$ от -16.6 до -5.8 ‰, см. рис. 2.17а-г) [Крупенин, Мичурин, 2018] в гнездах доломита.

Коллапс-брекчии и псевдоморфозы в доломитах бурзяния и юрматиния позволяют проводить аналогию с эвапоритовыми отложениями других протерозойских эвапоритовых бассейнов. Подобные брекчии обрушения известны магнезитовмещающих свитах: аладьинская свита среднего рифея Енисейского кряжа [Хабаров, 1994; Крупенин, Гараева, 2016], мурандавская свита Малого Хингана [Семихатов, 1962]. Вероятно, процессы диагенетического растворения в эвапоритовых толщах протерозоя имели широкое распространение.

Таким образом, эвапоритовые условия проявляются на различных стратиграфических уровнях рифея. Некоторые характерные признаки, хорошо развитые в одном случае, редуцированы в другом, нет полного повторения совокупности признаков во всех выделяемых горизонтах эвапоритового осадконакопления. Это предполагает различие фациальных условий и возможную их эволюцию в ходе эпизодов эвапоритовой седиментации в отложениях раннего и среднего рифея.

2.5. Некоторые примеры современных и ископаемых (неактуалистических) карбонатно-эвапоритовых отложений

Актуалистические типы эвапоритовых обстановок не отражают всего разнообразия условий эвапоритовой седиментации, существовавших в прошлые эпохи и меняющихся в

зависимости от колебаний климата, тектонических процессов и других, еще не познанных закономерностей геологической истории. Уникальный обзор древних и современных эвапоритовых обстановок, выполненный в фундаментальной монографии Дж.К. Уоррена «Эвапориты» [Warren, 2016], позволил сделать вывод, что «...масштабы развития озерных эвапоритов в прошлом и настоящем меркнут по сравнению с некоторыми древними соляными системами, питаемыми морем. Таким древним морским системам не существует современных аналогов. Наша неспособность сравнить все аспекты отложения эвапоритов, прошлые и современные, отражает отсутствие в настоящее время, как долговременных мелководных эпейрогенических морей, так и крупных погружающихся бассейнов, питаемых просачиванием морской воды» [Warren, 2016, стр. 381]. Как показывает сопоставление по размерам и форме, древние эвапоритовые бассейны значительно крупнее четвертичных (рис. 2.35). Более того, не помещенный на этом рисунке венд-кембрийский соленосный Восточно-Сибирский бассейн представлял собой структуру в форме равностороннего треугольника (вершины: Туруханск, Вилюйск, Иркутск) со стороной около 1500 км [Жарков, 1974], что предполагает площадь развития около 1 млн км², больше только у пермских бассейнов Восточно-Европейского (1,5 млн км²) и Мидконтинента в США (более 2 млн км²)!

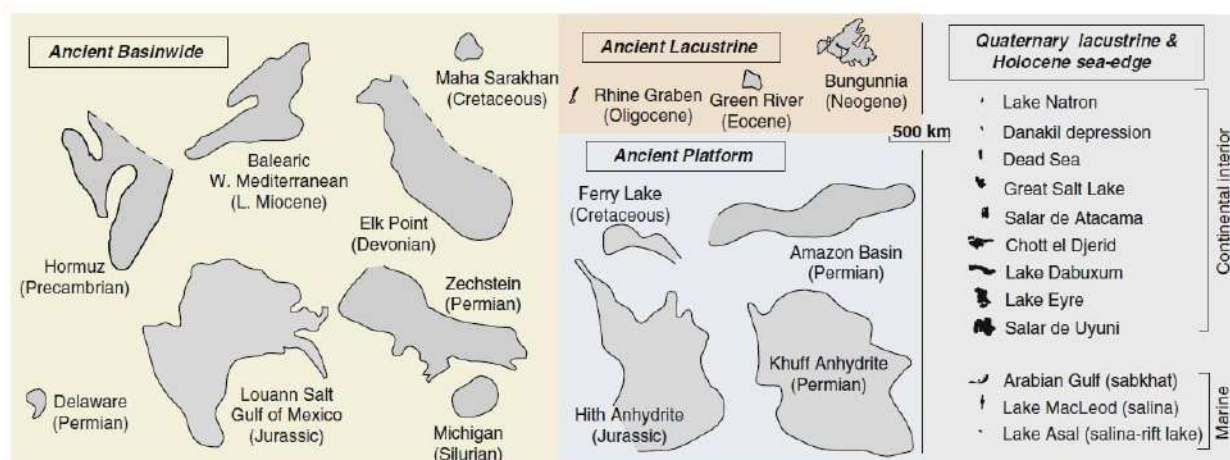


Рис. 2.35. Размеры и форма древних (слева) и современных (справа) эвапоритовых бассейнов. Масштаб одинаковый для всех бассейнов! [Warren, 2016].

Широкое распространение морских эвапоритов в геологическом прошлом может быть связано с наличием «особых тектонических и/или эвстатических условий, которых нет на современной поверхности Земли.... Они будут в будущем, и они были много раз в прошлом.» [Warren, 2016, стр. 381]. **Основным отличием огромных древних морских и небольших современных континентальных и прибрежных эвапоритовых бассейнов являются климатические различия, а именно образование первых в эпохи теплого климата и**

вторых в межледниковые периоды. Детальный анализ, основанный на гигантском фактическом материале параметров современных и ископаемых эвапоритовых бассейнов, позволил Дж.К. Уоррену [2016] сформулировать основные закономерности их отличия.

В теплые эпохи, которые по продолжительности существенно преобладали (палео- и мезопротерозой, нижняя половина неопротерозоя, от кембрия до среднего карбона, **от средней перми до раннего кайнозоя**), за счет таяния полярных ледников значительно повышался уровень моря, которое затопливало огромные территории континентов, образуя мелководные эпикратонные моря размером до 1000 км. Наблюдалось стремительное распространение морских окраинных бассейнов, формировавшихся на **широких долгоживущих мелководных шельфах (эпейрические или эпиконтинентальные моря)**. Морские эвстазии имели низкую амплитуду ($> 5\text{--}10$ м) изменения в масштабе 100 000 лет (4-й порядок). Теплый климат в приэкваториальных и средних широтах (до 45° к югу и северу от экватора) превращался в аридный с интенсивным испарением. Огромные территории мелководных морей испытывали недостаточный обмен водных масс с открытым океаном (слабая приливная активность), что вкупе с испарением приводило к образованию эвапоритовых осадков на гигантских территориях. Высокий уровень моря способствовал повышенной температуре океанических вод, пониженному содержанию кислорода с частыми периодами аноксических условий.

Стили осадконакопления крупных эвапоритовых бассейнов связаны с тектонически и эвстатически индуцированными бессточными (замкнутыми) континентальными и морскими окраинными депрессиями. Эти стили (наземные озерные, морские платформенные и морские бассейновые) широко распространялись всякий раз, когда возникали подходящие комбинации тектоники и эвстазии. Периоды аридизации способствовали развитию неактуалистических эвапоритовых обстановок на плоских затопливаемых широких шельфах (интра/периконтинентальных морях) [Крупенин, Дуб, 2023].

Анализ климатической истории планеты в протерозое показывает преобладание теплого климата с температурами, заметно превышающими современные [Kah et al. 2001 и др.]. В протерозое «великая ледниковая пауза» продолжалась примерно с 2220 до 720 млн лет, то есть около 1.5 млрд лет и отделяла гуронскую гляциоэру (ранний протерозой, 2400-2220 млн лет) от африканской (неопротерозой, 750-600 млн лет). Гляциоэры следовали в позднем карбоне — ранней перми, позднем кайнозое [Evans, 2006; Чумаков, 2015]. В связи с увеличением полярных ледников наблюдались значительные понижения уровня океана (до 100-120 м, к примеру, на отрезке поздний миоцен-плиоцен). Морские окраинные бассейны формировали **узкие шельфы**, аридные зоны и эвапориты смещались в более низкие приэкваториальные широты, акватории, пригодные для образования эвапоритовых отложений, резко уменьшались.

Образование очень крупных ископаемых эвапоритовых бассейнов на континентах в периоды теплого климата определяется, прежде всего, палеогеографическими особенностями. Выделено три основных варианта стилей отложения древних крупных эвапоритовых эпи- и перикартонных бассейнов мира: рампы (иногда с подводным изломом склона на глубине) и 2 варианта окаймленного шельфа: с барьером на краю и отмелью в средней части (**рис. 2.36**). Рассмотренные варианты предполагают, что гидрографическая связь между открытым океаном и перикратонным морским бассейном могла быть потеряна по одной из причин: нарастание песчаной отмели на краю платформы, небольшое падение уровня моря или тектонический наклон [Warren, 2016].

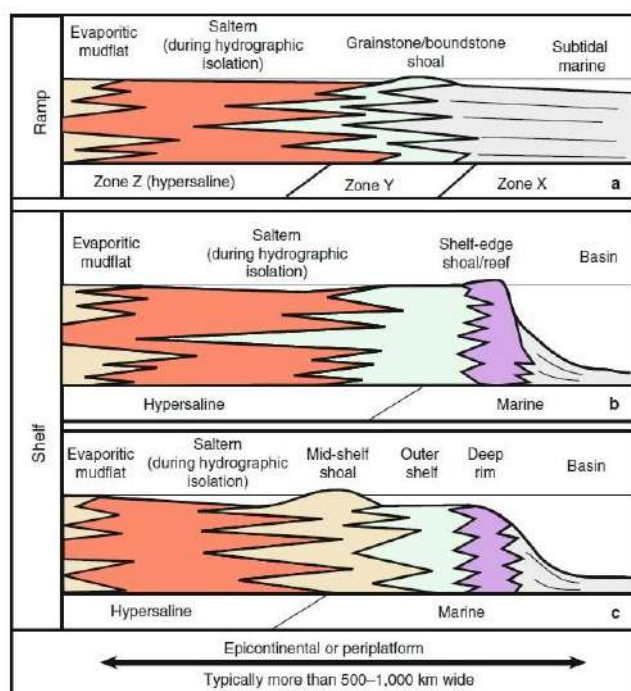


Рис. 2.36. Стили отложения эвапоритов – рампы и шельф для интра/перикратонных морей размером до 1000 км (по [Warren, 2016]).

(а) – плавно углубляющийся пандус с ограничением, созданным обнаженной отмелью зоны Y; (b) – окаймленный шельф с уступом: окантовка с ограничение, обеспечиваемое открытым рифом/отмелью, определяющим границу платформы; (c) – окаймленный шельф с глубоким краем и ограничением, обеспечиваемым обнаженной отмелью в середине шельфа.

Развитие эвапоритовых отложений в мезопротерозое было длительным и отмечено для многих регионов. Как ранее указано (раздел 2.1), докембрийские эвапориты не всегда сохраняют залежи сульфатов и галогенов, но имеют признаки их бывшего присутствия, прежде всего, коллапс-брекчии. В частности, такие брекчии описаны для эвапоритовых доломитов туломозерской свиты ятулия (нижний протерозой) Карелии В. Мележином [Melezhik, et al., 2001]. Кроме того, доломиты содержат гнезда крупнозернистого доломита клиновидной формы, иногда с типичным для гипса раздвоением типа «ласточкин хвост» (**рис. 2.37**), а доломиты вмещают небольшие пластообразные залежи кристаллического магнезита. Последующие исследования подтвердили эвапоритовую природу туломозёрской свиты, в составе которой при глубоком бурении обнаружены ангидрит и галит (см. рис. 2.1) [Морозов и др., 2010].

Широко развиты коллапс-брекчии и в других крупных интракратонных эвапоритовых бассейнах, содержащих эвапоритовые карбонаты, аргиллиты, ангидрит, соль, с мощностью до сотен метров, протяженностью в сотни километров, например, формация Рус в нижнеэоценовом Арабском бассейне мощностью 100 м, 170 м формация Хит Ангидрит (Катар, Саудовская Аравия); 100 м формация Рэд Хёрт Доломит, бассейн Джорджия, нижний-средний кембрий Австралии; формация Кул Крик в бассейне Арбукл, нижний ордовик, США [Warren, 2016, стр. 411]. В этом же ряду находятся вышеупомянутые нижнепермский юго-востока Русской платформы (см. рис. 2.31) и позднедевонский Западно-Уральский интракратонные эвапоритовые бассейны, достигающие размеров в сотни км [Чувашов, 1968; Кузнецов, 1992], а также брекчии растворения в сульфатно-карбонатных породах карбона (серпуховско-башкирское время) Печорского Урала (гряда Чернышова и сопредельные территории) [Жемчугова, 1998].

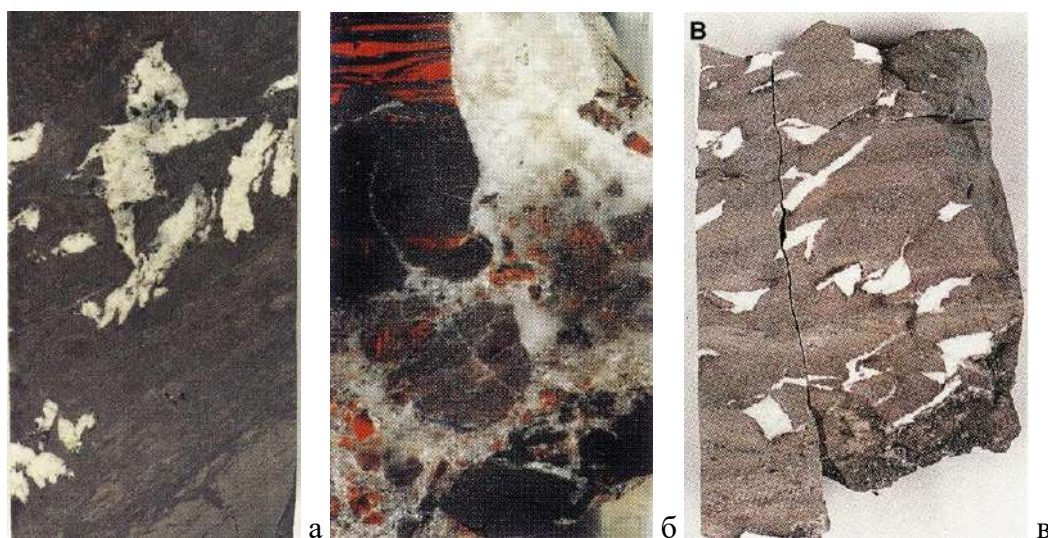


Рис. 2.37. Следы эвапоритовой седиментации в магнезитоносных доломитах туломозерской свиты ятулия (нижний протерозой, 2,1 млрд лет, Карелия).

(а) – псевдоморфозы доломита по кристаллам сульфата в алевролите [Melezhik, et al., 2000]; (б) – коллапс-брекчия растворения с фрагментами красноцветных тонкослоистых мадстоунов, сцементированных крупнокристаллическим доломитом; (в) - доломитовые гнезда-псевдоморфозы клиновидной формы, иногда с типичным для гипса раздвоением типа «ласточкин хвост» [Melezhik, et al., 2001]. Диаметр керна везде 42 мм.

Один из крупнейших эвапоритовых бассейнов существовал в пермско-триасовое время и имел очень широкое распространение на территории Лавразии: современной Евразии (цехштейн в Западной Европе, Предуральский бассейн на востоке Русской платформы) и Пермский бассейн на ЮЗ Северной Америки (Мидконтинент и др.). В литературе имеется большое количество примеров горизонтов брекчирования карбонатно-эвапоритовых отложений в этом бассейне: Хессинский суб-бассейн в южной части Цехштейна, ФРГ, параавтохтонный

комплекс триаса (нэпп Триполис), остров Крит СЗ Греции и Ионийской зоны западной Греции [Papani-Papaioanou, Karakitsios, 2002], триасовый бассейн Фатрикум в Беланских Татрах (Словакия) [Rychlinski & Shulc, 2005]. Эвапориты, сформированные на границе триас-лейас в Арагонской ветви Иберийской горной цепи (формация Лецера), состоят преимущественно из сульфатов мощностью до 300 м («фрэтский гипс»), с постепенными переходами между брекчиями и ненарушенными карбонатно-сульфатными отложениями [Orti, Salvany, 2004]. В западной части Северной Америки в пермское время эвапоритовые брекчии растворения связаны с эвапоритовыми суб-бассейнами в пределах супербассейна Мидконтинента, простирающегося от южной до северной границы США (от Техаса и Калифорнии до Северной Дакоты и Монтаны). Вендская формация Доушантуо (Doushantuo, 635-550 млн лет) ЮВ платформы Янцзы, провинция Юнань, Китай, включает шельфовые карбонатные отложения с кремнями, фосфоритами и эвапоритами [Vernhet, 2005]. Эвапориты почти нацело замещены псевдоморфозами доломита и кварца. Диагенетическое растворение эвапоритов приводило к частичному или полному обрушению фосфорит-доломитового каркаса с формированием коллапс-брекчий растворения (**рис. 2.38**). Е. Верн [Vernhet, 2005] установил 4 стадии формирования коллапс-брекчий в фосфатно-сульфатно-доломитовой эвапоритовой толще, обусловленные пластическим течением гипса, раскалыванием и перемещением обломков фосфорита при диагенетическом растворении сульфата в редокс-условиях. образцы, подверженные сегментации и брекчированию подобны доломитовым брекчиям оползания в карагайском горизонте.

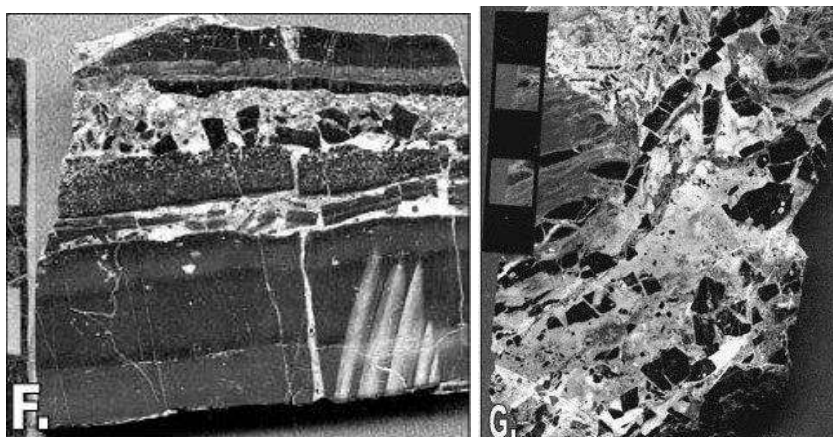
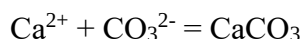


Рис. 2.38. Образцы из Хіхі секции формации Доушаньтуо, провинция Хунань, платформа Янцзы (по [Vernhet, 2005]). (F.) Микробрекчия с черными обломками фосфоритной корки во вторичном доломикрите на месте эвапоритового прослоя. (G.) Положение слоев угадывается кусочками фосфоритовой брекчии "жесткого фосмикрита" из-за осаждения и растворения эвапоритов в доломитовом матриксе. Шкала длиной 5 см.

Интерпретация генезиса брекчий обрушения смыкается с проблемой «исчезнувших эвапоритов» [Wright, 1999; 2010], которые бывает трудно выявить из-за отсутствия прямых

петрографических доказательств. Особенно это касается карбонатов, образованных в бассейнах с ограниченной циркуляцией, где активным было бактериальное восстановление сульфатов. Д. Райт и А. Кирхман [Wright and Kirkham, 2010] детально рассмотрели результат замещения современных сульфатов в раннем диагенезе карбонатами, и привели примеры из отложений мезозоя и даже архея. БСР сопровождает карбонатакопление во многих современных обстановках [Berner, 1971; Hendry, 1993; Wright, 1997; Visscher et al., 1998] и, вероятно, была обычной в докембрии, когда микробиальные экосистемы доминировали в биосфере.

Сульфатредуцирующие бактерии и другой органический материал, поддерживающий их метаболизм, производят аммоний из ферментативного разложения протеина, который быстро абсорбируется окружающей водой, следовательно, **возрастает рН и карбонатная щелочность до уровня, необходимого для карбонатообразования** [Berner, 1980; Durand, 1980]. Химические реакции разложения белка идут с образованием CO_2 , NH_3 , H_2O и последующего перехода аммиака в аммоний-ион и обратимой реакции гидрокарбонат-карбонат ($\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{CO}_3^{2-}$). Карбонаты могут формироваться только из ионов, то есть валидным является CO_3^{2-} [Lippmann, 1973; Zuddas & Mucci, 1998]. Несмотря на обилие статей о роли бикарбоната, эксперименты показали, что принципиальная реакция карбонатоосаждения в морской воде:



В нормальной морской воде, где 90% карбоната существует как HCO_3^- ион, активность CO_3^{2-} иона, в общем, на 2 порядка ниже, чем Ca^{2+} иона, и возрастает только при подъёме карбонатной щёлочности. Только БСР является природным феноменом, который может производить карбонатную щёлочность в широком диапазоне [Berner, 1980; Wright, 2000].

Актуалистический пример замещение сульфата карбонатом Д. Урайт и Э. Кирхман [Wright and Kirkham, 2010] проследили в современных гиперсолёных водоёмах в Эйлате (Красное море), где гипсовые корки колонизированы стратифицированными, внутриэвапоритовыми микробными сообществами, в том числе сульфатредуцирующими бактериями. Здесь БСР может быть связана с растворением и замещением гипса и образования карбонатов. На **рис. 2.39** показаны детали замещения сульфата карбонатом и сульфидом в строматолитах.

Верхняя часть строматолитовой корки выполнена желтым гипсом, пронизанным цианобактериями, основная масса которых расположена ниже и имеет зеленый цвет. Под строматолитом расположен относительно белый прослой новообразованного кальцита, нижнюю часть которого населяют сульфат-окисляющие фиолетовые коккоидные бактерии; в нижней части этого 5-см интервала располагаются чёрные нитевидные сульфатредуцирующие бактерии с пиритом. Быстрое потребление седиментогенных сульфатов сульфатредуцирующими бактериями также было проиллюстрировано в эфемерных озерах лагуны Coorong, Южная Австралия. Чрезвычайно высокие концентрации гипса здесь

полностью удаляются интенсивной БСР при испарении, поэтому никаких твердых сульфатов не осаждается, присутствие осадочного пирита является единственным доказательством бывшего присутствия сульфатов.

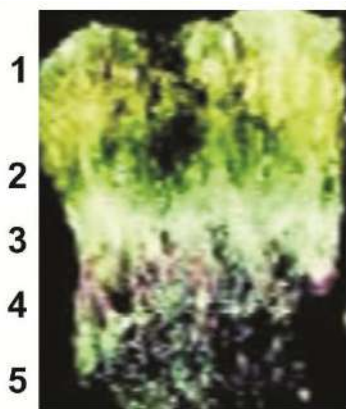


Рис. 2.39. Замещение сульфата карбонатом и сульфидом в строматолитах солеродного озера Эйлат (по [Wright and Kirkham, 2010]).

1 – гипсовая корка на волнистослоистой строматолитовой поверхности; 2 – цианобактерии зелёные и бурые; 3 – белый карбонат (замещение сульфата) в бело-фиолетовой зоне; 4 – нитевидные сульфат-окисляющие фиолетовые коккоидные бактерии; 5 – чёрные нитевидные сульфатредуцирующие бактерии с пиритом. Мощность всей корки 5 см.

Ископаемые примеры подобных отложений с исчезнувшими сульфатами приводятся для юрской формации Араб в Персидском заливе и неопротерозойской серии Камбеллранд в Южной Африке [Wright and Kirkham, 2010]. Гнезда пирита в материнском нефтеносном узорчатом доломите в эвапоритовых фациях формации Араб интерпретируются как результат БСР в гиперсолёной, микробно-доминирующей среде, в которой удаление твердых сульфатов и образование сульфидов возможно с последующим образованием доломита.

Комплекс доказательств указывает на существование эвапоритов среди карбонатных пород позднеархейских формаций Гамохан (Gamohaap) и Когельбин (Kogelbeen) в Южной Африке. Тектурные признаки позволяют трактовать их образование в условиях сублиторали и морской себхи с развитием косослоистых грейнстоунов и обильными микробными текстурами, ископаемыми биоматами – все подтверждает образование эвапоритов, их растворение и замену карбонатом – крупные типичные структуры, псевдоморфозы по эвапоритовым минералам, брекчии обрушения при растворении, коррозия поверхностей. Диагенетическая рекристаллизация, деформация слоистости также указывает на бывшее присутствие сульфатов. Складчатые формы указывают на энтеролитовый гипс, выполнявший прослои, участки деградированного ОВ и доломитизированные кластеры складчатых сложенных нитей, сохранённых в пределах замещения кальцита, проявляются в шлифах деформированных микробиолитов. В формации Гамохан в изобилии отмечается пирит, часто ассоциирующий с кальцитом в строматолитах [Wright & Altermann, 2000]. Изотопы серы пирита из карбонатов Cambellrand дают диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ от -6,2‰ до + 1,4‰, указывающий на биогенное фракционирование сульфата.

Отличиями нижнерифейской и современной БСР являются масштабы данного явления. В

раннерифейской низко оксигенизированной атмосфере с повышенной температурой водоёмов, процессы БСР в осадках имели более широкое распространение по сравнению с современностью. Это предполагает ведущую роль механизма удаления твёрдых сульфатов в результате снижения их концентрации в поровом растворе при БСР. Для ряда докембрийских формаций, содержащих доломиты с признаками брекчирования и гнездовыми текстурами псевдоморфоз по гипсу, также предполагается присутствие эвапоритовых условий, при отсутствии самих характеристических минералов: «исчезнувшие эвапориты (vanished evaporite)» [Wright, Kirkham, 2010]. В то же время некоторые разрезы раннего рифея КБА, к примеру, в сарапульской свите, содержали прослои красноцветных алевролитов с гнездами ангидрита [Мичурин и др., 2009], или эукариотические микрофоссилии (калтасинская свита [Sperling et al., 2014]), что указывает на эвапоритовое карбонатное осадконакопление в окисных условиях. Вероятно, для бассейнов нижнего рифея был характерен неустойчивый баланс кислорода в зависимости от фациальных условий, отражающий низкий уровень оксигенизации атмосферы в мезопротерозое [Lyons et al., 2014; Johnston et al., 2009]. Тем не менее, даже для НГС с конкрециями пирита и фосфоритов в зигазино-комаровской свите юрматиния обнаружена близкая к современным значениям концентрация изотопа ^{15}N , указывающая на высокую оксигенизацию в морском бассейне и даже формирование фосфоритов с помощью апвеллинга [Stueken et al., 2021]. Определяющим для уровня оксигенизации мог быть гидродинамический режим седиментации, который в условиях общего низкого насыщения атмосферы кислородом играл роль регулятора экстремных условий даже в мелководных шельфовых бассейнах, как в эвапоритовом карагайском.

Таким образом, анализ литературных примеров подтверждает широкое развитие процессов исчезновения эвапоритовых минералов не только в результате их растворения при аэральной экспозиции, но и при бактериальной сульфатредукции в восстановительных условиях раннего диагенеза. В отложениях, где не осталось эвапоритовых минералов, сохраняются признаки их бывшего присутствия. Эти примеры позволяют предполагать существование эпизодов эвапоритовой седиментации в осадочных бассейнах раннего и среднего рифея. Образованные в седиментогенезе рассолы, в силу высокой плотности, заполняли нижние горизонты палеогидрогеологических бассейнов того времени и могли существенно влиять на ход эпигенетических процессов в рифейских отложениях региона.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТИПОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРБОНАТНЫХ РУД В БАШКИРСКОМ МЕГАНТИКЛИНОРИИ

3.1. Месторождения кристаллического магнезита Южно-Уральской провинции

Магнезит является важнейшим полезным ископаемым, основой для получения периклаза (намертво обожжённый магнезит) — сырья для производства высокотемпературных огнеупоров для нужд металлургии и энергетики. Периклаз является одним из наиболее высокоогнеупорных природных материалов (температура плавления 2800°C), сочетает относительно высокую теплопроводность и низкую электропроводность и имеет доступную сырьевую базу [Сиваш и др., 2001]. Кроме того, каустический (слабообоженный) магнезит используется для изготовления специальных химически стойких и вязких цементов (цемент Сореля). Существуют три основных геолого-промышленных типа магнезитового сырья: 1) кристаллический магнезит в морских карбонатных толщах, имеющих возраст от докембрийского до позднепалеозойского [Redlich, 1909]; 2) штокверки криптокристаллического магнезита экзогенно-инфильтрационного происхождения в современной коре выветривания гипербазитов, [Генетические ..., 1984; Ерёмин, 2007]; 3) криптокристаллический кластогенный переотложенный осадочно-диагенетический магнезит в карбонатно-терригенных озерно-лагунных толщах кайнозойского возраста в непосредственной близости от выветривающихся массивов ультраосновных пород [Шевелёв и др., 2003].

В настоящее время наиболее востребованными являются месторождения кристаллического магнезита (МКМ) в карбонатных толщах. В мировой литературе они известны как Вайч-тип (Veitsch-type) — по названию одноимённого месторождения в Восточных Альпах (Австрия), для нашей страны наиболее известными и хорошо изученными являются Саткинские магнезитовые месторождения (Саткинский тип) Южно-Уральской провинции [Анфимов, Бусыгин, 1982; Ерёмин, 2007]. Крупные месторождения Вайч-типа известны в докембрийских карбонатных толщах Китая, Северной Кореи, Индии, Канады, США, Бразилии, Австралии, в палеозойских - Австрии, Словакии, Испании, Италии. В России месторождения Саткинского типа известны, кроме Южно-Уральской провинции, также в верхнедокембрийских отложениях Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Малого Хингана [Главнейшие магнезитовые... 1993].

В основу выделения Южно-Уральской провинции было положено единство условий накопления осадочных рудоносных толщ и общность тектонического и геологического

строения месторождений [Анфимов, Бусыгин, 1982]. В составе провинции были выделены следующие районы (в ранге горно-рудных или географических, а не административных) и группы МКМ: Бакало-Саткинский район – Саткинская и Бакальская группы; Верхнекатавско-Верхнетюльменский – Катав-Ивановская группа, Байгазинское проявление; Исмакаево-Юшинский район – Исмакаевское и Юшинское МКМ, проявление Кардон; Белорецкий район – Сюрюньзаякская группа (Кызылташское, Азналинское, Белятурское, Сюрюньзаякское МКМ, проявление Яндык), Белорецкая группа - (Отнурское, Егорова поляна, Егоровы печи, Аболовское МКМ); Златоустовский район – Семибратское, Веселовское МКМ, Хуторское проявление; Кужинский район – проявления Яру, Сарышка (см. рис. 1.2).

Всего в провинции открыто около 20 магнезитовых месторождений и множество проявлений в отложениях бурзяния и юрматиния; в каратавии магнезитов не обнаружено. Присутствуют как действующие (Саткинская группа), так и в разное время разрабатываемые месторождения (Кызылташское, Азналинское, Катав-Ивановское), стоящие на балансе в ГКЗ или разведанные (Исмакаевское, Семибратское и др. из Златоустовской группы, Кызылташское и др. из Сюрюньзаякской группы), Юшинское, Отнурское.

Саткинская группа МКМ расположена около г. Сатка Челябинской области и представлена серией залежей магнезита с запасами около 300 млн. т в карбонатных отложениях саткинской свиты нижнего рифея [Анфимов и др., 1983]. ПАО «Комбинат Магнезит» производит на базе этих месторождений до 90% периклазовой продукции России. Магнезит отличается высоким качеством (содержание вредных примесей CaO , SiO_2 <1%). В связи с завершением открытой разработки комбината переходит на подземную добычу, на которую рассчитаны балансовые запасы – около 130 млн. т [Гальянов, Яковлев, 2006].

Другим крупным объектом магнезита является Исмакаевское месторождение в суранской свите нижнего рифея, в 20 км севернее п. В. Авзян в центральной части БМА. Сложная залежь с запасами около 100 млн. т разведана, но качество магнезита ниже, чем в Сатке [Шевелёв и др., 2003]. Определённые перспективы Башкортостана связаны также и с магнезитами Сюрюньзаякской и Белорецкой групп в отложениях соответственно нижнего и среднего рифея, однако качество магнезитов здесь тоже ниже саткинских. Важными промышленными объектами Южно-Уральской провинции являются МКМ Златоустовской группы, где только в Семибратском месторождении (40 км к юго-востоку от г. Сатка) известны магнезитовые залежи с запасами более 300 млн. т в карбонатных отложениях уреньгинской свиты среднего рифея [Шевелёв и др., 2003]. Министерством природопользования Башкортостана в настоящее время ставится вопрос об уточнении экономической значимости Исмакаевского месторождения. Степень изученности МКМ Южноуральской провинции очень неравномерная, наиболее полная

геологическая информация имеется по Саткинским и Бакальским месторождениям, где ведутся эксплуатационные работы.

Актуальность изучения условий размещения и закономерностей формирования месторождений кристаллического магнезита в настоящее время определяется еще и тем, что для современной металлургии необходима периклазовая продукция с заданными свойствами, то есть для ее получения следует использовать особо чистый магнезит. Высокие требования в настоящее время предъявляются к содержанию железа в кристаллической решетке магнезита, которое не удаляется при обжиге и приводит к понижению диэлектрических характеристик и температуры плавления периклазовых изделий [Сиваш и др., 2001].

3.1.1. Саткинская группа магнезитовых месторождений

Геологическая позиция рудного поля

На 2024 г. на Саткинских месторождениях действуют два карьера (Карагайский, Ельничный) и шахта “Магнезитовая”. Выполняется углубление и расширение бортов Карагайского карьера, крупнейшего в рудном поле (**рис. 3.1**) Обогащение и обжиг магнезита, а также получение огнеупорных изделий ведется на двух фабриках ГОКа ПАО “Комбинат Магнезит”. В год перерабатывается около 2,4 млн. т магнезита, и продается около 600 тыс. т периклазовых изделий [Pearson, 2000]. Детальному геологическому описанию Саткинских МКМ посвящено много работ, в том числе монография Л.В. Анфимова, Б.Д. Бусыгина и Л.Е. Деминой [1983]. В данном разделе дается лишь общая характеристика рудного поля, и вносятся некоторые дополнения на основе новых полученных данных.



Рис. 3.1. Карагайский карьер, ПАО “Комбинат Магнезит”, вид с северо-востока

Месторождения находятся в южной части Тараташского антиклинория и приурочены к западному крылу Саткинской синклинали, расположенной между Бердяушской и Чернореченской антиклиналями. Оси складок полого погружаются на юго-запад.

Магнетитовые тела локализованы в узком стратиграфическом интервале в нижней части карагайской пачки (сложенной доломитами) верхнесаткинской подсвиты в верхней части саткинской свиты. Рудные залежи соответствуют участкам и отдельным месторождениям, в плане образуют цепь, трассирующую положение карагайской пачки и прерываемую тектоническими нарушениями (**рис. 3.2а**). Выделяют Саткинское месторождение, разделенное на ряд участков с юго-запада на северо-восток: Каргинский, Северо-Карагайский, Карагайский, Гологорский, Мельничный, Паленихинский, Волчегорский, Степной, а также отделённые тектоническими нарушениями месторождения Никольское и Березовское. Ельничное месторождение расположено отдельно от основной цепи месторождений в тектоническом блоке на контакте с Бердяушским плутоном гранитов рапакиви. Кроме того, юго-западнее Каргинского участка известна Мальчихинская магнетитовая залежь с запасами 1,2 млн. т. Саткинское месторождение от Каргинского до Степного участка прослеживается в северо-восточном направлении в виде практически непрерывной залежи на расстояние около 9 км, а общая протяженность рудной зоны в Саткинском рудном поле с учетом Никольского и Берёзовского месторождений составляет до 12 км.

Карагайская пачка мощностью 750 м подстилается глинистыми и битуминозными плитчатыми доломитами каменногорской пачки (мощность около 200 м), а перекрывается известняками и доломитами казымовской пачки. Для первой характерно преобладающее развитие темно-серых мелко и грубослоистых доломитов с прослоями карбонатно-глинистых сланцев. А.И. Сидоренковым [1966] по наличию седиментационных брекчий с обломками карагайских доломитов в основании казымовской пачки и значительному изменению мощностей карагайской пачки был сделан вывод о наличии здесь размыва и перерыва в осадконакоплении. Казымовская пачка мощностью 100-130 м (Сидоренков, 1964 г.) и максимальной мощностью более 250 м [Анфимов и др., 1983] сложена тонкослоистыми микрозернистыми, реже доломитизированными известняками с редкими прослоями известково-глинистых сланцев. Она согласно перекрывается мощной толщей терригенно-глинистых отложений макаровской пачки бакальской свиты южнее и восточнее рудного поля.

Структура рудного поля

Все магнетитовые тела на месторождениях расположены согласно с вмещающими доломитами и, за исключением зон мелкой складчатости около взбросов (Паленихинский участок), моноклинально падают в ЮВ направлении под углами 20-40°.

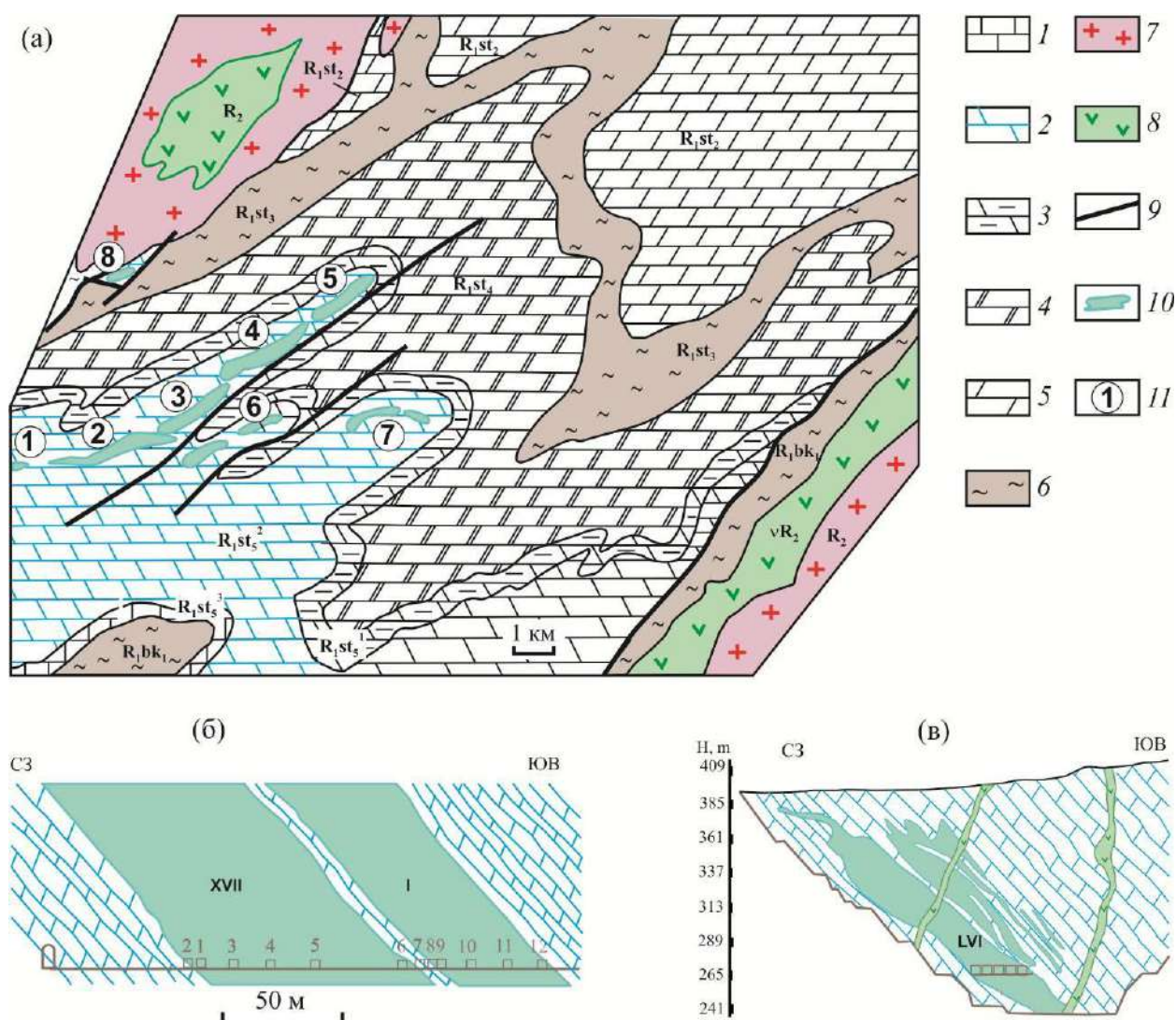


Рис. 3.2. Схематическое геологическое строение Саткинских месторождений кристаллического магнезита (по [Крупенин и др., 2016]).

(а) – схематическая геологическая карта Саткинского рудного поля; (б) – поперечный литологический профиль в шахте «Магнезитовая» (показаны места опробования рудных тел XVII и I в проходочном штреке на горизонте 180); (в) – поперечный литологический профиль в Мельнично-Паленихинском карьере (показаны места опробования рудного тела LVI в подошве горизонта 265). R_{1st} – саткинская свита нижнего рифея; R_{1st_2} – верхнекусинская подсвита; R_{1st_3} – половинкинская подсвита; R_{1st_4} – нижнесаткинская подсвита; R_{1st_5} – верхнесаткинская подсвита: $R_{1st_5^1}$ – каменногорская пачка; $R_{1st_5^2}$ – карагайская пачка; $R_{1st_5^3}$ – казымовская пачка; R_{1bk_1} – бакальская свита; 1 – известняк; 2 – доломит мелкослоистый брекчированный (коллапс-брекчия); 3 – доломит тонкослоистый; 4 – доломит глинистый; 5 – доломит глинисто-кремнистый; 6 – глинистый сланец; 7 – гранитоиды; 8 – габброиды; 9 – тектонические нарушения; 10 – магнезитовые залежи; 11 – объекты: месторождения магнезита: 1-5 – участки Саткинского месторождения: 1 – Каргинский, 2 – Карагайский, в восточной части Гологорский (шахта), 3 – Мельнично-Паленихинский, 4 – Волчегорский, 5 – Степной, 6 – Никольское, 7 – Березовское, 8 – Ельничное.

Магнезитовые залежи локализованы на трех уровнях карагайской пачки, однако крупные промышленные пластообразные залежи приурочены лишь к нижнему из них; в среднем и особенно верхнем уровнях преобладают мелкие гнездообразные выделения магнезита. В

разрезе горизонта обычно присутствуют два, реже три основных рудных тела (одно под другим). В Карагайском карьере наблюдаются два основных магнезитовых тела – Северное (XVII) и Южное (I). Мощность каждого из них варьирует от 10 до 40 м (см. **рис. 3.2б**). По восстанию они сливаются в единую пластообразную залежь мощностью до 75 м, залегающую согласно со слоистостью вмещающих доломитов.

Площадь крупных рудных залежей достигает нескольких квадратных километров. Средняя мощность залежей по участкам и месторождениям колеблется от 13 м до 29 м при соответствующей длине (в метрах) по простиранию от 70-500 до 100-1450, а длине по падению от 70-350 до 100-800 [Анфимов и др., 1983]. Самое длинное рудное тело протягивается от Каргинского до Паленихинского участка на расстояние 5,6 км (Петров и др., 1995ф).

Березовское месторождение, расположенное в 7 км к северо-востоку от г. Сатки, приурочено к Березовской синклинали, осложненной мелкой складчатостью и сбросами. Магнезиты выделены на трех участках, отстоящих друг от друга на 2,5 км, и представлены пологопадающими пластообразными залежами. Основные запасы сосредоточены в трех залежах. На месторождении сложная тектоника, обилие секущих долеритовых даек и субсогласных силлов мощностью 4-16 м. Магнезиты в тектонизированных зонах подвержены доломитизации, оталькованию и окварцеванию. В настоящее время месторождение отработано.

Никольское месторождение находится в 3 км северо-восточнее г. Сатки, отделено от Саткинского Паленихинским сдвиго-взбросом (Андреев, 1992ф). Оно было открыто М.И. Гаранем, разведано в 1950-е г., а в настоящее время отработано. Пласто- и линзообразные залежи магнезита падают на ЮВ под углами 20-30° и имеют протяженность по простиранию до 1 км, с ЮВ ограничиваются крупным сдвиго-взбросом. Мощность рудных тел варьирует от 3 до 25 м с раздувами до 44 м. Изменения мощности тел незакономерные, контакты с вмещающими доломитами имеют сложные очертания (см. **рис. 3.2в**). Магнезитовые руды имеют светло-серый цвет и крупнокристаллическую структуру, четко отличаются от вмещающих мелкокристаллических темно-серых доломитов.

Рудоносная толща рассечена долеритовыми дайками разных генераций. Азимуты их простирания от субмеридионального до субширотного, с преобладающим СВ направлением. Дайки, как правило, крутопадающие, реже - силлы, мощностью в первые метры, редко до 20 м. Контактные изменения в дайках выражены слабо развитыми зонами закалки, а в экзоконтактах представлены маломощными зонами мраморизации, бруситизации в доломитах и зонами редоломитизации и бруситизации в магнезитах (иногда не более 1-2 см по мощности, **рис. 3.3а, б**). На Паленихинском участке, где в зоне тектонических нарушений распространены мощные, до 20-30 м системы долеритовых даек, в висячем борту магнезитовых залежей локально развиты зоны брусита мощностью до 15 м, совместно с зонами офиокальцита, серпофита,

мрамора. Предполагается, что возраст наиболее древней, преобладающей генерации послерудных даек связан с машакским вулканизмом.



Рис. 3.3. Долеритовые дайки в СЗ борту Карагайского карьера.

а - дайка со сбросом сечет магнезитовую залежь (справа) и вмещающий доломит (слева) (гор. 353 м) **б** - в контактовой зоне долерит серпентинизирован, в нем развиты жилы молочно-белого доломита, магнезит редоломитизирован и осветлён на расстоянии 10-30 см.

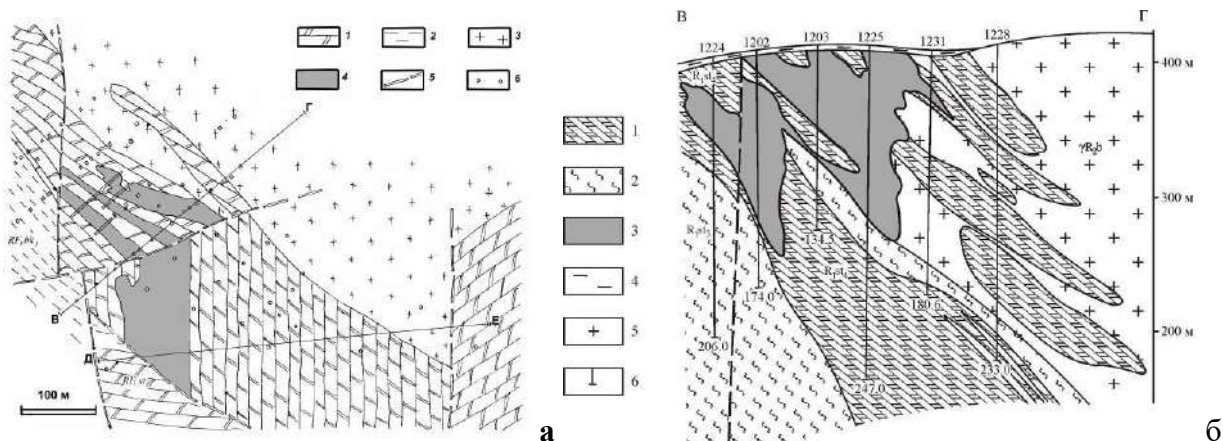


Рис. 3.4. Ельничное магнезитовое месторождение (по В.И. Петрову и Н.И. Андрееву, 1995ф)

а - геологическая карта; **б** - геологический разрез по линии ВГ; **а:** 1 – доломиты верхнесаткинской подсвиты RF_{1st5} ; 2 – филлитовидные сланцы нижнебакальской подсвиты RF_{1bk1} ; 3 – граниты рапакиви; 4 – магнезитовые залежи; 5 – разрывные тектонические нарушения; 6 – горные выработки: шурфы и скважины; **б:** 1, 2, 6 – как на 3, а; 3 – магнезитовые залежи; 4 – наносы; 5 – граниты рапакиви.

Ельничное месторождение находится в непосредственном контакте с Бердяушским массивом гранитов рапакиви (**рис. 3.4**). Магнезиты здесь подвержены контактовому термическому воздействию, испытывают редоломитизацию и мраморизацию, с сохранением

крупнозернистой магнезитовой структуры. Контактные силикатные мраморы содержат форстерит, диопсид, флогопит, скаполит, апатит, реже тремолит, тальк, серпентин, брусит, флюорит, клиногумит, шпинель, местами встречаются скарны, а на контакте с прослойками сланцев – пятнистые сланцы и роговики [Геология СССР, 1969]. Однако развитие брусита и других высокотемпературных магнезиальных минералов не получило здесь широкого развития, вероятно, из-за относительно низкой температуры внедряющегося гранита.

Таким образом, магнезиты Саткинской группы месторождений древнее магматических образований района, внедрившихся в начале среднего рифея. В Саткинском рудном поле взаимоотношения рудных залежей с пликативными и дизъюнктивными тектоническими нарушениями указывают на послерудное образование последних.

Взаимоотношения рудных тел и вмещающих пород

Литологический контроль магнезитового оруденения выражается в развитии магнезитов по наиболее чистым от терригенно-глинистой примеси вмещающим доломитам [Анфимов и др., 1983]. Часто на латеральных метасоматических контактах рудных тел можно видеть избирательное замещение чистых от терригенной примеси доломитов, прослой глинистых доломитов вдаются «заливами» в магнезитовую залежь. В тоже время, отмечается необъяснимое литологическими свойствами доломитов избирательное замещение магнезитом, возникают останцы доломита и неровные ступенчатые контакты рудных залежей.

Контакты магнезитовых залежей с вмещающими доломитами, как правило, ровные по слоистости в лежащем боку и неправильные, заливчато-ступенчатые – в висячем боку. Контакты магнезитов и доломитов, как правило, резкие и хорошо выделяются из-за заметного различия структур: в магнезитах размер зерен на порядок крупнее по сравнению с доломитами, что придает магнезитам более светлый оттенок (Рис. 3.5а, б).

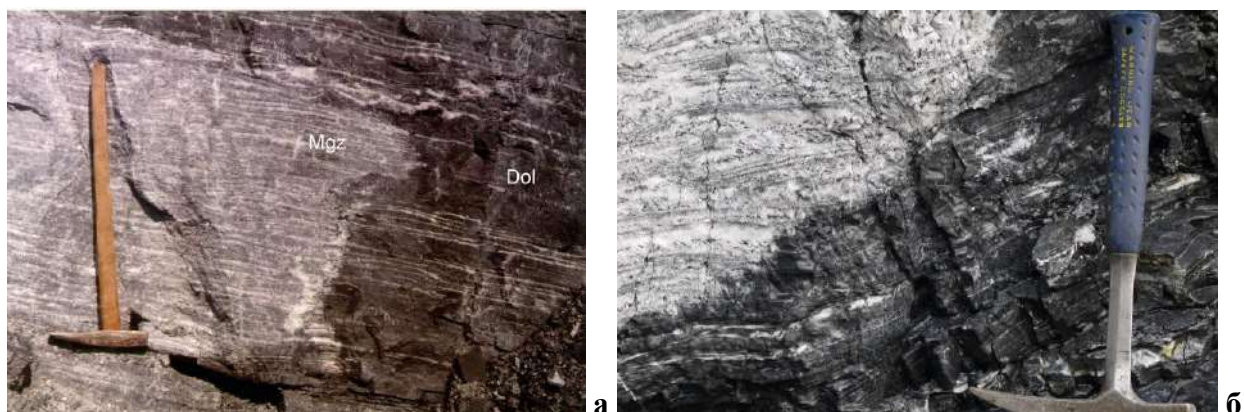


Рис. 3.5. Несогласный метасоматический контакт крупнокристаллического полосчатого магнезита и тонкокристаллического слоистого доломита, (а) - Карагайский карьер; (б) – Берёзовский карьер.

При метасоматозе сохраняются особенности текстурного рисунка карбонатной породы: характер слоистости в доломите и полосчатости в магнезите полностью совпадают.

Латеральные контакты залежей клинообразные, тупые с расщеплением для крупных залежей, сопровождаются прослоями и неправильной формы телами доломита внутри магнезитовых залежей и гнездами и «заливами» магнезита во вмещающих доломитах. В бортах Карагайского карьера можно во многих участках наблюдать эпигенетический характер латеральных границ между магнезитами и вмещающими доломитами (**Рис. 3.6**).

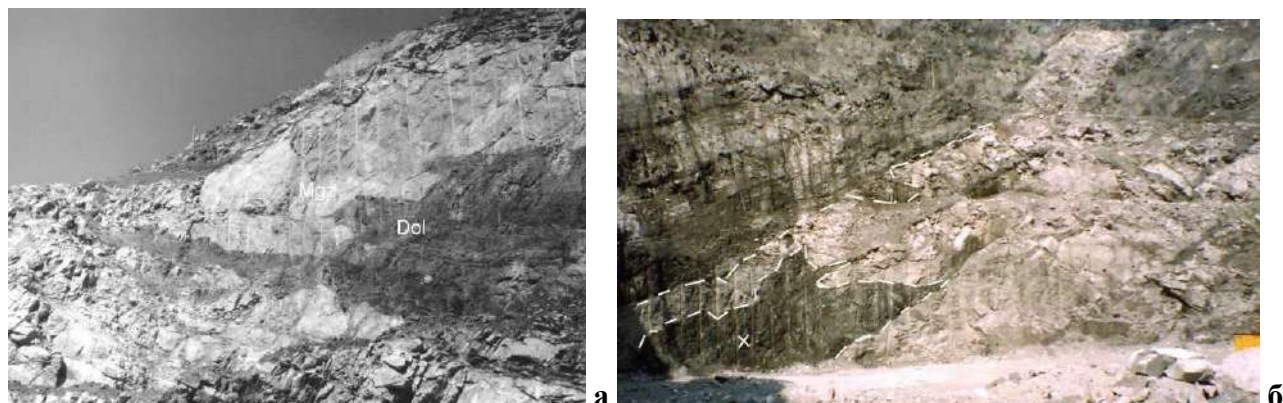


Рис. 3.6. Несогласные латеральные метасоматические контакты магнезитовых залежей и вмещающего доломита в Карагайском карьере, восточный борт (а); южный борт (б).

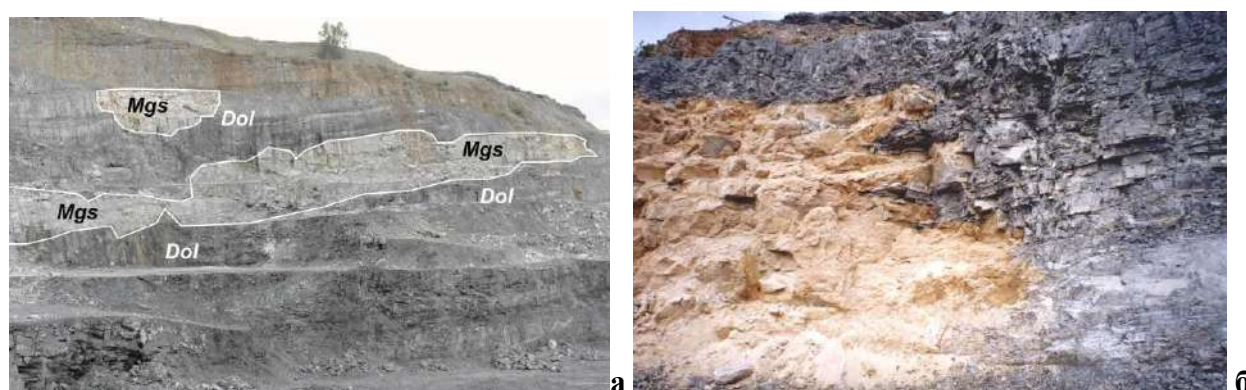


Рис. 3.7. Метасоматические магнезитовые залежи (Mgs) в доломитах (Dol) северного борта Карагайского карьера.

а - вид на гор. 419-395 м; б - деталь из правой части рис. 3.7а, «пальцевидный» ступенчатый контакт обожженного магнезита с серым вмещающим доломитом.

Такие секущие слоистость метасоматические границы ясно видны в верхних частях магнезитовых залежей. Особенно ярко несогласия выражены на латеральных выклиниваниях магнезитовых залежей, как можно наблюдать, к примеру, в бортах Карагайского карьера на горизонтах 419-395 (**рис. 3.7**). Метасоматический характер данного контакта подтверждается тем, что замещению магнезитом подвергается только наиболее чистый от терригенной примеси доломит, в то время как прослой глинистого доломита значительно слабее подвержены замещению и вдаются «заливами» в магнезитовую залежь. В лежачем боку магнезитовых залежей, однако, также наблюдаются неровные заливчатые контакты, как, например, в СВ борту Карагайского карьера (см. **рис. 3.6**). В некоторых случаях в подошве залежей развиты

“магнезитовые доломиты”, представляющие собой под микроскопом смесь “отдельных зерен магнезита и доломита” [Гарань, 1934, с. 522]. Изучение бортов Карагайского карьера в юго-западной части позволило выявить стратиграфическое положение магнезитовых залежей в этой части рудного поля. Наблюдается расположение залежей субсогласно со слоистостью с небольшим смещением вверх по разрезу в южном направлении (рис. 3.8). Мощность рудовмещающего горизонта составляет несколько десятков метров. Это очень типичная ситуация в расположении магнезитовых залежей во всех участках рудного поля.

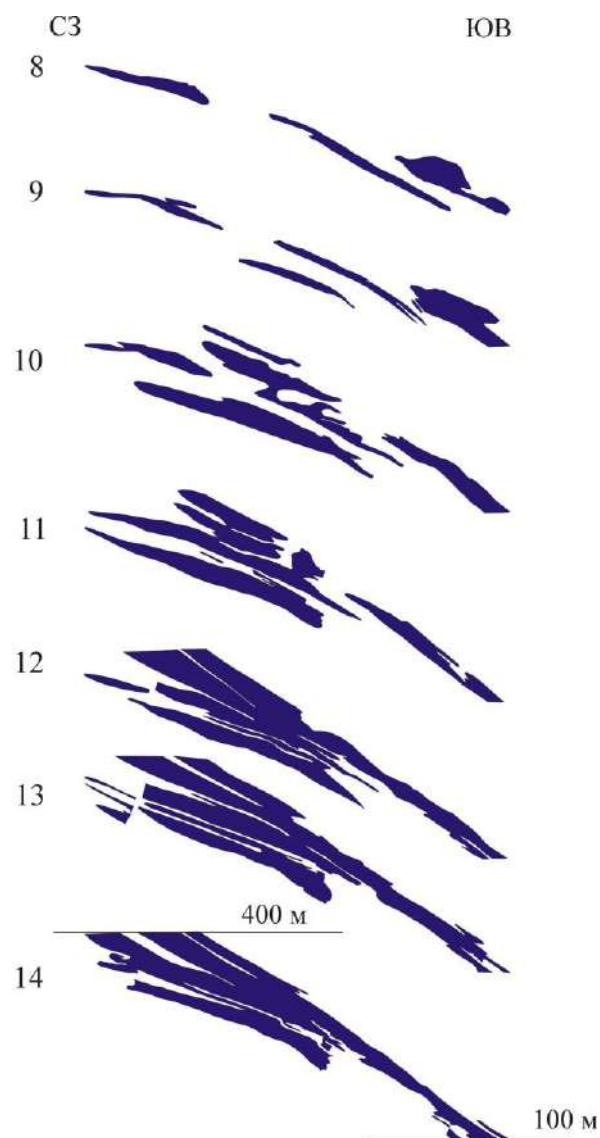


Рис. 3.8. Разрезы магнезитовых залежей в юго-западной части Карагайского карьера по результатам отработки в XX веке (1901-2000 гг.). Расстояние между соседними профилями 25 м (номера слева, возрастание с ЮЗ на СВ). Вертикальный размах оруденения до 300 м (400 м – дневная поверхность, 100 м – дно карьера). Скопировано с разрешения геологического отдела ПАО “Комбинат Магнезит” и оцифровано при участии Р. Эльмиса, Технический Университет, Берлин, ФРГ). Постепенное выклинивание залежей в ЮЗ направлении.

Редко в этой толще на расстоянии 20-40 реже до 100 м по мощности над основным рудным горизонтом наблюдаются мелкие гнездообразные и сложной формы магнезитовые залежи (рис. 3.9). Таким образом, небольшие магнезитовые тела развиваются выше основного рудного горизонта, но полностью отсутствуют ниже него.

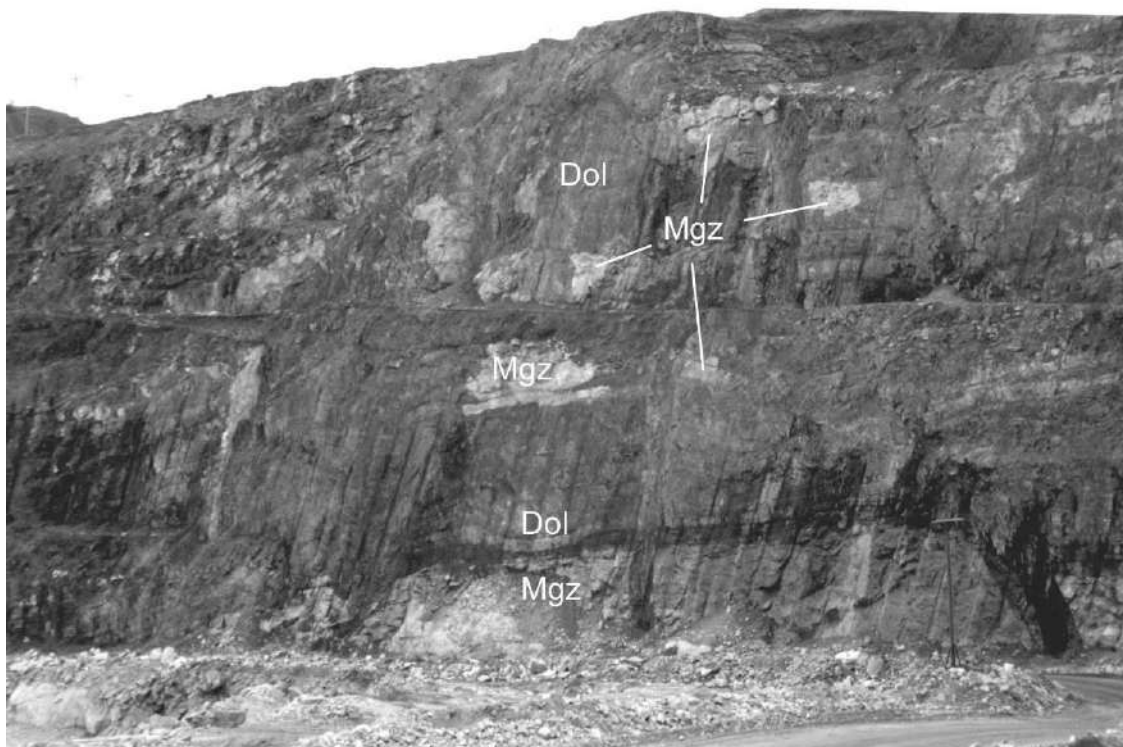


Рис. 3.9. Мелкие гнездовые магнезитовые тела (Mgz, светло-серое) в доломитах (Dol, темно-серое), расположенные выше основной залежи; южный борт Карагайского карьера.

Зональность при магнезиальном метасоматозе

Магнезиальному метасоматозу подвергались вмещающие раннедиагенетические доломиты (**доломит-1**). В экзоконтактовых зонах магнезитовых залежей наблюдается увеличение содержаний кварца, появление талька. Кварц местами представлен новообразованными пойкилитовыми (проросших в тонкозернистом доломите-1) идиоморфными кристаллами размером до первых сантиметров (**рис. 3.10а, б**). Гнезда светло-серого и розового талька размером до дециметров, вытянуты вдоль слоистости (**рис. 3.10в-г**). Наблюдается тыловая магнезитовая зона метасоматоза и фронтальная зона вмещающих дорудных доломитов. С учетом характерных минералов-примесей, эту зональность можно детализировать следующим образом (**рис. 3.11**).

В зоне магнезита присутствует небольшая примесь пирита, Mg-хлорита и редкая вкрапленность талька, а также реликтового (резорбированного) кварца. В эндоконтакте этой зоны увеличивается количество вкрапленности талька и небольших тальковых гнёзд. Экзоконтакт рудных залежей сложен доломитом-1 с примесью магнезита, талька и, местами, вкрапленности пойкилитовых кристаллов кварца (расстояние – первые дециметры от контакта магнезит-доломит). Доломит-1 содержит гнёзда крупнокристаллического белого доломита

(**ДОЛОМИТ-2**), имеющего секретционное строение. В доломите-1 присутствует примесь аллотигенного кварца, хлорита и гидрослюда [Крупенин и др., 2008].

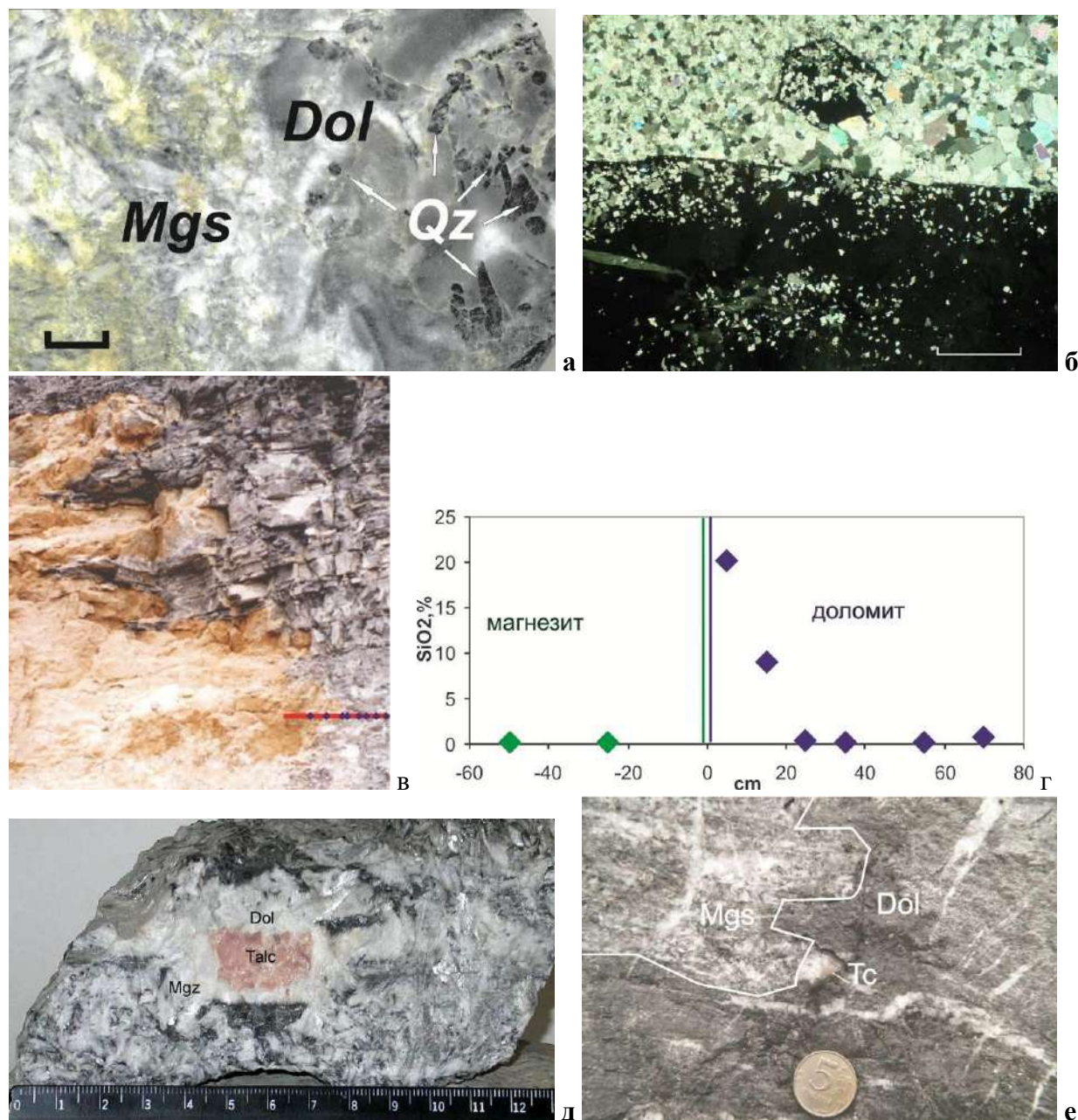


Рис. 3.10. Метасоматическое минералообразование на контакте магнезита и доломита в Саткинских месторождениях.

(а) – кардашевидные кристаллы кварца (Qz) в доломите (Dol) в экзоконтакте с магнезитом (Mgs), линейка 1 см; (б) – кристаллы пойкилитового кварца в продольном (черное внизу) и поперечном (шестигранник вверх) сечении, прорастающие через мелкокристаллический доломит (деталь рис. 3.10-а, николи скрещены) линейка 1 мм; (в) – деталь латерального метасоматического контакта (см. рис. 3.7 б) буро-серого магнезита (слева) а светло-серого доломита (справа), красная линия и точки – профиль отбора проб, Карагайский карьер, СВ борт; (г) – график распределения SiO₂, % по данным химического анализа (0 см – линия контакта); (д) – гнездо розового талька на контакте магнезита (Mgz) и доломита (Dol), Карагайский карьер; е – гнезда серого и розового талька (Tc) в экзоконтакте магнезита (Mgs) и доломита (Dol), Берёзовский карьер.

Кроме указанной зональности, выделяется зональность в гнёздах выполнения во вмещающих доломитах, связанная с магниальным метасоматозом. На расстоянии до 10-15 м от контакта гнёзда доломита-2 содержат кварц (секреционное выполнение периферии гнезд) и магнетит (в центре гнезд, совместно с доломитом-2). Этот процесс проиллюстрирован выше (см. глава 2.3, рис. 2.18, 2.19) На значительном удалении от магнетитовых залежей, в верхах рудоносной карагайской пачки, доломит-1 отличается повышенным содержанием кальция, как и гнёзда доломита-2, содержащие примесь кальцита [Крупенин и др., 2012в;].

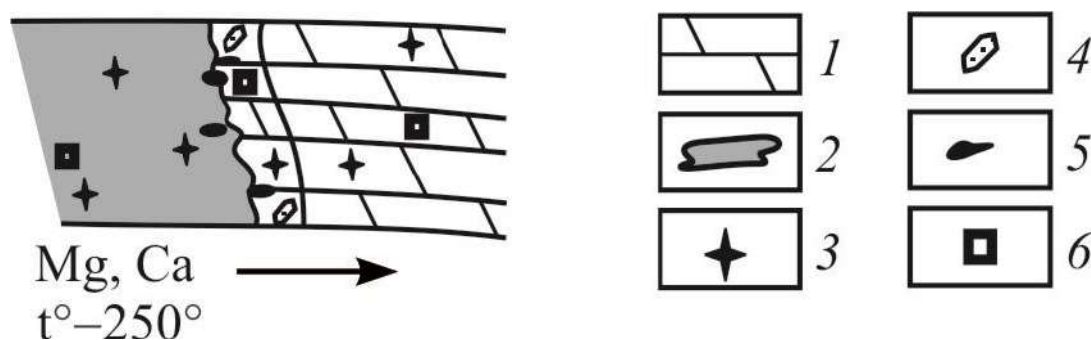


Рис. 3.11. Схема магниального метасоматоза на Саткинских месторождениях.

1 – доломит тонкослоистый с линзами брекчированного (коллапс-брекчия); 2 – магнетитовые залежи; 3 – магниальный хлорит; 4 – кварц; 5 – тальк; 6 – пирит.

Таким образом, метасоматическая зональность на Саткинских МКМ выражена в смене набора примесных минералов: гнезда талька развиты в контактовой зоне магнетит-доломит, кристаллы кварца – во вмещающем доломите, мелкие кристаллы кварца и магнетита – в гнездах вторичного доломита (экзоконтат залежей), примесь кальцита наблюдается во вмещающем доломите на значительном удалении от рудных тел.

Литологический и минеральный состав вмещающих пород и магнетитовых руд

Литологический состав магнетитовмещающих карбонатных пород карагайской пачки, а также их отличия от ниже и вышележащих нерудоносных карбонатных отложений, являются важным моментом для понимания условий осадконакопления и рудообразования. Подробное изучение геологического строения, стратиграфии и литологии саткинской свиты было выполнено М.И. Гараном [1938; 1946; 1954; 1957] при проведении геологической съемки масштаба 1:50000 в Бакало-Саткинском районе и последующих обобщений. Было отмечено, что «почти полное отсутствие кластического материала в верхнесаткинских доломитах при тонкой ритмичной (сезонной) слоистости этих пород и значительной их мощности позволяет предполагать образование их в водоемах со спокойным режимом осадконакопления (лагуны, завмкнутые и полузавмкнутые водоемы)» [Гарань, 1957, с. 39]. Детально литология отложений саткинской свиты была рассмотрена в ряде статей [Сидоренков, 1964; 1966а, 1966б, 1971] и

диссертационной работе А.И. Сидоренкова (1966ф). Им впервые подробно описаны литологические типы карбонатных пород на основе изучения петрографического состава, исследования слоистости и других текстурных особенностей, брекчиевых структур. Было признано, что карбонатно-глинистые отложения нижнесаткинской подсвиты накапливались в условиях мелководной неритовой зоны морского бассейна, в то время как хемогенные доломиты верхнесаткинской подсвиты отлагались в крупной осолоняющейся лагуне, которая в казымовское время стала опресняющейся (Сидоренков, 1966ф, с. 181-182).

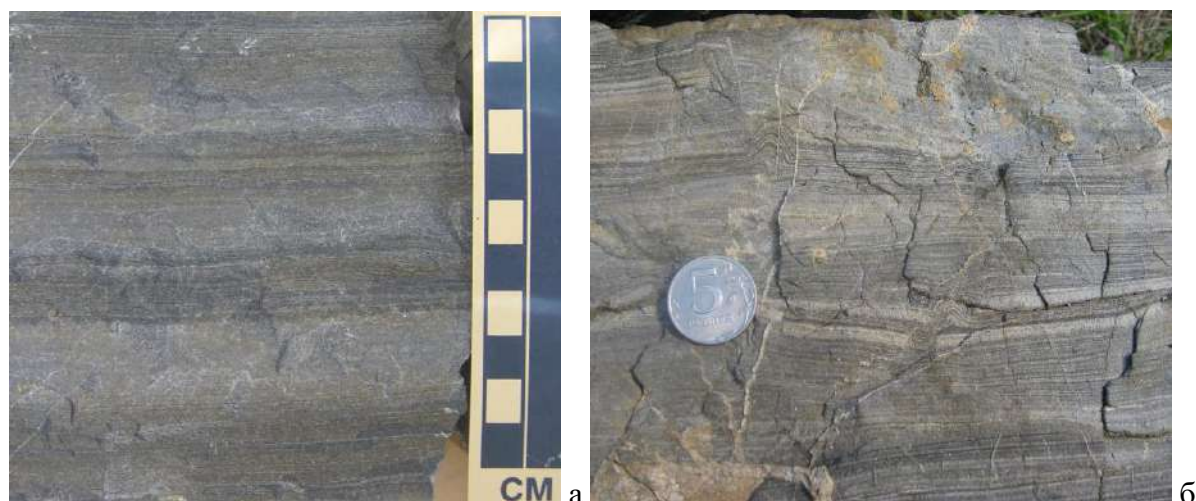


Рис. 3.12. Основные литотипы доломита верхней части саткинской свиты.

(а) – горизонтальнослоистый из нижнесаткинской подсвиты RF_{1st4} , обнажение в р. Б.Сатка; (б) – доломит из карагайской пачки RF_{1st5}^2 с нарушенной горизонтальной слоистостью, обломками прослоек светло-серого доломита, обнажение в СЗ части рудного поля.

В нижнесаткинской подсвите преобладают темно-серые доломиты с тонкогоризонтальной слоистостью (**рис. 3.12а**). Контакты терригенных прослоек с доломитами часто нечеткие, отмечены латеральные фациальные переходы в алевроглинистые слабоуглеродистые сланцы. Доломиты с мелкой волнистой слоистостью встречаются в виде прослоек мощностью до 15 см среди разностей с тонкогоризонтальной слоистостью в основном в юго-восточной части рудного поля. А.И. Сидоренковым литотипы доломита с крупной горизонтальной слоистостью отнесены к фации неритовой зоны.

В диссертационной работе Б.Д. Бусыгина (1991ф) обобщен большой объем литологических наблюдений по скважинам разведочного бурения в пределах магнетитовых месторождений, дающий статистическое представление о развитии ранее выделенных типов слоистости и брекчиевых структур. Замеры мощности слоев (более 12 тысяч) литотипов доломитов подтвердили правомерность выделения А.И. Сидоренковым в карагайской пачке разнообразных типов слоистости и широком развитии нарушенных текстур (**рис. 3.12б**), Выводы Б.Д. Бусыгина полностью совпали выводами предшественников [Сидоренков, 1966;

Анфимов и др., 1983] о формировании отложений нижнекарагайского горизонта в обстановках прибрежного и удаленного лагунного мелководья (см. раздел 2.3.1.). В разрезе из 13 пачек некоторые литотипы и фации повторяются, но магнезиты приурочены в основном к 4 пачке и заходят в 3 и 5, единично в 6-8 (рис. 3.13). Таким образом, метасоматические магнезитовые залежи имеют независимый от распределения осадочных фаций характер.

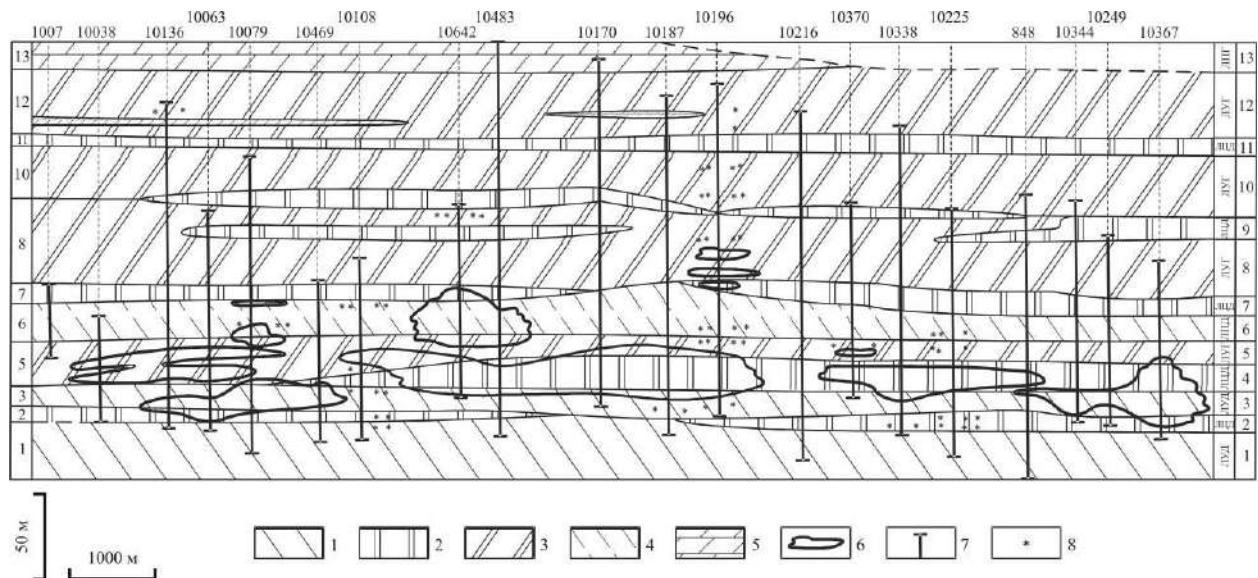


Рис. 3.13. Литолого-фациальный разрез через основную магнезитоносную полосу по карагайской пачке верхнесаткинской подсвиты, слева Каргинский участок (ЮЗ), справа – Паленихинский (СВ), по (Бусыгин, 1991ф).

Фации: 1 – карбонатных осадков удалённого мелководья; 2 – карбонатных осадков центральной зоны лагуны; 3 – карбонатных и карбонатно-глинистых осадков, примыкающих к прибрежной зоне; 4 – пересыхающего мелководья; 5 – алевритовых и карбонатно-глинистых осадков прибрежного мелководья; 6 – магнезитовые тела; 7 – скважины; 8 – гнезда и вкрапленность магнезита.

На фациальной схеме Саткинского рудного поля Б.Д. Бусыгиным (см. рис. 2.5) выделены относительно мелководная и более глубоководная области. Преимущественное развитие брекчиевых доломитов приурочено к продолжению основной магнезитоносной полосы в ЮЗ и СВ частях территории, то есть на простираии магнезитовмещающего горизонта. Брекчиевые структуры доломитов имеют широкое распространение в разрезе карагайской пачки и представляют собой результат обрушения при растворении эвапоритовых минералов в диагенезе (см. разделы 2.3 и 2.4). **Пространственное совмещение магнезитов и брекчиевых доломитов является значительным признаком для образования магнезитовых залежей. Вероятно, брекчии служили горизонтом повышенной проницаемости, благоприятным для латеральной миграции рудоносных растворов.**

Второстепенные минералы во вмещающих доломитах представлены терригенным кварцем и алюмосиликокластикой, аутигенными сульфидами, реже кальцитом и очень редко баритом. Л.В. Анфимовым [1983] с помощью комплекса методов (химический,

дифференциально-термический анализ, электронная микроскопия) показано присутствие тонкорассеянного магнезита в доломитах. Размер кристаллов магнезита составляет первые микроны, концентрация – *«до одного процента и редко более»* ([Анфимов, 1983], с. 44); дифрактометрически магнезит не отмечается.

Кальцит в доломитах встречается очень редко и в незначительных количествах в виде тончайших секущих вторичных прожилков. Кальцит отмечен также в составе карбонатных НГС в центральной части доломитовых прослоек в виде примеси или в виде тонких кальцитовых линзочек 0.7 мм мощностью (поперечно-волокнуистый кальцит). Кальцит обнаружен также под электронным микроскопом в доломитах в виде изометричных зерен размером до 0.001 мм [Анфимов и др., 1983]. Примесь кальцита в доломите характерна для верхней части карагайского горизонта в ЮЗ и ЮВ частях района.

Кварц встречается как в виде алевритовых и мелкопсаммитовых окатанных зерен, в прослойках терригенно-глинистого материала, так и в виде вторичных гнезд и прожилков, как правило, подверженных коррозии со стороны доломита. Кроме того, в мраморовидных и слоеватых (массивных) доломитах отмечаются мелкие линзочки и округлые выделения размером до 0.5 мм тонкозернистого кварца с размером зерен до 0.04 мм (Сидоренков, 1966ф). Нашим изучением для Гологорского участка в доломитах установлены кварцево-халцедоновые включения (размер до 0.6 мм), в значительной мере замещенные доломитом. В отличие от магнезитов, в доломитах не встречается каких-либо заметных скоплений углеродисто-глинистого вещества (УГВ). Вероятно, УГВ рассеяно во всем объеме доломитовой породы.

Терригенно-глинистая примесь черного цвета в доломитах представлена тонкозернистым агрегатом железисто-магнезиального хлорита и гидрослюды с чешуйками аллотигенного серицита, образует иногда обогащенные участки в виде сгустков и тонких пленок. Средние содержания углеродистого вещества составляют: в известняках до 0.05 %, в доломитах 0.06 %, в мраморовидных доломитах – 0.18 % (за счет повышенного содержания битумов), в глинистых доломитах поднимаются до 0.15 %, в глинисто-доломитовых сланцах – до 0.37 %, а в углеродисто-глинистых сланцах – 1.1 % с максимальными содержаниями до 2 % (Сидоренков, 1966ф, с. 330). Термический анализ нерастворимых остатков доломитов показал присутствие экзотермических эффектов выгорания сульфидов при 330-360°C и 550-580°C углеродистого вещества при 300°C и 600-630°C (Сидоренков, 1966ф, с. 128), по данным [Анфимов и др., 1983] выгорание углеродистого вещества при 510-550°C может быть основанием к отнесению углерода к шунгиту. Глинистые минералы в составе вмещающих доломитов представлены преимущественно железисто-магнезиальным хлоритом, иногда с примесью серицита поли типов 1М и 2М₁. Рентгенографически в прослоях филлитовидных сланцев, примыкающих к магнезитовым залежам, отмечен тальк [Маслов и др., 1999].

Степень преобразования вмещающих пород на месторождении оценивается как ранний метазенез [Анфимов и др., 1983] по преобразованию гидрослюд в серицит поли типа 2M₁ и перекристаллизации доломитов рудовмещающего горизонта. Установление степени метаморфизма глинистых минералов в доломитах и магнезитах на уровне метазенеза выполнено также с помощью определения индекса кристалличности слюды и хлорита по дифрактограммам из глинистой составляющей размера менее 2 микрона [Ellmies et al., 1999] (см рис. 1.12).

Сульфиды в доломитах представлены преимущественно мелкими рассеянными кубическими кристаллами пирита с преобладающим размером около 0.05-0.3 мм, или мелкими конкреционными лизовидными скоплениями размером 1-2×5-10 мм при содержаниях серы в породах не более 0.1 %. В надрудной толще доломитов с брекчиевой текстурой в пустотах, инкрустированных кристаллами доломита и друзами мелкого хрусталя, на вершинах кристаллов белого доломита обнаружена присыпка кристаллов марказита игольчатой и пластинчатой формы размером до 1.5 мм. Присутствие марказита указывает на очень низкую температуру формирования доломитового и сульфидного выполнения пустот [Крупенин, Ерохин, 2003]. Гнезда вторичного доломита в нижней части рудоносного горизонта содержат крупные выделения тонкозернистого пирита, связанные с БСР (см. рис. 2.17). В составе сульфидных выделений по рентгеновским данным отмечено присутствие халькопирита и сфалерита, указанное ранее [Сидоренков, 1971; Бочаров и др., 2001].

Барит в доломитах карагайской пачки очень редок и был обнаружен в виде отдельных кристаллов и мелких друз в доломитах [Сидоренков, 1964]. К глинистым доломитам нижнесаткинской подсвиты приурочен горизонт стратиформной вкрапленной баритовой минерализации, расположенной в северной части Саткинского рудного поля (Петров, 1995ф). Баритовые проявления Волчегорское, Никольское, Березовый Мост и ряд пунктов минерализации барита содержат до 25 % BaSO₄. Барит выделяется в виде отдельных кристаллов, гнезд (**рис. 3.15**), линз, и даже округлых конкрециевидных выделений, расположенных послойно в серых мелкослоистых мелкозернистых доломитах около контактов с прослойками бурого доломита, реже секущих жил мощностью до 0.2 м. В.И. Петровым (1995ф, с. 175) указывается что *«горизонты баритовых пород четко прослеживаются параллельно горизонтам магнезитовых пород во всех трех полосах магнезитовости»*. Баритовая минерализация прослежена по простиранию саткинской свиты на 8 км.

Акцессорные минералы в составе тяжелых фракций вмещающих доломитов были изучены А.И. Сидоренковым (1966ф). Это аутигенный пирит, аллотигенные гранат, минералы группы амфиболов, пироксен и турмалин. Пирит представлен преимущественно совершенно

ограниченными кристаллами (пентагондодекаэдры и кубы) размером не более 0.5 мм, содержание пирита находится в прямой зависимости от количества углеродисто-глинистого материала.



Рис. 3.15. Выделения барита в доломитах нижнесаткинской подсвиты в обнажениях севернее Степного месторождения магнезита, С-СВ Саткинского рудного поля.

а - в виде отдельных кристаллов; б – гнезд.

МАГНЕЗИТ чётко отличается от доломита благодаря крупнозернистой стрельчатой структуре с размерами идиоморфных ромбовидных зерен от 0.1 мм до 10-15 см, имеет более светло-серый по сравнению с вмещающим доломитом цвет. Преобладающий размер зерен магнезита составляет 3-10 мм. А.И. Сидоренковым (1966ф) предложено выделять магнезиты мелкозернистые с размером зерен менее 2 мм, среднезернистые – 2-5 мм, крупнозернистые – 5-10 мм, гигантозернистые - более 10 мм.

В контактовых зонах видно, что магнезиты наследуют осадочные и диагенетические текстуры вмещающих доломитов (см. рис. 3.5). Выделяются унаследованные от доломитов массивная и брекчиевая текстуры, последняя часто слабо проявлена. В результате перекристаллизации в магнезитах возникают гнездовые, гребенчато-полосчатые текстуры, локально образуются закономерные выделения звездчатой формы белого или светло-серого магнезита радиально-лучистого строения с размером кристаллов до 15 см (**рис. 3.16**). В случае развития гигантокристаллических зерен магнезита на фоне темно-серого мелкозернистого магнезита, обогащенного УГВ, возникает контрастный рисунок пинолитовой (**рис. 3.16г**) текстуры (от *pinos* (лат.) – сосна). Определенной закономерности в распределении структур и текстур магнезитов не было замечено. По нашим наблюдениям, преобладающим развитием среди магнезитов пользуются полосчатые текстуры, развитые в пластообразных залежах. Массивные текстуры, как правило, образуют зоны с неясными очертаниями, развиты фрагментарно, вероятно, по брекчиевым доломитам. Пример распределения текстурных типов магнезитов изображен на геологическом профиле, построенном по результатам наших исследований на Гологорском участке в шахте «Магнезитовая» (**рис. 3.17**). Отмечена тенденция

некоторого укрупнения кристаллических структур магнезитов в периферии рудных залежей в связи с развитием гнездовой текстуры [Крупенин и др., 2001]. Установлено также, что магнезиты наследуют гнездовые текстуры с выделениями белого крупнокристаллического доломита во вмещающих мелкозернистых доломитах. **Таким образом, формирование магнезитов с развитием не только брекчиевой, но и гнездовой текстуры, проходило по доломитам, подверженным избирательной перекристаллизации.**

По минеральному составу среди магнезитов выделены неизмененные разновидности существенно магнезитового состава и хлоритсодержащие, измененные доломитизированные, оталькованные, кальцитизированные и окварцованные [Анфимов и др., 1983].

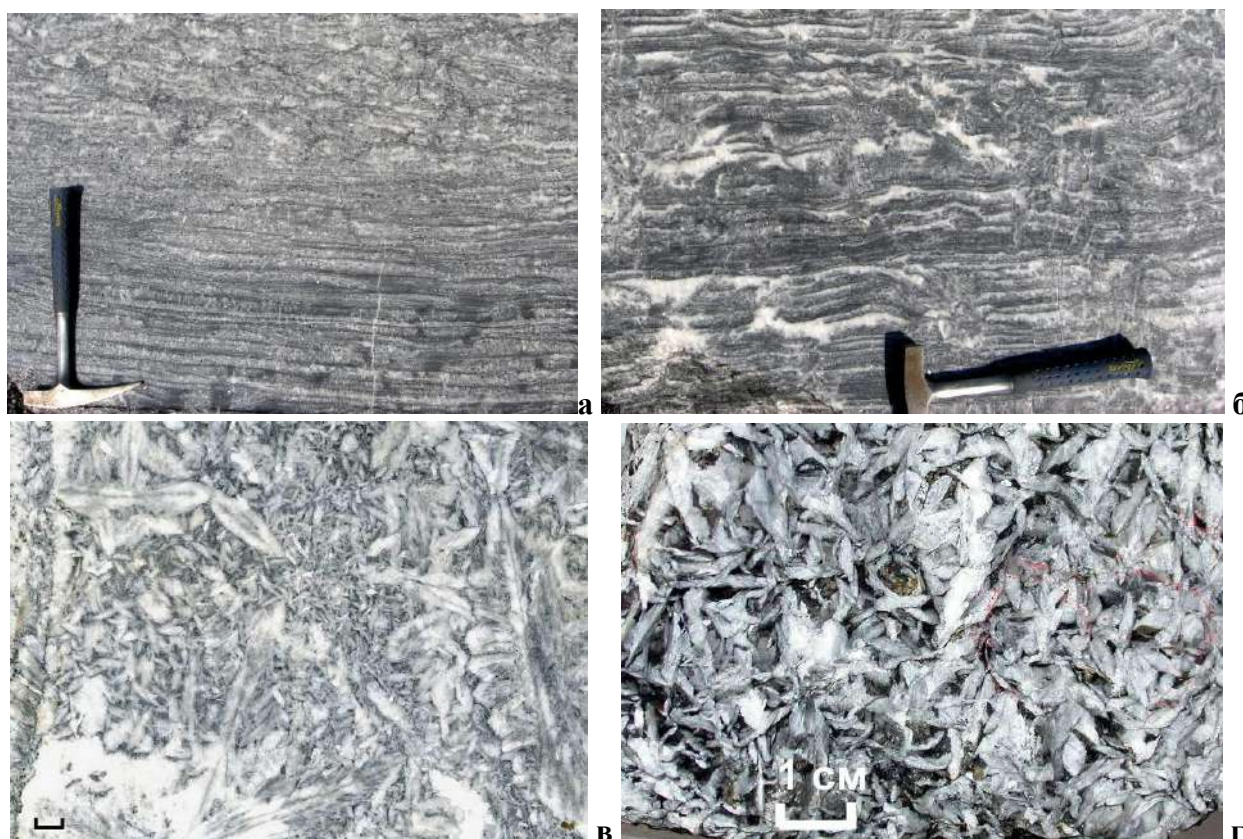


Рис. 3.16. Текстуры и структуры магнезитов Саткинских месторождений.

(а) - полосчатые; (б) – гнездовые; (в) – звездчатые с радиально-лучистым строением и размером кристаллов до 15 см; пинолитовые по глинистому доломиту (в и г – линейка 1 см).

Второстепенные минералы в магнезитах представлены доломитом, редко кварцем, ещё реже кальцитом, в интерстициях между кристаллами магнезита наблюдаются скопления углеродисто-хлоритового вещества (УХВ), состоящие из Mg-хлорита с включениями пирита, корродированного кварца, редко рутила и апатита (рис. 3.18).

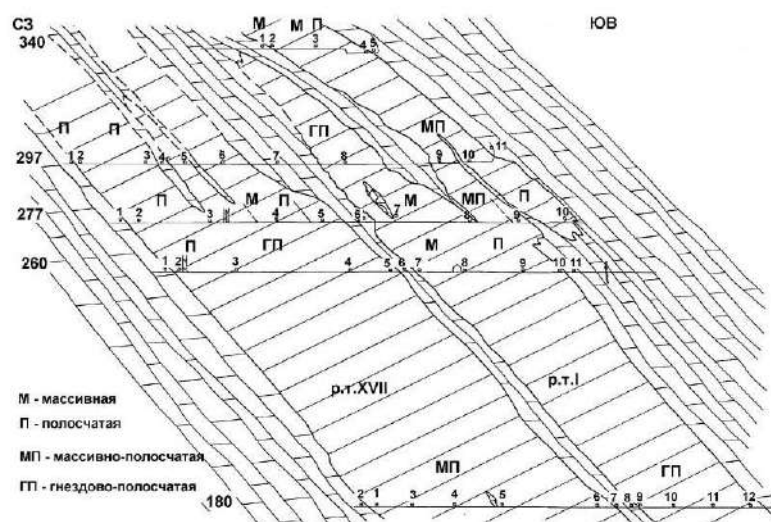


Рис. 3.17. Распределение текстур в магнезитах рудных тел (р.т.) XVII и I в изученном профиле шахты «Магнезитовая» на горизонтах 340-180, 2000 г. Цифрами показаны места отбора проб.

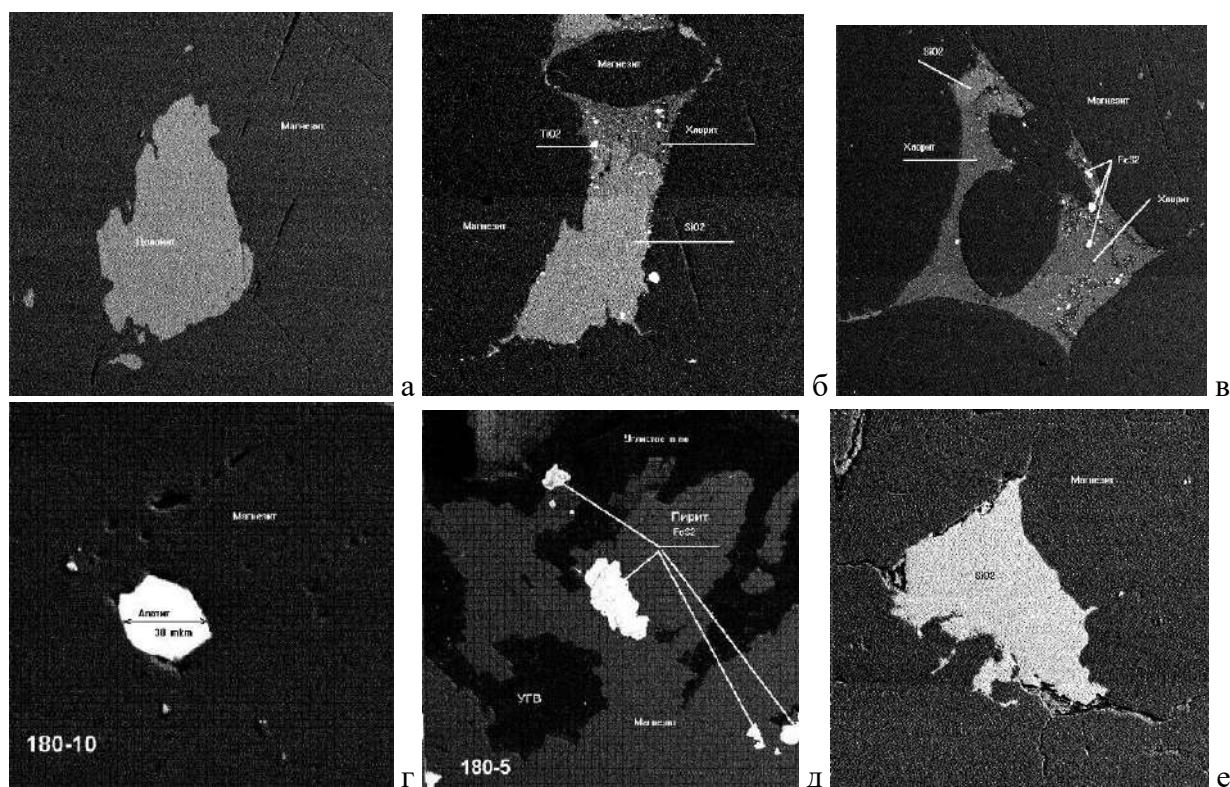


Рис. 3.18. Микропримеси в магнезите из шахты «Магнезитовая».

(а) – реликтовый доломит в магнезите, обр. 180-5; (б) – корродированный кварц, хлорит, рутил в интерстициях магнезитовых кристаллов, обр. 260-5; (в) – хлорит и пирит в интерстициях магнезитовых кристаллов, обр. 180-5; (г) – аутигенный апатит в магнезите, обр. 180-10; (д) – включения пирита и УХВ в магнезите, обр. 180-5; (е) – включение корродированного кварца в магнезите, обр. 340-3, ширина видимого поля для а, б, в, е – 1000 мкм; г, д – 200 мкм (REM, ИГТД РАН, С-Петербург).

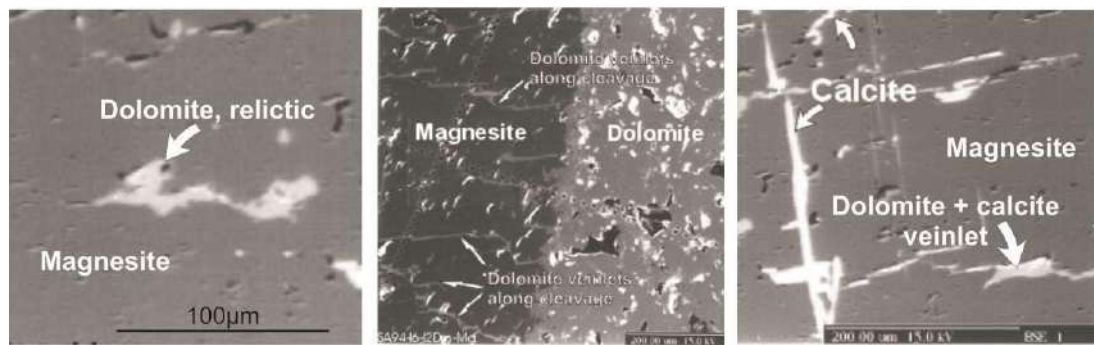


Рис. 3.19. Микропримеси карбонатов в магнезите Карагайского месторождения (REM, GFZ, Потсдам, ФРГ).

слева – гнезда реликтового доломита; в центре – контакт магнезита доломита; в центре и справа – прожилки эпигенетического доломита и кальцита по системе трещин кливажа.

В магнезитах выделяется нескольких разновидностей доломита: 1) реликтовые включения микроскопических зерен доломита (**рис. 3.19**) (пониженная, на уровне вмещающих доломитов, железистость¹ по сравнению с магнезитом); 2) гнезда и прожилки крупнокристаллического молочно-белого доломита в магнезите, иногда в ассоциации с кварцем, тальком и сульфидами; 3) зоны крупнокристаллического (с размером зерен 2-5 мм) светло-серого метасоматического доломита с повышенной железистостью; 4) маломощные зоны мелкозернистого ожелезненного метасоматического доломита по магнезиту около долеритовых даек.

Кварц является вредной примесью в магнезите, понижающей температуру плавления огнеупорного сырья. Размер кварцевых зерен варьирует в широких пределах, но чаще это мелкие включения реликтовых корродированных зерен размером от 0.1 мм и до 2 мм. Редко наблюдаются удлиненные агрегаты из зерен кварца размером до 2-3 см и очень редко, преимущественно на Берёзовском месторождении (СВ рудного поля), скопления крупнокристаллического кварца размером до 15 см. В поляризованном свете кварц имеет преимущественно волнистое погасание, однако встречаются зерна с веерным погасанием. Для многих кварцевых зерен в магнезитах характерны коррозионные контакты растворения (щелочная среда). Кварц в магнезитах представлен в виде:

- 1) скоплений алевритовых зерен в ассоциации с УХВ и рассеянным пиритом в интерстициях кристаллов магнезита (см. рис. 3.18);
- 2) изометричных, иногда корродированных зерен (до 0.5 мм) неправильной формы в межзерновом пространстве магнезитов (**рис. 3.20а-б**);
- 3) идиоморфных мелких зерен (до 2 мм) внутри кристаллов магнезита (**рис. 3.20в-г**);
- 4) реликтов кварц-кремневых стяжений, в останцах доломита в магнезите (**3.20д-е**);
- 5) тонких прожилков (до 2 мм), окруженных доломитовой каемкой;

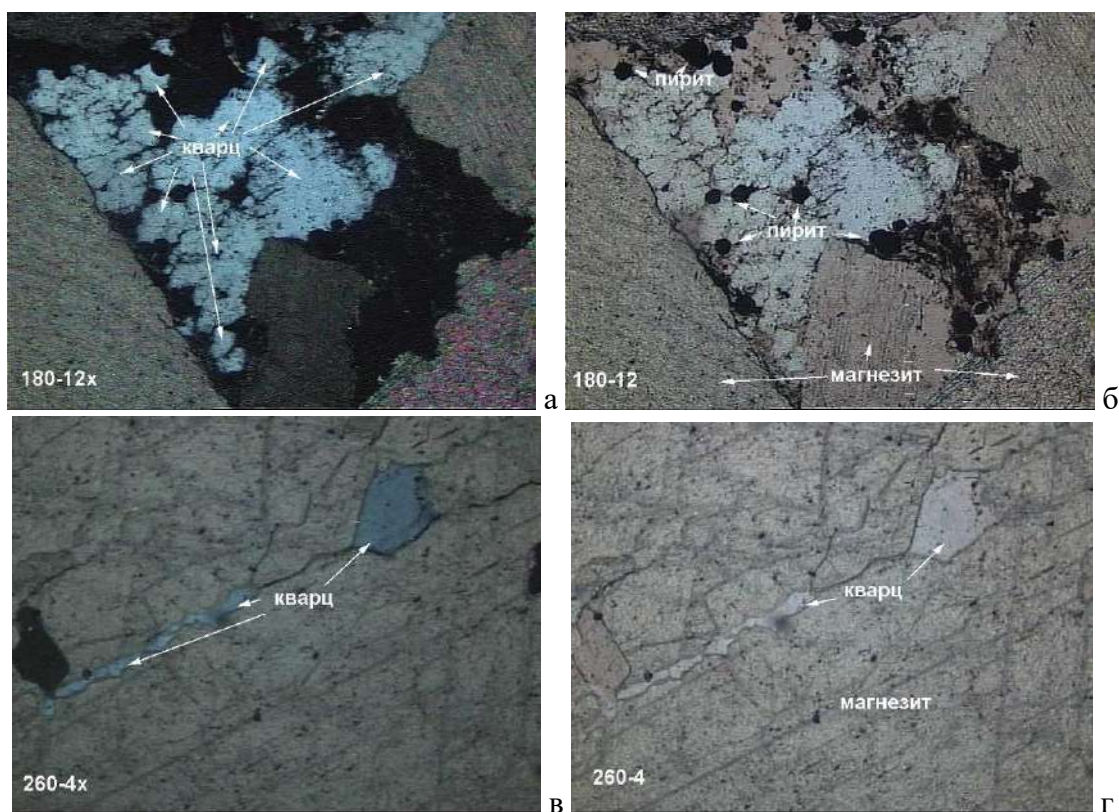
¹ Железистость в данной работе понимается как общее содержание железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) в породе

6) крупных скоплений макроскопически черного (темно-серого) кварца с волнистым и пятнистым угасанием (**рис. 3.21**). Отмечается присутствие кварца в виде сфероидальных выделений с радиально-лучистым строением, достигающим диаметра 10 см (см. рис. 3.21г) Указывается на связь мелких сфероидальных выделений кварца с радиально-волнистым погасанием размером до 1.5 мм к участкам, обогащенным УХВ [Шевелев и др., 2003].

7) идиоморфных выделений темно-серого кварца размером в несколько миллиметров на контактах магнетитовых залежей с вмещающими доломитами (см. рис. 3.11а и 3.11б).

Общее валовое содержание содержание SiO_2 в магнетитах промышленных типов на Саткинском месторождении составляет в среднем по данным более 5000 анализов 0.66 мас. %, но может локально достигать 0.8-1.5% и отрицательно сказывается на производство периклазового порошка [Бочаров и др., 2001].

Таким образом, кварц в магнетите (тип 1, 2 и 3) представляет собой продукты растворения раннедиагенетических кремнистых стяжений (тип 4) и/или аллотигенных зерен кварца. Прожилки прозрачного кварца (тип 5) являются наложенными, возможно результат последующего перераспределения кремнезема из первичных кремневых стяжений. Типы 6 и 7 имеют морфологическое, вероятно, и генетическое сходство, являясь результатом метасоматического замещения доломита кварцем. Под микроскопом в идиоморфных кристаллах кварца наблюдаются теневые структуры магнетита, трассированные скоплениями включений УХВ (см. рис. 3.21б-в).



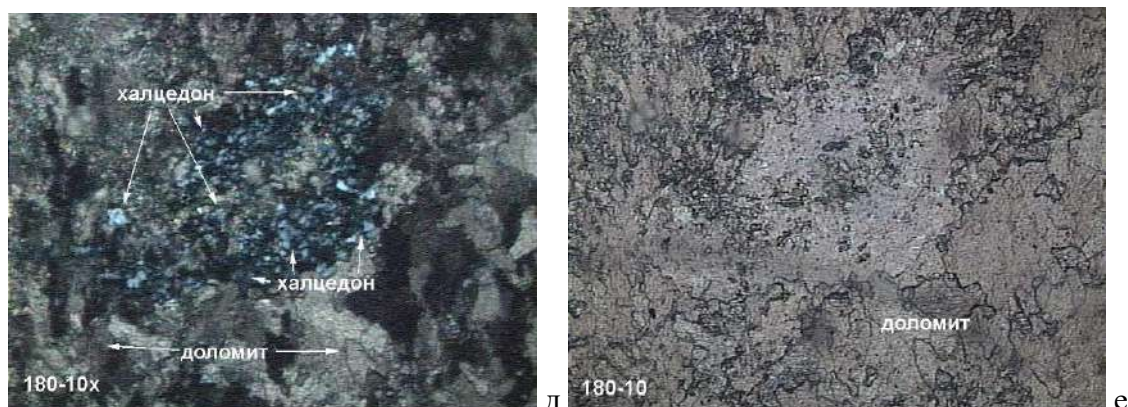


Рис. 3.20. Формы выделения зерен кварца в магнезитах.

(а, б) – изометричные корродированные зерна (до 0.5 мм) неправильной формы в межзерновом пространстве магнезитов (обр. 180-12; (в, г) – идиоморфные мелкие зерна (до 2 мм) внутри крупных кристаллов магнезита (обр. 260-4); (д, е) – реликты кварц-кремневых стяжений, приуроченные к останцам доломита в магнезите (обр.180-10)

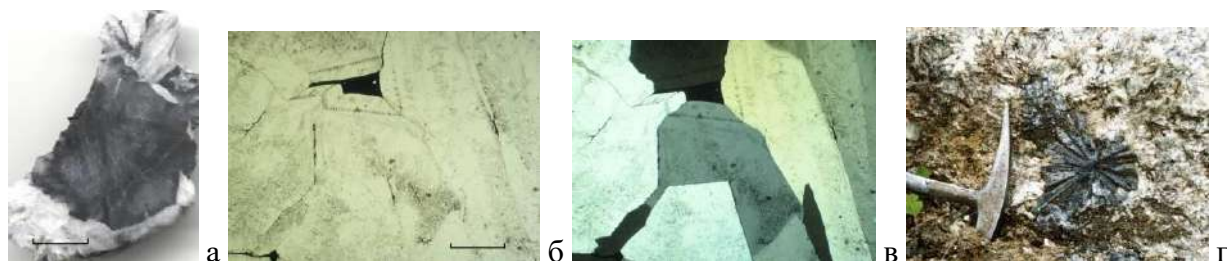


Рис. 3.21. Крупные гнезда темно-серого кварца в магнезите.

(а) – гнездо крупнокристаллического кварца размером до 10 см в магнезите, Волчегорский карьер (линейка 1 см); (б) – то же под микроскопом, николи параллельны (теневые структуры (?) магнезита с УХВ в кварце); (в) – николи скрещены; линейка 1 мм; (г) – выделение черного кварца радиально-лучистого строения в магнезите, Берёзовский карьер.

Аутигенный кварц развивается в периферических частях магнезитовых залежей и указывает на щелочной характер магнезиального метасоматоза, при котором кремнезем, будучи подвижным в щелочных условиях, частично выносился за пределы магнезитовых залежей и осаждался на фронте метасоматоза. Это рассматривается нами как проявление гидротермальной зональности, связанной с метасоматическим перераспределением кремнезёма (выносом из рудных тел) [Крупенин, 2006; Крупенин, Кольцов, 2017].

УХВ концентрируется либо в тонких (1-3 мм) прослойках (интерстициях) среди магнезита, либо в скоплениях (до 10 мм) между крупными магнезитовыми кристаллами. Терригенно-глинистый матрикс в магнезитах сложен преимущественно тонкодисперсным Mg-хлоритом [Варлаков, Сидоренков, 1964], в котором распределены алевроитовые и более тонкие кварцевые зерна, очень редко отмечаются мелкие чешуйки серицита, талька, флогопита, а также акцессорные апатит, циркон и рутил (размер зерен до 0.03 мм). Наблюдается переотложение УХВ в виде гнезд и раздувов в интерстициях между кристаллами магнезита при перекристаллизации и укрупнении магнезитовых зерен (см. рис. 3.18). Содержание УХВ в

магнезитах обычно составляет не более 2%. Обычным компонентом УХВ является пирит в виде округлых (пентагондодекаэдры) или кубических зерен размером, как правило, не более 0,1 мм (см рис. 3.19). Кроме пирита многими исследователями отмечается присутствие сфалерита [Фадеев, 1951; Варлаков, Сидоренков, 1964; Анфимов и др., 1983;]. По данным [Бочаров и др., 2001] содержание ZnO в УХВ достигает 0,2%.

Хлорит в пределах рудных тел относится к подгруппе клинохлора. По данным микроспектрального анализа (табл. 3.1), клинохлор обогащен MgO на 10% и заметно обеднен FeO. Рассчитанная формула клинохлора выглядит следующим образом [Крупенин и др., 2001]: ***Mg_{4.8} Fe_{0.03} Al (Si₃ Al) O₁₀ (OH)₈***.

Магнезиальный хлорит, тальк и чешуйки флогопита, вероятно, образованы вследствие преобразования аллотигенных гидрослюд при магнезиальном метасоматозе. Углеродистое вещество в составе УХВ составляет от 0,25 до 7,49%, выгорание его при температуре 690°C указывает на соответствие шунгиту [Бочаров и др., 2001].

Тальк образует выделения размером до 10-15 см, по окраске и морфологии их можно классифицировать следующим образом: 1) розовый и серо-розовый тальк в цементе брекчированных разновидностей доломитов и магнезитов в контактовых зонах рудных тел (см. рис. 3.10д, е); 2) кремовый, реже светло-серый тальк, окруженный оболочкой крупнозернистого белого доломита на контакте вмещающих серых мелкозернистых доломитов и кристаллических магнезитов (см. рис. 3.11в-г); 3) линзовидные зональные гнезда розового талька в магнезитах с внешней каймой темно-серого талька-хлорита; 4) микроскопические чешуйки талька, развивающиеся в межзерновом пространстве магнезита, часто совместно с гнездами УХВ; 5) псевдоморфозы по кристаллам магнезита в виде тонкочешуйчатого тальк-доломитового агрегата. Первые три из выделенных разновидностей, сложенные тонкочешуйчатым тальковым агрегатом, приурочены к контактовым частям магнезитовых залежей с вмещающими доломитами, как в латеральных, так и в верхних контактах залежей. Образование талька в периферии рудных тел, вероятно, происходило на фронте низкотемпературного магнезиального метасоматоза за счет кремнезема и алюмосиликатов, мобилизованных из карбонатных пород и осаждавшихся в контактовых зонах (фронтальная зона метасоматоза). Из высокомагнезиальных растворов в среде с высоким щелочным резервом и в присутствии кремнезема происходит образование талька в широком диапазоне температурных условий (от атмосферных до среднетемпературных гидротермальных [Коренбаум, 1967]). Цвет талька определяется тонкодисперсной примесью гематита (розовый, кремовый, буроватый) или тонкорассеянного шунгита (серый). Последняя (5) разновидность талька приурочена к контактам с долеритовыми дайками [Анфимов и др., 1983].

Акцессорные минералы в магнезитах, по данным А.И. Сидоренкова (1966 г.), представлены аутигенными пиритом, сфалеритом, редкие аллотигенными обломками зерен граната, амфибола, а также гидроокислами железа.

Геохимия пород и руд

ДОЛОМИТЫ, вмещающие магнезитовые залежи Саткинского рудного поля, почти не содержат примесей. Особенностью доломитов карагайского горизонта является искажение стехиометрии: отношение MgO/CaO в них повышается до 0.73, а в глинистых доломитах до 0.75 при стехиометрическом – 0.719. Это указывает на избыток магния и объяснялось А.И. Сидоренковым (1966ф) примесью магнезиальных алюмосиликатов в доломитах (тальк, хлорит).

Небольшой избыток MgO сопровождается недостатком этого компонента в структурной формуле доломита при термографическом определении, который подтвержден исследованиями на рентгеновском микроанализаторе [Анфимов, Петрищева, 1980; Анфимов и др., 1983]. Нами также отмечено повышенное отношение MgO/CaO (0.738) для выборки доломитов Гологорского месторождения при расчете по данным химического анализа (табл. 3.2). Микрозондовые исследования доломитов показали устойчиво пониженное содержание магния относительно стехиометрии: содержания $MgCO_3$ составили 45-48 мол. %, а $CaCO_3$ – 51-54 мол. % в кристаллической решетке доломита вместо теоретического соотношения 50:50 мол. % (табл. 3.3).

Присутствие Mg -хлорита определяет повышенное значение MgO/CaO в доломитах с алюмосиликатной примесью (табл. 3): величина MgO/CaO хорошо коррелирует ($r=0,95$) с концентрацией Al_2O_3 . При этом валовый химический анализ показывает избыток Mg , а расчет состава карбонатной части и точечный микроанализ отдельных кристаллов и их мелких участков указывают на недостаток Mg в структуре доломита. Указанный парадокс был объяснен присутствием в доломитах карагайского горизонта тонкорассеянной вкрапленности магнезита, образующей, по данным электронной микроскопии, «*мелкие кристаллы магнезита розетковидной или призматической формы размерами около 0,001 мм*» [Анфимов и др., 1983, с. 54]. Концентрации тонковкрапленного магнезита в доломитах карагайского горизонта достигают 1 %.

Подробное (более 200 силикатных анализов) статистическое изучение поведения петрогенных компонентов в саткинских доломитах было проведено Л.П. Урасиной [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]. Среди доломитов выделены две разновидности: чистые от терригенной примеси со средним содержанием SiO_2 1,3% и силикатсодержащие (SiO_2 порядка 3.0%), при незначительном повышении других некарбонатных компонентов, прежде

всего Al_2O_3 , в указанных группах соответственно 0.3 и 0.7%, что показывает наличие свободного SiO_2 в доломитах. В рассмотренной выборке карагайских доломитов более 75% проб имеют карбонатность выше 95%. По содержанию компонента CaCO_3 в карбонатной части доломиты находятся почти в полном соответствии с нормальным гауссовским распределением (преобладающие содержания 47.5-52.5 мол. %). В чистых от терригенной примеси доломитах также наблюдается повышенное отношение MgO/CaO до 0,76, хотя встречаются пониженные значения до 0,67. Вмещающие доломиты Ельничного месторождения отличаются от доломитов Саткинского месторождения повышенным содержанием SiO_2 , FeO , MnO (табл. 3.4).

МАГНЕЗИТЫ Саткинских МКМ имеют высокое качество. Содержание MgO в них близко к стехиометрическому (MgO – 47.81%, CO_2 – 52.19% [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]) и составляет 45-47 вес.%, концентрации SiO_2 и Al_2O_3 , связанных с терригенной примесью, не превышают 1%, как и во вмещающих доломитах, концентрации FeO и CaO также составляют менее 1%. Для примера (табл. 3.5-а, 3.5-б, 3.5-в) приведены данные по составу магнезитов Карагайского, Гологорского и Мельнично-Паленихинского месторождений. Статистическое изучение химических анализов магнезитов различных месторождений и участков Саткинского рудного поля с привлечением большой выборки собственных и литературных данных показало, что вариации средних содержаний основных компонентов очень невелики [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]. Основная масса магнезитов (более 90%) относится к группе с содержанием MgCO_3 более 95%, реже встречаются пробы с повышенной известковистостью (MgCO_3 более 90%).

Опубликована сводка [Афонин и др., 2009] (на базе более 5000 анализов) по качеству магнезитов основных месторождений Саткинской группы, с ЮЗ на СВ: Каргинское, Северо-Карагайское, Карагайское, Гологорское, Мельнично-Паленихинское, Березовское. Анализ этих данных позволил нам выявить закономерное увеличение содержаний MgO и падение концентраций CaO и SiO_2 в рудах от периферии к центру рудного поля (рис. 3.22). Можно предполагать, что максимальное развитие магнезиального метасоматоза произошло в центральной части рудной полосы, от которой на ЮЗ и СВ шло затухание метасоматического замещения, поэтому сохранились примеси доломита, кварца и алюмосиликатов (ухудшение качества магнезита) [Крупенин, 2010].

Согласно детальным исследованиям качества магнезитовых залежей при разведке была отмечена подобная закономерность распределения MgO – ухудшение качества от центра к периферии отдельных залежей (рис. 3.23) (Бусыгин, 1991ф). Такое строение залежи можно объяснить максимальной проработкой магнезиальными растворами центральных частей залежей [Крупенин, 2010].

Среди магнезитов выделяют неизменные чистые разновидности, также хлоритсодержащие, и измененные процессами доломитизации, оталькования и окварцевания. В зоне гипергенеза распространены выветрелые обохренные и кальцитизированные магнезиты [Анфимов и др., 1983].

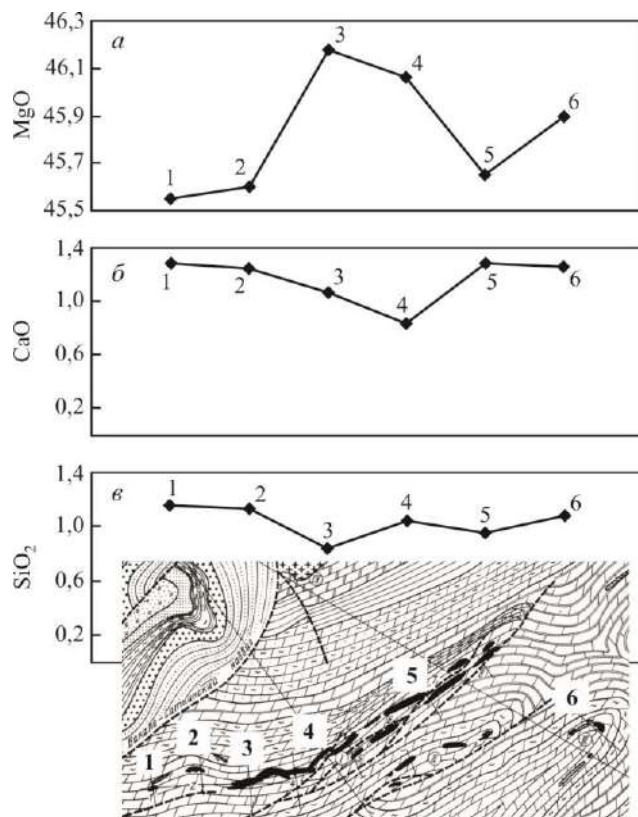


Рис. 3.22. Распределение технологических параметров в магнезитах Саткинской группы месторождений: (с ЮЗ на СВ).

1 – Каргинское, 2 – Северо-Карагайское, 3 – Карагайское, 4 – Гологорское, 5 – Мельнично-Паленихинское, 6 – Березовское; а – MgO; б – CaO; в – SiO₂. Выкопировка карты из [Анфимов и др., 1983].

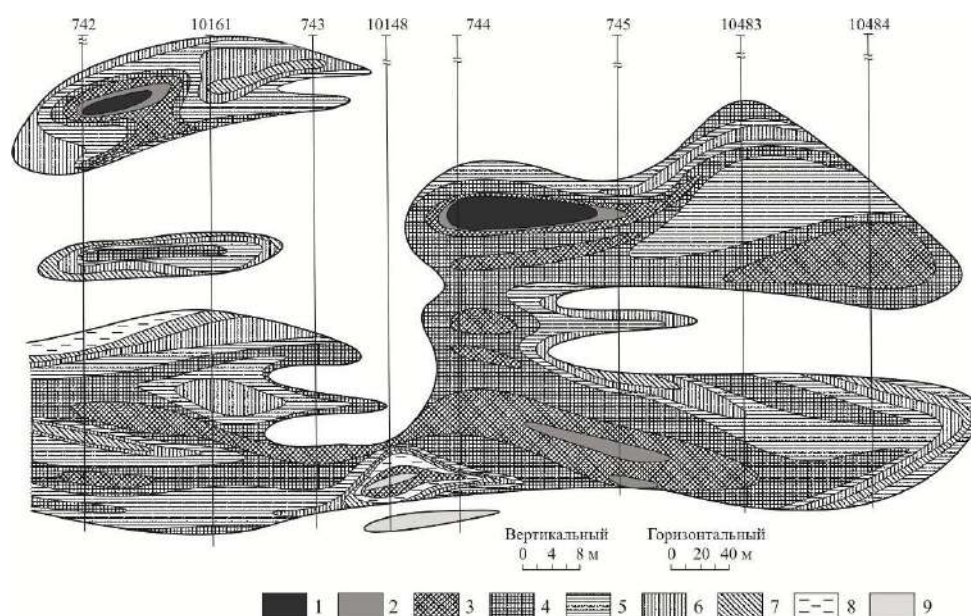


Рис. 3.23. Концентрически зональное распределение MgO в рудных телах Карагайского месторождения, по (Бусыгин, 1991ф).

Градации концентраций MgO (мас. %): 1 → 47.6, 2 – 47.2–47.6, 3 – 46.8–47.2, 4 – 46.4–46.8, 5 – 46.4–46.0, 6 – 45.6–46.0, 7 – 45.2–45.6, 8 – 44.8–45.2, 9 – <44.9.

Среди магнезитов выделяют неизменные чистые разности, также хлоритсодержащие, и измененные процессами доломитизации, оталькования и окварцевания. В зоне гипергенеза распространены выветрелые обохренные и кальцитизированные магнезиты [Анфимов и др., 1983].

Отмечено необычное для осадочных пород региона обогащение магнезитов натрием относительно калия примерно в два раза (см. Табл. 3.5). Вероятно, это связано с метасоматическим замещением калиевых слюд магнезиальными алюмосиликатами (хлоритом, флогопитом?) в рудных залежах, а также участием натрия эвапоритовых рассолов в метасоматическом процессе.

В Ельничном месторождении магнезиты, в отличие от Саткинского, более насыщены терригенно-глинистой примесью: только половина изученных магнезитов имеет содержание карбонатного магнезитового компонента более 95% [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]. Несколько повышено по сравнению с другими месторождениями в Саткинской группе содержание в магнезитах FeO, MnO, CaO, P₂O₅, а превышения концентраций Na₂O над K₂O не отмечается (см. табл. 3.4).

Для прояснения геохимических закономерностей метасоматоза крупномасштабное опробование доломитов с изучением широкого спектра микроэлементов выполнено для всей 700-метровой карагайской пачки, вмещающей магнезиты в своем основании, на площади рудного поля и периферии (10x15 км, более 50 точек наблюдения: обнажения, расчистки, стенки карьеров) [Крупенин, 2005; Крупенин и др., 2012в; Крупенин, Ковалёв, 2013]. Особенностью опробования был поиск секреторных гнезд крупнокристаллического вторичного доломита (Dol-2), которые предположительно, сформировались по пустотам от растворения раннедиагенетических эвапоритовых минералов в процессе образования магнезита. Гнезда широко развиты во всей толще вмещающих тонкокристаллических доломитов (Dol-1), будучи приуроченными к коллапс-брекчиям растворения. Выделены две генерации доломита: 1) светло-серые доломиты из периферической части гнезд с размером зерен до 1 мм с примесью сульфидов (Dol-2b), 2) белые доломиты из центральной части с зернами более 1 мм (Dol-2a), с примесью кварца и магнезита около магнезитовых залежей. Геохимическое сходство магнезитов и вторичных доломитов гнезд выполнения проявляется в относительно повышенных концентрациях железа и отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, пониженных значениях δ¹⁸O в отличие от вмещающих доломитов [Крупенин и др., 2011].

Сравнительное изучение концентраций микроэлементов вмещающих известняков из надрудной (казымовской) пачки (**7 проб, табл. 3.6-а**), доломитов рудовмещающей карагайской пачки (**Dol-1, 20 проб, табл. 3.6-б**), гнезд вторичного доломита в масштабе всего Саткинского рудного поля (**Dol-2b, 8 проб, табл. 3.6-в**) и (**Dol-2a, 22 пробы, табл. 3.6-г**), основные

закономерности распределения РЗЭ в выделенных группах карбонатов **табл. 3.6-д-е**), а также магнезитов из двух основных действующих рудников: **28 проб** из Карагайского карьера (**табл. 3.7-а**) и **14 проб** из Мельнично-Паленихинского карьера (**табл. 3.7-б**) выполнено методом ICP-MS в (ИГГ УрО РАН) и GFZ, Потсдам, ФРГ (**табл. 3.7-в-г**).

По средним концентрациям микроэлементов для известняков надрудной казымовской пачки не наблюдается заметных превышений по сравнению с доломитами, за исключением высоких концентраций Sr (среднее 921, вариации 244-2315 г/т), что типично для морских известняков, сформированных их арагонитовых илов.

Средние тренды распределения РЗЭ, нормированные на хондрит (**рис. 3.24а**, в выделенных группах доломита и известняка Саткинского рудного поля, и на средний постархейский австралийский сланец (РААС) [Тейлор, МакЛеннан, 1988] (**рис. 3.24б**), сходны, чего нельзя сказать про кларки для карбонатных пород [Овчинников, 1990], значительная вариабельность которых указывает на низкое качество анализов. Поэтому в дальнейшем исследовании последние значения не использовались.

Нормирование на хондрит или РААС здесь является более показательным. Хондрит является наиболее примитивным и универсальным эталоном, а сланец позволяет учитывать терригенно-глинистую примесь в составе осадочных пород, в том числе карбонатных. Индикаторные отношения (Ce/Ce^* , Eu/Eu^* и др.) одинаково хорошо работают при применении обоих способов нормирования (см. **табл. 3.6-д**). Для данной работы предпочтительно нормирование РЗЭ на хондрит C1 [Anders., Grevesse, 1989]), поскольку исследуются не только осадочные, но и метасоматические образования, на формирование которых могли влиять различные процессы, в том числе постмагматические. В распределении средних значений по выделенным группам известняка и доломитов сходство определяется устойчивыми величинами суммы РЗЭ (11.47-13.15 г/т), высокими значениями хондрит-нормированного отношения легких РЗЭ к тяжелым – $(\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ})_N$ на уровне 2.12-3.5, наличием небольших отрицательных аномалий Ce (0.71-0.88) и Eu (0.33-0.49). Наличие последних указывает на формирование известняков в условиях морского кислородного мезопротерозойского бассейна, в доломитах эти аномалии имеют унаследованный характер. Отличия заключаются в относительно повышенных содержаниях La в известняках и уменьшении амплитуды отрицательной Eu-аномалии от известняка к Дол-1 и далее к Дол-2а (повышение температуры образования?). Значения Y/No находятся на типичном для морских отложений суперхондритовом уровне (40-46) [Bau, 1996].

Отметим, что разнотипные спектры одного минерального вида (доломит) не должны иметь большой разброс в содержаниях лантаноидов, однако небольшие различия могут отражать разницу в составе минералообразующих флюидов и условиях кристаллизации.

Величина отношения ЛРЗЭ и ТРЗЭ (ЛРЗЭ/ТРЗЭ)_N в изученных доломитах примерно постоянна (2.4-2.7) и ниже таковой в кларке (3.5) и известняке (2.98); а La/Ce почти всегда несколько ниже в Dol-2a (1.4) чем в Dol-2b (1.7) и Dol-1 (1.8) и тем более в кларке (12.9). Относительно заметный вынос лантана в Dol-2a связан с их повышенной магнизиальностью и подтверждает связь образования этой генерации с магнезитами. Об этом же свидетельствует и слабое увеличение отношения Yb/Lu в ряду генераций Dol-1→Dol-2b→Dol-2a. **Отрицательная аномалия европия имеет самую низкую величину для кларка (0.5) и отсутствует для Dol-2a (1.0), где некоторые частные значения достигают 1.6-1.8 (положительная аномалия), что объясняется, возможно, более высокотемпературным характером кристаллизации данной генерации [Bau, Moeller, 1992] по сравнению и с Dol-1 и даже Dol-2b.**

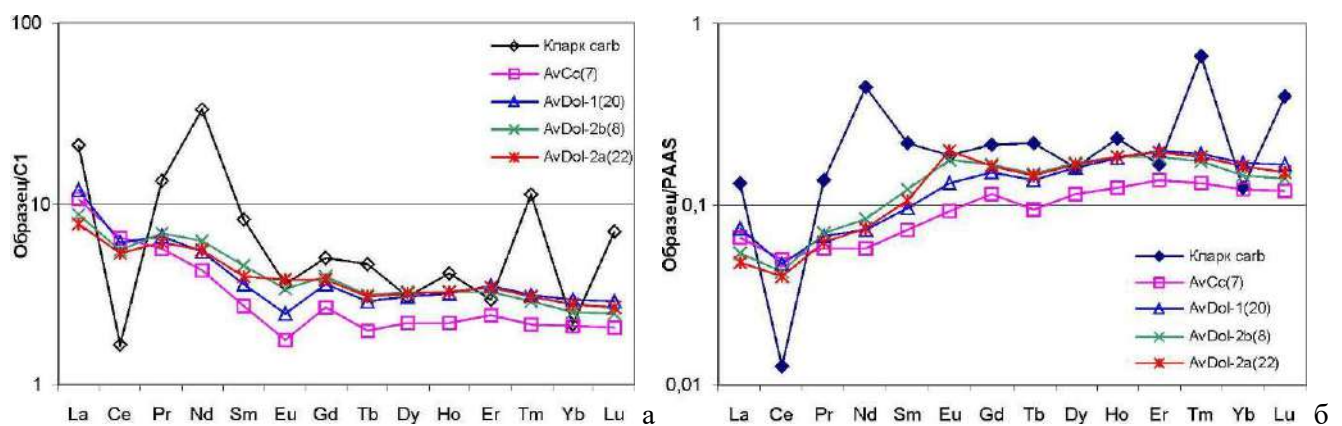


Рис. 3.24. Хондрит-нормированные средние значения групп карбонатов Саткинских МКМ.

(а) – на хондрит (C1 [Anders, Grevesse, 1989]), (б) – на средний постархейский австралийский сланец (PAAS [Тейлор, МакЛеннан, 1988]) распределения лантаноидов для кларка карбонатных пород (Кларк carb [Овчинников, 1990]); средних значений для известняков надрудной Сс (7) казымовской RF_{1st5}³ пачки (7 проб), доломитов, вмещающих Dol-1 (20 проб), из периферии гнезд выполнения Dol-2b (8 проб), из центра гнезд Dol-2a (22 пробы).

С целью рассмотрения поведения элементов во вторичных (Dol-2) относительно первичных (Dol-1) доломитов рассчитаны значения отношений средних значений Dol-2a/Dol-1 и Dol-2b/Dol-1 (рис. 3.25). Такая нормировка на вмещающие доломиты позволяет определить особенности миграции микроэлементов в процессе гидротермального выполнения пустот.

Видно, что в целом микроэлементы на этапах гидротермальной кристаллизации первой и второй генераций доломита гнезд ведут себя симбатно, при этом большинство микроэлементов сохраняют пониженный относительно вмещающих доломитов уровень, что подтверждает обогащение последних терригенной примесью. В то же время, Dol-2a несколько богаче многими микроэлементами по сравнению с Dol-2b; превышение средних значений следующее (элемент, во сколько раз): Mn (1,3), Cu (3), Zn (1.5), Ge (1.6), Sr (3), Ba (2), Eu (1.5), Pb (1.6). Набор этих элементов уже иной, нежели ранее описанный при сравнении изученных типов

доломитов с кларком, и указывает на накопление элементов, типичных для эвапоритовых условий [Перельман, 1979].

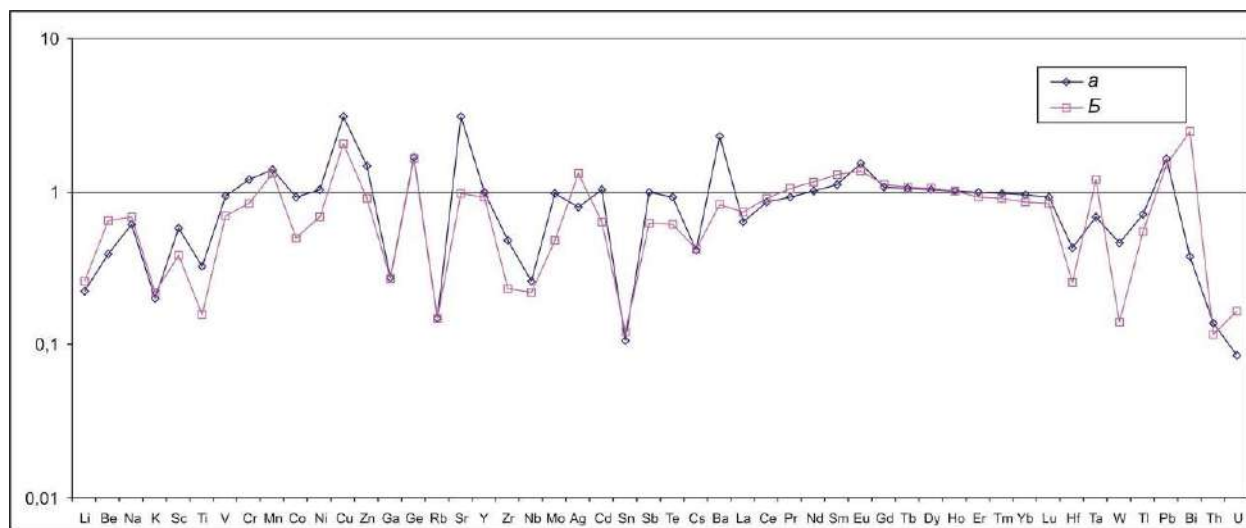


Рис. 3.25. Спайдер-диаграмма средних содержаний микроэлементов из центральной части гнездовых доломитов Dol-2a (а) и периферических частей гнезд Dol-2b (б), нормированных на вмещающие доломиты Dol-1 карагайской пачки саткинской свиты.

Этот же набор элементов характерен для рудных месторождений MVT (полиметаллических месторождений в карбонатных толщах долины р. Миссисипи [Kesler, 1996]). Для этого типа месторождений источником металлов явились эвапоритовые рассолы, а образование барит-полиметаллических руд проходило на фронте встречи металлоносных рассолов, мигрировавших в карбонатных коллекторах, с восстановленными водами нефтеносных бассейнов, обогащенных S^{2-} .

Рассольная эвапоритовая природа рудоносных флюидов для Саткинского рудного поля выявлена при изучении Na-Cl-Br систематики флюидных включений в магнезитах и вмещающих доломитах [Крупенин, Прохаска 2005], а также при анализе термодатировки флюидных включений в магнезитах, доломитах и синрудном кварце [Крупенин, Гараева, 2011, 2015; Крупенин и др., 2013а]. Широкий разброс концентраций стронция в Dol-2a (9-681 г/т, медиана 41 г/т) относительно тех же параметров для Dol-2b (21-49, медиана 27) и для Dol-1 (21-58, медиана 29) также является меткой эвапоритовой природы минералообразующих флюидов [Юдович, Кетрис, 2011]. Сходный состав микроэлементов с обогащением Cu, Pb, Zn, Fe имеют термальные эвапоритовые рассолы полуострова Челекена (Закаспий) [Дворов, 1975]. **Таким образом, главной геохимической меткой вторичных доломитов Саткинского рудного поля, синхронных с образованием магнезитов, является присутствие положительных аномалий халькофильных элементов, стронция и бария, типичных и для эвапоритовых рассолов. В то же время, небольшое преобладание элементов «мантийной природы» в Dol-**

2а относительно Dol-2b может рассматриваться как признак участия мантийного флюида в метасоматическом минералообразовании [Крупенин, Ковалев, 2013].

По данным ICP-MS-аналитики, в магнезитах содержания железа и марганца превышают концентрации этих элементов во вмещающих доломитах в 3-5 раз (см. табл. 3.6 и 3.7). По составу и концентрации микроэлементов магнезиты и доломиты имеют большое сходство (табл. 3.7-г), при этом отмечается небольшое уменьшение концентраций практически всех рассмотренных 24 микроэлементов в магнезитах относительно доломитов по медианным значениям и вариабельности (величины максимальных и минимальных значений, в том числе по Sr в 20 раз). Вероятно, это связано с пониженным содержанием терригенно-глинистой примеси в доломитах, подвергшихся метасоматическому замещению. В магнезитах не наблюдается обогащения какими-либо компонентами, указывающими на связь с изверженными породами, но нет и индикаторных элементов, указывающих на связь с элизионными флюидами, образованными при катагенетической трансформации глинистых пород рифейского разреза. Содержания большинства элементов (Sr, Ba, Y, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Bi, Ga, Hf, Mo, Nb, Sc, Th, U, Zr) в магнезитах по данным рентгеноспектрального анализа, находятся на кларковом уровне [Ellmies et al., 1999] без заметного обогащения как относительно вмещающих доломитов, так и по сравнению со средними значениями концентраций указанных элементов для карбонатных пород других регионов. Факторный анализ, выполненный Л.П. Урасиной на основе данных полуколичественного спектрального анализа [Главнейшие магнезитовые..., 1993 с. 115] показывает, что магнезиты, помимо Mg и Fe, несколько обогащены относительно доломитов Mn, P, Ni, Co, V, Ga.

Концентрации микроэлементов (метод ICP-MS, ИГГ УрО РАН (табл. 3.7-а, б) в магнезитах из 28 проб Гологорского месторождения и 14 проб Паленихинского карьера (расстояние между объектами около 4 км) также были нормированы на средние содержания во вмещающих доломитах (Dol-1, 20 проб). Аномальными для магнезитов условно приняты значения, превышающие норму (Dol-1) в 2 и более раз. Общее количество аномальных значений невелико: для Гологорского это V, Cr, Mn, Co, Ge, для Паленихинского – Cr, Mn, Ag, Sn, Pb (рис. 3.26).

Тем не менее, существуют некоторые различия между распределением аномальных концентраций. Для Гологорского месторождения отмечено следующее количество аномальных по содержанию микроэлементов проб: 22 пробы по V (здесь и далее, кларк концентрации от 2 до 5, то есть во столько раз в магнезите содержание в данной пробе выше, чем во вмещающих доломитах), 3 пробы по Cr (2), 1 по Co (2), 24 по Ge (2-9), 1 по Sn (2), 1 по Pb (2).

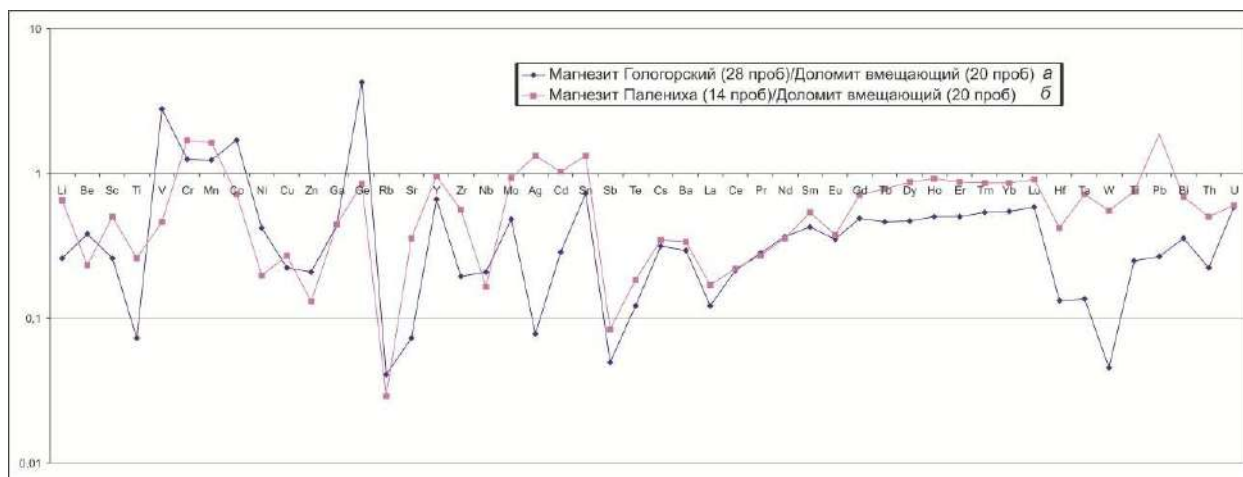


Рис. 3.26. Спайдер-диаграмма средних содержаний микроэлементов в магнезитах Гологорского (а) и Мельнично-Паленихинского месторождений (б) нормированных на вмещающие доломиты Dol-1 карагайской пачки саткинской свиты.

Для Паленихинского месторождения аномальные пробы отмечены: 2 по Cr (2), 2 по Mn (2), 1 по Sr (3), 5 по Ag (2-5), 2 по Cd (2-3), 6 по Pb (2-5). Таким образом, отмечаются лишь незначительные превышения концентраций Cr, Pb в обоих объектах (в 2-5 раз), остальные аномалии имеют неповторяющийся характер для обоих месторождений. Отмечается большое количество аномальных значений концентраций V, Ge и Ag для магнезитов Гологорского, не повторяющееся для Паленихинского, но, при низком уровне концентрации этих элементов (0,002-0,4 г/т) и существующей точности метода ICP-MS сравнению они не подлежат.

В магнезитах нет такой чёткой картины, как во вторичных доломитах, однако следует отметить присутствие аномалий Sr, Pb в магнезитах обоих месторождений. В то же время, наличие слабых положительных аномалий элементов «мантийной природы» в магнезитах (V, Cr, Co, Ge, Sn, Ag) может рассматриваться как метка участия мантийного флюида в минералообразовании. Контаминация рудообразующего рассола трансмагматическим флюидом [Зотов, 1989] могла слабо проявиться в процессе рифтогенного разуплотнения земной коры перед внедрением магматических тел (Бердяушский массив габброидов и гранитов рапакиви, рой базитовых даек и Кусинская интрузия габбро в отложениях нижнего рифея района месторождения). В структуре раннесреднерифейского рифтогенного грабена, расположенного в 20 км восточнее Саткинского рудного поля, синхронно с внедрением гранитов и базитов образовались вулканогенные породы машакской свиты. В песчано-сланцевых породах и базальтах этой свиты известны высокие, часто рудные концентрации Au, Ag, Pt, Pd [Ковалёв и др., 2012]. В некоторых образцах магнезитов Саткинского рудного поля, по сравнению с вмещающими известняками и доломитами, повышена величина эpsilon Nd [Крупенин и др.,

2016]. Вероятно, это связано с влиянием мантийного флюида на состав основного рудного раствора, образованного из высокомагнезиальных, первоначально эвапоритовых, рассолов.

Хондрит-нормированные тренды распределения РЗЭ в магнезитах, как и в доломитах, характеризуются слабыми негативными аномалиями Се и Еу (рис. 3.27а-г), что типично для седиментогенных морских карбонатов [Moeller, 1989] и наследуется при метасоматозе. Распределение РЗЭ во вмещающих доломитах демонстрирует первичное фракционирование, типичное для кальцийсодержащих минералов, и подтверждает метасоматическую природу кристаллических магнезитов. Тренды характеризуются пологой формой с отношением $(\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ})_N > 1$, поскольку относительно малый ионный радиус Mg по сравнению с Ca сопоставим с ионными радиусами ТРЗЭ [Moeller, 1989; Крупенин, 2005].

Для магнезитов характерен слабый вынос ТРЗЭ, по сравнению с ЛРЗЭ, поскольку последние имеют больший, чем Mg, ионный радиус. Поэтому тренды распределения РЗЭ в магнезитах субгоризонтальные, иногда – с деплетированием в области ЛРЗЭ (см рис. 3.27а-г). Небольшая отрицательная аномалия Еу подтверждает низкотемпературный (менее 250°C) характер метасоматоза [Bau, Moeller, 1992]. Напротив, для вторичного доломита из зоны мраморизации на контакте магнезитового тела и диабазовой дайки (Паленихинский карьер), отмечается положительная Еу аномалия, указывающая на высокотемпературный характер контактовых доломитизирующих флюидов (рис. 3.27б, проба Ра-1). В то же время, для брусита из контактовой с диабазом зоны, как и для вмещающего магнезита, наблюдается типичное распределение, характерное для магниевых минералов с пониженным содержанием ЛРЗЭ (см. рис. 3.27б). Для магнезитов, испытавших перекристаллизацию и некоторое очищение от терригенно-глинистой примеси, характерно еще большее обеднение ЛРЗЭ (см рис. 3.27в).

Такое фракционирование определяется как уменьшением количества глинистой примеси в процессе перекристаллизации, так, вероятно, и выносом легких лантаноидов из кристаллической решетки магнезита в связи с усилением комплексообразования в процессе метасоматической перекристаллизации. Комплексные соединения (гидрокарбонаты, галогены) имеют большее сродство с иттриевыми (ТРЗЭ) лантаноидами [Bau, 1991; Bau and Moeller, 1992], таким образом, наиболее поздние генерации карбонатов (как правило, и более перекристаллизованные) характеризуются минимальными концентрациями ЛРЗЭ.

Следует отметить высокую (суперхондритовую) величину отношения Y/No для вмещающих доломитов (среднее 50) и магнезитов (среднее 51) Саткинского месторождения, типичную для карбонатных пород осадочных морских бассейнов (интервал значений 35-60). Снижение значений Y/No определяется влиянием наложенных гидротермальных преобразований и зависит от дальности миграции гидротермальных флюидов, отлагающих карбонаты (Bau, 1996).

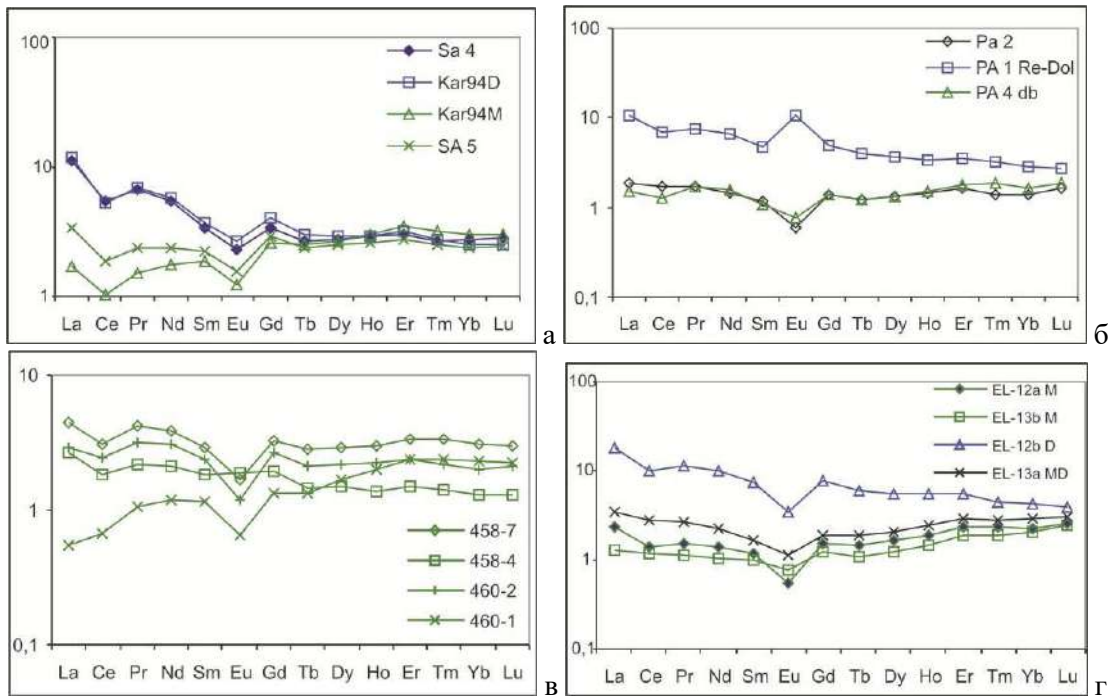


Рис. 3.27. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в магнетитах и доломитах (Сатка).

(а) – Карагайский карьер: Sa4 – доломит; Sa5 – магнетит мелкокристаллический (обе пробы в 1,5 м по латерали от секущего контакта магнетит-доломит; Kar94D – доломит; Kar94M – магнетит крупнокристаллический (обе пробы в 5 см по латерали от секущего контакта магнетит-доломит); (б) – Паленихинский карьер: Pa4 – магнетит грубозернистый серый около долерита; Pa2 – брусит из контакта с долеритом; Pa1 – доломит по магнетиту (редоломитизация) на контакте с долеритом; (в) – Мельничный карьер: 457-7 магнетит среднекристаллический серый; 458-4 – магнетит гигантокристаллический белый; Степной карьер: 460-2 – магнетит среднекристаллический серый, 460-1 – магнетит гигантокристаллический белый; (г) – Ельничное месторождение: EL-12a М – магнетит; EL-13b М – магнетит; EL-12b Д – доломит; EL-13a МД – доломит-магнетит (контакт).

Данные изотопно-геохимического изучения (^{13}C , ^{18}O , ^{87}Sr , ^{143}Nd) приведены в главе 4 при описании моделей образования магнетитовых месторождений.

3.1.2. Бакальская группа

Геологическая позиция

В Бакальском рудном поле известна серия проявлений кристаллического магнетита, но промышленные месторождения отсутствуют. Залежи магнетитов здесь характеризуются пластообразной формой, крупнокристаллическим сложением, резкими контактами залежей [Крупенин, 2005]. Бакальская группа представлена серией тел магнетита в шуйдинской пачке бакальской свиты нижнего рифея, обнаруженных во время геолого-поисковых и разведочных в пределах Бакальских сидеритовых месторождений (последние детально рассмотрены в разделе 3.2.). Магнетитовые залежи известны в пределах Петлинского, Шиханского и Рудничного

сидеритовых месторождений, а также севернее зоны развития сидеритового оруденения. Магнетиты в бакальской свите по геологической позиции сходны с Саткинскими месторождениями. В разрезе бакальской свиты (верхняя или малобакальская подсвита) существует 5 устойчивых карбонатных пачек мощностью до 100 и более метров, четыре из них представлены известняками, и только шуйдинская, вторая снизу карбонатная пачка содержит доломиты, пользующиеся в изученной части бакальской свиты стратиграфическим распространением (рис. 3.28).

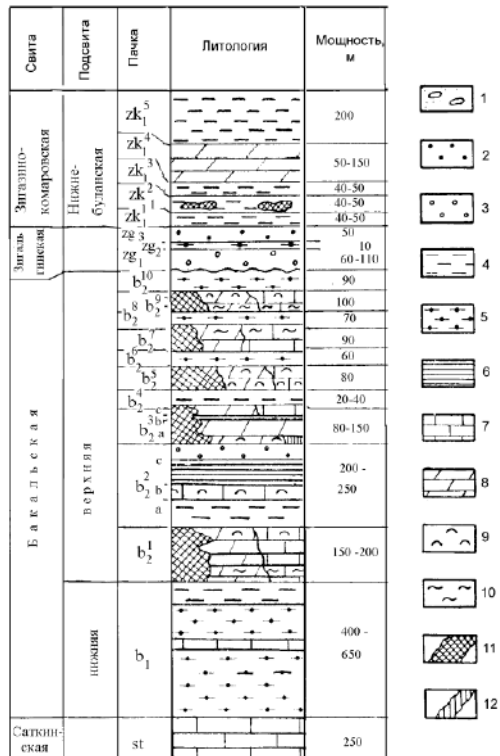


Рис. 3.28. Литолого-стратиграфическая колонка Бакальского рудного поля по данным [Анфимов и др., 1984].

1-8 – литологические типы пород: 1 – кварцитовидные конгломераты; 2 – кварцитовидные песчаники темно-серые, мелкозернистые; 3 – кварцитовидные песчаники светло-серые, мелко- и крупнозернистые; 4 – НГС филлитовидные черные; 5 – филлитовидные глинисто-серицито-кварцевые сланцы темно-серые; 6 – филлитовидные кварцево-серицито-глинистые сланцы темно-серые; 7 – известняки; 8 – доломиты. Текстуры: 9 – строматолитовая; 10 – “червячковая”. Оруденение: 11 – сидеритовое; 12 – магнетитовое. Пачки бакальской свиты: b₁ – макаровская, b₂¹ – березовская, b₂² – иркутская, b₂^{2a} b₂^{2b} b₂^{2c} – горизонты пачки, b₂³ – шуйдинская, b₂^{3a} b₂^{3b} b₂^{3c} – горизонты пачки, b₂⁴ – надшуйдинская, b₂⁵ – гаевская, b₂⁶ – надгаевская, b₂⁷ – шиханская, b₂⁸ – надшиханская, b₂⁹ – верхнебакальская, b₂¹⁰ – буландихинская; zg – зигальгинская свита, zg₁, zg₂, zg₃ – горизонты пачки, zk₁ – зигазино-комаровская свита, нижнебуланская подсвита.

Только в удаленном на расстоянии около 10 км к юго-западу от Бакальского рудного поля Шуйдинском участке при поисковых работах в составе шуйдинской пачки бакальской свиты встречаются доломитизированные известняки (Гаврилов и др., 1977ф). Шуйдинская пачка имеет трехчленное строение в центральной и восточной частях рудного поля, снизу вверх выделяются горизонты: нижний – доломитовый (нижнешуйдинский RF₁b₂^{3a}), средний – переслаивание известняков, глинистых известняков и известково-глинистых сланцев (RF₁b₂^{3b}) и верхний – известняковый с прослоями глинистых и карбонатно-глинистых сланцев (RF₁b₂^{3c}). К нижней части нижнешуйдинского горизонта приурочены все известные магнетитовые залежи (см. рис. 3.28). В южной и юго-западной частях рудного поля горизонт переслаивания карбонатных и глинистых прослоев выклинивается, и шуйдинская пачка сложена единой доломитовой пачкой, имеющей мощность до 100 м. Известняки верхнего горизонта здесь подвержены метасоматической доломитизации в связи с широким развитием сидеритового оруденения,

Магнезитовмещающий горизонт согласно залегает на алевролитах и глинистых сланцах иркусканской пачки бакальской свиты. В центральной и восточной частях рудного поля мощность его 40-60 м, и он перекрывается пачкой переслаивания глинистых сланцев и известняков. В основании среднего горизонта b_2^{3b} наблюдаются прослои с седиментационными брекчиями карбонатно-глинистого состава. В непосредственном контакте развиты гематит-содержащие брекчии буровато-розового цвета, залегающие на неровной поверхности доломитов, что предполагает перерыв в осадконакоплении.

На Шиханском сидеритовом месторождении, по данным В.И. Савинкова [Шевелев и др., 2003], выявлено 14 магнезитовых тел, размеры которых колеблются по простиранию от 100 до 600 м, а по падению от 80 до 225 м. Наиболее крупное тело № 5 вытянуто по простиранию на 600 м, по падению на 225 м, имеет максимальную мощность 20 м (средняя – 7 м). Мощность залежей на указанном месторождении изменяется от 3 до 32 м при глубине залегания до 600 м. Общие запасы по 14 телам магнезита составляют (кат. C_1+C_2) около 3.7 млн. т, из них в теле № 5 сосредоточено до 1,6 млн. т [Шевелев и др., 2003].

Взаимоотношения рудных тел и вмещающих пород. Магнезитовые залежи имеют пластовую изометричную в плане форму, мощность от 1-5 м на востоке рудного поля - в районе г. Иркутск (Гаевский и Центральный карьеры) до 20-40 м на юго-западе рудного поля - в районе сидеритовых месторождений Рудничного, Шиханского и Петлинского. На схематической карте (рис. 3.29) отражено распределение магнезитовых залежей в шуйдинском горизонте по данным разведочного бурения и наблюдений в карьерах. Выделяется две полосы их развития. Первая полоса расположена в центральной и южной частях рудного поля, пространственно совпадающих с областью локализации сидеритового оруденения, вторая – приурочена к северной части развития бакальской свиты, где сидериты не обнаружены. Магнезиты локализованы в нескольких зонах, совпадающих с областями размещения строматолитовых биогермов (см. рис. 3.29). Биогермы, так же, как и магнезитовые залежи, приурочены, как правило, к нижней части доломитового шуйдинского горизонта.

Мощность биогермов достигает 4 м, а количество уровней в разрезе – 3. Парагенез строматолитовых биогермов с линзами и прослоями косоволнистослоистых доларенитов указывает на активную гидродинамику среды карбоната накопления в мелководном лагунном бассейне в шуйдинское время [Крупенин, 1983, 1986, 1999]. Латеральные контакты магнезитов с вмещающими доломитами тупые, пересекающие слоистость вмещающих доломитов, и даже строматолитовую текстуру, что указывает на развитие магнезитов по доломитам [Крупенин, 1999]. Литологические типы пород, с присущими им первичными текстурными признаками, характеризуют фации строматолитовых биогермов со скорлуповатой текстурой, а также фации, представленные прослоями, образовавшимися в результате накопления массивных и

мелкослоистых карбонатных илов и песков зоны волнений на лагунном мелководье. В юго-западной части рудного поля, где суммарная мощность магнезитовых залежей (изопахит) возрастает до 30-40 м, магнезиты занимают не только нижнюю, но и среднюю часть разреза доломитовой толщи, мощность которой возрастает до 100 м из-за выпадения пачки переслаивания ($RF_1bk_2^{3b}$). Тем не менее, судя по положению в разрезе шуйдинской пачки, магнезитовые залежи располагаются здесь в доломитах, одновозрастных доломитам нижнешуйдинского горизонта ($RF_1bk_2^{3a}$) из восточных разрезов Бакальского рудного поля.

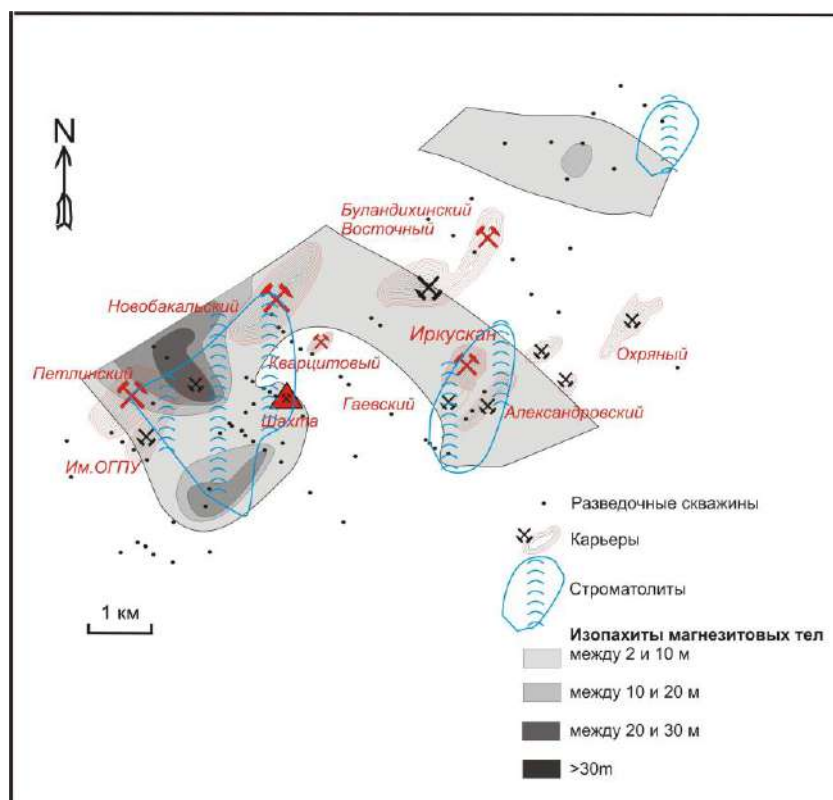


Рис. 3.29. Положение магнезитовых залежей в шуйдинской пачке в пределах Бакальского сидеритового рудного поля: градации серого отражают мощность магнезитовых тел, синим выделены области развития строматолитов шуйдинской пачки, красным цветом отмечены названия основных сидеритовых месторождений.

Взаимоотношения магнезитовых залежей с сидеритами. Сидеритовые рудные тела пересекают границы геологических тел, характеризующих фации осадков. При этом сидерит сохраняет реликтовые текстуры вмещающих доломитов [Крупенин, 1983], то есть является образованием, наложенным на доломиты [Крупенин, Анфимов, 1985]. Кроме того, сидеритовое оруденение развивается и по магнезитам (с наследованием их крупнокристаллической структуры), являясь наиболее поздним [Крупенин, Анфимов, 1985]. В масштабах всего рудного поля планы распределения магнезитовых и сидеритовых залежей в шуйдинской пачке бакальской свиты не совпадают: если сидеритовые залежи приурочены к поверхности предзигальгинского межформационного несогласия в виде субширотной полосы, то

магнезитовые пластообразные залежи развиты как в южной, совпадающей пространственно с сидеритовыми телами, части рудного поля, так и в северной части (см. рис. 3.29). Намечается прямая связь мощности магнезитовых залежей с мощностью всей доломитовой шуйдинской пачки (мощность магнезитовых залежей и пачки возрастает к югу), а также пространственная связь магнезитовых тел и локальных строматолитовых биостромов (оба вида геологических объектов приурочены к нижней части карбонатной пачки).

Изверженные породы, представленные в Бакальском рудном поле дайками и силлами серпентинизированных пикрит-долеритов и габбро-долеритов, активно воздействуют на магнезитовые тела, указывая на более раннее образование магнезитов относительно магматитов. Показательный пример: зоны сплошного брусита мощностью до 15 м в контакте магнезитовой залежи с мощной долеритовой дайкой наблюдаются в Петлинском карьере (рис. 3.30а, б), а также на верхних горизонтах западного борта Новобакальского карьера.

Согласно иной точке зрения, высказанной А.С. Варлаковым [1960, 1967], магнезиты могли быть последиабазовыми гидротермально-метасоматическими образованиями. Однако многочисленные иллюстрации в его монографии [Варлаков, 1967] и описания контактов долеритовых даек с магнезитовыми залежами скорее иллюстрируют тот факт, что бруситы и бруситовые мраморы обнаруживаются в рудном поле, во-первых, только в шуйдинской пачке бакальской свиты, во-вторых, только в присутствии магнезитов в разрезе, пересекаемом долеритами. В некоторых случаях бруситовые породы развиваются не в обоих контактах даек, а только в одном, чаще верхнем, что можно связать с преобладающим направлением миграции контактово-метасоматических термальных флюидов - разгрузка вверх в направлении пониженного давления. Такая парагенетическая ассоциация бруситовых пород и магнезитов на контактах с долеритами наиболее логично объясняется более ранним образованием магнезитов относительно долеритов.

Для магнезитов Бакала установлено формирование на относительно ранних стадиях преобразования отложений рифея. Тела жильных габброидов (Главная дайка), секущие магнезиты, имеют возраст $1385 \pm 1,5$ млн лет [Ernst et al, 2006] и оказывают контактовое термальное воздействие на магнезиты с формированием зоны брусита. Возраст вмещающих карбонатных толщ бакальской свиты составляет 1430 ± 30 млн лет [Кузнецов и др., 2005]. Таким образом, возраст магнезитов удален от времени седиментации не более чем на 45 млн лет, что для платформенных карбонатных отложений является небольшим интервалом времени. Прямое определение возраста магнезита Pb-Pb методом составило 1366 ± 47 млн лет [Овчинникова и др., 2018]. По существующим представлениям, бакальская свита завершила бурзянский цикл осадконакопления [Стратотип рифея, 1983; Крупенин, 1999], за которым следовал перерыв, связанный с подъемом территории, образованием брахиформной складчатости и рифтогенеза с

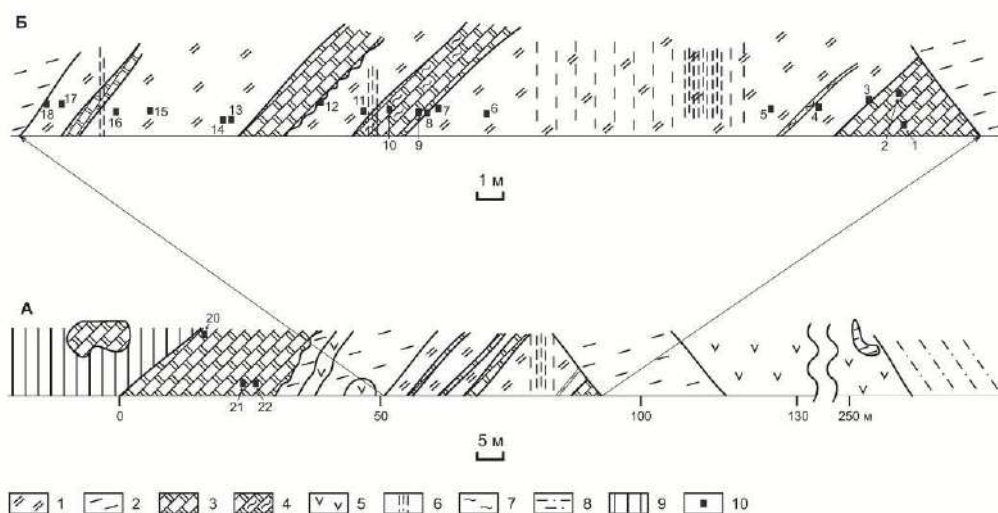
развитием линейного Машакского грабена в восточных относительно Бакальского рудного поля районах. Одним из проявлений рифтогенной магматической активности явилась формация жильных габброидов (см. раздел 1.3.).



3

а

В



б

Рис. 3.30. Образование зон сплошного брусита мощностью до 15 м в контакте магнезитовой залежи с мощной дайкой пикрит-долерита – габбро-долерита, Петлинский карьер, СВ борт, горизонт 616.

а – внешний вид обнажения; б – схематическая зарисовка (по [Крупенин и др., 2008]): А – общий профиль через СВ борт, Б – детальный разрез через магнезитовое тело: 1 - магнезит; 2 - брусит; 3 - доломит; 4 – глинистый доломит; 5 – пикрит, габбро-долерит; 6 – зона прожилкового ожелезнения; 7 – карбонатно-глинистый сланец; 8 - алевролит; 9 – рыхлая кора выветривания; 10 – точки отбора проб Пе-1, ..., Пе-22.

Зональность при магнезиальном метасоматозе. В Бакальском рудном поле магнезитовые залежи имеют резкие секущие контакты с вмещающими доломитами, в том числе с пересечением строматолитовых текстур [Крупенин, Анфимов, 1984]. В зоне экзоконтакта в

доломитах отмечаются вытянутые по слоистости магнезитовые гнёзда размером в дециметры и отдельные кристаллы магнезита размером до первых сантиметров. Согласно исследованиям Л.В. Анфимова [2007] в доломитах шуйдинской пачки отмечается примесь тонкорассеянного магнезита в количестве не более 1%. В магнезитовых залежах присутствуют реликтовые включения тонкокристаллического доломита.

Литологический состав шуйдинских доломитов, вмещающих магнезитовые залежи, детально был рассмотрен в главе 2 (разделы 2.3. и 2.4.). Для понимания вопроса образования магнезитовой минерализации важно отметить перерыв в осадконакоплении в верхней части доломитового нижнешуйдинского горизонта, вмещающего магнезиты, а также присутствие доломитовых брекчий, сопровождающихся развитием гнездовых текстур с вторичным белым доломитом (псевдоморфозы по сульфатам) и других признаков эвапоритовой седиментации.

Минеральный состав доломитов шуйдинского горизонта отличается относительной чистотой. Незначительная примесь (<1%) – тонкорассеянное глинистое вещество, представленное гидрослюдой и железисто-магнезиальным хлоритом, кварц в виде аллотигенных алевритовых зёрен или мелких стяжений в составе карбонатно-кремнистых пеллет или линзочек кремня (до 5%); изредка отмечается тонкая вкрапленность пирита. Также иногда присутствует барит, образующий отдельные кристаллы, реже – гнёзда диаметром в первые дециметры.

Магнезиты в шуйдинской пачке представлены средне- и крупнозернистыми разновидностями с размером зерен, как правило, 2-5 мм, иногда более 10-15 мм (до 50 мм). Для кристаллов магнезита характерна стрельчатая вытянутая форма. Магнезитовые породы - разномасштабные, чаще всего – массивные, серого цвета, с сильным стекляннным блеском, слабо обохренные. Часто в них встречаются гнёзда и короткие прожилки белого доломита, ориентированные в направлении слоистости вмещающих доломитов и придающие породе неясно выраженную полосчатость. Более интенсивно вторичная доломитизация магнезитовых залежей развита около наложенных сидеритовых тел. Контакты магнезитов с вмещающими доломитами, как правило, резкие, тупые, иногда в экзоконтактах залежей встречаются мелкие пластообразные гнёзда крупнокристаллического стрельчатого магнезита и послойная вкрапленность кристаллов магнезита размером до 10-15 мм, латерально прослеживающаяся на десятки метров от основной залежи. В магнезитах основной примесью является доломит, его содержание увеличивается в контактовых частях залежей; отмечается также присутствие Mg-хлорита, пирита, кварца.

Химический состав вмещающих пород и магнезитов. Доломиты шуйдинского горизонта имеют высокую карбонатность, но несколько недосыщены магнием, что отражается на пониженном относительно стехиометрического доломита отношении MgO/CaO (0.62-0.70), и

только в непосредственной близости с магнезитовыми залежами оно растет до 0.72-0.74 (табл. 3.8). Последняя зависимость определяется примесью тонковкрапленных кристаллов, иногда мелкогнездовых выделений крупнокристаллического магнезита в доломитах около магнезитовых залежей. Как уже упоминалось, в доломитах шуйдинской пачки также была обнаружена рассеянная магнезитовая минерализация [Анфимов, Бусыгин, 1982].

Для шуйдинских доломитов характерны концентрации SiO_2 , превышающие на 1-3 мас. % расчетные количества для алюмосиликатной примеси, что совпадает с наблюдаемыми кремневыми стяжениями. Доломиты шуйдинского горизонта отличаются от метасоматических гидротермальных доломитов, развитых в связи с процессами сидеритового метасоматоза в Бакальском рудном поле во всех карбонатных пачках, в том числе и шуйдинской, низким содержанием железа. Доломиты около сидеритовых залежей имеют повышенную железистость, образуя ряд от слабо железистых доломитов до анкеритов. Часто зоны анкеритизации и Fe-доломита образуют вытянутые по напластованию вмещающих карбонатных пород ореолы вокруг сидеритовых залежей. По данным [Сульман, Анфимов, 1980] железистость доломитов зависит не от близости к рудным сидеритовым залежам, а от содержания в карбонатной породе алюмосиликатной примеси. Вероятно, оба указанных фактора действуют совместно.

Магнезит имеет, как правило, повышенные содержания FeO до 3-5 мас. %, но опробование проводилось в контурах сидеритовых месторождений, где на магнезиты накладывается вторичная сидеритизация. В участках сонахождения магнезитовых и сидеритовых залежей вследствие наложения сидеритизации наблюдаются переходные разности между железистым магнезитом, брейнеритом и сидероплезитом (непрерывный ряд по содержаниям MgO-FeO). В то же время, по данным М.И. Гараня [1957], концентрации FeO в магнезитах Бакала варьируют от 0,44 до 5,39 мас.%. Содержание терригенной примеси в магнезитах, как и во вмещающих доломитах, менее 1%. Для бакальских магнезитов отмечается повышенное содержание CaO по сравнению с саткинскими (табл. 3.9). В крупных магнезитовых залежах, сложенных массивным магнезитом, например, в Петлинском карьере, где мощность залежи достигает 15-20 м, содержание CaO в магнезите снижается до 0,79 %. Среднее содержание основных окислов по рудным телам Шиханского месторождения (%): MgO 39.0-43.9; CaO 1.7-6.9; SiO_2 0.24-0.92 [Шевелев и др., 2003].

Для установления закономерностей Mg-метасоматоза нами детально изучен вещественный состав доломитов и магнезитов в Петлинском карьере, где магнезиты прорываются Главной дайкой (габбро-долериты и пикриты) (см. текст выше и рис. 3.30). Этот объект, несмотря на явное воздействие магматических образований на магнезиты, выбран для установления изучения процесса Mg-метасоматоза как сравнительно слабо затронутый более поздней сидеритизацией. Последней подвержены доломиты шуйдинского горизонта западнее

изученного профиля. Вместе с тем, полевое изучение показало, что в нескольких местах профиля изученная толща пересечена системой субвертикальных прожилков железистого карбоната субмеридионального простирания.

Из 22 проб в профиле наиболее представительные (чистые от терригенной примеси и наложенной прожилковой анкерит-брейнеритовой минерализации, связанной с Fe-метасоматозом), выбранные пробы имеют минимальное количество терригенных примесей кварца и хлорита; наличие амфибола (по данным РСА) связано с контактовым влиянием диабазовой дайки. 2 пробы магнезита из разных частей магнезитового пласта и 2 пробы доломита были детально изучены с применением рентгеноструктурного, химического методов анализа, а также количественного микроанализа в растровом электронном микроскопе (РЭММА-202М, г. Миасс).

Количественный микроанализ выявил более широкий набор минералов, в том числе высокотемпературных, возникших в зоне контакта карбонатной толщи и габброидов. В доломитах отмечен оливин (Пе-2), в магнезитах – отдельные зерна клиноэнстатита, талька, пирита (Пе-4), шпинели, серпентина (Пе-16, Пе-17).

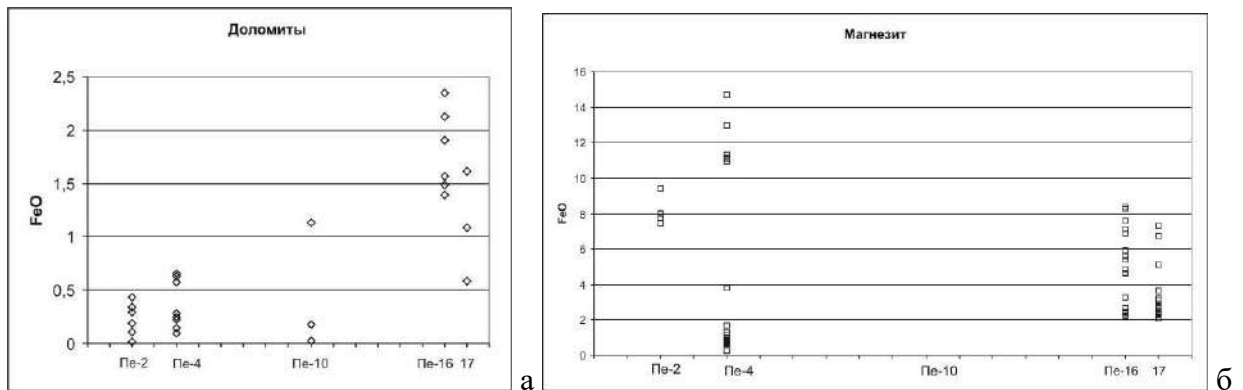


Рис. 3.31. Концентрации FeO в зернах доломитов (а) и магнезитов (б) изученных образцов Петлинского месторождения.

Концентрация Fe в магнезитах и доломитах – это важный параметр, отражающий особенности состава метасоматического флюида. В двух образцах доломита (Пе-2 и Пе-10) и в зернах доломита в магнезите Пе-4 концентрации FeO варьируют в пределах 0.01-1.13% (**рис. 3.31а**), а в зернах доломита в магнезите Пе-10 заметно выше, составляя 1.39-2.35%. В последней пробе повышение концентрации FeO связано с секущей зоной ожелезнения.

В магнезитах содержание железа еще более неравномерное: отмечается группировка значений концентрации железа в группы низкожелезистого магнезита (FeO от 0.23 до 2-3.6%) и брейнерита (FeO 7-14%) (**рис. 3.31б**). В пределах одного образца магнезитов (Пе-4) в разных зернах концентрации FeO составляют от 0.23-0.87% (**рис. 3.32а, точки с, i, j; рис. 3.32б, точки d, e, f; рис. 3.32в, точки a, b, c, d, e, g**) до 10-14% (**рис. 3.32г, точки k, l, p, r, t¹**).

Ореольное расположение зон брейнеритизации вокруг зерен низкожелезистого магнезита не оставляет сомнения во вторичной природе ожелезнения. В хлоритах, представленных магнезиальной разновидностью, содержания FeO также сильно варьируют: от 1,05% в доломите (обр. Пе-10), до 5,97-7,13% - в магнезите (обр. Пе-4), для которого отмечено присутствие брейнерита. Корреляция содержаний FeO в магнезите и хлорите также предполагает вторичный характер повышения этой величины в изученных минералах.

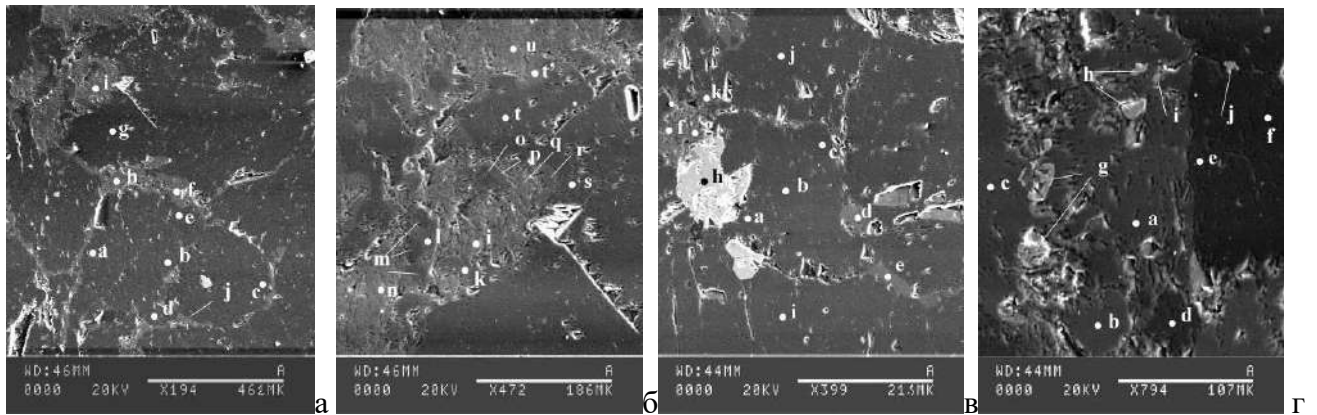


Рис. 3.32. Минеральный состав магнезитов Петлинского месторождения (обр. Пе-4) под электронным микроскопом.

(а) – гематит (точка “h”), хлорит (точки “f, g”), низкожелезистый магнезит (точки “a, b, c, d, i, j”); (б) – гематит (точка “h”), пирит (точка “h”), доломит (точки “a, b, c”), низкожелезистый магнезит (точки “d, e, f”); (в) – доломит (точки “f, h, j”), низкожелезистый магнезит (точки “a, b, c, d, e, g, ”), клиноэнстатит (точка “i”), тальк (точки “n, q”); (г) – (увеличенная деталь из рис. 4в) тальк (точки “n, u”), низкожелезистый магнезит (точки “m, t, s”), брейнерит (точки “k, l, p, r, t¹”).

Наличие зерен чистого магнезита с низким содержанием железа, кальция (на уровне 0,18-0,26% CaO) при практическом отсутствии примесей глинозема и кремнезема указывает на его высокое качество и отсутствие наложенной сидеритизации. Это может служить положительным фактом для поиска высококачественных магнезитов в доломитах шуйдинской пачки бакальской свиты в участках, максимально удаленных от сидеритовых залежей. Такие магнезитовые залежи были в свое время обнаружены при поисковых работах на сидерит в северной части развития бакальской свиты. Выработка в настоящее время легкодоступных (расположенных близко к поверхности) магнезитовых залежей на Саткинском рудном поле ставит задачу поиска новых перспективных площадей. Таковыми могут оказаться северные зоны развития бакальской свиты, расположенные на территории между Бакалом и Саткой.

Таким образом, состав минералов и содержания в них железа в изученном профиле магнезитовой залежи Петлинского месторождения позволяют выделить следующие этапы ее формирования:

1) образование низкожелезистого магнезита (FeO не более 1-2%) на этапе Mg-метасоматоза;

2) формирование высокотемпературных минералов в результате контактового метаморфизма при внедрении габбро-диабазов;

3) развитие Fe-магнетита, брейнерита, железистого доломита и железисто-магнезиального хлорита на стадии прохождения Fe-метасоматоза в связи с сидеритизацией.

По содержаниям микроэлементов доломиты (табл. 3.10) и магнетиты (табл. 3.11) сходны между собой, и в них не отмечены повышенные концентрации компонентов, указывающих на связь с основными магматическими породами. Для большинства микроэлементов установлена положительная корреляция с количеством терригенной примеси, например, Ba, Rb и РЗЭ - с Zr.

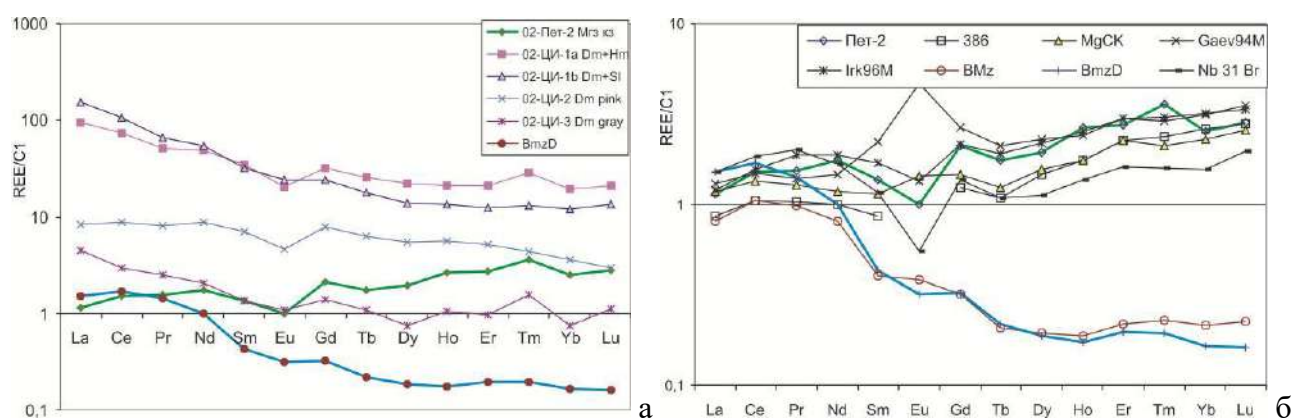


Рис.3.33. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в доломитах (а) и магнетитах (б) шуйдинской пачки бакальской свиты. Номера проб соответствуют таковым в табл. 3.8 и 3.9.

Распределение Sr в доломитах очень равномерное, типичные для рифейских доломитов концентрации на уровне 20-40 г/т. В магнетитах же, где концентрации Sr должны быть ниже из-за отсутствия ионов кальция, имеющих близкий со стронцием ионный радиус, встречаются высокие значения до 150 и даже 350 г/т. Они могут быть связаны или с поздними гидротермальными процессами, при которых имело место обогащение стронцием новообразованных минералов (как карбонатов, так и баритов), или источником Sr в магнетитах могла быть эвапоритовая природа растворов, для последних характерно повышенное содержание этого элемента [Юдович, Кетрис, 2001, 2011; Махнач, 1989, 2000].

По распределению РЗЭ магнетиты и вмещающие доломиты нижнешуйдинского горизонта сходны с аналогичными образованиями карагайского горизонта, но несколько отличаются от последнего отсутствием отрицательных аномалий Ce (рис. 3.33), что, вероятно, является седиментогенной особенностью карбонатных пород данного горизонта. Суммарное содержание РЗЭ пропорционально количеству терригенной примеси, наиболее чистые доломиты (проба BmzD) и большинство магнетитов содержат низкие концентрации лантаноидов (табл. 3.10 и

3.11). В бакальских магнезитах, как и в аналогах из карагайского горизонта, отмечается более низкая величина соотношения лёгких и тяжелых РЗЭ (ЛРЗЭ/ТРЗЭ)N по сравнению с доломитами (см. табл. 3.10 и 3.11 и рис. 3.33а, проба 02-Пет-2), кроме проб, содержащих незамещенный доломит (Bmz, BmzD), что подтверждает метасоматическое магнезитообразование по доломитовой матрице. В некоторых крупнозернистых магнезитах (например, Gaev94M) наблюдаются положительная аномалия Eu и соседних с ним Sm и Gd. Вероятно, это связано с процессом перекристаллизации магнезитов при последующей сидеритизации и ее последних наложенных стадиях ремобилизации. Значения Y/No в среднем приближаются к суперхондритовым.

Данные изотопно-геохимического изучения (^{13}C , ^{18}O , ^{87}Sr) магнезитов Бакала приведены в главе 4 при описании моделей образования магнезитовых месторождений.

3.1.3. Исмакаевское месторождение

Геологическая позиция. Месторождение расположено на северной окраине д. Исмакаево в 20 км к северу от п. В. Авзян. Рудные залежи обнажаются в склонах и на вершине небольшой горы, мощность вскрышных пород составляет 0-20 м, увеличиваясь к востоку до 100 м в пойме р. Б.Авзян. Месторождение является самым крупным по запасам в Башкортостане, по данным предварительной разведки, запасы составляют по кат. С₁ 106,9 млн. т, кат. С₂ (вне контура проектного карьера) 23,9 млн. т (Фаткуллин, 1997ф). В настоящее время ставится вопрос о заложении опытного карьера (**рис. 3.34**).

Магнезиты приурочены к карбонатным породам верхней части миньякской подсвиты суранской свиты бурзяния, сложенных около магнезитовых залежей доломитами, но на удалении переходящих в доломитизированные и чистые известняки. Миньякская подсвита в районе месторождения (Фаткуллин, 1997ф) состоит из четырех горизонтов, имеющих между собой постепенные переходы; снизу вверх: известняковый (RF_1Sr_1^1) – 85 м, доломитовый (RF_1Sr_1^2) – 125 м, магнезитовый (RF_1Sr_1^3) – 130-350 м, доломитовый (RF_1Sr_1^4) – 10-40 м, (**рис. 3.35**). Верхний горизонт постепенно переходит в карбонатно-глинистые сланцы бердагуловской подсвиты суранской свиты, обнажающихся в ядрах синклинальных складок. В нижнем горизонте присутствует прослой конгломератов с окатанными обломками песчаников и доломитов, в верхнем доломитовом горизонте наблюдаются линзы кварцевых алевролитов. В доломитовых и магнезитовом горизонтах наблюдаются маломощные прослои филлитовидных сланцев, реже кварцевых алевролитов. Магнезиты приурочены в основном к магнезитовому горизонту, но отдельные тела отмечены в нижнем и верхнем доломитовых горизонтах. С запада миньякские карбонатные породы подстилаются кварц-полевошпатовыми песчаниками

большеинзерской свиты, с востока ограничены разломом, за которым развиты терригенные породы вышележащей юшинской свиты бурзяния, несогласно перекрытые терригенно-вулканогенными породами машакской свиты юрматиния (рис. 3.36).



Рис. 3.34. Расчистка на месте опытного карьера магнетитового месторождения Ирмакаево (передний план), д. Ирмакаево и долина р. Б.Авзян (средний план), хр. Б.Шатак (задний план).

$R_1, \text{вп.}$	СУРАНСКАЯ (R_1, sz)			Свита	
	МИНЬЯКСКАЯ (R_1, sz_1)			R_1, sz_2	Подсвита
	R_1, sz_1^1	R_1, sz_1^2	R_1, sz_1^3	R_1, sz_1^4	Толща
			МАРКИР. ГОРИЗОНТ		Литолого- стратигра- фическая колонка Масштаб 1:5000
75	85	125	130- -350	10-40	Мощность, м

Рис. 3.35. Литолого-стратиграфическая колонка суранской свиты в районе магнетитового месторождения Ирмакаево, по (Фаткуллин, 1997ф), описание в тексте.

Месторождение расположено в западной части Ямантауского антиклинория, осложненной мелкой складчатостью, сохраняющей общую направленность субмеридионального простирания осей складок; находится на крыле Большеинзерской антиклинали, смежной с востока с Кара-Елгинской синклиналью. Структура месторождения осложнена антиклинальной складкой, которая увеличивает приповерхностную часть рудных залежей и сечется системой тектонических нарушений субмеридионального и СВ простирания (см. рис. 3.37а). Рудные тела локализованы на участке моноклинального падения вмещающих доломитов и субсогласных с ними магнетитов в ЮВ направлении под углом 30-50°. В нижней части магнетитового

горизонта расположен силл габбро-долеритов, прослеженный по всей западной части месторождения (см. рис. 3.376).

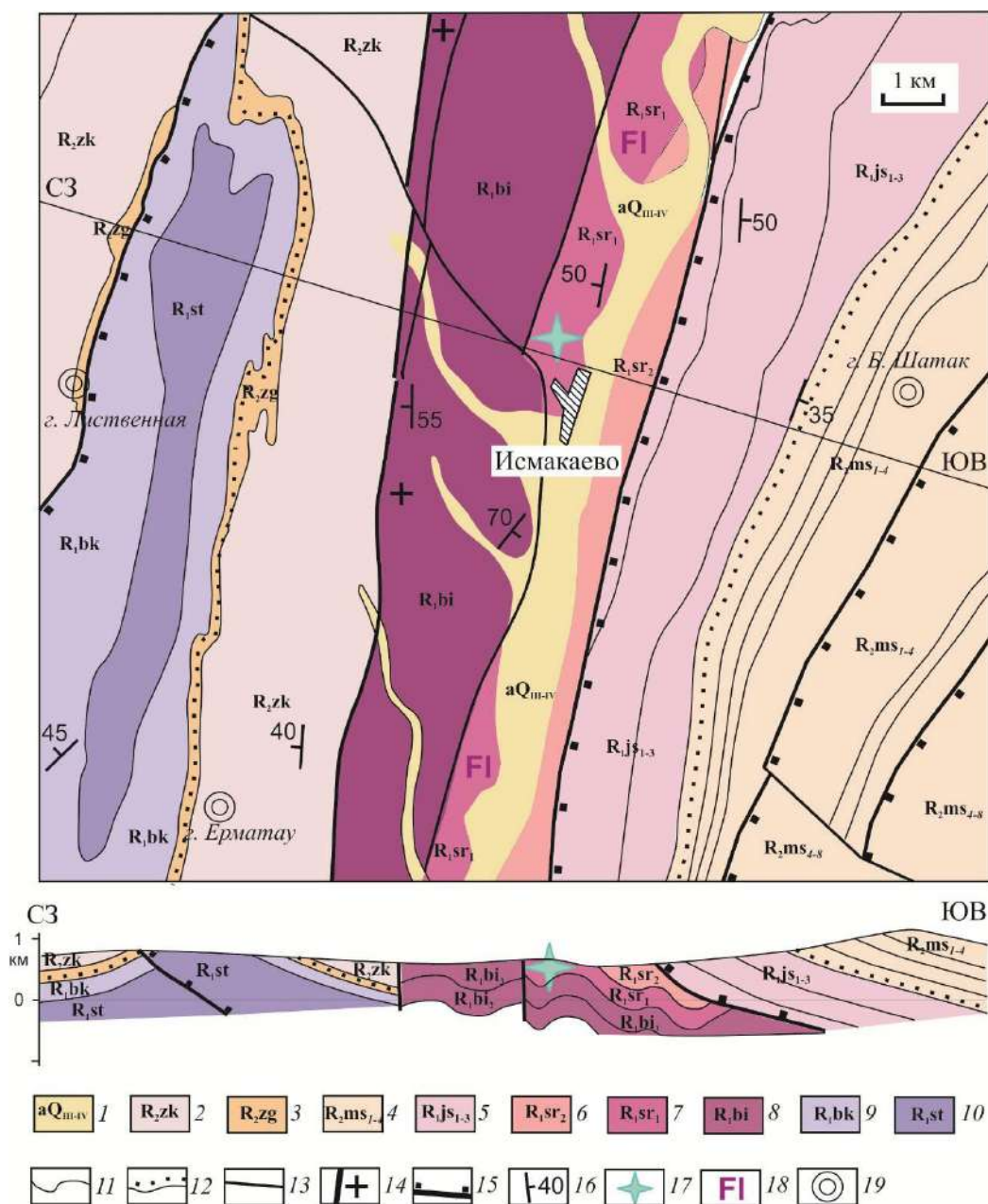


Рис. 3.36. Схематическая геологическая карта и разрез района Ирмакаевского магнезитового месторождения (по [Ларионов и др., 2006], с упрощениями).

1 – четвертичные аллювиальные отложения aQ_{I-IV} ; 2-4 – средний рифей: 2 – НГС, алевролиты зигаино-комаровской свиты RF_{2zg} ; 3 – кварцитовидные песчаники зигальгинской свиты RF_{2zg} ; 4 – алевролиты, песчаники, конгломераты, основные и кислые вулканиты машакской свиты RF_{2ms1-8} ; 5-10 – нижний рифей: 5 – НГС, алевролиты и песчаники юшинской свиты RF_{js} ; 6 – карбонатно-глинистые сланцы и мергели бердагуловской подсвиты суранской свиты RF_{1sr2} ; 7 – известняки, доломиты с залежами магнезитов миньякской подсвиты суранской свиты RF_{1sr1} ; 8 – субаркозовые песчаники с прослоями сланцев и доломитов большеинзерской свиты RF_{bi} ; 9 – НГС, алевролиты бакальской свиты RF_{bk} ; 10 – глинистые доломиты саткинской свиты RF_{st} ; 11 – геологические границы; 12 – стратиграфическое несогласие; 13 – разломы; 14 – взбросы; 15 – надвиги; 16 – элементы залегания слоев; 17 – Ирмакаевское магнезитовое месторождение; 18 – проявления флюоритовой минерализации; 19 – господствующие вершины.

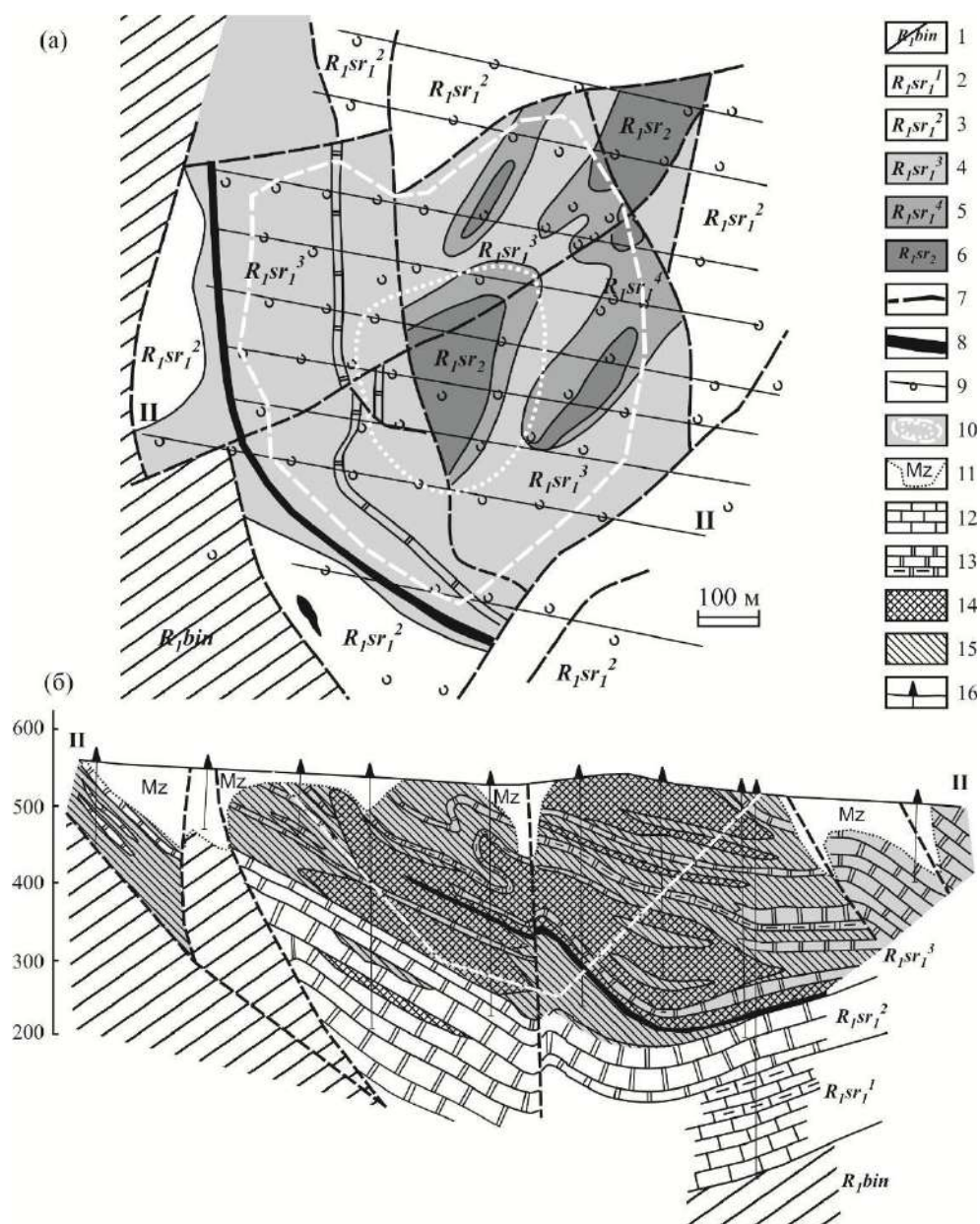


Рис. 3.37. Схематическое геологическое строение Исмаевского месторождения кристаллического магнезита (Фаткуллин, 1997ф).

(а) – геологическая карта района без МЗ-КЗ отложений; (б) – геологический профиль по линии II-II. 1 – песчаники полевошпат-кварцевые, прослои доломитов большеинзерской свиты R_1bin ; 2-5 – карбонатные породы миньякской подсвиты суранской свиты R_1sr_1 : 2 – 1 толща, известняки с прослоями глинистых сланцев $R_1sr_1^1$; 3 – 2 толща, доломиты, единичные прослои магнезитов $R_1sr_1^2$; 4 – 3 толща, магнезиты, прослои доломитов, маркирующий горизонт мергелей, серпентинизированный силл габбро-диабазов $R_1sr_1^3$; 5 – 4 толща, 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 – разведочные скважины; 10 – контуры проектного карьера; 11-16 – знаки на профиле: 11 – кора выветривания мезозоя; 12 – известняки; 13 – метасоматические доломиты и мергели; 14 – магнезиты кондиционные (>40% MgO); 15 – магнезиты некондиционные (<40% MgO); 16 – разведочные скважины.

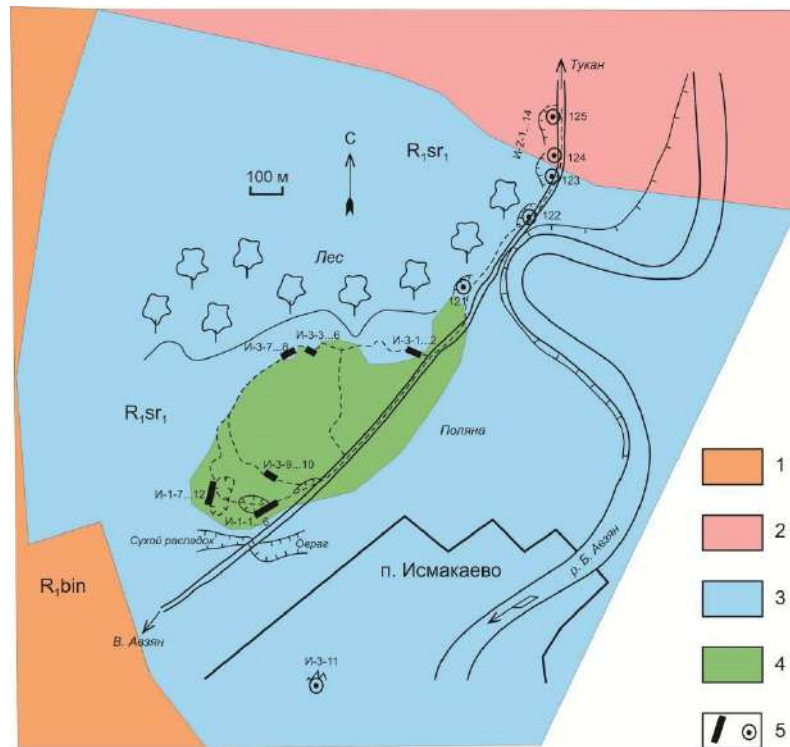


Рис. 3.38. Абрис геологического строения района Исмакаевского месторождения кристаллических магнезитов. Общее простирание пород субмеридиональное.

1 – песчаники большеинзерской свиты; 2-4 суранская свита: 2 – вмещающий известняк; 3 – метасоматический доломит; 4 – магнезит; 5 – профили и точки опробованных обнажений (номера соответствуют таковым в табл. 3-14 – 3-18 и др. и привязаны по GPS).

Магнетитовая залежь Исмакаевского месторождения представлена серией линзовидных тел, разделенных прослоями филлитовидных сланцев и доломитов мощностью 2-5 (до 20) м. Отдельные магнетитовые тела имеют мощность в десятки метров (до 80 м), и все вместе образуют рудную зону мощностью до 400 м и протяженностью 1100 м, до 800 м по падению. В северном направлении рудные тела достаточно резко выклиниваются и переходят в доломиты.

В целом зона магнетитовой минерализации, включающая кондиционные и некондиционные магнезиты, образует сложную линзу, резко выклинивающуюся в меридиональном направлении (см. рис. 3.37, 3.38). Положение магнетитового оруденения в сложной блоково-складчатой структуре рудного поля указывает на его доскладчатое образование в пределах нижнего доломитового, магнетитового и верхнего доломитового горизонтов. Об этом свидетельствует совмещение по линиям надвигов магнетитовых залежей из магнетитового горизонта ($R_1sr_1^3$) и доломитов с прослоями магнезитов нижнего доломитового горизонта ($R_1sr_1^2$) (см. рис. 3.37б). В то же время отсутствие доломитов и магнезитов в нижележащем известняковом горизонте ($R_1sr_1^1$) непосредственно ниже мощной залежи магнезита может указывать на отсутствие связи магнетитообразования с метасоматическими флюидами, поднимавшимися снизу. В восточной части профиля 2 наблюдается тектоническое совмещение магнезитов горизонта ($R_1sr_1^3$) и доломитов горизонта

(RF_1Sr_1^2), что также указывает на доскладчатый характер магнезитового оруденения. При детальной разведке месторождения обнаружено до 10 пропластков доломитов и мергелей внутри магнезитовой залежи мощностью до 10, реже 20 м, в том числе маркирующий горизонт доломитовых мергелей в магнезитовом горизонте (RF_1Sr_1^3).

Взаимоотношения оруденения и силлов долеритов недостаточно изучены. Долериты из силла мощностью 2-10 м в магнезитовой залежи превращены в «зеленокаменные породы» и вмещают прослойки магнезита мощностью 0,1-3 м, в то же время контактового воздействия долеритов на магнезит не отмечено. Установлено, что метадолеритовый силл повторяет все пликативные структуры месторождения (Фаткуллин, 1997ф).

Контакты магнезитовой залежи и метасоматическая зональность. Контакты магнезитовых тел с доломитами резкие или наблюдаются постепенные переходы через зону вкрапленности мелких кристаллов магнезита (табл. 3.12, пробы И-3-2, И-3-10). В этом случае контуры рудных тел устанавливаются только по данным химических анализов с выделением кондиционных и некондиционных магнезитовых тел (см. рис. 3.37).

Поскольку керновый материал поисково-разведочных работ 1980-1990-х гг. утерян, нами проведены маршрутные исследования в районе Исмакаевского магнезитового месторождения, как в пределах рудных тел, так и на периферии магнезитовой залежи (рис. 3.38). Несмотря на слабую обнаженность, удалось получить представление о вещественном составе, как магнезитов, так и вмещающих карбонатных пород месторождения. Магнезитовая залежь соответствует в рельефе многовершинной незалесенной горе к западу от пос. Исмакаево. Маршрут с отбором проб серии И-1-1...12 соответствует номерам проб в южной части рудной залежи основных литотипов магнезитов в пределах опытного карьера и геологоразведочных канав. Пробы серии И-3-1...10 соответствуют опробованию контактовых зон рудных залежей, соответствующих переходу магнезитов во вмещающие доломиты по геологоразведочным канавам и обнажениям на отдельных вершинках горы, слагающей магнезитовую залежь. Серия проб И-2-п ... соответствует маршруту по простиранию миньякской подсвиты суранской свиты вдоль автодороги Авзян-Тукан. Последний маршрут позволил выявить в пределах миньякской подсвиты переход от магнезитов в доломиты и далее в доломитизированные известняки в латеральном направлении примерно вдоль простирания рудовмещающей карбонатной толщи. Переход доломитов в известняки изучен детально с помощью реакции 5% HCl в обнажениях, имеющих общую мощность разреза до 13 м, а также подтвержден рентгеновским и термическим анализами проб серии И-2-п ... (см. табл. 3.12). Переход доломитов в известняки наблюдается на расстоянии 500 м в латеральном направлении от окончания магнезитовой залежи. Линия контакта имеет сложную форму и пересекает слоистость иногда под прямым углом. В 50-70 м к северу известняки уже содержат лишь незначительную примесь доломита

(размер зерен менее 0.1 мм, (согласно рентгенографическим и микрозондовым исследованиям), иногда встречаются участки пелитоморфного кальцита.

Контакты магнезитовых залежей с вмещающими доломитами представляют собой зону мощностью от дециметров до 1-2 метров вкрапленности мелких магнезитовых кристаллов размером до нескольких миллиметров в мелкозернистых доломитах. Вмещающие доломиты состоят из зерен размером до 0.2-0.5 мм. Зерна магнезита выделяются среди доломита как относительно крупнокристаллическим сложением, так и бурым цветом вследствие повышенной железистости. Доломиты без видимой магнезитовой вкрапленности, которая не отмечается даже с помощью рентгенографического изучения, прослежены по простирацию карбонатного горизонта на протяжении до 500 м на север в отдельных обнажениях на горных склонах.

Таким образом, можно утверждать, что в Ирмакаевском месторождении наблюдается ореольная метасоматическая доломитизация вокруг магнезитовой залежи, достигающая размаха до полукилометра в латеральном (по простирацию карбонатного пласта) направлении. В целом, в северной периферии Ирмакаевского месторождения магнезита нами **установлена латеральная метасоматическая зональность: магнезит – доломит+магнезит – доломит – доломитизированный известняк – известняк.**

В метасоматических зонах, по данным дифрактометрии, термометрии и микроскопического изучения, встречается ряд характерных второстепенных минералов (см. табл. 3.12). В магнезитах отмечаются доломит и кварц (до 10-15%), Fe-Mg хлорит (первые %), встречаются альбит и мусковит, изредка тальк. В доломитах может присутствовать небольшое количество кварца, хлорита, мусковита, альбита, появляется калиевый полевой шпат и редко – кальцит. В доломитизированных известняках всегда присутствует калиевый полевой шпат совместно с кварцем, мусковитом, иногда с альбитом. Микроскопическое изучение подтверждает широкое присутствие обломочных мелкопсаммитовых зерен кварца и реже – альбита в известняках. Кластогенные зерна обычно корродированны. В нерастворимом остатке известняков, составляющем до 15-20% от первоначального веса пробы, отмечается резкое повышение количества K_2O и усиление рентгеновских рефлексов калиевого полевого шпата (3.48; 3.31; 3.24 Å). **Таким образом, по мере эволюции метасоматического процесса наблюдается замещение калиевого полевого шпата мусковитом в доломите, а затем мусковита хлоритом в магнезите. В то же время, наблюдается некоторое обогащение магнезитов примесью альбита.**

Литологический состав пород и руд. Вмещающие известняки имеют массивную, тонкослоистую и пятнистую (брекчиевидную) текстуру и тонкозернистую (размер кристаллов менее 0,1 мм), иногда пелитоморфную структуру (рис. 3. 39а.).

Метасоматические доломиты, как расположенные около магнезитовых залежей, так и образующие прослои между магнезитами, содержат рассеянную примесь магнезита и по составу являются магнезиальными доломитами. Они имеют серый и темно-серый цвет, мелко- и тонкозернистую структуру (размер кристаллов 0.1-0.5 мм), мелкую или тонко горизонтальную, реже пологоволнистую слоистость (**рис. 3.39б.**), иногда встречаются прослойки массивных доломитов.

В породе наблюдаются тонкие прослойки темно-серого карбонатно-глинистого сланца, от «нитяных» до нескольких миллиметров по мощности, придающих породе таблитчатую отдельность с мощностью отдельных разностей доломитов от 3-6 см до 10-15 см. Около рудных тел размер кристаллов в доломитах укрупняется от 0.2-0.5 до 1 мм. Вмещающие доломиты местами интенсивно перекристаллизованы и окварцованы; мощность жил до 10 см.

Магнезиты представлены преимущественно **гранобластовыми** мелко-среднезернистыми (**рис. 3.39в, г**) (размер зерен 1-5 мм) разновидностями, локально встречаются небольшие участки перекристаллизованного магнезита с размером зерен 5-10 мм (**рис. 3.39д, е**), реже встречаются удлинённые кристаллы магнезита размером до 30 мм (**рис. 3.39д-з**). В различных частях месторождения крупнокристаллические магнезиты, типичные для остальных МКМ в нижнерифейских толщах (Саткинские, Бакальские, Кызылташские), почти не встречаются.

Для многих магнезитов характерна «бурундучная» текстура, образованная параллельными полосками перекристаллизованного крупнозернистого светло-серого магнезита в относительно мелкозернистой темно-серой основной массе (см. **рис. 3.39д-е.**). Темно-серый магнезит имеет таблитчатую отдельность и содержит тонкие пропластки филлитовидного сланца (НГС). В обнажениях магнезит обычно обохрен из-за повышенного содержания железа. Доломит образует в магнезите секущие прожилки и гнезда, сложенные светло-серым крупнокристаллическим агрегатом, а также встречается в виде мелкой вкрапленности с размером зерен до 0,1 мм.

Характерной особенностью магнезита Исмакаевского месторождения является повышенное содержание кварца (до 10%). Кварц представлен как разнонаправленными прожилками, так и тонкими вкраплениями, иногда образует зоны окварцевания и раздувы в составе кварцево-доломитовых жил до 50 см; может присутствовать в центре гнезд и прожилков крупнокристаллического доломита. Выделяется две генерации кварца: ранний льдистый и поздний молочно-белый (**рис. 3.40** [Крупенин, Гараева, 2015]).

Льдистый (метасоматический) кварц – тонкозернистый, серый разных оттенков, полупрозрачный, сингенетичен магнезиту, наблюдаются взаимные прорастания данных минералов (**рис. 3.41б, в**). Кварц имеет мозаичную структуру, его зерна образуют изометричные многоугольники размером 0,02-0,06 мм, (**рис. 3.41в-д**). Текстура кварцевых

агрегатов пятнистая, обусловлена развитием в тонкозернистом кварце блоков крупнокристаллического светло-серого кварца (размером от 0.2-0.5 мм до 10 см) в результате перекристаллизации (рис. 3.41в-г).

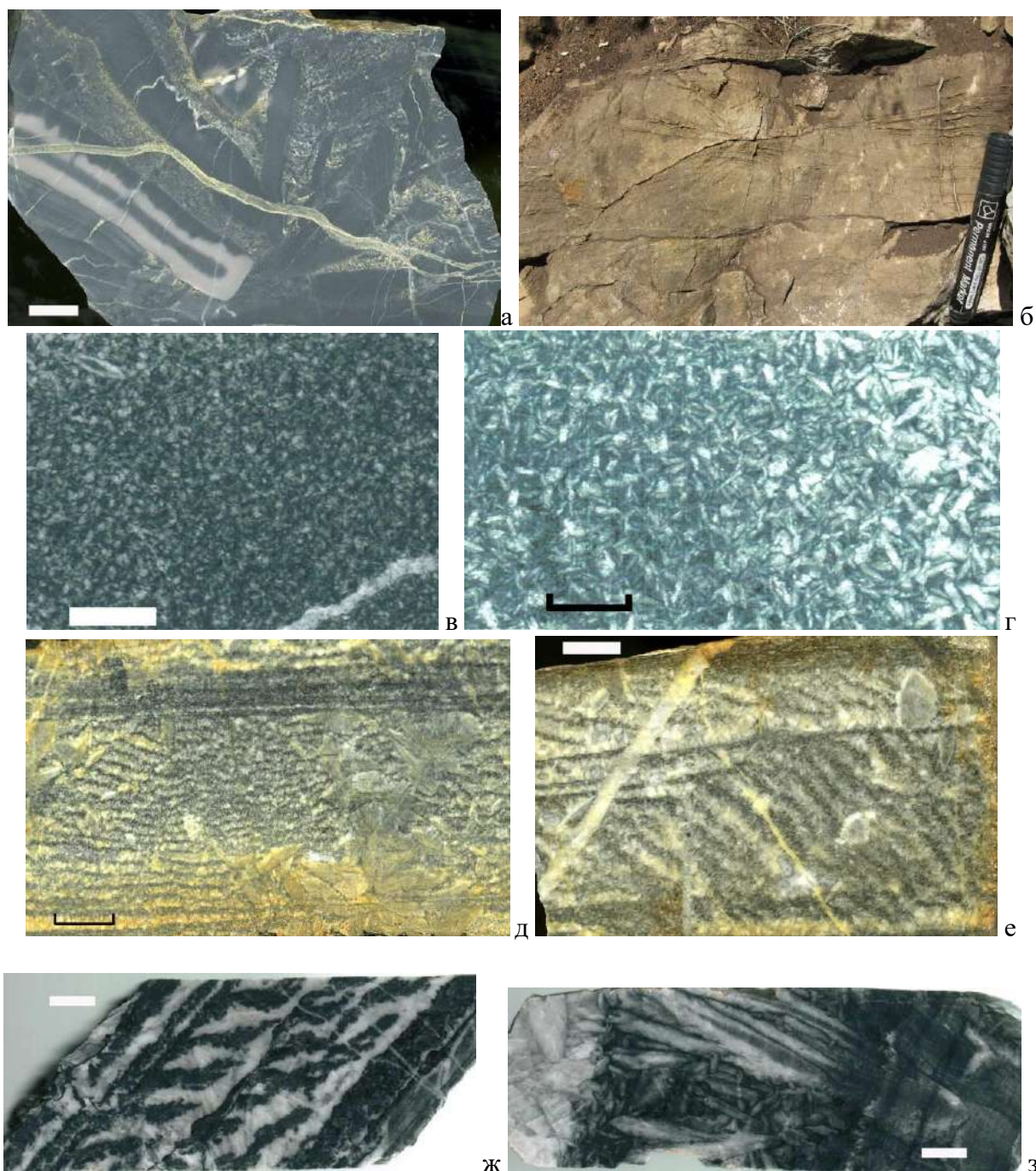


Рис. 3.39. Литотипы вмещающих карбонатных пород и магнезитов Исмаевского месторождения.

(а) – тонкозернистый брекчиевидный известняк (обр. И-2-5); (б) – волнистослоистый мелкозернистый буровато-серый доломит; (в) – магнезит мелкозернистый массивный (обр. И-29); (г) – магнезит среднезернистый массивный (обр. И-29-1); (д) – неравномернозернистый с бурундучно-полосчатой текстурой (обр. И-1-10); (е) – магнезит неравномернозернистый с бурундучной текстурой (обр. И-1-7); (ж) – магнезит среднезернистый полосчато-пятнистый (обр. И-29-8); (з) – магнезит крупнозернистый гнездово-полосчатый (обр. И-29-7). Линейка 1 см.

Поздний молочно-белый гигантозернистый (размер зерен 10-100 мм) кварц образует секущие жилородные зоны в сером метасоматическом кварце и в магнезитае, местами он содержит систему субпараллельных трещин, разбивающих его на пластины.

Кальцит иногда встречается в виде тонкозернистого агрегата совместно с доломитом в интерстициях более крупных зерен магнезита, реже совместно с доломитом в составе секущих гнезд и прожилков крупнокристаллического карбоната в магнезитае.

Железисто-магнезиальный хлорит развит в прослойках и неправильной формы выделениях УХВ с примесью доломита и кварца. Иногда выделения хлорита окружают зерна магнезита в слойках или импрегнируют его кристаллы, придавая им темно-серый оттенок.

Аксессуары в магнезитае представлены мелкими зернами пирита, гетита (по пириту), редкими тонкими прожилками марказита, отдельными чешуйками серицита, редко талька.

Уровень метаморфизма на месторождении определяется по составу глинистых минералов и степени преобразований углеродистого вещества. Дифрактометрический и термический анализ филлитовидного НГС из прослоя в магнезитовой залежи показал присутствие только мусковита поли типа 2М₁ (проба И-3-1). Индекс кристалличности, рассчитанный в 2 Θ °, составил для данной пробы 0.21, что соответствует уровню преобразования на стадии метагенеза – начального метаморфизма. Углеродистое вещество из совместных с хлоритом скоплений выгорает по данным дифференциально-термического анализа (проба И-3-1, аналитик В.Г. Петрищева, ИГГ УрО РАН) двухстадийно: температура первого экзотермического эффекта составляет 260°С, максимум второго экзотермического пика – 605°С, что соответствует шунгиту.

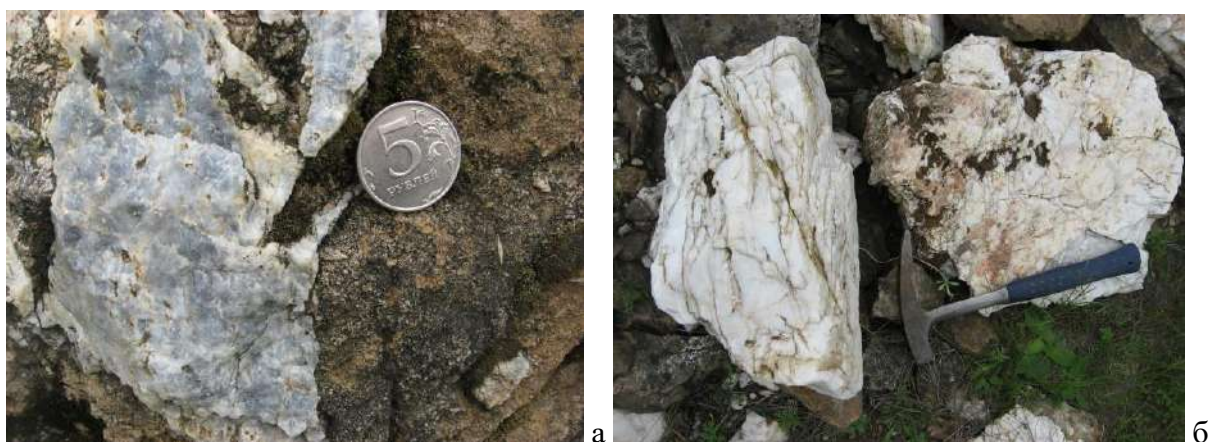


Рис. 3.40. Типы кварца в магнезитае Исмакаевского месторождения.

(а) – метасоматический ранний кварц (льдиственный) в магнезитае; (б) – жильный (поздний) молочно-белого кварца (разлистован и слабо обохрен) в виде скоплений в раннем льдистом кварце.

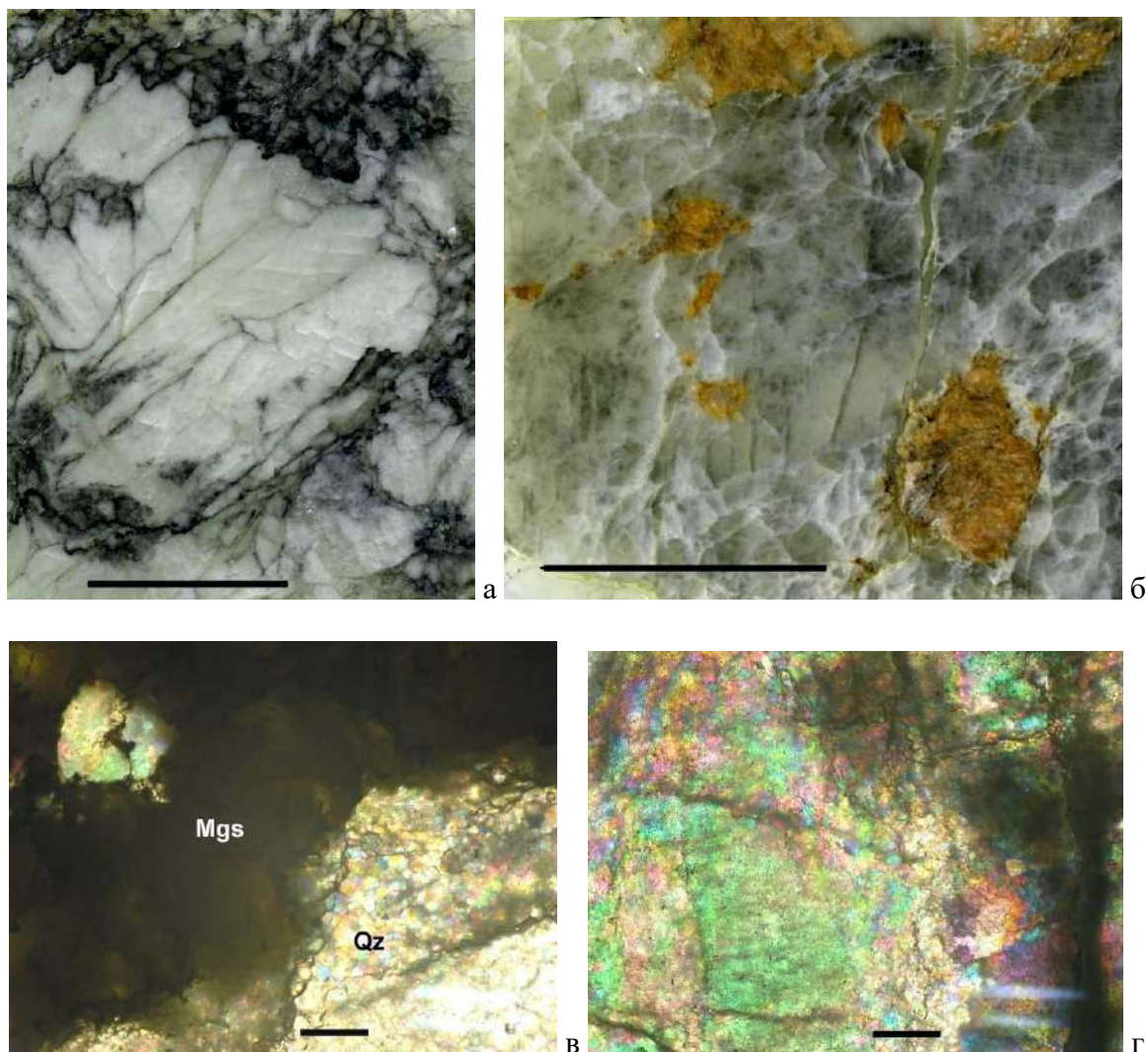


Рис. 3.41. Метасоматический магнезит и кварц Исмакаевского месторождения (полированные двусторонние пластинки)

(а) – общий вид сканированного шлифа магнезита; б – гнёзда обохренного железистого магнезита в метасоматическом льдистом кварце; а, б – линейка 10 мм; (в) – контакт обохренного железистого магнезита (Mgs, видны реликты спайности по ромбоэдру) и метасоматического кварца с мозаичной структурой (Qz); (г) – перекристаллизация мозаичной структуры метасоматического кварца с образованием крупных кристаллов (в-г – николи скрещены); в-г – линейка 0.1 мм.

Химический состав пород и руд. Изучение минералогического и химического состава членов указанной метасоматической зональности с помощью растрового электронного микроскопа позволило подтвердить выводы, полученные рентгенографически и оптически и уточнить некоторые физико-химические особенности метасоматоза. Изучено 7 образцов: 3 магнезита, 2 доломита и 2 известняка [Крупенин и др., 2008]. Важнейшим показателем стадийности метасоматического процесса формирования магнезита является поведение железа.

Распределение FeO в основных минералах метасоматической колонки отражено в **таблице 3.13**. В магнезитах содержание FeO варьирует в пределах 2.38-5.62%, медианные значения для изученных образцов составляют (%): И-1-5 – 3.23, И-1-9 – 4.06, И-1-11 – 3.46 (**рис.**

3.42). Уровень содержаний железа в магнезитах данного месторождения устойчиво высокий, и, вероятно, характеризует специфику состава рудообразующего Fe-Mg-флюида.

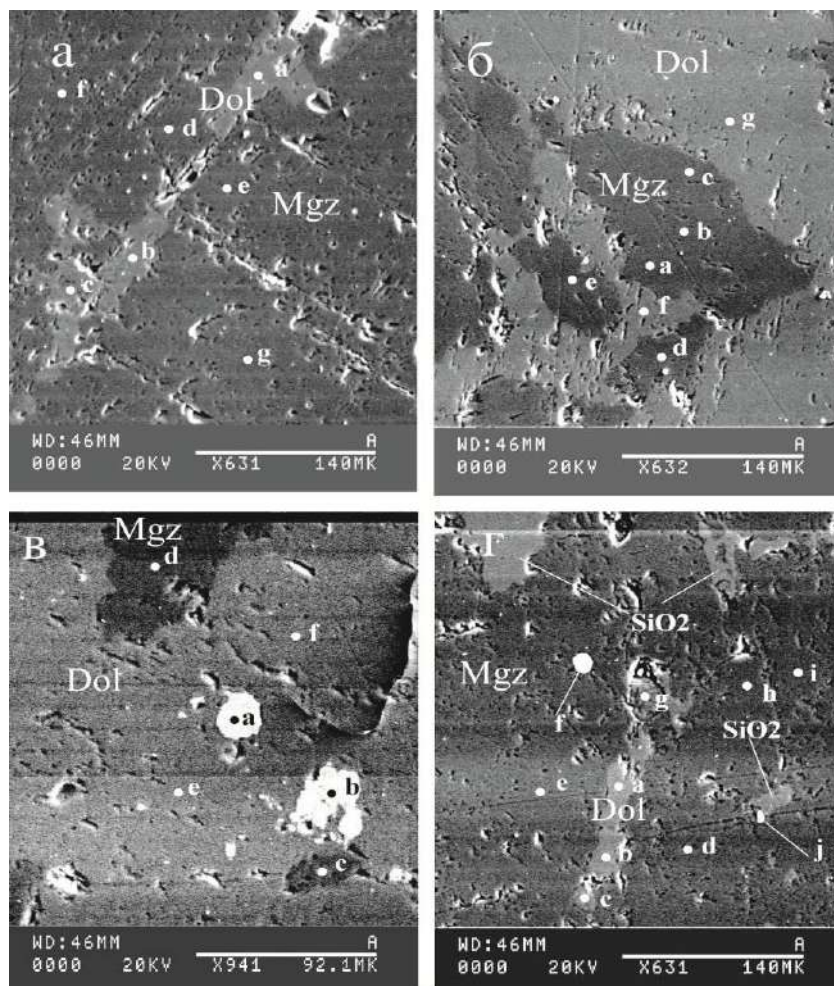


Рис. 3.42. Электронно-микроскопические фотографии магнезитов (Mgz, темно-серое) и доломитов (Dol, серое) Исмакаевского месторождения с точками микроанализа: (а) обр. i-1-5; (б) обр. i-1-9; (в) обр. i-1-9 светло-серое (точки «а, b») - гематит; (г) обр. i-1-11, j - рутил, f - пирит.

В доломитах, зерна которых изучены как в пределах магнезитовых образцов, так и в доломитовых пробах, а также и в виде новообразованных метасоматических кристаллов в известняках (обр. И-2-5), содержание FeO колеблется от 0.96 до 2.03%. Медианные значения концентраций FeO для изученных образцов И-2-2, И-3-10, И-2-5 в доломитах варьируют в пределах 0.99-1.7 % (см. табл. 3.13). То есть **уровень концентраций FeO в доломитах из всех метасоматических зон изменяется слабо, и можно предполагать, что имел место процесс одноактного внедрения единого Fe-Mg-флюида в первоначально известняковую толщу, что вызвало формирование мощной магнезитовой залежи и полукилометровой доломитовой «рубашки» вокруг нее.** Отметим, что и в магнезиальном хлорите из проб И-1-9 и И-1-11 содержание FeO достаточно устойчиво - 2.66-2.83% и 2.64-2.9% соответственно, что

также подтверждает мысль об одноактном и, вероятно, равновесном процессе кристаллизации минералов в метасоматической колонке.

Для изученных минералов из карбонатных пород характерны повышенные содержания марганца в гнездах сиреневого тонкозернистого известняка - до 0.26% MnO при низком содержании FeO (0-0.51%). Обычно в карбонатных минералах стратотипического разреза рифея Mn прямо коррелирует с Fe, а концентрации Mn в известняках составляют 0.01-0.03%.

Химический состав доломита неустойчив. Отмечаются как высокомагнезиальные, так и известковистые разновидности, что характерно для известняковых толщ, подверженных вторичной доломитизации и последующей магнезитизации. Отношение MgO/CaO в доломитах варьирует, по данным автора, от 0.66 до 0.81 (табл. 3.14). По данным (Фаткуллин, 1997ф) до 85% доломитов представлены слабомагнезиальными, магнезиальными известковистыми и мергелистыми разновидностями, и только 15 % являются чистыми доломитами с CaO/MgO=1.4-1.5. Это соответствует нормальным или слегка пониженным соотношениям MgO/CaO на уровне 0.71-0.66 в доломитах.

По данным предварительной разведки (Фаткуллин, 1997ф), магнезиты разделены на кондиционные с содержанием MgO>40% при концентрации магнезита >51%, и некондиционные – с более низким содержанием MgO. Состав основных компонентов выделенных типов представлен в табл. 3.15. В целом по всему месторождению содержания MgO в рудных телах меняются от 30 до 45% (в среднем – 38.83%). При этом по 40% приходится на магнезиты с содержанием MgO 37-39 и 40-41%, по 17% – на руды с содержанием MgO 30-37, 39-40 и 41-42%, и 9% объема составляют высококачественные магнезиты с содержанием MgO=42-45%. В магнезитах повышены содержания SiO₂ (примесь кварца) и CaO (примесь доломита). Изоморфное вхождение железа в структуру магнезита обуславливает повышенные содержания FeO (см. табл. 3.14). Содержания SiO₂ и FeO в магнезитах выше, чем в доломитах. Вероятно, эти элементы, наряду с магнием, активно мигрируют в метасоматическом образовании магнезита на Исмакаевском месторождении.

Для магнезитов установлена отрицательная корреляция MgO с CaO, SiO₂ и Al₂O₃, а также очень слабая положительная – с FeO (рис. 3.43). Это полностью соответствует метасоматической природе магнезитов, поскольку наиболее чистые от терригенно-глинистой примеси карбонаты интенсивнее подвержены магнезиальному метасоматозу. **Устойчиво высокие содержания Fe в магнезите (2.8-4.5% Fe₂O₃ для концентраций MgO 37-42.5%) указывают, во-первых, на одноактность метасоматического внедрения флюидов, во-вторых, на относительно высокие концентрации железа в растворах, сформировавших магнезитовые залежи.**

Содержания микроэлементов в доломитах и магнезитах приведены в **табл. 3.16**. Магнезиты отличаются от доломитов пониженными концентрациями многих компонентов – Sr, Y, Nd и других РЗЭ, а также и литофильных элементов (Rb, Zr), то есть магнезиты почти свободны от терригенных примесей.

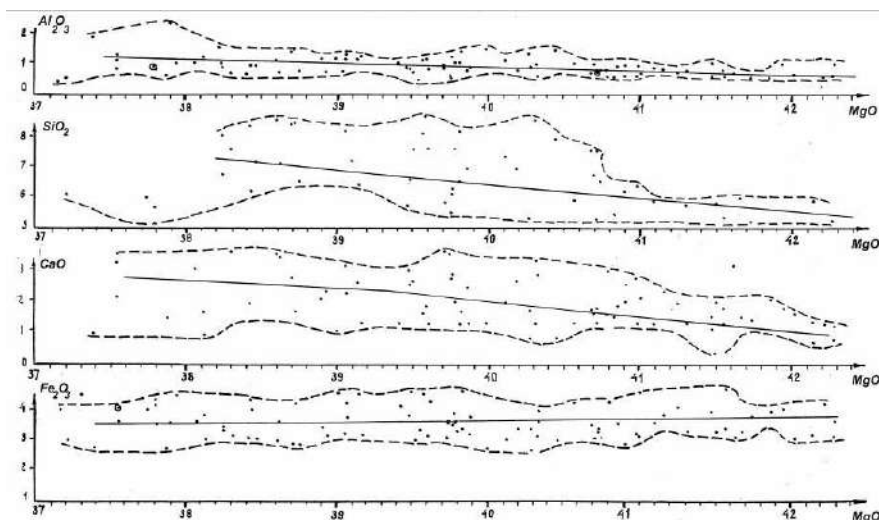


Рис. 3.43. Зависимость концентрации ряда элементов от содержания MgO по скв. 136 Исмакаевского месторождения (Фаткуллин, 1997ф).

Распределение РЗЭ в доломитах и магнезитах Исмакаево заметно отличается от других месторождений Южно-Уральской провинции. На спектрах распределения РЗЭ наблюдается обеднение ЛРЗЭ магнезитов по сравнению с доломитами (**рис. 3.44**). Также для большинства магнезитов и околорудных доломитов месторождения характерна положительная Eu-аномалия.

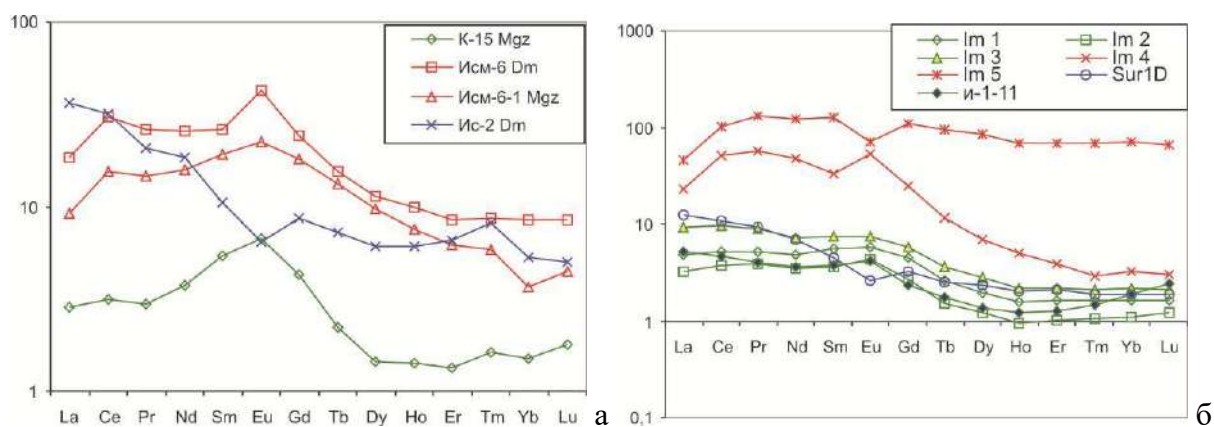


Рис. 3.44. Хондрит-нормированное (C1) распределение РЗЭ в доломитах, удалённых (синий цвет), околорудных (красный цвет) и магнезитах (зеленый) Исмакаевского месторождения.

Среди метасоматических доломитов по распределению РЗЭ выделяется два типа. **1)** Доломиты из удаленных от рудных тел участков с с пониженным отношением MgO/CaO, типичным для кальцийсодержащих карбонатов постепенным снижением концентраций от легких к тяжелым РЗЭ, слабой отрицательной Eu аномалии (пробы Ис-2 Dm, Sur1D, см. рис.

3.44). 2) Доломиты околорудные с повышенным отношением MgO/CaO , повышенным суммарным содержанием РЗЭ, пониженными концентрациями La относительно Ce и положительной аномалией европия (Im 4, Im 5, Исм-6 Dm, Ism-6-1 Mgz).

Суммарные концентрации РЗЭ в доломитах составляют 7–26 г/т, в магнезитах — 5–21 г/т. Хондрит-нормированные тренды распределения РЗЭ в известняках и доломитах характеризуются плавным понижением от La к Lu (табл. 3.17). Для околорудных доломитов характерны более высокие суммы РЗЭ (15-237 при среднем 73 г/т), на фоне снижения концентраций La и модуля (ЛРЗЭ/ТРЗЭ)_N по сравнению с удалёнными от рудных тел метасоматическими доломитами и вмещающими известняками. Также для околорудных доломитов отмечается положительная аномалия Ce, Eu и специфические величины отношения $Se_{CN}/La_{CN} > 1$ (см. табл. 3.17).

В магнезитах наблюдается обеднение ЛРЗЭ при преобладании ТРЗЭ, в общем случае $La \approx Lu$ (субгоризонтальное распределение) и слабая положительная аномалия Eu (рис. 3.45). В удалённых от руды доломитах и известняках наблюдаются слабые негативные аномалии Ce и Eu, унаследованные от первичного морского карбонатного осадка. При нормировании метасоматических доломитов и магнезитов на вмещающие известняки нижнего рифея БМА (региональный кларк) видны более контрастные отличия по распределению РЗЭ (рис. 3.45б). Удалённые доломиты имеют распределение РЗЭ, очень сходное с известняками, в то же время в околорудных доломитах в 5-11 раз повышаются концентрации средних и тяжелых лантаноидов и иттрия, а также присутствует четкая положительная аномалия Eu и соседних с ним элементов (Sm-Er). На трендах магнезитов видны сильная положительная аномалия Eu, деплетирование легких и обогащение тяжелых лантаноидов. Кроме того, метасоматические удаленные доломиты имеют заметное более низкие концентрации Sr, Ba, Rb, Hf; околорудные доломиты - пониженные концентрации Sr, Ba, Rb и Cs по сравнению с региональным кларком известняков. Величина Y/Но в ряду от вмещающих известняков к удалённым, затем околорудным доломитам и магнезитах постепенно уменьшается (соответственно, 35, 30, 26 и 24).

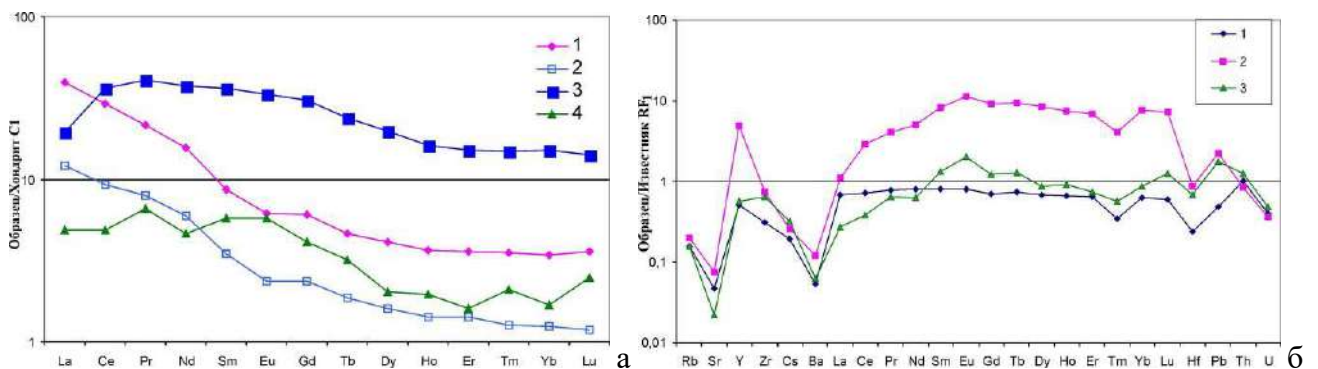


Рис. 3.45. (а) Хондрит-нормированное распределение РЗЭ для Исмакаевского месторождения по средним значениям в 1 – известняках (3 пробы), 2 – удалённых от магнезитов метасоматических

доломитах (11 проб), 3 – околорудных доломитах (6 проб) и 4 – магнезитах (19 проб); (б) нормированное на **региональный кларк известняков нижнего рифея** (19 проб) распределение РЗЭ (средние значения в: 1 – удалённых доломитах; 2 – околорудных доломитах; 3 – магнезитах.

Изотопно-геохимические данные (^{13}C , ^{18}O , ^{87}Sr , ^{143}Nd) рассмотрены в разделе 4.1.3 – модели магнезитовых месторождений.

3.1.4. Юшинское месторождение

Юшинское месторождение расположено в 30 км к северо-западу от Белорецка на правобережье р. Б.Инзер, в верховьях руч. Сундуюртелга, в 4/5 км к юго-западу от дер. Гадильшино, недалеко от дер. Карталинская Запань и хут. Юша. Месторождение было открыто в процессе поисково-разведочных работ на магнезиты В.С. Бодуновым в 1957 г. В 1962-1963 и в 1968-1972 гг. были проведены горные работы с бурением скважин, уточнившие геологическое строение территории, размещение магнезитов и их запасы [Швецов и др., 1986]. Выявлено три магнезитовых тела, мощностью 2, 6 и 30 м (снизу вверх) [Шевелёв и др., 2003]. В настоящее время территория месторождения находится в контурах Южно-Уральского заповедника, район сильно залесён, магнезит в старых горных выработках найти не удалось. Нет образцов магнезита из данного месторождения и в музеях Уральского региона (Уфа, музей при Геолкоме; Екатеринбург, Уральский геологический музей).

Месторождение приурочено к центральной части Ямантауского антиклинория и располагается в приосевой части Ишлинской антиклинали, ядро которой сложено породами суранской свиты бурзяния. Антиклиналь осложнена с СЗ Юшинским, с ЮВ – Зюраткульским разломами. Магнезиты локализованы в карбонатных породах миньякской подсвиты суранской свиты, которые около рудных тел представлены доломитами, а на удалении переходят в доломитизированные известняки. В северной части месторождения карбонатные породы миньякской подсвиты контактируют согласно со сланцами бердагуловской подсвиты суранской свиты, в СЗ части имеют тектонический контакт по Юшинскому разлому с филлитовидными и кварц-серицитовыми НГС машакской свиты юрматиния (**рис. 3.46**). В образованиях машакской свиты отмечаются метадолериты и серицито-кварцевые сланцы по кислым эффузивам – результат динамометаморфизма зеленосланцевой фации.

На месторождении присутствуют дайки долеритов и два крутопадающих дайкоподобных тела ультраосновных пород, имеющих СВ простираие. Последние превращены в хлорит-актинолитовые, хлорит-тальковые и актинолит-тальковые породы [Швецов и др., 1986]. Взаимоотношения этих тел с магнезитами не описаны, на карте и разрезе отмечено их близкое

расположение (см. рис. 3.46). Содержания главных окислов в измененных ультрабазитах варьируют (мас. %): $\text{SiO}_2=20.86-35.55$; $\text{FeO}=0.60-4.39$; $\text{MgO}=15.47-25.33$; $\text{Na}_2\text{O}=0.08-0.12$.

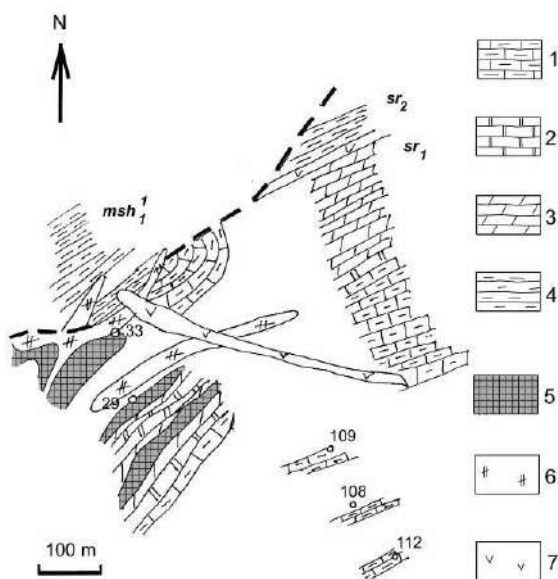


Рис. 3.46. Схематическая геологическая карта Юшинского месторождения (по П.Н. Швецову и др., 1972ф)

1 – известняки; 2 – доломитизированные известняки; 3 – метасоматические доломиты; 4 – филлитовидные сланцы; 5 – магнезиты; 6 – ультрабазиты раннего рифея; 7 – долериты раннего рифея. Цифрами показаны номера разведочных скважин; msh_1 – нижняя подсвита машакской свиты среднего рифея; sr_1 – миньякская подсвита суранской свиты; sr_2 – бердагуловская подсвита суранской свиты.

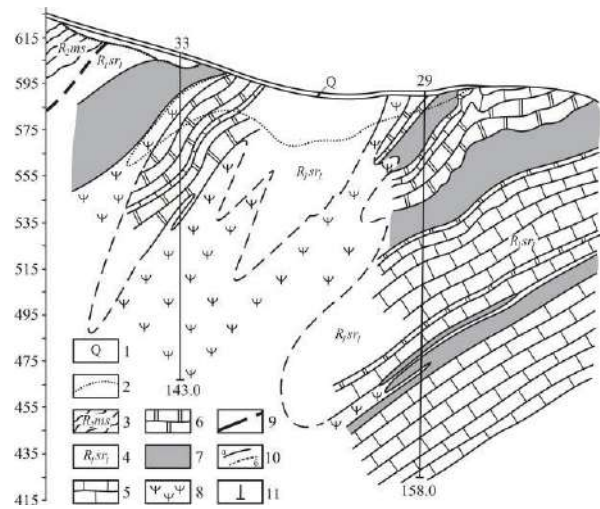


Рис. 3.47. Разрез Юшинского месторождения (по [Швецов и др., 1986]).

1 – четвертичные отложения; 2 – нижняя граница мезозойской коры выветривания; 3 – машакская свита; 4 – миньякская подсвита суранской свиты; 5 – известняки; 6 – доломиты метасоматические; 7 – магнезиты; 8 – ультрабазиты; 9 Юшинский разлом; 10 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 11 – скважины.

Магнезиты слагают пять пластообразных залежей мощностью от 6-12 до 25-30 м, ориентированных согласно со слоистостью вмещающих карбонатных пород (рис. 3.47). Общая мощность залежей достигает 80 м, по простиранию магнезиты прослежены на 220 м, по падению – до глубины 150 м. Из-за большой мощности рыхлых отложений ЮЗ фланги месторождения не оконтурены. Магнезиты окружены доломитами, которые по простиранию, а также вверх и вниз по разрезу переходят в доломитизированные известняки. При этом уменьшается степень перекристаллизации карбонатных пород, цвет становится более темным, яснее проявляется слоистость. Вмещающие карбонатные породы представлены светло-серыми известняками с размером зерен кальцита около 0,4 мм. На значительном удалении от рудных тел в других разрезах верхи миньякской свиты представлены темно-серыми тонкозернистыми и пелитоморфными доломитами [Швецов и др., 1986]. Мощность метасоматических доломитовых ореолов находится в прямой зависимости от мощности магнезитовых залежей и

составляет соответственно 10, 24 и 37 м при мощности рудных тел 2, 12 и 15 м. В лежащем боку залежей магнезиты постепенно переходят в доломиты, висячем – переход более резкий. Доломиты лежащего бока, как правило, мелкозернистые, содержат примесь кварца (до 8%), серицита и пирита до 1%. Доломиты висячего бока имеют крупнокристаллическую структуру с размером зерен до 10 мм и примесь магнезита (до 10%), мощность околорудных ореолов здесь значительно больше [Швецов и др., 1986]. Отмечается резкий характер перехода магнезит-доломит, но с наличием переходных зон мощностью 0,5-1 м (Бодунов, Сердобова, 1958ф).

На околорудную метасоматическую зональность на месторождении накладываются процессы редоломитизации части магнезитов, образования гнездовых и жильных вторичных доломитов (мощность до 60 см) в метасоматических доломитовых ореолах, развития кальцитовых прожилков в доломитах (мощность до 10 см).

Магнезиты имеют массивную и полосчатую текстуру, средне- и крупнозернистую структуру, и серую, реже буровато-серую окраску. Второстепенным минералом является доломит, в центре залежей его количество составляет до 5%, а в периферийных частях до 20%. Незначительной примесью является мелкочешуйчатый тальк и хлорит, часто совместно с тонкодисперсным углеродистым веществом. По данным (Бодунов, Сердобова, 1958ф) отмечаются крупнокристаллические магнезиты с радиально-лучистым строением.

Магнезиты Юшинского месторождения имеют следующий химический состав (средний по всем залежам, в %): MgO – 42.40; CaO – 2.88; SiO₂ – 4.96; ппп – 43.62), удовлетворяющий требованиям огнеупорного сырья для металлургической промышленности [Швецов и др., 1986].

Доломиты на месторождении имеют переменный состав с содержанием (мас. %): MgO – 22.41-31.40; CaO – 23.98-29.92; SiO₂ – 5.5-9.74; ппп – 38.8-48.43. Известняки содержат примесь кварца (до 10%), доломита (до 12 %), пирита (до 2 %). Химический состав известняков (мас. %): MgO – 1.6-2.6; CaO – 40.8-45.9; SiO₂ – 10.9-15.7; ппп – 35-39.3 [Швецов и др., 1986].

Распределение основных породообразующих компонентов во вмещающих породах и магнезитах Юшинского месторождения, по данным П.Н. Швецова и Ф.А. Ямаева (1972 г.), имеет определенную специфику (табл. 3.18). На рис. 3.48 показано, что распределение MgO обратно пропорционально распределению CaO и SiO₂, при этом величина ППП меняется незначительно, что может свидетельствовать о привносе кремнезема в доломитовые и кальцитовые прослои при магнезиальном метасоматозе. Можно предположить, что кремнезем выносился из зон магнезитового метасоматоза щелочными флюидами и осаждался в виде кварца при падении щелочности во фронтальных зонах на границе доломитовых и кальцитовых (доломитизированных известняков) зон.

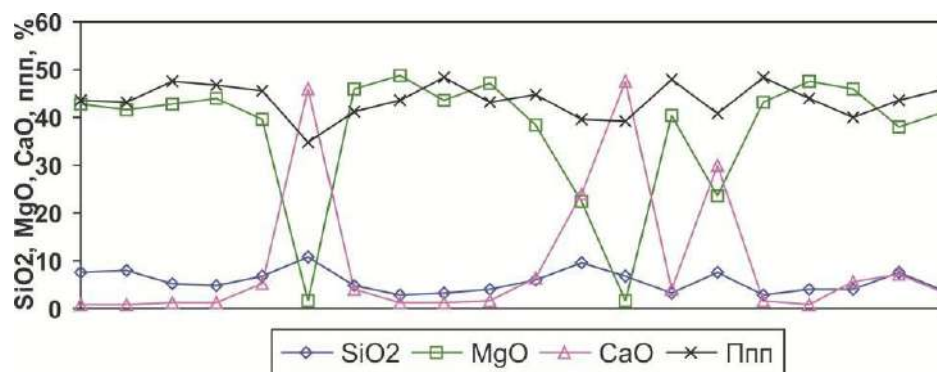


Рис. 3.48. Распределение SiO₂, CaO, MgO, п.п.п., мас.% в вертикальном разрезе Юшинского магнетитового месторождения (сверху вниз по разрезу, рудные залежи 1-4).

Наличие на месторождении явных признаков метасоматической зональности, указанных в работе [Швецов и др., 1986], позволяет предполагать метасоматический генезис магнетитов. Однако недостаточная изученность, присутствие высокомагнезиальных гипербазитов и наложенные (вероятно, неоднократные низкотемпературные метаморфические воздействия) не позволяют однозначно судить о природе рудных магнезиальных растворов.

3.1.5. Сюрюнзякская группа

Сюрюняжская группа включает Кызылташское, Азналинское, Белятурское, Сюрюняжское магнетитовые месторождения и проявление Яндык. Группа расположена компактно в пределах Кызылташской синклинали на западном крыле Маярдакского антиклинория. Месторождения находятся в 20-25 км к западу от Белорецка и в 5-10 км к северу от железнодорожной станции Сатра.

Маярдакский антиклинорий представляет собой сложное, отделенное от соседних структур крупными разломами складчато-блоковое сооружение, в котором проявлены процессы зонального низкобарического метаморфизма, связанного с образованием на ЮВ БМА Белорецкого метаморфического комплекса (термального купола) [Алексеев и др., 2009]. Магнетитовые месторождения приурочены к западной, самой низкотемпературной зоне. Для западной части антиклинория характерно субширотное расположение складчатых структур, в виде дуги, обращенной выпуклостью к северо-западу (**рис. 3.49**).

Из-за обособленности Маярдакского антиклинория для него разработаны особые стратиграфические подразделения [Ротару, 1986], вошедшие в корреляционные стратиграфические схемы Урала [Объяснительная записка ..., 1994]. В соответствии с ними, метаморфические породы Маярдакского антиклинория отнесены к среднему рифею и подразделены на следующие свиты (снизу вверх): буганакская, кызылташская, аюсапканская,

белетарская, которые рассматриваются как метаморфизованные аналоги подцвет вулканогенно-осадочной машакской свиты. На них согласно залегают кварциты зигальгинской свиты, а также метаморфизованные образования зигазино-комаровской, авзянской свит среднего рифея, зильмердакской и катавской свит верхнего рифея.

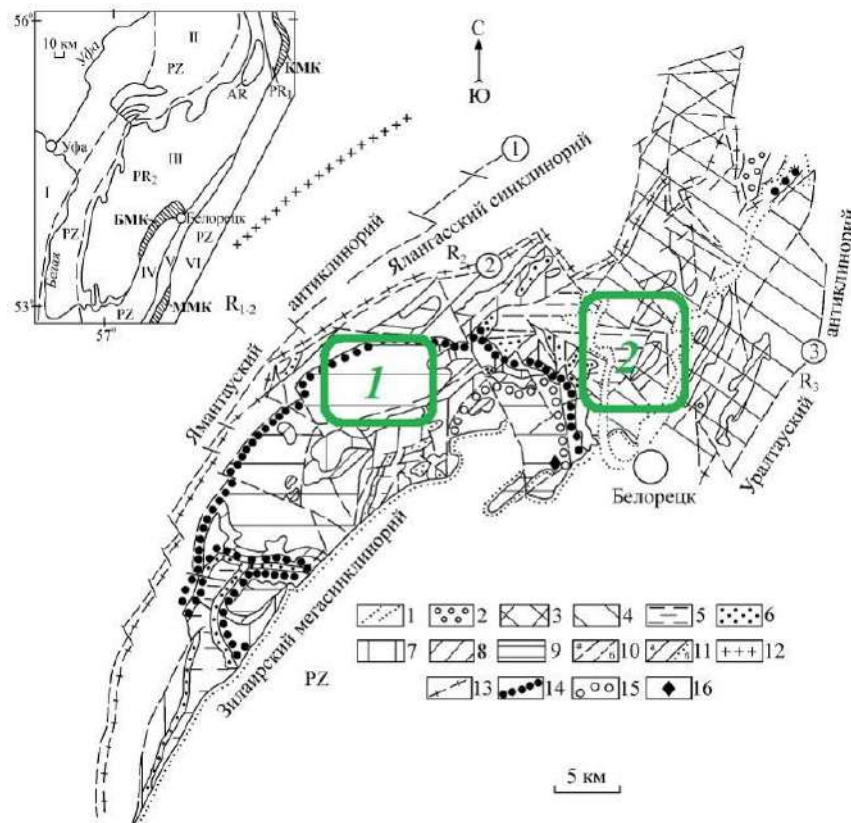


Рис. 3.49. Схема геологического строения и метаморфической зональности белорецкого комплекса (по [Алексеев и др., 2009]).

1 – кайнозой; 2 – венд, аршинская свита; 3 – верхний рифей, зильмердакская свита; 4–8 – средний рифей (4 – авзянская, 5 – зигазино-комаровская, 6 – зигальгинская, 7 – белетарская, 8 – аюсапканская свиты); 9 – нижний рифей, кызылташская и буганакская свиты; 10 – разрывные нарушения региональные (а) и местного значения (б); 11 – геологические границы согласные (а) и несогласные (б); 12–15 – изограды (12 – хлоритоида, 13 – биотита, 14 – граната, 15 – омфацита); 16 – участок развития кианит-талковых сланцев. PZ – нерасчлененные отложения палеозоя, R₂ – среднего рифея, R₁₋₂ – среднего и нижнего рифея. Прямоугольники ограничивают поля развития групп МКМ: 1 – Сюрюньяжской, 2 – Белорецкой.

Однако, как указано В.В. Шалагиновым [Объяснительная записка ..., 1994, с. 14], «существуют мнения о раннерифейском возрасте ... свит ... буганакской и кызылташской», в частности, такое мнение разделяли А.И. Иванов [1937, 1949], Д.В. Ожиганов [1964], В.И. Козлов [1982], П.Н. Швецов [1980], Ф.А. Ямаев и А.Ф. Ротарь [1973]. В.П. Парначевым [Парначев и др., 1986] описано несогласие между аюсапканской свитой и различными подцветами кызылташской свиты, причем углы несогласия к востоку возрастают от 2-5° до 90°. В основании аюсапканской свиты залегает горизонт конгломератов мощностью до 5 м с обломками метаморфизованных магматических пород основного состава [Швецов, 1980]. П.Н.

Швецовым [1980, 1986] магнезитовое оруденение относится к стратиграфическим аналогам отложений суранской свиты бурзяния. Однако ранее кызылташская свита рассматривалась как завершающая в разрезе бурзяния [Унифицированные и корреляционные ..., 1980]. Таким образом, стратиграфическое положение магнезитов в кызылташской свите трактуется неоднозначно: они либо приурочены к наиболее верхней свите в разрезе бурзяния, содержащей карбонатные породы, (аналог бакальской свиты в северной части БМА, также содержащей магнезиты), либо залегают на суранском уровне раннего рифея.

Тектоническое строение антиклинория также весьма сложное и до сих пор недостаточно изучено. Структура представляет собой купол, три четверти которого выходят на поверхность, а четверть погребена под трансгрессивно налегающими отложениями зилаирской серии палеозоя (см. рис. 3.49). По данным З.М. Ротару [1986], докембрийские породы смяты в брахиформные и куполовидные складки с субширотным простираем осей, широким развитием мелких опрокинутых и изоклинальных складок. В центральной части структуры сохраняется пологое залегание, в крыльях более крутое с коробчатыми формами складок. По мнению [Анфимов, Бусыгин, 1982], Кызылташское, Сюрюньзакское и Белятурское месторождения приурочены к опрокинутому на запад крылу Кызылташской синклинали.

Зональные метаморфические изменения пород Белорецкого комплекса [Ротару, 1986] представлены зонами: хлоритовая, биотитовая (зеленосланцевая фация), гранатовая (эпидот-амфиболитовая фация) и андалузитовая (амфиболитовая фация). Магнезитовое оруденение приурочено преимущественно к зеленосланцевой фации метаморфизма пород.

Общая схема геологического размещения месторождений Сюрюньзакской и Белорецкой групп уточнена в последнее время в связи с работами на поиски апокарбонатных тальцитов в Белорецком районе (рис. 3.50). Установлено, что процессы оталькования в магнезитах имеют более широкое распространение, чем было известно ранее. Наиболее значимые скопления тальцитов выявлены на Азналинском проявлении (Сюрюньзакская группа в отложениях бурзяния), также Аболовское МКМ (Белорецкая группа в отложениях юрматиния). Предполагается, что талькиты образованы в результате локального силикатного метасоматоза, синхронного с этапом зонального метаморфизма при образовании Белорецкого термального купола [Савченко и др., 2015ф; Савченко и др., 2016; Хаматов, Калистратова, 2016; Грановская, Кочергин, 2020]. По мнению В.Н. Пучкова [2010], метаморфизм связан с Тиманским этапом складчатости в конце венда-кембрии.

Кызылташское месторождение

Месторождение приурочено к толще доломитовых и кальцитовых мраморов с прослоями хлоритовых сланцев нижней части кызылташской свиты (ахмеровская подсвита, суммарная мощность мраморов до 300 м). Магнезиты образуют мощные прерывистые скальные выходы

высотой до 30 м (**рис. 3.51**) на расстоянии около 1 км на правом берегу р. Большой Сюрюньзяк (**рис. 3.52**). Протяженность сплошного выхода магнезитов, падающих на запад под углом 20-50° составляет до 300 м. В восточной части между магнезитовыми залежами наблюдается прослой кальцитовых мраморов. На месторождении в 1950-60 гг. проводились разведочные работы и было добыто 13 тыс. т магнезита для испытаний на Белорецком металлургическом комбинате (БМК). Запасы месторождения учитывались как балансовые (кат. А₂-С₁) в количестве 7,5 млн. т и 16,5 млн. т как забалансовые [Шевелев и др., 2003].

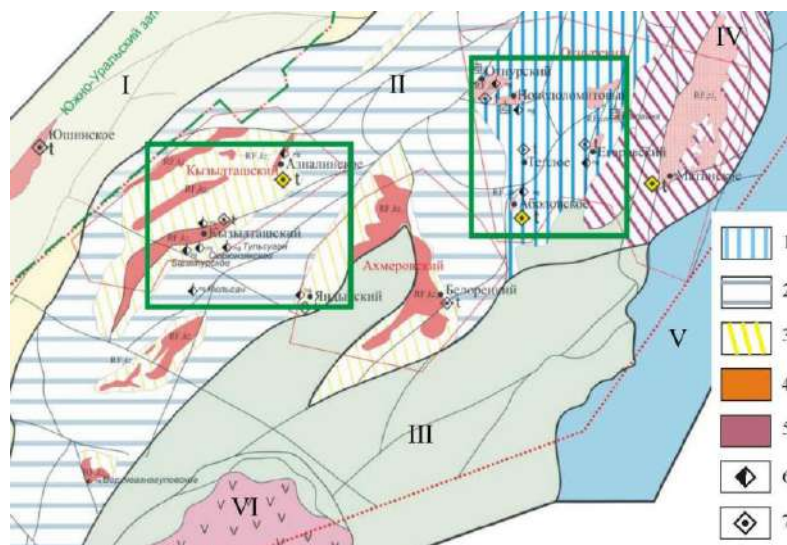


Рис. 3.50. Геологическая схема размещения магнезитовых месторождений Сюрюньзякской и Белорецкой групп и проявлений тальцитов в Белорецком районе (с разрешения Уральского геологического агентства).

I – Ямантауский антиклинорий; II – Маярдакский антиклинорий; III – Зилаирский синклиний; IV – Верхнебельский синклиний; V – зона Урал-Тай; VI – Северный Крак; 1 – терригенно-карбонатные авзянской свиты (RF_{2av}); 2 – вулканогенно-терригенные машакской-зигазино-комаровской свит (RF_{2ms-zk}); 3 – терригенно-карбонатные кызылташской свиты (RF_{1kz}); 4 – карбонатные ахмеровской подсвиты (RF_{1kz2}); 5 – терригенно-карбонатные суранской свиты (RF_{1sr}); 6 – проявления и месторождения магнезита; 7 – проявления талька.

В настоящее время район месторождения труднодоступен, контакты рудных тел с вмещающими доломитами наблюдать не удастся. Магнезиты представлены массивными разновидностями, слагающими прослой мощностью до первых метров, а также пакетами с плитчатой и таблитчатой отдельностью, обогащенными хлоритовым сланцем.

По разведочным данным (Сухарев, 1933ф; Бодунов, Сердобова, 1957ф) магнезиты образуют пластообразные и линзовидные залежи, вытянутые согласно со слоистостью вмещающих карбонатных пород с прослоями кварц-серицит-хлоритовых с графитом и тальком сланцев (**рис. 3.53**). Всего в разрезе карбонатной толщи насчитывается до 10 магнезитовых залежей мощностью от 2 до 78 м (в среднем по месторождению 16 м). Вмещающие породы

представлены доломитами, на удалении от магнезитов по разрезу переходящими в доломитизированные и чистые известняки.



Рис. 3.51. Скальные выходы магнезита вдоль р. Сюрюнзяк, месторождение Кызылташ. Мощность выходов до 20 м: а – общий вид обнажения; б – бороздовое сплошное опробование при разведке магнезита.

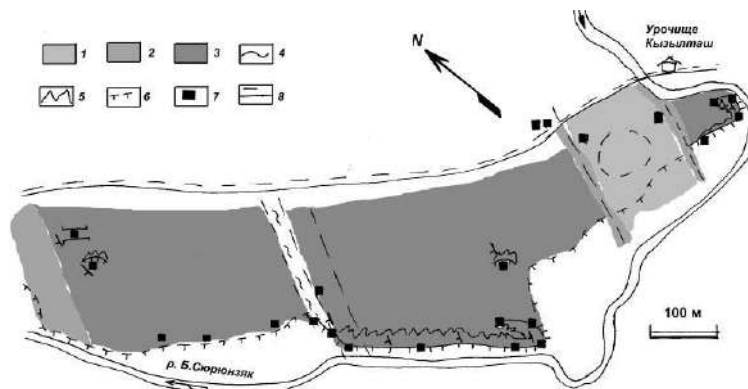


Рис. 3.52. Абрис положения магнезитовых залежей Кызылташского месторождения на правом берегу р. Б. Сюрюнзяк. 1 – кальцитовый мрамор; 2 – доломитовый мрамор; 3 – магнезит; 4 – филлитовидный кварц-хлоритовый сланец; 5 – скальные выходы; 6 – положение надпойменной террасы; 7 – точки опробования; 8 – дороги, тропы.

Мощность прослоев доломитов (в том числе глинистых доломитов и прослоек глинистых пород) между магнезитами составляет 10-20 м. Среди доломитов отмечены участки развития разностей с повышенным относительно стехиометрического содержанием MgO . Рудные тела подвержены тем же пликативным и дизъюнктивным дислокациям, что и вмещающие карбонатно-терригенные породы. В магнезитах часто наблюдаются мелкие

складки, зоны тектонических брекчий, широко проявлен будинаж однородных пропластков магнезита между слойками магнезита, обогащенного терригенно-глинистой примесью.

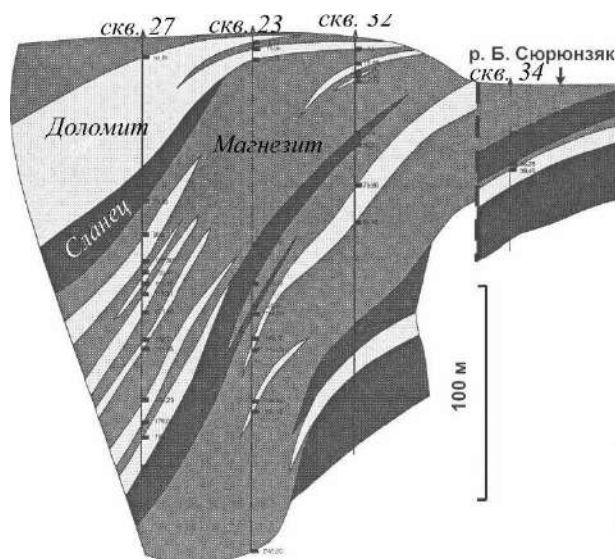


Рис. 3.53. Схематический поперечный разрез Кызылташского месторождения по В.С.Бодунову и Т.Н.Сердобовой (1958ф); скв. – скважины.

Латеральные (вдоль простирания карбонатного пласта) контакты магнезита и доломита не прослежены. В магнезитах по сравнению с вмещающими доломитами и известняковыми мраморами возрастает количество прожилков вторичного доломита и кварца, а также чешуек талька. Секущие жилы крупнокристаллического магнезита развиты среди магнезитов массивной или полосчатой текстуры, но не выходят в доломиты. Вмещающие доломиты не обнаружены даже при контроле рентгеновским и термическим анализами (табл. 3.19), вероятно, они образуют маломощные метасоматические зоны. В то же время часто наблюдались контакты крупнокристаллических и тонкозернистых магнезитов, образующие линзовидные, вытянутые по слоистости выделения в магнезитовых телах. В крайней западной части месторождения в скальном выходе установлен переход крупнокристаллического пинолитового мелкотаблитчатого магнезита в мелко- и тонкокристаллический массивный магнезит вниз по разрезу на расстоянии полуметра. Минеральный состав подтвержден данными термического и рентгенографического изучения (см. табл. 3.19). Детальное изучение пробы kz-12-2, в которой непосредственно наблюдается переход крупнокристаллического темно-серого магнезита (kz-12-2a и kz-12-2b) в серый мелко- и тонкокристаллический серый магнезит (kz-12-2c и kz-12-2d) показало, что при этом переходе падают содержания магнезита и хлорита, но возрастают – кварца. Содержание доломита при этом остается на уровне 1-2 % (рис. 3.54а). Таким образом, в Кызылташском месторождении встречаются как крупнокристаллические разности магнезита, так мелкокристаллические, внешне ненеотличимые от доломита.

Литологический состав пород и руд. Наиболее чистые магнезиты приурочены к центральной части залежей, а по направлению к подошве и кровле наблюдается переход в магнезиальные доломиты и доломитизированные известняки (Андрианова и др. 1956ф).

Вмещающие породы, представленные кальцитовыми мраморами, характеризуются средне- и крупнозернистой гранобластовой структурой с размером зерен 0.2-1 мм и полосчатостью, образованной неравномерным послойным распределением УГВ (рис. 3.54 б).

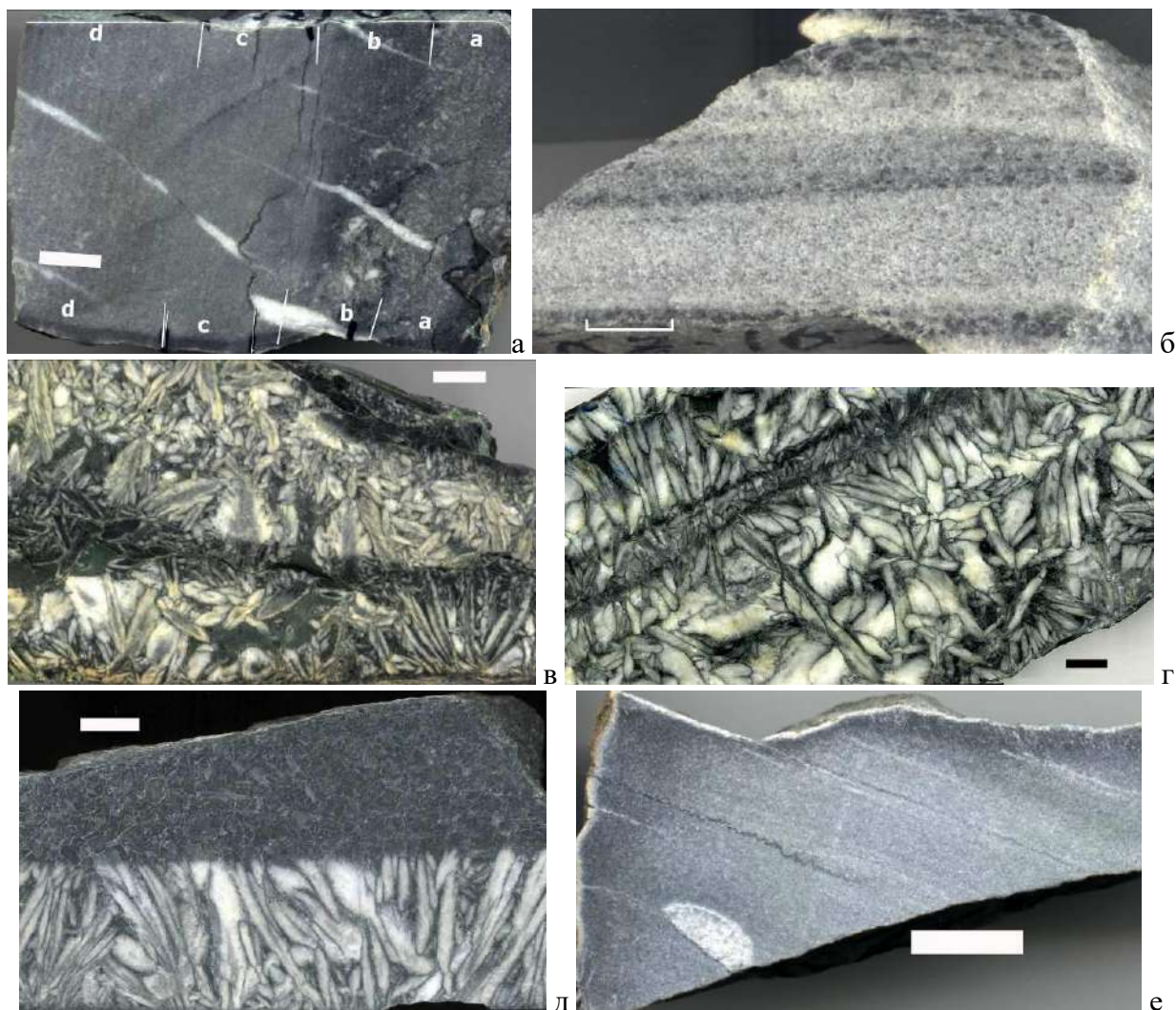


Рис. 3.54. Литотипы пород кызыташской свиты:

а – переход крупнокристаллического магнетита (а, б) в мелкокристаллический (с, д), образец kz12-2 (состав см. в табл. 3.19); б – кальцитовый крупнозернистый мрамор, обр. Kz-16-2; в – магнетит крупнокристаллический хризантемовидный (обр. kz-1); г – магнетит крупнокристаллический хризантемовидный (обр. с.512-15, Азналинское месторождение); д – магнетит крупнокристаллический хризантемовидный в контакте с массивным среднекристаллическим (обр. kz-17-9); е – магнетит мелкокристаллический тонкослоистый (обр. kz-12-1). Линейка 1 см.

Мраморы состоят из кальцита с примесью кварца и серицита. Около магнетитовых залежей наблюдается постепенная доломитизация кальцитовых мраморов, присутствие доломита сопровождается появлением незначительного количества магнетита. Так, в пробе кальцитового мрамора kz-15 при появлении 5 вес. % доломита появляются рефлексy магнетита, соответствующие 1 вес. % магнетита, по данным термического анализа (см. табл. 3.19).

Структуры магнезитов, как правило, крупнокристаллические. Размеры зерен составляют, в основном, около 5-10 мм, но встречаются и тонко-мелкозернистые участки с размерами зерен 0.2-0.4 мм. Нами отмечена приуроченность наиболее крупнокристаллических разностей (до 7-8 см по удлинению) к центральным частям магнезитовых залежей, в то время как в периферийных контактовых частях развиты среднезернистые магнезиты; фиксируется связь крупнокристаллических пинолитовых структур с полосчатыми прослоями магнезитов, обогащенными терригенным компонентом (**рис. 3.54в-д**).

Данные термического и рентгенографического изучения подтверждают повышенное содержание кварца до 5-15% и магнезиального хлорита до 10-15% в полосчатых крупнокристаллических и пинолитовых магнезитах (см. табл. 3.19, Обр. Kz-4-3; Kz-8; Kz-12-7). При этом содержание магнезита в пробах падает от 93-90% в массивных (пробы Kz-4-1; Kz-12-5;) до 67% в полосчатых звездчатых и пинолитовых. Иногда избирательная перекристаллизация магнезита приводит к формированию очень красивых «рисунков», где вытянутые под разными углами к слоистости (но чаще перпендикулярно) светло-серые кристаллы магнезита размером до нескольких сантиметров расположены в темно-сером матриксе («хризантемовидный магнезит»). Такие породы могут использоваться как облицовочный материал (см. рис. 3.54).

Текстурные разновидности магнезитов определяются присутствием осадочных унаследованных типов слоистости известняка (протолита) – пологоволнистая косоволнистая со следами знаков асимметричной ряби течения. Вторичные текстуры (полосчатая, гнездовая и пятнистая) образованы в результате неравномерной перекристаллизации магнезита.

Вещественный состав магнезитов определяется присутствием второстепенных минералов, среди которых преобладают кварц и магнезиальный хлорит. Кварц образует как секущие прожилки, так и неправильной формы мелкие зерна размером 0.1-0.2 мм, рассеянные в интерстициях кристаллов магнезита, а также желваки неправильной формы. Содержание кварца в магнезите достигает до 15%. Mg-хлорит широко развит на Кызылташском месторождении и составляет отдельные прослои мощностью до первых десятков сантиметров (проба КУ-28-10) с характерной плейчатой текстурой, и мелкие слойки совместно с кварцевыми зернами в глинистых магнезитах. Кроме того, в участках скопления УХВ с кварцем, образующихся при росте крупных кристаллов магнезита, Mg-хлорит формирует очень тонкую сеть прожилков и пластинчатых кристаллов, развиваясь по зернам кварца (**рис. 3.55а**). Тальк на Кызылташском месторождении является аксессуарным, развит в виде тонких чешуек между кристаллами магнезита, часто вместе с кварцем и хлоритом. Чаше тальк встречается на Азналинском месторождении, также в виде чешуек в интерстициях между кристаллами магнезита, или метасоматически замещая Mg-хлорит из терригенных прослоев в магнезите. Постоянной примесью в магнезитах является доломит, его количество увеличивается в

контактных зонах, но, как правило, не составляет более 1-2%. В виде незначительной примеси в магнезитах встречаются серицит и пирит (рис. 3.55б).

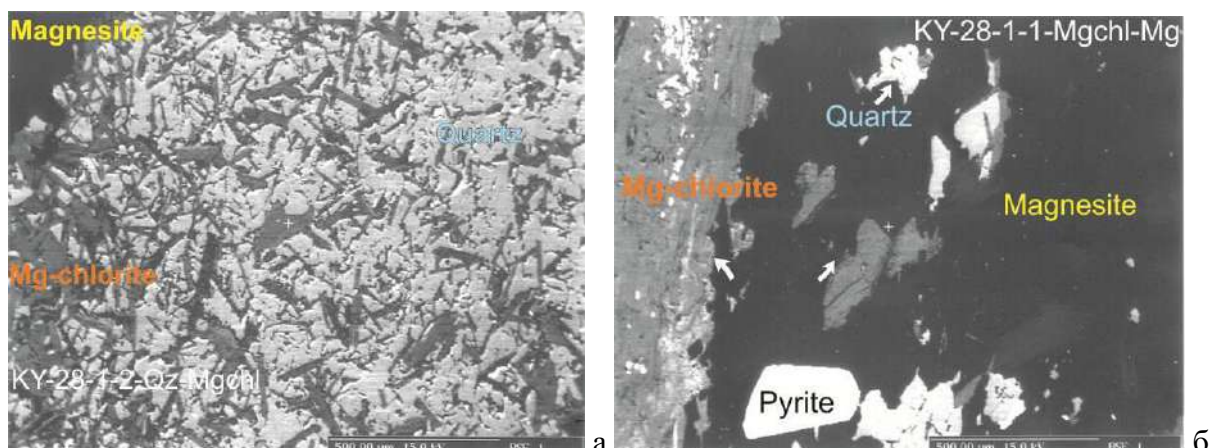


Рис. 3.55. Минеральный состав магнезитов.

(а) – крупнозернистый светло-серый магнезит (Magnesite, чёрное) с линзочками глинистого темно-серого сланца (обр. KY28-1-2). Магнезиальный хлорит (Mg-chlorite, темно-серое) формирует очень тонкую сеть прожилков и пластинчатых кристаллов, развивающихся по зернам кварца (Quartz, светло-серое) в участках скопления углеродисто-хлоритового с кварцем вещества, образующихся при росте крупных кристаллов магнезита (Magnesite, чёрное); (б) – скопления Mg-хлорита с пиритом между кристаллами магнезита. Растровый электронный микроскоп, GFZ, Потсдам, ФРГ.

Химический состав магнезитов (табл. 3.20) отражает повышенное содержание в них кварца (от 1 до 11.5%) при достаточно низком содержании Al_2O_3 – 0.3-0.6 %, с повышением его в до 2.4 % магнезитах, содержащих слойки Mg-хлорита. Концентрации MgO, в зависимости от содержания примесных минералов, составляют от 39 до 45 % (по нашим данным). Содержания CaO (0.3-0.9%) отражают малую примесь доломита в магнезите. Содержания оксидов железа стабильные, невысокие для кристаллического магнезита: FeO – 1.3-1.6 % (редко 0.22 %), Fe_2O_3 – 0.5-1.4 % (содержание железа в пересчёте на окись составляет в среднем 2.70%, но достигает до 4.28% без корреляции с глинозёмом и кремнезёмом). Вариации химического состава магнезита в рудах по данным [Шевелев и др., 2003], следующие (мас.%): MgO – 39-46.3; CaO – 0.1-3.0; SiO_2 – 2.5-14.2; Al_2O_3 – 0.62-5.7; Fe_2O_3 – 0.1-3.75; FeO – 0.12-4.11. Таким образом, среди магнезитов Кызылташского месторождения отмечаются и более железистые разности с содержанием окиси железа до 4 %. По данным [Шевелев и др., 2003], магнезит Кызылташского месторождения в сыром виде пригоден для производства периклаз-форстеритовых изделий, магнезиальных вяжущих, после флотационного обогащения – для металлургических порошков.

Магнезиты не содержат аномальных концентраций каких-либо микроэлементов, за исключением явно повышенных концентраций Cu (100-1123 г/т) (табл. 3. 21). Последние не связаны с терригенно-глинистой примесью и слабо коррелируют с содержанием Fe_2O_3 , корреляция с MnO не наблюдается. Вероятно, медь входит в состав сульфидов (халькопирит?),

изредка присутствующих в магнезитах. Содержание оксида серы в магнезитах ниже предела обнаружения – 0,008%. Магнезиты, по сравнению с вмещающими кальцитовыми мраморами (табл. 3. 22), обогащены In, Be, Li, V, Zn, V, Mo, Cr и обеднены Sr, Y, PЗЭ. В кальцитовых мраморах отмечается обогащение Sr (в 100 раз) и Ba (в 10 раз) по сравнению с магнезитами.

Магнезиты Кызылташского месторождения характеризуются повышенными содержаниями РЗЭ по сравнению с другими карбонатными породами и магнезитами региона, составляющими 7-94 г/т (медианное значение 19 г/т), что может быть обусловлено присутствием Mg-хлорита и других терригенных примесей (аллотигенные слюды). Действительно, вид хондрит-нормированных трендов распределения РЗЭ в магнезитах данного месторождения выглядит не как типичный для магнезитов, а скорее – как для глинистых пород, для которых характерно заметное превышение легких лантаноидов над тяжелыми (рис. 3.56).

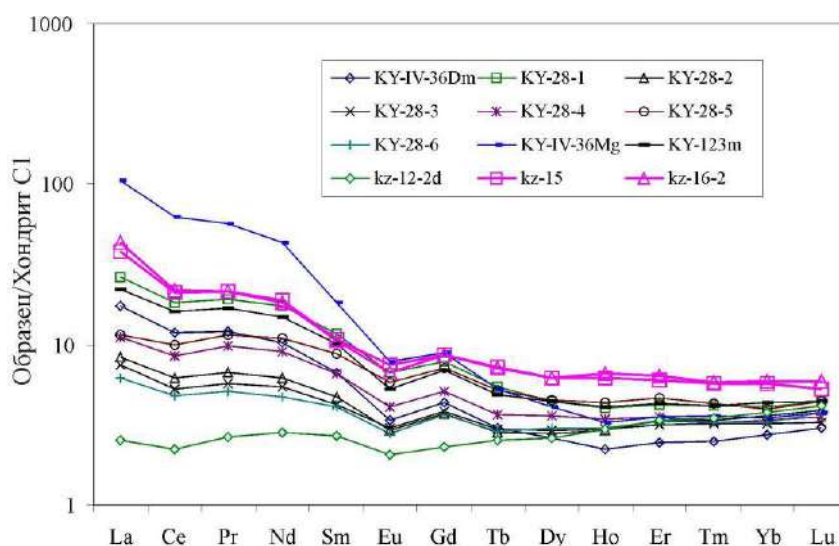


Рис. 3.56. График распределения РЗЭ в магнезитах и вмещающих кальцитовых мраморах (kz-15, kz-16-2) Кызылташского месторождения. № проб в табл. 3.22.

Этим объясняется значительное сходство кривых распределения РЗЭ для кальцитовых мраморов (пробы kz-15 и kz-16-2) и большинства магнезитов. Причем в пробе магнезита KY-IV-36Mg (сумма РЗЭ 94 г/т) содержание лантаноидов цериевой группы даже выше, чем в кальцитовых мраморах. Если эту пробу не рассматривать (аномальная по содержаниям La и Ce), то для совокупности магнезитов корреляция глинозема и величины $(\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ})N$ составляет 0,87 при этом сама величина $(\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ})N > 1$ (от 1.5 до 4.8), вероятно, из-за примеси кварц-хлоритового материала. В пробе Kz-12-2d содержание глинозема минимальное (0.29%), сумма РЗЭ минимальная (6,7 г/т) и величина $(\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ})N$ понижается до 0.72, а тип распределения РЗЭ уже близок к таковому для магнезитов Сатки, с типичной величиной $(\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ})N < 1$, что значительно отличается от вмещающих кальцитовых мраморов.

В магнезитах величина $Y/No=41-53$, во вмещающих мраморах повышена до 57, что типично для осадочных карбонатов и для магнезитов саткинской группы. Величина модуля Y/Nd колеблется от 1 до 6 при медианном значении 2.14, что предполагает низкотемпературные условия магнезитообразования. Высокие концентрации РЗЭ в некоторых пробах магнезита, скорее всего, не связаны ни с карбонатонакоплением, ни с составом метасоматических флюидов, а обусловлены наложенным метаморфизмом, влияющим на величину рассматриваемых выше модулей и искажающим закономерности, наблюдаемые для других магнезитовых месторождений, где концентрации РЗЭ в карбонатах существенно ниже.

Сюрюнзякское месторождение, являющееся продолжением Кызылташского к юго-западу в полосе выхода карбонатных пород ахмеровской подсвиты в Кызылташской синклинали, изучено слабо (8 разведочных скважин по сетке 100x150 м). Месторождение скрыто под слоем карстово-делювиальных отложений мощностью 65-155 м. По данным Н.Д. Сухарева (1933ф), на объекте преобладают среднекристаллические магнезиты с размером кристаллов 5-10 мм, встречаются участки мелкокристаллического магнезита с размером кристаллов менее 5 мм, а также крупнокристаллического (более 10 мм), имеющего звездчатые или гребенчатые (кристаллы перпендикулярны слоистости) текстуры. В последних развиты белые крупнокристаллические выделения с каймой темно-серого магнезита, обогащенного углеродистым материалом. Второстепенные минералы в магнезитах представлены кварцем, в меньшей степени - плагиоклазом и тальком. Кварц образует неправильной формы зерна размером 0.03-0.2 мм между кристаллами магнезита; часто корродирован. По данным А.З. Базурина (1961ф), магнезиты имеют хорошее качество, 50% залежей содержат $MgO > 40\%$, что сравнимо с кызылташскими магнезитами. Для сюрюнзякских магнезитов, как и для их кызылташских аналогов, характерно несколько повышенное содержание $SiO_2=4-10\%$, $CaO < 1.5\%$, содержание полуторных окислов составляет 4-6 %.

Азналинское месторождение разрабатывалось в 20-х годах XX века для производства каустического магнезита. Оно расположено в 6 км к северо-востоку от Кызылташского, изучено слабо, магнезитовые залежи приурочены к пачке карбонатных пород, имеющих СВ падение. Запасы месторождения составляют 1.9 млн. т. Вмещающие породы представлены кальцитовыми мраморами, в непосредственной близости к магнезитовым залежам переходящими в доломиты. В мраморах содержание CaO достигает 37-50 %, SiO_2 5-13 %; MgO 1.1-3.6 %; Fe_2O_3 1-2%. Доломиты имеют следующий состав (%): MgO – 13.3; CaO – 23.0; SiO_2 – 21; $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ – 1.04; п.п.п. – 38. Магнезиты представлены только крупнокристаллическими разностями с размером кристаллов до нескольких сантиметров. Они имеют следующий состав (%): MgO – 35-43; CaO – 1.7-8.4; SiO_2 – 1-8; $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ – 2-4.

В районе месторождения развиты процессы талькообразования [Кочергин, 2005]. Мощности талькосодержащих пород, вскрытых горными выработками и скважинами, составляют от 1 до 300 м и более. Обнаружены следующие разности талькосодержащих сланцев: тальк-хлоритовые, углеродисто-глинисто-тальковые, серицит-кварц-тальковые, мусковит-кварц-тальковые. Магнезиты на контактах с кварц-тальковыми сланцами корродированы, оталькование отмечено также во вмещающих известняках и доломитах. На Азналинском месторождении обнаружены гнезда листоватого белого и изумрудно-зеленого талька до 10 см. Тальку сопутствуют прожилки молочно-белого кварца. По результатам химического анализа штучной пробы тальк имеет следующий состав (мас. %): SiO_2 – 63; MgO – 30.6; Fe_2O_3 – 1.04; CaO – 0.6; П.П.П. – 2.5. Тальк относится к маложелезистой разности, которая может найти применение в промышленности. Предполагается связь окварцевания и оталькования с гидротермальной деятельностью в связи с внедрением Ахмеровского гранитного массива, расположенного в нескольких километрах восточнее месторождения [Кочергин, 2005].

Баялтурское месторождение расположено в 2.5 км к югу от Кызылташского и приурочено к опрокинутому ЮВ крылу Кызылташской синклинали, являясь, вероятно, продолжением магнезитовой залежи Кызылташского месторождения (Бодунов, Сердобова, 1958ф). Строение данного месторождения аналогично Кызылташскому, но при поисково-разведочных работах отмечено учащение прослоев доломитов в телах магнезитов. Около 30 % магнезитов имеют высокое качество с содержанием $\text{MgO} > 40\%$, при содержании $\text{CaO} < 1.5\%$, SiO_2 – 4-12 %; содержание R_2O_3 составляет до 6 %. Ресурсы месторождения – около 15 млн. т.

Проявление **Яндык**, расположенное в 15 км к западу – ЮЗ от г. Белорецк, в 5.5 км к СВ от п. Серменево. Оно является продолжением выхода подрудной толщи карбонатного горизонта, с которым связано Кызылташское месторождение (Бодунов, Сердобова, 1958ф). Магнезитовый пласт мощностью 4-6 м здесь оконтурен только с поверхности, протяженность по простираанию до 65 м. Вмещающими породами для карбонатной толщи являются слюдистые кварциты и сланцы. Магнезиты качественные, содержание MgO – 40-43 %, содержание SiO_2 – 0.5-8 %, CaO – 1.8-2.4 %, содержание R_2O_3 достигает 6 %.

3.1.6. Белорецкая группа

Магнезитовые месторождения Белорецкой группы приурочены к центральной части Маярдакского мегантиклинория (см. рис. 3.50). Они расположены к северу от Белорецка по рекам Белой (Егорова Поляна, Егорова шишка) и Нуре (Отнурок, Аболовское), имеют незначительные запасы и невысокое качество, но близость к БМК обусловила их разведку и разработку в начале XX века. Месторождения приурочены к кальцитовым и доломитовым

мраморам катаскинской (?) подсвиты авзянской свиты среднего рифея, метаморфизованным в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации и подверженным интенсивным тектоническим дислокациям. Особенности данной группы МКМ является приуроченность к известняковой толще, содержащей доломиты в ореоле магнезитовых залежей, сложная линзовидная форма рудных магнезитовых тел, наличие переходных магнезит-доломитовых пород, представляющих собой зону густой вкрапленности магнезита в доломите.

Отнурское месторождение расположено в 13 км к северу от Белорецка и было вскрыто в борту доломитового карьера, где наблюдается толща переслаивания доломитов и кварц-серицитовых, кварц-талек-хлоритовых сланцев. По данным бурения (Бодунов и Сердобова, 1962 г.), рудовмещающая толща мощностью более 150 м имеет следующее строение:

1. сланцы слюдисто-кварц-хлоритовые и графитсодержащие, полосчатые (37 м);
2. доломиты темно-серые плитчатые сахаровидные с гнездами магнезита (55 м);
3. сланцы слюдисто-талек-хлоритовые окварцованные (30 м);
4. доломиты с пачками магнезита сверху (6 м);
5. магнезит мелкозернистый и среднезернистый с прослоями доломита желто-серого до черного. Примесь доломита в широких пределах по падению и простиранию (24-50 м).

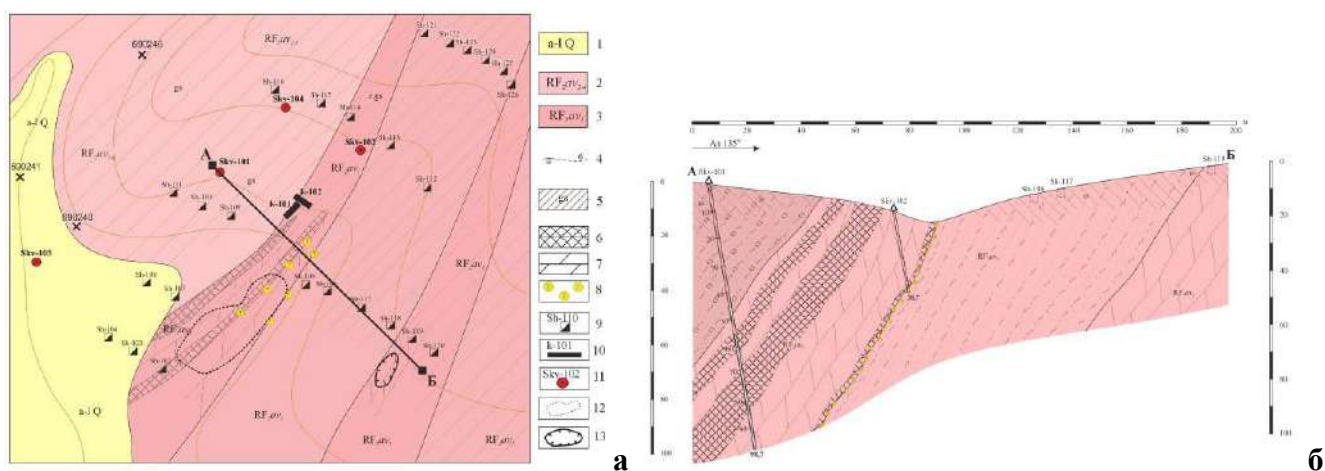


Рис. 3.57. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) Отнурского магнезитового проявления (с разрешения ООО «Уральское горно-геологическое агентство», Государственный контракт N 36-326 от 06.11.2013 г.).

1 – Квартер; 2, 3 – авзянская свита (RF_{2av}); 2 – терригенные отложения (малоинзерская, ушаковская и куткурская подсвиты); 3 – сероцветные доломиты с линзами магнезитов (катаскинская подсвита); 4 – геологические границы достоверные (а) и предполагаемые (б); 5 – кора выветривания (карбонатно-глинистая охристая); 6 – магнезиты; 7 – доломиты; 8 – оталькование; 9 – шурф; 10 – канава; 11 – скважина; 12 – о. Галамит; 13 – карьер.

Рудное тело представляет собой линзу, вытянутую вдоль простирания вмещающих пород. Поисковые работы на талек в 2013-2015 гг. позволили уточнить строение месторождения (**рис. 3.57**). Мощность залежи изменяется от 24 до 50 м. По простиранию линза быстро выклинивается и разделяется доломитовыми прослоями. По падению в линзе увеличивается

количество доломита, однако контакт с доломитами не установлен. Контакты с вмещающими доломитами постепенные, через породы переходного состава магнезит-доломит.

Литотипы магнезита Отнурского месторождения изучались на рудном складе БМК в доломитовом карьере в д. Катайка и по керну поисковых скважин, пробуренных ООО «Уральское горно-геологическое агентство» в 2013-2015 гг.

Магнезит представлен двумя характерными разновидностями массивного сложения. Магнезит первой разновидности (Mgz1) имеет среднекристаллическую гранобластовую структуру, цвет - от светло-серого до темно-буровато-серого. Зерна округло-угловатой формы, изометричные, размером 2-4 мм, пространство между ними сложено кристаллами зеленовато-буроватого магнезита размером <1 мм (рис. 3.58а-б). Редко отдельные зерна укрупняются до 8 мм, темно-серого до черного цвета, присутствуют прожилки и гнезда буро-серого железистого магнезита (более светло-серые на фото), придающие породе пестрый оттенок.

В магнезитах второй разновидности (Mgz2), имеющей неравномерно-среднекристаллическую структуру, наблюдаются прожилки кварц-магнезитового состава мощностью до 10 см (рис. 3.58б) с примесью талька. Часто тальк образует оторочки до 1 мм в зальбандах кварц-магнезитовых жил на границе с массивным магнезитом. Указанные разновидности незначительно различаются по составу примесей (табл. 3.23). В Mgz1 (пр. Кат-2-2, Кат-2-4) мало доломита, однако несколько повышено по сравнению с Mgz2 содержание кварца, хлорита и слюды. В Mgz2 (пр. Кат-2-1, Кат-2-3), содержащем прожилки бурого магнезита, примесь доломита составляет 2-5%, появляются следы кальцита, однако количество кварца и слюды незначительно, а хлорита – не более 5%. Вероятно, Mgz2 преобразован более интенсивно, при этом несколько повысилось содержание FeO, произошло перераспределение терригенных компонентов из основной массы в прожилки кварц-хлорит-тальк-карбонатного состава. В Mgz1 примесь серицита имеет индекс кристалличности, рассчитанный в $2\Theta^\circ$ [Демчук, 1998], равный 0.18, что соответствует стадии метатексиса – начального метаморфизма. Это указывает на более высокий уровень метаморфизма пород Белорецкого комплекса по сравнению с более западными разрезами бурзяния центра БМА.

Содержания FeCO_3 в Mgz2 выше (7-8 мол.%), чем в Mgz1 (2-4 мол.%) (см. табл. 3.23). Магнезиты, содержат (%): MgO 32.74-46.46, SiO_2 0.82-5.20, CaO 0.19-15.30, Fe_2O_3 0.15-3.95, ППП 40.0-51.1 (Базурин, 1962ф). По нашим данным (табл. 3.24) магнезиты содержат (%): MgO 42.89-45.17, SiO_2 1.9-8.04, CaO 0.18-2.2, при невысоких (около 1%) содержаниях Al_2O_3 и умеренных – FeO (1.87-3.5%). Вмещающие доломиты содержат очень мало SiO_2 и Al_2O_3 (на уровне магнезитов), пониженные соотношения MgO/CaO (0.54-0.71).

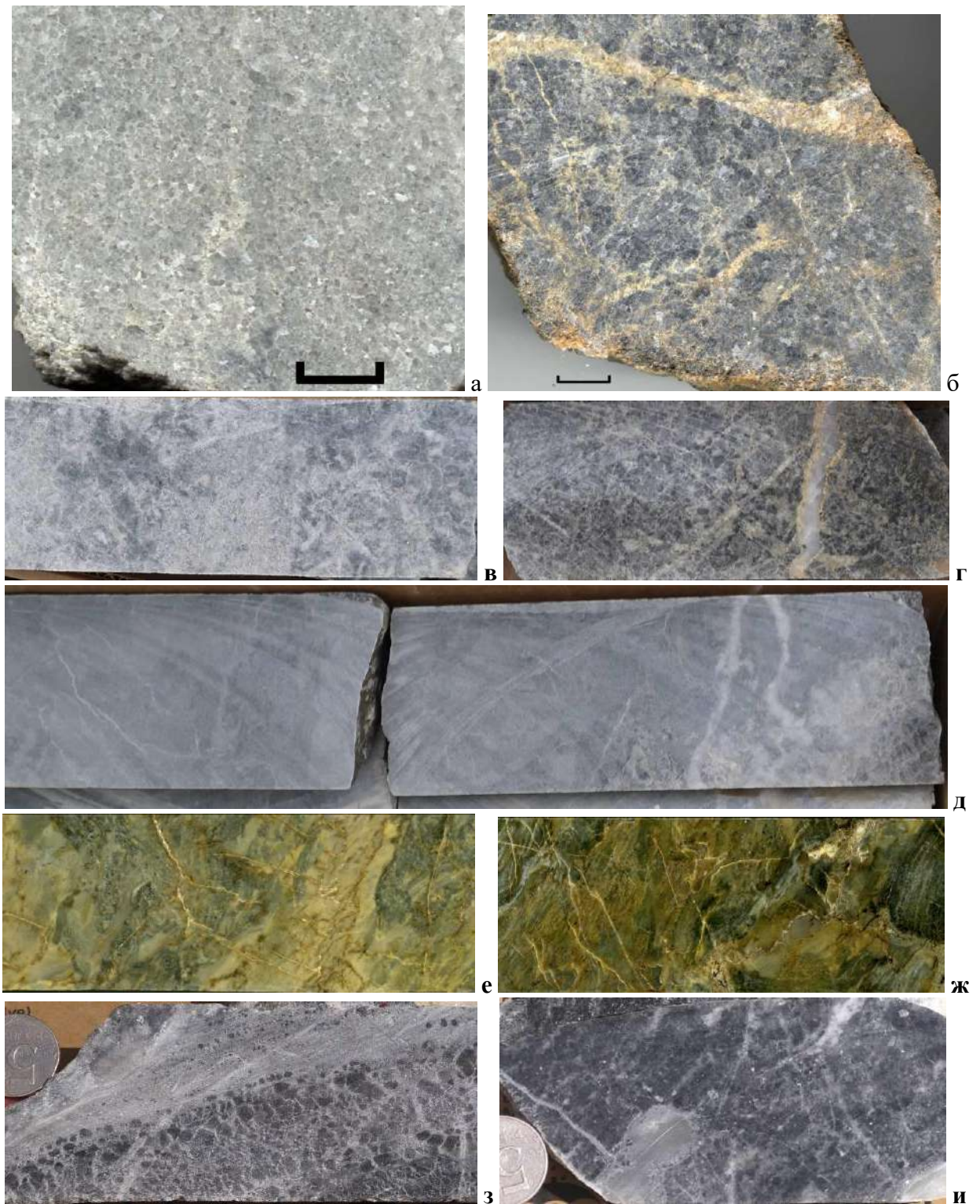


Рис. 3.58. Литотипы магнезита и доломита МКМ Отнурок.

(а) – магнезит среднезернистый гранобластовый, светло-серый (обр. kat-2-4); (б) – магнезит неравномернозернистый, железистый, темно-серый, обохренный, с жилой тальк-доломит-магнезитового состава (обр. kat-2-3); (в) – магнезит неравномерно-среднезернистый гранобластовый; (г) – магнезит неравномерно-среднезернистый гранобластовый, железистый, с жилой кварца; (д) – вмещающий тонкозернистый массивный доломит авзянской свиты и вкрапленность изометричных кристаллов магнезита в зоне контакта с магнезитовым телом; (скв. 101, Отнурок); (е, ж) - доломит тонкозернистый массивный и неясно-слоеватый, брекчированный и с фенестрами, авзянская свита среднего рифея; по типу текстур, окраске и наличию гематитизированных фенестр очень напоминает доломиты реветской подсвиты авзянской свиты (R_{2av}^5) (Скв. 102, Отнурок); (з) – магнезит оталькованный по мелким

прожилкам в межзерновом пространстве; (и) – магнезит оталькованный в гнёздах (е, ж – Абовское месторождение, скв. 304). Диаметр керна около 7 см, на (а) и (б) линейка 1 см.

Концентрации микроэлементов, в том числе и РЗЭ, в магнезитах (табл. 3.25) невысокие. Величина суммы РЗЭ зависит от количества терригенной примеси и составляет 9.26-11.26 г/т. Устойчиво низки значения модуля Y/Ho (29-37), присутствует заметная отрицательная аномалия Eu, величина отношения (ЛРЗЭ/ТРЗЭ)N в магнезитах высокая (3.6-8.8) и находится на уровне известняков и доломитов (рис. 3.59).

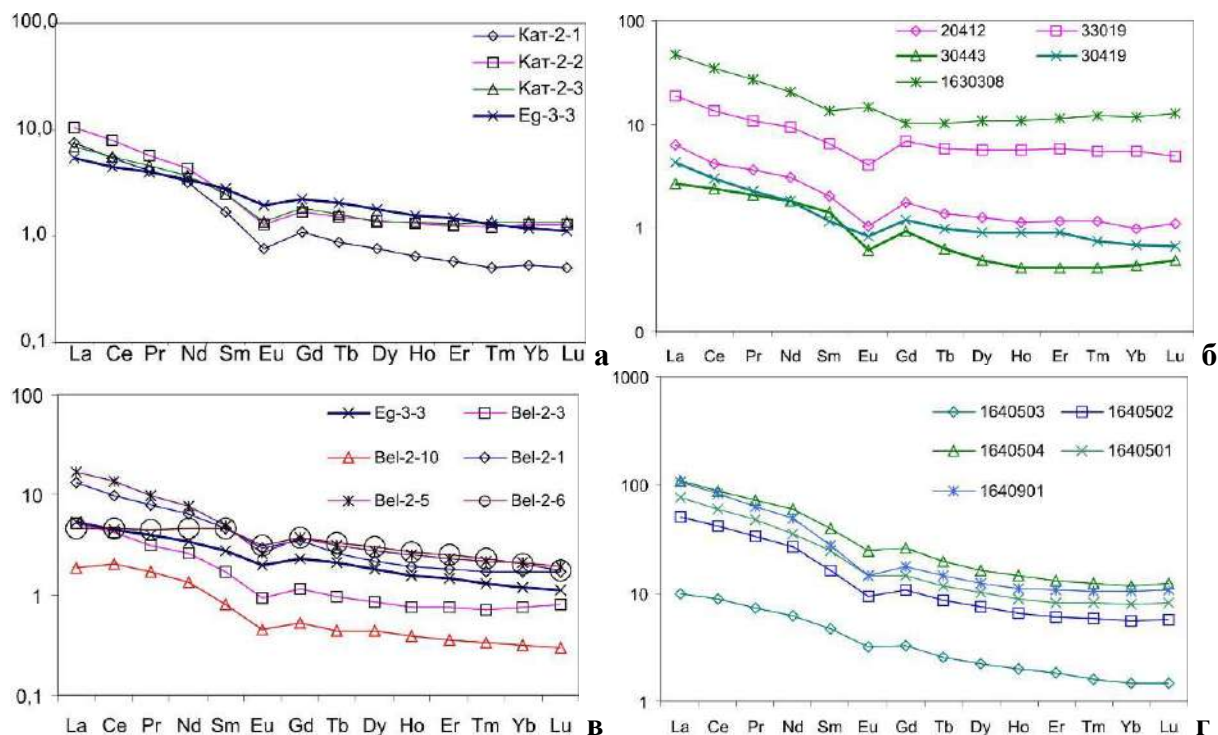


Рис. 3.59. Хондрит(C1)-нормированное распределение РЗЭ в магнезитах и доломитах Белорецкой группы месторождений.

а – Отнурок; б – Абовское; в – обнажение Егорова шишка; г – скважины проявления Егорова Шишка (пробы из коллекции ООО «Уральское горно-геологическое агентство»); 20412 и 33019 – кальцитовый мрамор; 1640502 и 1640901 – доломиты, остальные магнезит с доломитом и примесью кварца, талька, в серии Bel-2-... с примесью мусковита. Минеральный состав большинства проб в табл. 3.23.

Абовское месторождение (рис. 3.60) расположено в 4,5 км севернее г. Белорецк на левобережье реки Нуры, где в начале XX века было пройдено несколько горных выработок по добыче магнезита. В 1955 г. объект разведывался шурфами и скважинами. В районе месторождения авзянская свита представлена чередованием кварцево-графитовых сланцев, доломитизированных известняков, доломитов и магнезитов. Мощность пачки, содержащей участки, обогащенные магнезитом, составляет 40 м, а общая площадь магнезитоносных пород достигает 5 га [Главнейшие магнезитовые ..., 1994]. Магнезиты серые, с зеленоватым оттенком, имеют мелко- и среднезернистую гранобластовую структуру (размер зерен 2-3 мм), содержат

кварцевые жилы. Отмечена пестрота разреза и непостоянное качество магнезита, ухудшающееся с глубиной. По данным поисковых работ на тальк 2013-2015 гг. (Кочергин и др., 2015ф), МКМ приурочено к доломитам каташкинской подсвиты авзянской свиты, залегающих среди слюдисто-кварцевых, полевошпат-слюдисто-кварцевых и углеродисто слюдисто-кварцевых сланцев. Здесь же обнаружены тела талькитов и талькового камня.

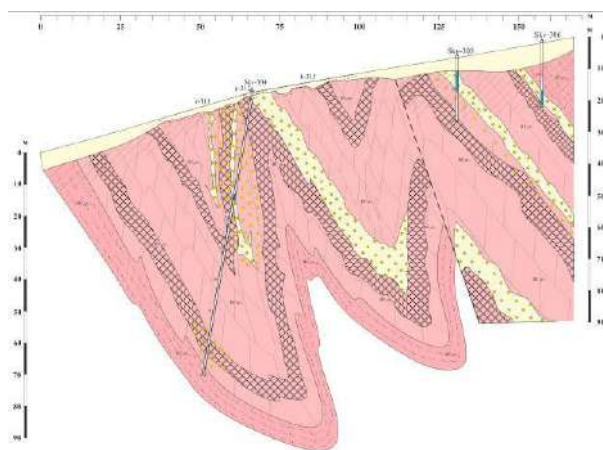


Рис. 3.60. Разрез субширотного направления на Абовском проявлении магнезитов и талькитов (с разрешения ООО «Уральское горно-геологическое агентство»). Условные обозначения на рис. 3.57.

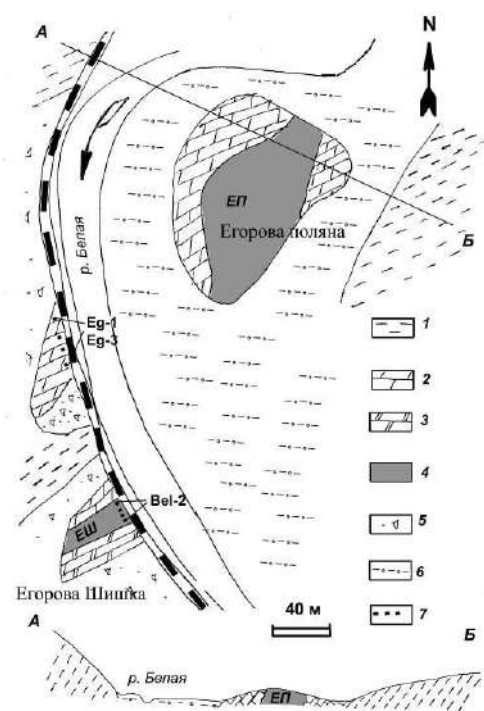


Рис. 3.61. Схематическая геологическая карта района месторождений Егорова Поляна и Егорова Шишка (по Н.Д. Сухареву, 1931ф). 1 – сланцы кварц-плагиоклаз-серицитовые; 2 – доломиты; 3 – доломиты окварцованные; 4 – магнезиты; 5 – делювий; 6 – аллювий; 7 – точки опробования и номера проб.

Доломиты и магнезиты залегают в ядрах опрокинутых складок с резкой ундуляцией осей (Кочергин и др., 2015ф). Вмещающие доломиты от светло- до темно-серого цвета, массивные и неяснополосчатые. Контакты магнезитов и доломитов чаще постепенные, через вкрапленность кристаллов и гнезд магнезита в доломитах. Магнезитовые тела пластообразные, невыдержанные по простиранию. Наблюдается последовательность образования карбонатных минералов: доломит → магнезит → кальцит. Последний выделяется как в магнезитах, так и в доломитах в виде кристаллических агрегатов (кристаллы до 5 см), содержит пластинчатые выделения мусковита и связан с метасоматическим оталькованием магнезитов [Калистратова, Крупенин, 2020]. Наблюдается приуроченность магнезитов к восточной части разреза. В целом доля магнезитов составляет около 36 % объема карбонатных пород.

Доломит мелко-среднезернистый (0.7 – 2 мм), форма зерен часто неправильная или удлинённая с полисинтетическими двойниками, отсутствующими в магнезитовых кристаллах. В качестве примесей присутствует кварц, он широко развит в виде прожилков и гнезд. Наблюдаются тальк, мусковит и хлорит в интерстициях между кристаллами магнезита и доломита, или в составе гнезд, состоящих из волокнистых агрегатов (см. рис. 3.58з, и), представляющих собой акцессорную примесь клиноцоизита неправильной формы и игольчатого рутила. Во вмещающих алюмосиликатных прослоях выделяются две разности – полевошпатовые кварц-слюдистые порфиробластовые сланцы и углеродистые слюдистые, слюдисто-кварцевые сланцы, имеющие гранолепидобластовую структуру основной ткани.

Тальк образует гнезда и линзы как в контактовых зонах магнезитовых тел, так и среди доломитов, и сопровождается окварцеванием (Кочергин и др., 2015ф). Тальк часто образует единичные чешуйки и гнезда, реже - линзы до 30 см (талькиты с содержанием талька до 90 %). В целом доломиты оталькованы несколько более интенсивно, чем магнезиты.

Магнезиты, по данным А.З. Базурина (1962ф), содержат (мас. %): 30-43 MgO, 2-8 SiO₂, 3.5-7 CaO, до 4 R₂O₃, 47-48 П.П.П. Оталькованные магнезиты характеризуются повышенными концентрациями ряда микроэлементов. Для некоторых проб сумма РЗЭ более 100 г/т (**рис. 3.59б**, см. табл. 3.25), в магнезитах отмечаются слабые положительные аномалии церия и европия (пр. 1630308), вероятно, связанные с восстановительным режимом метасоматоза. Обогащение РЗЭ может быть следствием метаморфогенно-метасоматических процессов оталькования и миграции ряда микроэлементов в терригенно-карбонатной толще авзянской свиты в периферии Белорецкого метаморфического комплекса. Для магнезитов Белорецкой группы совершенно не проявлено деплетирование ЛРЗЭ, столь характерное для магнезитов Саткинского рудного поля.

Месторождения **Егорова Поляна** и **Егорова Шишка** расположены в 6-7 км к северу от Белорецка по бортам долины р. Белой (см. рис. 3.50, **рис. 3.61**). МКМ **Егорова Шишка** приурочено к правому берегу р. Белой и обнажено в скальном выходе около бывшей узкоколейной железной дороги Белорецк-Тирлян. По подсчетам Н.Д. Сухарева (1931ф), запасы магнезитов составляют 540 тыс. т. Разрез протяженностью около 30 м представляет собой моноклинально падающую на юго-восток под углом 80° карбонатную толщу, основную часть которой составляет магнезитовая залежь, расположенная субсогласно с общим падением. Мощность магнезитов достигает 20 м. Южнее магнезитовой залежи толща интенсивно окварцована и представляет собой полосчатую доломит-кварц-магнезитовую породу. Разрез магнезитовой залежи с севера на юг имеет следующее строение:

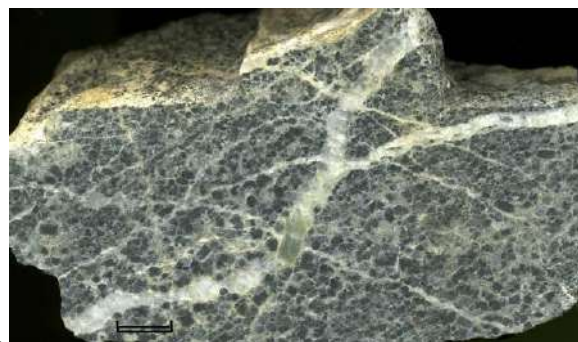
1. Магнезит массивный среднезернистый серый (проба Bel-2-1) 1,5 м;
2. Магнезит, смятый в мелкие складки зеленовато-серый мелкозернистый (проба Bel-2-3) 0,5 м

3. Магnezит среднезернистый массивный и слоистый серо-бурый (проба Bel-2-4, **рис. 3.62а**) 1,5 м
4. Магnezит средне-мелкозернистый массивный зеленовато-серый с редкими субгоризонтальными кварцевыми жилами (проба Bel-2-5, проба Bel-2-6) 2,2 м
5. Магnezит среднезернистый плитчатый (мощность прослоек магнезита, разделенных тонкими серицитовыми слоями от 5-10 до 20 см) 1,1 м
6. Кварц-хлорит-карбонат-серицитовый сланец с тонкими прослойками и вкрапленностью магнезита, и гнездами белого доломита до 5 см, слабо перемятый (проба Bel-2-7) 0,3 м
7. Магnezит средне-мелкозернистый массивный серый (проба Bel-2-8) 2,0 м
8. Магnezит среднезернистый плитчатый (прослой от 2-3 до 15 см, разделенные серицит-хлоритовым материалом) с редкими секущими кварц-хлорит-карбонатными жилами мощностью до 1 см (проба Bel-2-9, проба Bel-2-9а, **рис. 3.62б**) 2,1 м
9. Магnezит среднезернистый массивный с редкими кварцевыми жилами мощностью до 3 см 4 м
10. Магnezит среднезернистый плитчатый серый с редкими секущими кварц-доломитовыми прожилками мощностью 1-2 мм (проба Bel-2-10) 5 м
11. Магnezит средне-мелкозернистый полосчатый окварцованный, доломитизированный и слабо оталькованный. Полосчатость образована полосами (послойные прожилки) белого кварц-серицит-доломитового (проба Bel-2-11) и серого магнезитового с примесью хлорита и талька материала мощностью первые миллиметры (проба Bel-2-12) 3 м.

МКМ Егорова Шишка сложено массивным и слоистым среднезернистым магнезитом зеленовато-серого и буро-серого цвета, мощность литотипов от 0,5 до 2,2 м. В средней части залежи наблюдается прослой хлорит-кварц-серицит-карбонатной рассланцованной породы мощностью до 0,3 м. Магnezит в рудном теле образует зерна округло-изометричной формы размером 1-3 мм, разделенные агрегатом зерен мелкозернистого магнезита и доломита угловатой формы размером около 0,1 мм. В мелкозернистом агрегате магнезита встречается до 5 % слабо корродированных кварцевых зерен неправильной формы размером 0,1-0,2 мм, тонкие игольчатые лейсты мусковита, редко – округлые гнезда хлорита размером до 0,2 мм и сноповидно-чешуйчатые агрегаты талька. Содержание магнезита составляет от 70 до 96%, доломита – от 1 до 7 %, содержание остальных примесей – менее 5%.



а



б

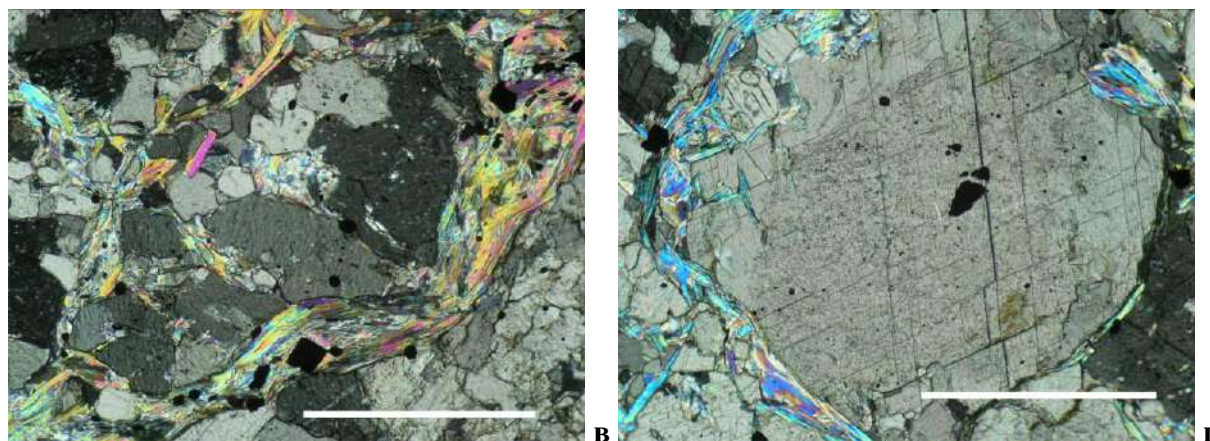


Рис. 3.62. Магнезиты проявления Егоровой Шишки:

(а) – магнезит среднезернистый волнистослоистый (обр. Vel-2-4); (б) – магнезит среднезернистый гранобластовый с жилами доломит-серицит-хлоритового состава (обр. Vel-2-9); (в) - развитие чешуек мусковит (до $0,05 \times 0,4$ мм); (г) – образование изгибающихся прожилков мусковита между зернами магнезита; (а-г) – линейка 1 см; (в-г) – николи скрещены, линейка 1 мм.

В 60 м к северу от Егоровой Шишки наблюдается скальное обнажение доломитов с густовкрапленным магнезитом протяженность до 16 м, (пробы Eg-3-1 ... Eg-3-5 в табл. 3.23), являющееся, вероятно, продолжением на правом берегу рудного тела Егоровой поляны. Здесь же в крутом склоне долины р. Белой наблюдается серия выходов и следы горных выработок с глыбами бурых доломитов с вкрапленностью мелко-среднезернистого магнезита, талька, серицита, прожилками кварца и доломита (пробы Eg-1 ... Eg-2 в табл. 3.23). Толща падает на СЗ под углом $60-70^\circ$. Вмещающие доломиты слабо рассланцованы, перекристаллизованы, всегда содержат примесь кальцита до 8%, мелкие прожилки и чешуйки белого талька, кварца и серицита, реже хлорита. Контакт магнезитовой залежи и вмещающих доломитов нечеткий, через зону вкрапленности мелкозернистого магнезита в доломите. Размер зерен магнезита изометрично-округлой формы достигает 1-2 мм в мелкозернистых (рис. 3.62в) и 3-4 мм в среднезернистых разностях (рис. 3.62г). Доломит представлен ромбоэдральными кристаллами размером до 20-30 мм (проба Eg-1-4D). Развитие кварц-карбонат-тальковых прожилков более характерно для вмещающих доломитов, чем для магнезитов.

Для магнезитов обоих месторождений характерно присутствие эпигенетического мусковита (серицита), содержание его достигает 15%. Мусковит образует чешуйки толщиной до 0,05 мм и длиной до 0,4 мм и изгибающиеся прожилки между зернами магнезита и в составе кварц-пирит-мусковитовых прожилков, что доказывает относительно позднее развитие мусковита по магнезиту (см. рис. 3.62в-г) в связи с наложенным тектоническим процессом. Возраст породы (K-Ar) по валовой пробе составил 756 ± 17 млн лет. Высокие концентрации радиогенного аргона в серицитизированном магнезите подчеркивают его более древний возраст относительно наложенной мусковитовой минерализации. Обогащенная мусковитом (2M1)

фракция имеет возраст 405 ± 5 млн лет. Это предполагает одноактное образование мусковита, которое может быть связано с тектоно-термальной перестройкой при формировании уралид в девоне [Крупенин, Степанов, 2008]. В расположенном южнее в данной структурно-формационной зоне Максютовском метаморфическом комплексе возраст высокobarических фенгитов и глаукофанов, составляет 389-411 млн лет [Лепезин и др., 2006].

Химический состав магнезитов МКМ Егорова Шишка следующий (мас. %): MgO – 38.23-44.31; CaO – 0.56-2.58; SiO_2 – 0.90-5.75; R_2O_3 – 3.41-6.57 (Н.Д. Сухарев, 1932ф). Околорудные доломиты (см. табл. 3.26) из скального выхода месторождения Егорова Шишка (обр. Bel-1-2 и Bel-1-3) содержат SiO_2 2.84-5.24%, Al_2O_3 – 0.34-0.92%, в них повышены концентрации $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$ – 6.55-8.45%, MnO – 0.32-0.36%. Низкая величина MgO/CaO (0.31-0.37) указывает на нестехиометричность метасоматитов. Магнезит здесь железистый, содержит (мас. %): MgO – 35-41; $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$ – 4.87-8.09, MnO – 0.30-0.36. В магнезитах вариации содержаний вредных компонентов шире, чем в доломитах (мас. %): SiO_2 – 1.25-13.54, Al_2O_3 – 0.2-3.82, CaO – 0.4-3.1.

Магнезиты в обнажении Егорова Шишка не содержат аномальных концентраций микроэлементов, за исключением Mn (1000-1400 г/т). Тренд распределения РЗЭ в магнезитах (см. рис. 3.59в, табл. 3.25), типичен для Ca -содержащих минералов, с преобладанием ЛРЗЭ над ТРЗЭ (величина $(\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ})_{\text{N}}$ – 2.1-5.26), слабой негативной Eu -аномалией. Отношение Y/Ho (27-38) понижено относительно осадочных карбонатных пород. Оталькованные магнезиты и доломиты имеют повышенные (более чем 10 раз) концентрации ряда микроэлементов (средние значения для V , Zr , Mo , Ag , Hf , Th). В том числе они содержат много ЛРЗЭ, суммарные их содержания могут достигать 100 г/т и более (см. рис. 3.59г, табл. 3.25).

Месторождение Егорова поляна на левом берегу р. Белой изучено в ходе разведочных работ в 20-30-е годы XX века. Рудное тело круто падает на СЗ (под р. Белую), запасы по кат. С1 составили 154 тыс. т. Отмечено выклинивание магнезитов на глубину и по простиранию. Магнезитовая минерализация на правом берегу р. Белой описано выше (пробы Eg-1, Eg-2, Eg-3). Химический состав магнезитов месторождения Егорова Поляна, следующий (мас. %): MgO – 38.61-45.97; CaO – 0.14-3.38; SiO_2 – 2.37-7.14; R_2O_3 – 3.42-5.74 (Сухарев, 1932ф).

Вмещающие карбонатные отложения катаскинской подсвиты авзянской свиты вскрыты в 3 км к северу от МКМ Егорова Шишка в карьере д. Катайка. Они представлены тонко-мелкозернистыми темно-серыми, массивными и тонкослоистыми доломитами, магнезит в них нами не был обнаружен (см. табл. 3.23, пр. Kat-1-2, Kat-1-3, Kat-1-6). В доломитовой толще встречаются типичные для катаскинской подсвиты послойные кремневые конкреции размером до 3х5 см. В районе МКМ Егорова Шишка и Егорова Поляна вмещающие доломиты значительно более мраморизованы (сахаровидный облик). Вероятно, под действием метаморфизма в ореоле термального купола в южной части Маярдакского антиклинория (см.

рис. 3.50). Однако это не вызвало перекристаллизации магнезита: крупнокристаллические магнезиты, подобные магнезитам саткинского подтипа, отсутствуют.

Таким образом, для МКМ Егорова Шишка и Егорова Поляна, как и для других членов Белорецкой группы (Отнурок, Аболовское), отмечаются присутствие кальцита во вмещающих доломитах, мелкозернистый и вкрапленный характер магнезитового оруденения, нечеткость границ рудных залежей. И для руд, и для вмещающих карбонатов характерно повышенное содержание кварца, вторичных талька и серицита. В магнезитах Белорецкой группы повышено содержание изоморфного железа, не проявлено деплетирование ЛРЗЭ, распределение РЗЭ мало отличается от вмещающих известняков и метасоматических доломитов. Предполагается, что метасоматическое образование талька связано с регрессивным метаморфизмом при формировании Белорецкого термального купола в венде. Время образования мусковита совпадает по возрасту с динамометаморфизмом в ходе Уральского орогенеза.

3.1.7. Златоустовская группа

Геологическая позиция. Златоустовская группа кристаллических магнезитов расположена в восточной части Башкирского мегантиклинория в Верхнебельском синклинории и приурочена к метаморфизованным карбонатно-терригенным отложениям уреньгинской свиты, являющейся стратиграфическим аналогом авзянской свиты среднего рифея, представленной в разрезах западной части БМА неметаморфизованными карбонатно-терригенными отложениями. Отложения уреньгинской свиты, вмещающие магнезиты, слагают Таганайско-Хуторскую антиклиналь. В Златоустовскую группу входят МКМ Семибратское, Веселовское, а также проявления магнезита Междуреченское, Верхневеселовское, [Шевелев и др., 2003], Хуторское, Златоустовское (Кутырев и др., 1978ф), расположенные к югу от г. Златоуста.

Семибратское месторождение является одним из крупнейших в Южно-Уральской провинции с запасами около 334 млн. т. [Шевелев и др., 2003]. Оно расположено в 12 км к югу от с. Веселовка Златоустовского района Челябинской области (37 км к ЮЗ от Златоуста). На месторождении неоднократно проводились поисково-разведочные работы К.И. Стариковым и др. (1970ф), А.М. Шумаковым (1974ф), Р.А. Андреевой (1985ф), в результате которых выделены 4 участка: Центральный, залежь Восточная, залежь г. Долгой, Лиственный. До 95% запасов магнезитов сосредоточено в Центральном участке и Восточной залежи. На Веселовском месторождении, расположенном к северу от Семибратского месторождения, выявлена магнезитовая залежь мощностью до 15 м и длиной по простиранию до 250 м

[Анфимов, Бусыгин, 1982] и несколько залежей мощностью до 7 м и протяженностью до 400 м с повышенной примесью CaO (4.45%) и SiO₂ (2.34%) [Шевелев и др., 2003].

Структура рудного поля. Магнетитовмещающая уренгинская свита состоит из двух толщ: нижней и верхней. Нижняя толща мощностью до 500 м, представлена сланцами слюдяно-гранатовыми, слюдяно-ставролитовыми, слюдяно-кварцевыми и графитизированными филлитовидными сланцами с подчиненными прослоями кварцитов и рассматривается, как аналог терригенно-глинистой зигазино-комаровской свиты из западных районов БМА. Верхняя толща мощностью до 1600 м, рассматривается, как стратиграфический аналог авзянской свиты. Она состоит из двух частей: нижняя, сланцево-карбонатная, мощностью более 1330 м, и верхняя, сланцевая, мощностью 300 м. Магнетиты приурочены к нижней толще (рис. 3.63), в строении которой принимают участие следующие горизонты: нижний доломитовый, средний сланцевый и верхний доломитовый (Стариков и др., 1970ф).

Учитывая сложное тектоническое строение района месторождения, авторами геологоразведочных работ предположено в качестве варианта включения еще и четвертого сланцевого и пятого карбонатного горизонтов в западной части месторождения. В этом случае строение сланцево-карбонатной толщи будет соответствовать пятичленному строению авзянской свиты в западных разрезах БМА. Вышележащие отложения уйташской свиты, которая рассматривается в качестве стратиграфического аналога зильмердакской свиты верхнего рифея, залегают на различных, в том числе закарстованных горизонтах уренгинской свиты с несогласием. Они представлены слюдистыми и аркозовыми кварцитами с прослоями Ti-Zr минерализации и конгломератов. По данным поисково-разведочных работ (Стариков и др., 1970ф), разрез над магнетитовой толщей начинается невыдержанными по мощности залежами долеритовых порфиринов и их туфов, наращивается толщей кварцево-серицитовых и хлорит-кварцевых сланцев с подчиненными прослоями кварцитов. Мощность этой толщи от 270 до 500 м, для нее характерно наличие пестроцветных глинистых образований, каолинизация. Выше залегает толща слюдистых и аркозовых кварцитов мощностью до 350 м и перекрывающая ее толща аркозовых кварцитов с прослоями крупногалечных конгломератов и сланцев кварцево-биотитовых и кварцево-мусковитовых мощностью до 600 м.

Строение магнетитовмещающей толщи представляется следующим образом. Нижний доломитовый горизонт имеет мощность до 500 м, представлен не только доломитами, но и доломитизированными известняками с прослоями сланцев. К нему приурочена «Восточная» магнетитовая залежь. Средний сланцевый горизонт, мощностью до 250 м, представлен кварцево-мусковитовыми и хлорит-кварц-карбонатными сланцами. Верхний доломитовый горизонт мощностью до 600 м содержит известковистые и магнезиальные доломиты и включает две залежи на участках г. Долгой, Слань и Серокоп.

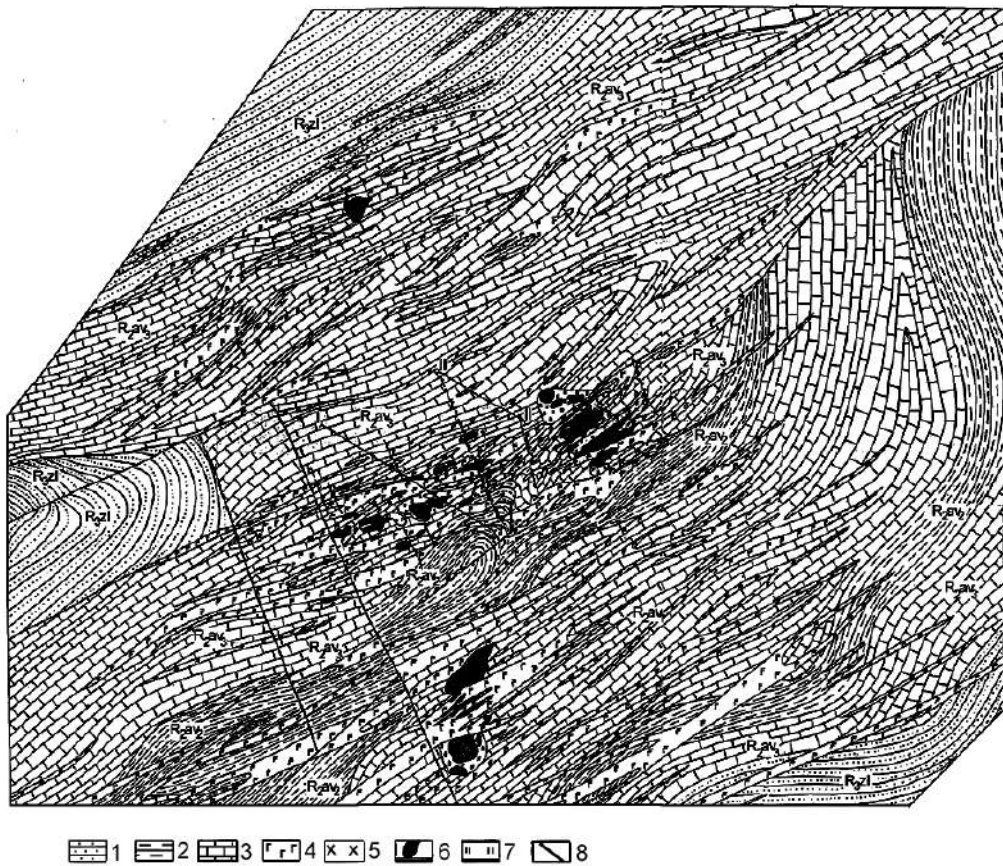


Рис. 3.63а. Геологическая карта Семибратского месторождения (по К.И. Старикову и др., 1970ф).

1 – слюдистые кварциты зильмердакской свиты (R_{3zl}); 2 – алевролиты и низкоуглеродистые серицитовые сланцы авзянской свиты (R_{3av2}); 3 – доломиты и доломитизированные известняки авзянской свиты (R_{3av3}); 4 – дайки габбро-диабазов; 5 – дайки гранитоидов; 6 – залежи магнезита; 7 – карст; 8 – тектонические нарушения.

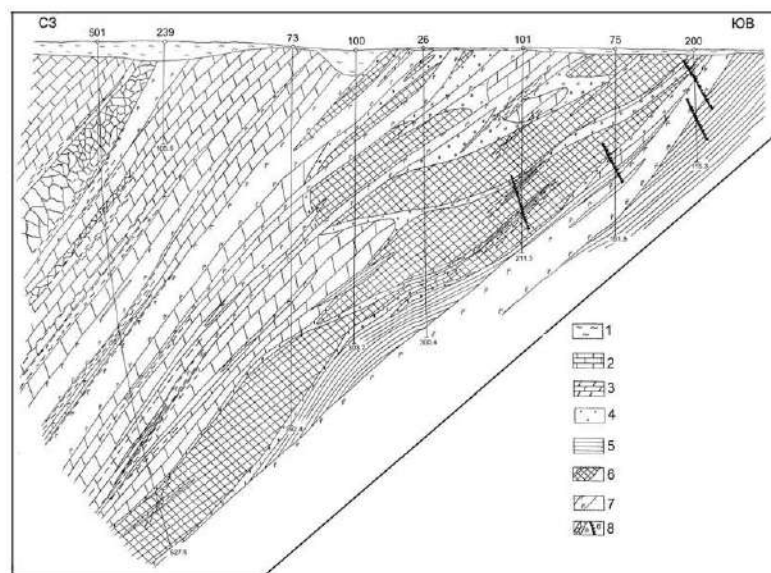


Рис. 3. 63б. Геологический разрез вкрест магнезитовых залежей Семибратского месторождения (по [Карагодин и др., 1989]).

1 – наносы; 2 – мраморизованные известняки; 3 – доломиты; 4 – магнезиальные доломиты; 5 – серицитовые сланцы; 6 – магнезиты; 7 – дайки долеритов; 8 – зоны дробления (а – масштабные, б – внемасштабные).

Семибратское месторождение приурочено к одноименной антиклинали третьего порядка, входящей в Таганайско-Хуторскую антиклиналь. Семибратская антиклиналь представляет собой брахискладку с асимметричными крыльями, осложненную более мелкой складчатостью и серией разрывных нарушений. Ось антиклинали полого погружается в СВ и ЮЗ направлениях, где перекрывается отложениями зильмердакской свиты. Дизъюнктивные нарушения на месторождении подразделены на три этапа (Старикив и др., 1970ф): первый включает развитие сбросов СВ простирания (азимут $40-60^\circ$) преимущественно в отложениях уренгинской свиты (но они подновлялись и в более позднее время). Основные разломы этого этапа находятся за пределами месторождения, на участке Слань и восточнее Восточной залежи наблюдаются оперяющие разломы. К этому этапу приурочены зоны катаклаза мощностью до 140 м, амплитуды смещений до первых сотен метров. Формирование нарушений первого этапа связывается с тектономагматическим событием в конце юрматиния. К разломам первого этапа тяготеют магнезитовые залежи и зоны альбитизации в сланцах и карбонатных породах, а также первая генерация габброидов.

Второй этап представлен небольшими взбросо-сдвигами ЮВ простирания (азимут $100-130^\circ$) в отложениях всех свит с амплитудами смещения по нарушениям первого этапа до 300 м, без следов гидротермальной деятельности. К третьему этапу отнесены крутопадающие сдвиго-сбросы со значительной амплитудой смещения, совпадающие с простиранием жильных габброидов. В последних развиты низкотемпературные гидротермальные изменения (брусит, хлорит, серпентин, тальк, кварц).

В районе Семибратского месторождения развиты магматические образования разного состава. Габброиды представлены дайками и силлами семибратского комплекса [Алексеев, 1984], образующими густой рой СВ простирания и СЗ падения под углами $40-60^\circ$. А.А. Алексеевым [1984] данный комплекс относится к поясу развития габбро-диабазов протяженностью в меридиональном направлении до 150 км и в широтном до 10-15 км от Златоуста до Белорецка преимущественно в отложениях среднего и частично, верхнего рифея, то есть, принимается верхнерифейский возраст семибратского комплекса. Разрезы через Семибратское месторождение показывают, что преобладающее падение жильных тел метабазитов СЗ, совпадающее с падением сланцево-карбонатной толщи (силлы). Отмечено, что зильмердакские отложения залегают на эродированной поверхности габброидов (Старикив и др., 1970ф, стр. 167). Наибольшая мощность вулканогенных образований, сформированных в послеавзянское время, тяготеет к зонам разломов первого этапа (позднеюрматинского) СВ простирания. Таким образом, подтверждается активизация магматической деятельности в восточной части БМА в конце юрматиния. Базитов в районе Семибратского месторождения представлены габбро-долеритами, пироксеновыми порфиритами нескольких генераций.

Основная часть тел габброидов СВ простирания пересекает послезильмердакские тектонические нарушения субширотного простирания. Эта – вторая генерация габброидов, относимая К.И. Стариковым (1970ф) к нижнекембрийскому тектоническому этапу. Она образует в районе месторождения два роя: в северной части шириной до 1,5 км и в южной – шириной до 3 км. Жилы пересекают вмещающие карбонатные и терригенные породы под острым углом, имеют СВ простирание от 45° до 85° и падают на СЗ под углом от 45° до 75°. Мощность даек до 160 м, длина по простиранию до 3 км.

Кроме габброидов, ограниченно развиты жильные гранодиориты и кварцевые диориты, изученные в керне скважин на участке Слань. Гранодиориты слагают секущие тела мощностью от 2 до 45 м, СВ простирания (азимут 50°) и СЗ падения (азимут 35-40°), протяженностью 50-100 до 600 м. На контактах в гранодиоритах изменений не наблюдается. Гранодиориты имеют светлую зеленовато-серую окраску, массивные, с микроскопической порфировой структурой и гранофировой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом (альбит-олигоклаз) и биотитом, основная масса состоит из лейст альбита в мирмекитовом агрегате [Карагодин и др., 1989]. Возраст гранодиоритов (по цирконам, SHRIMP, U-Pb, ВСЕГЕИ) составил 306±6 млн лет [Шардакова, Крупенин, 2009].

Взаимоотношения рудных тел и вмещающих пород. Магнетитовые залежи секутся магматитами всех генераций, в магнетитах отмечается затухание и ветвление жильных тел.

Метаморфические изменения вмещающих пород на Семибратском месторождении относятся к зеленосланцевой фации динамотермального метаморфизма [Карагодин и др., 1989]. Тонкозернистые терригенные породы отвечают мусковит-хлоритовой субфации, грубозернистые превращены в кварциты, аркозовые и серицитизированные кварциты, карбонатные породы мраморизованы с перекристаллизацией и увеличением размера зерен. Температура выгорания углерода в сланцах составляет 670°C, что предполагает шунгитовую стадию метаморфизации ОВ и зеленосланцевую фацию метаморфизма по аналогии с данными термического анализа углеродсодержащих отложений разных регионов [Иванова и др., 1974]. Также породы локально подвержены воздействию дислокационного метаморфизма. В долеритах появляются ассоциации барофильных минералов: стильпномелан+хлоритоид – до 3% [Карагодин и др., 1989]. Метасоматические изменения вмещающих пород в районе Семибратского месторождения чрезвычайно разнообразны. К ним относятся образование метасоматических магнетитовых залежей в карбонатных толщах, зон ожелезнения (анкеритизация доломитов, брейнеритизация магнетитов), наложенных зон березитов и лиственитов в карбонатах, турмалин-калишпат-мусковитовых метасоматитов по кварцитопесчаникам, аргиллизация карбонатных пород (участки развития гидрослюд по крутопадающим зонам дробления) [Карагодин и др., 1989].

Карбонатные горизонты уренгинской свиты неравноценны по магнезитоносности. Наиболее крупные запасы магнезитов сосредоточены в нижнем карбонатном горизонте. В основании верхнего карбонатного горизонта также содержатся магнезиты (см. рис. 3.63б), а верхней – развиты доломитизированные известняки, переходящие в чистые известняки в карбонатных горизонтах уренгинской свиты за пределами месторождения.

Зональность при магнезиальном метасоматозе. Магнезитовые залежи на Семибратском месторождении представляют собой пластообразные, линзовидные и более сложной формы тела, иногда – штоки, но в целом все они залегают согласно с вмещающей карбонатной толщей. Сложность определения границ рудных тел на данном МКМ вызвана несущественным различием в кристаллической структуре магнезитов и вмещающих доломитов, наличием постепенных переходов между рудными телами и доломитами через иногда мощные зоны пород промежуточного состава – доломиты с вкрапленностью кристаллов магнезита. При подсчете запасов рудные тела выделялись по данным химических анализов. **Наличие постепенных переходов между магнезитовыми телами и вмещающими доломитами является характерной особенностью Семибратского месторождения, подтверждающим его метасоматическую природу.** Протяженность рудных тел по простиранию меняется в пределах 80-1000 м, по падению – до 600 м, мощность выделенных тел изменяется от 9 до 49 м при средней мощности 32 м. Рудные тела установлены до глубины 600 м, а предполагаются до глубины 1200 м [Шевелев и др., 2003]. Строение рудных тел, несмотря на достаточно спокойную пологую складчатость, усложнено тектоническими нарушениями нескольких этапов и многочисленными долеритовыми дайками и силлами. По данным К.И. Старикова с соавторами (1970ф), расположение магнезитовых залежей трассирует тектонические нарушения СВ простирания (второй этап), вдоль которых, на расстоянии до 2 км, образуются зоны обогащенных магнием пород. При этом **в различных стратиграфических горизонтах на Семибратском месторождении залежи расположены одна под другой.**

Литологический состав вмещающих пород и магнезитов. Магнезиты Семибратского месторождения имеют серую или темно-серую окраску, массивную текстуру, полнокристаллическую среднезернистую, гранобластовую структуру. В разностях, обогащенных доломитом, преобладает гетеробластовая структура, но макроскопически породы промежуточного состава (магнезиальные доломиты, магнезиты доломитистые) не всегда отличаются от вмещающих доломитов. Зерна магнезита имеют округло-ромбоэдрическую форму, размеры 0.1- 4.5 мм (**рис. 3.64а**). Часто наблюдаются пятнистые породы с темно-серыми зернами магнезита, рассеянными в тонкозернистом доломитовом субстрате (**рис. 3.64б**). Кроме

того, встречаются мелко- и тонкозернистые магнезиты (рис. 3.64в и рис. 3.64г), внешне неотличимые от вмещающих доломитов.

В магнезитах, помимо доломита, присутствует тонкая вкрапленность пирита и кварца, а также примеси талька, серпентина, хлорита, брусита, обусловленные воздействием долеритов и метаморфическими изменениями вмещающих пород. Вмещающие доломиты содержат в небольших количествах кварц, магнезит, кальцит, серицит, биотит, флогопит, тальк, хлорит, тремолит, альбит, брусит, пирит, пирротин [Главнейшие магнезитовые ..., 1993].

Исследование минералогического состава магнезитов и вмещающих доломитов магнезитов и вмещающих карбонатных пород было проведено по отдельным образцам из развалин керносклада (участок Слань) и редких коренных выходов в районе месторождения. Результаты микроскопического и рентгенографического изучения показали, что в магнезитах отсутствуют примеси кварца и плагиоклаза, характерные для доломитов, но присутствует небольшое количество талька и хлорита (табл. 3.26). По-видимому, в процессе Mg-метасоматоза, текущего в щелочных условиях, часть кварца выносилась за пределы магнезитовой залежи, а часть преобразовалась в тальк и хлорит.

Литотипы магнезитов отличаются по размеру кристаллов и железистости, причем первый признак не оказывает существенного влияния на свойства магнезитов, поскольку преобладающий размер кристаллов не очень заметно варьирует: от 0,5-1 мм в мелкозернистых до 3-4 мм в среднезернистых. Крупно- и гигантокристаллические разновидности карбонатов на месторождении оказались не магнезитами, а перекристаллизованными доломитами. Таким образом, подтверждено, что **степень перекристаллизации магнезитов семибратского подтипа в Южно-Уральской провинции зависит от генезиса руд, а не от степени метаморфизма.**

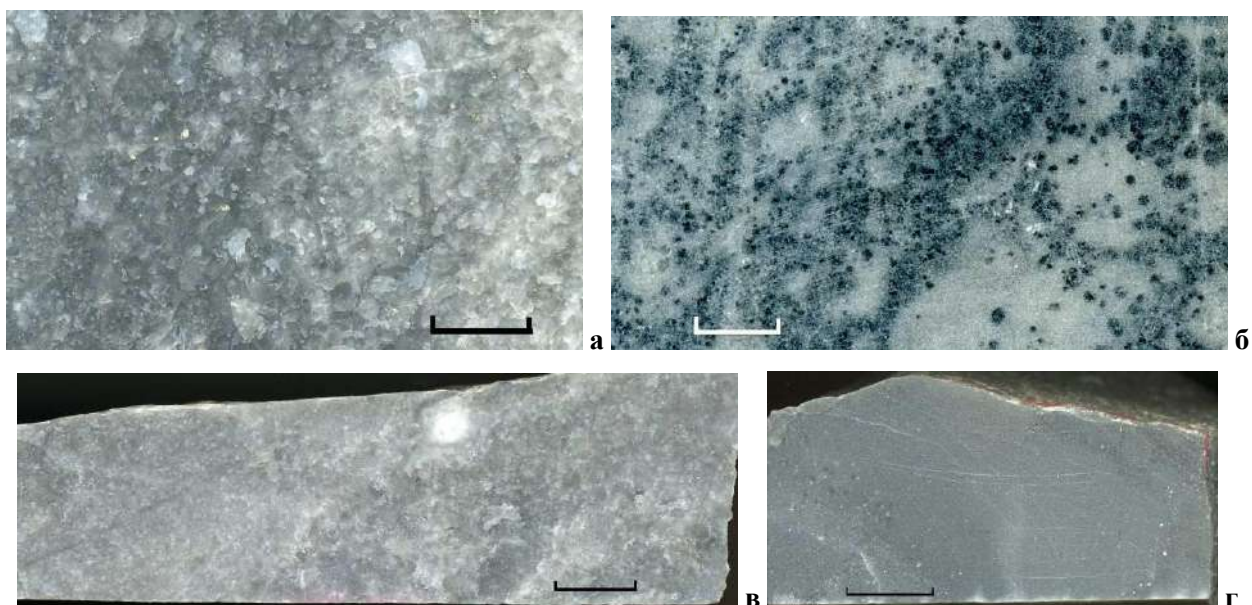


Рис. 3. 64. Магнезиты Семибратского месторождения.

(а) – массивные полнокристаллические среднезернистые породы серого или темно-серого цвета с кристаллами округло-ромбической формы, размером от 0,1 до 4,5 мм, (обр. Sem-24); (б) – густая вкрапленность кристаллов магнезита (тёмно-серое) в тонкозернистом сером доломите, вкрапленные зёрна пирита (обр. **Sem-21**); (в) – магнезит массивный мелкозернистый светло-серый с участками тонкозернистого (обр. **Sem-33**); (г) – магнезит массивный тонкозернистый (обр. **Sem-12**). Линейка 1 см.

Химический состав магнезитов Семибратского месторождения. Здесь магнезиты имеют невысокое качество из-за постоянной примеси доломита, кварца, талька и периодически наблюдающейся повышенной железистости. Примеси CaO , SiO_2 , Fe_2O_3 распределены полимодально с максимумами для CaO (мас. %): 0.5-1.0, 2.0-2.5 и 4-5.5; SiO_2 1.0-1.5, 4-6.5 и 8-11; Fe_2O_3 имеет несколько пиков в интервале 0.5-10.5 [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]. Средние содержания MgO составляют 44.5% для чистых магнезитов и 41.6% для магнезитов с содержанием магнезитового компонента более 90%. Вариации состава магнезитов приведены в **табл. 3.27**. Характерны низкое содержание K_2O (на пределе определения) и постоянное наличие Na_2O (0.1-0.13%), вероятно, связанное с присутствием альбита.

При проведении разведочных работ выделено два промышленных сорта магнезитов: СБМ – семибратский магнезит маложелезистый и СБМЖ – семибратский магнезит железистый (содержание оксида железа превышает 2%). Магнезиты марки СБМ пригодны для производства периклазовых огнеупоров после флотационного обогащения [Шевелев и др., 2003].

Концентрации большинства микроэлементов находятся на кларковом для карбонатных пород уровне (**табл. 3.28**). В магнезитах низкие содержания Sr (в среднем 11 г/т против 77 г/т в доломитах) и повышенные – Pb (1.48 г/т против 0.47 г/т в доломитах). Перекристаллизованный доломит (размер зерен до 20 мм) содержит до 204 г/т Sr (обр. Sem-2).

Распределение РЗЭ во вмещающих доломитах представляется достаточно типичным для кальций-содержащих минералов, с постепенным снижением концентраций от легких к тяжелым РЗЭ на хондрит-нормированных трендах (**рис. 3.65а, б**), с соответствующей высокой величиной отношения $(\text{LPЗЭ/TPЗЭ})\text{N}$ до 7-9, наличие небольших отрицательных аномалий Ce, Eu, типичных для морских карбонатов (см. табл. 3.28). Пониженные значения Y/No для доломитов (34-36) указывают на влияние метасоматических и метаморфических процессов: доломиты, вероятно, образованы по первичным известнякам.

Перекристаллизованный доломит Sem-2 отличается повышенной суммой РЗЭ, низкими величинами отношений $(\text{LPЗЭ/TPЗЭ})\text{N}$ (2.7) и Y/No (29), что подтверждает его вторичную природу. Доломит Sem-34 тоже обогащен РЗЭ, особенно легкими, за счет увеличения количества алюмосиликатной примеси. Магнезиты имеют специфическое «корытообразное» распределение РЗЭ, с пониженными концентрациями лантаноидов средней группы, независимо от суммарного количества РЗЭ, которое в целом остается низким (1-3 г/т). Магнезиты

«сочетают» в себе признаки доломитов (высокие концентрации ЛРЗЭ) и магнезитов (много ТРЗЭ). Таким образом, при метасоматозе не произошло заметного выноса ЛРЗЭ из магнезитов. Вариации величины отношения Y/No – от значений, близких к этому параметру в морских карбонатах (46) до типично гидротермальных (31-34), подтверждает неоднородное метасоматическое воздействие флюидов на магнезиты Семибратского месторождения.

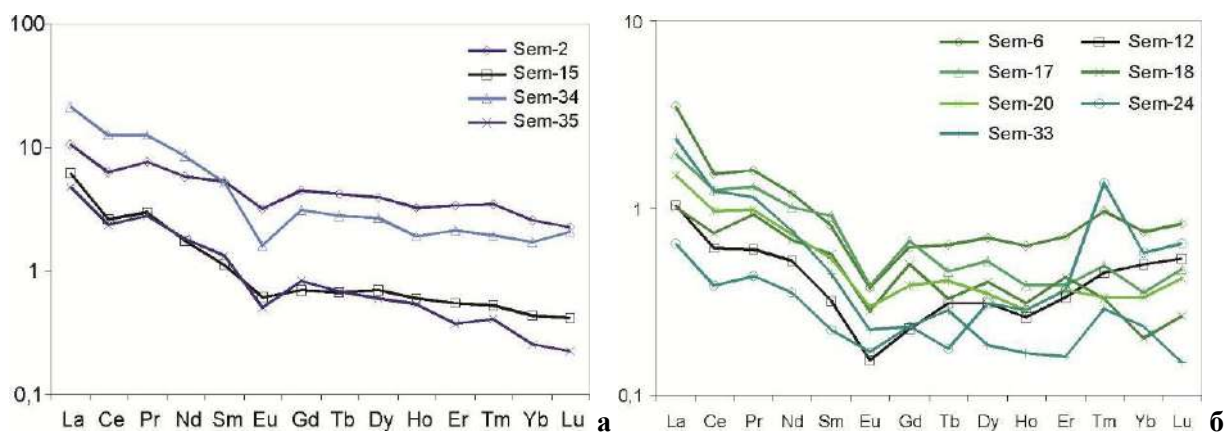


Рис. 3.65. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в доломитах (а) и магнезитах (б) Семибратского месторождения.

Отметим особенности поведения железа в карбонатах. Наблюдается повышение FeO в основной массе магнезита, что ведет к увеличению плотности и появлению бурого или желтоватого оттенка в светло-серой породе, развитию прожилков и отдельных мелких гнезд, зерен бурого брейнерита, наличию вкрапленности пирита (его количество растет вместе с повышением содержаний FeO в карбонатной части породы). Наиболее богаты FeO магнезиты участков «Слань» и «Серокоп». В магнезитах этих участков также повышены содержания халькофильных элементов (Cu , Zn , Pb) и Ba , а также группы железа (Co , Ni , Mn) и Be (Стариков и др., 1970а). На этих участках над отложениями уреньгинской свиты отмечены невыдержанные по простиранию тела долеритовых порфиров и их туфов, что предполагает связь брейнеритизации магнезитов и основного вулканизма в предзильмердакское время. Зоны ожелезнения в магнезитах имеют секущее положение относительно простирания залежей. В отличие от других МКМ, на Семибратском месторождении отсутствует прямая связь увеличения концентраций закисного железа в магнезитах по сравнению с вмещающими доломитами. Зависимость очень сложная и определяется воздействием на магнезит и доломит наложенных процессов ожелезнения. Содержание закиси железа в доломитах может достигать 13%, в магнезитах – 11% [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]. Корреляции содержания FeO с размером кристаллов магнезита не наблюдается.

Детально были исследованы 4 разновидности магнезита с разным содержанием Fe с помощью рентгеноструктурного, химического методов анализа, а также количественного микроанализа на растровом электронном микроскопе (РЭММА-202М) [Крупенин и др., 2008].

1. Sem-33 - светло-серый массивный мелкозернистый магнезит (см. рис. 3.64в). По данным рентгеновского анализа он содержит небольшую примесь доломита, талька, а по данным химического анализа – наименее железистый из изученных. В РЭМ в образце видны темно-серый до черного однородный базис магнезитового состава, в котором распределены отдельные изометрично-многоугольные зерна серого доломита и вытянутые зерна талька (**рис. 3.66а**). Данные микроанализа показывают, что все минералы в этой пробе наименее железистые из изученных проб. Содержания FeO в минералах (%) следующие: магнезит – 0,1, доломит – 0,1-0,2, тальк низкожелезистый – 0,06-0,84. Для последнего характерна примесь Al_2O_3 до 1,5% (**табл. 3.32**), вероятно, за счет взаимопрорастания с хлоритом.

2. Sem-17 – темно-серый неравномерно-среднезернистый магнезит с прожилками и зонами тонкозернистого светло-бурого брейнерита в межзерновом пространстве. По данным химического анализа, магнезит относится к низкожелезистой разновидности (FeO–1,55%). Под электронным микроскопом в образце выделяется три генерации карбонатов: 1) ядра зерен низкожелезистого, иногда вообще не содержащего железа магнезита типа Sem-33 (черное); 2) изометричные и вытянутые зерна доломита (светло-серое); 3) каемки (серое), межзерновые прожилки и зоны железистого магнезита (**рис. 3.66б**). Магнезит в низкожелезистых ядрах имеет низкое содержание FeO на уровне 0-0,1%, в то время как магнезит из межзерновых прожилков и каемок – до 3-5% FeO (см. табл. 3.35).

Sem-18 – светло-бурый неравномернозернистый магнезит с вкраплениями темно-серого магнезита. По данным химического анализа порода представляет собой железистый магнезит (FeO-4,57%). Под электронным микроскопом в образце выделяются следующие элементы: 1) ядра зерен низкожелезистого магнезита типа Sem-33 (черное); 2) межзерновые прожилки и зоны железистого магнезита (серое) (**рис. 3.66г**); 3) зерна высокожелезистого магнезита или анкерита (**рис. 3.66д**); 4) редко зерна магнезиального кальцита размером до 10 микрон. При выветривании порода превращается в бурую охру.

Sem-12 – серый неравномернозернистый (от тонко- до среднезернистого) магнезит (см. рис. 3.64г). Согласно химическому анализу, он отвечает Fe-магнезиту (FeO–7,26%). Учитывая низкое содержание серы в пробе, можно предполагать, что все железо связано с брейнеритом. На РЭМ наблюдаются как низкожелезистые зерна магнезита (реликты низкомагнезитовой матрицы в виде ромбических черных зерен в центре и справа на **рисунке 3.66е**), так и четко выраженные зональные кристаллы брейнерита со ступенчатым нарастанием содержания железа с периферии кристаллов.

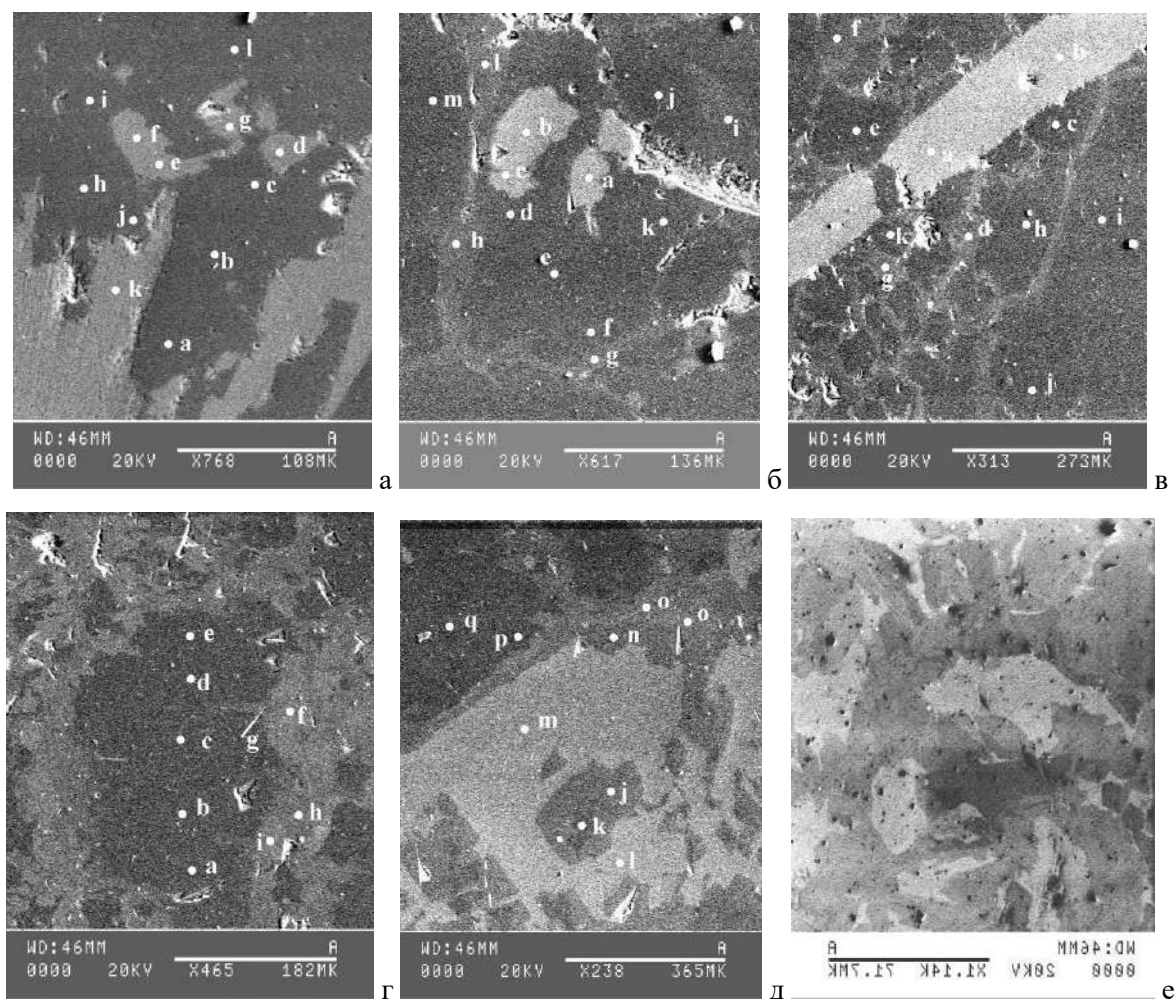


Рис. 3.66. Литотипы магнезита Семибратского месторождения под электронным микроскопом.

(а) Sem-33 магнезит мелкозернистый низкожелезистый; (б) Sem-17, зерно магнезита разномзернистого маложелезистого (темно-серое) с каймой железистого магнезита (серое) и включениями доломита (светло-серое); (в) Sem-17, магнезит разномзернистый маложелезистый с каемками и прожилками железистого магнезита и крупными лейстами талька; (г) Sem-18, магнезит разномзернистый ожелезненный, зерна низкожелезистого магнезита в окружении зон железистого магнезита; (д) переход от низкожелезистого магнезита к брейнериту через железистый доломит; (е) Sem-12, реликты низкомагнезитовой матрицы в виде ромбических черных зерен в центре и справа, наличие четко выраженных зональных кристаллов брейнерита со ступенчатым нарастанием содержания железа. (по [Крупенин и др., 2008]).

Анализ распределения железа в магнезитовых рудах Семибратского месторождения позволяет предполагать двухстадийное минералообразование. На I стадии сформировался низкожелезистый магнезит [Крупенин и др., 2008]. На это указывает существование разновидностей с очень низким содержанием железа (Sem-33) и подтверждается также петрохимическим анализом руд Семибратского месторождения [Главнейшие магнезитовые ..., 1993], которым выделено две крупных совокупности магнезитов со средним содержанием FeO соответственно 1.8% и 5.0%. Размер зерен низкожелезистого магнезита составляет десятки – первые сотни микрон. Метасоматическое ожелезнение развивается сначала по границам зерен в

виде своеобразной сетки (см. рис. 3.66б и 3.66в), затем выполняет все большее пространство с образованием зон сложной формы и гнезд (см. рис. 3.66в и 3.66г). В процессе развития метасоматического ожелезнения нарастает как площадь, так и степень насыщения железом первичной магнезитовой матрицы до почти полного замещения магнезита брейнеритом (образец Sem-12) с содержанием FeO в отдельных зернах до 13% (см. рис. 3.66д и 3.66е; табл. 3.29). Наряду с ожелезнением основного минерала – магнезита – происходит последовательное насыщение железом и минералов-примесей – доломита и талька.

На **рис. 3.67** показано распределение железа во всех перечисленных минералах из 4-х изученных проб. В пробе Sem-33 практически отсутствует брейнерит, магнезит содержит около 0.1% FeO, в отдельных зернах – до 0.8%. В доломитах содержание FeO – не более 0.2%, и содержится 0.1-0.8% талька. В пробе Sem-17 среднее содержание FeO в магнезите растет до 0.2%, и появляется Fe-магнезит с содержанием FeO 3-5%, в доломите железистость возрастает до 0.9-1.5%, а талька - до 0.9-1.1%. В пробе Sem-18 в магнезите нарастает содержание FeO до 0.1-0.6%, в Fe-магнезите содержание FeO составляет 5-11%, тальк не обнаружен. **В наиболее железистом магнезите пр. Sem-12 в реликтовых зернах магнезита содержание FeO составляет 0.4-0.6%, в брейнерите достигает 8-13.74%, доломит и тальк не обнаружены.**

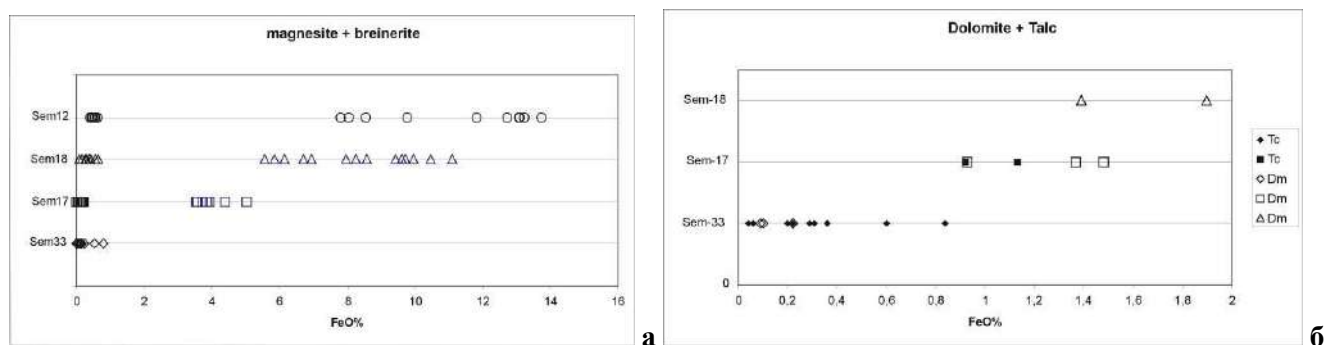


Рис. 3.67. Распределение FeO в 4 образцах Семибратского месторождения: магнезите и брейнерите (а), доломите и тальке (б) по данным микрозондирования.

3.1.8. Катавская группа

Катавская группа представлена Катав-Ивановским месторождением, мелкими проявлениями магнезита по р. Ниле южнее г. Катав-Ивановска и Байгазинским проявлением в районе д. В.Тюльмень на ручье Байгаза. Данная группа расположена в западной части БМА, в северной части Инзерского синклинория, приурочена к карбонатным отложениям катавской подсвиты авзянской свиты юрматиния. Позиция в западных разрезах, наиболее удаленных от метаморфизованных структур восточной структурно-формационной зоны БМА, объясняет степень преобразований вмещающих пород и магнезитов – не выше глубинного катагенеза.

Катав-Ивановское месторождение расположено на южной окраине г. Катав-Ивановск на правом берегу р. Катав. В 1914 г. на месторождении проводились эксплуатационные работы [Заварицкий, 1920], в 1913-1919 гг. – разведочные работы глубокими шурфами. Магнетитовое тело было разведано на 700 м и отработано на 20 м по простиранию [Анфимов, Бусыгин, 1982]. Отложения авзянской свиты образуют здесь субширотную полосу, приуроченную к Месединской седловидной синклинали, разделяющей структуры Тараташского и Ямантауского антиклинориев. По р. Катав, текущей на север, в этом районе обнажается весь разрез авзянской свиты, от катаскинской до реветской подсвит. В районе месторождения отложения смяты в мелкие складки и осложнены разрывными нарушениями СВ простирания, находясь в зоне непосредственной близости от Бакало-Саткинского надвига, по которому отложения бурзяния и юрматиния Тараташского антиклинория надвинуты на запад на отложения каратавия Инзерского синклинория. Месторождение приурочено к северному крылу синклинали, вмещающему отложения катаскинской, малоинзерской, ушаковской подсвит, а в ядре залегают пестроцветные сланцы куткурской подсвиты [Маслов и др., 2001].

Магнетитовые залежи Катав-Ивановского МКМ приурочены к моноклиальной толще мощностью до 100 м доломитов с прослоями глинистых сланцев катаскинской подсвиты, на правом берегу р. Катав выше моста по дороге в д. В. Катавку. Карбонатная толща падает на ЮВ под углами 50-70° и через 140 м от моста к югу сменяется мощной толщей рассланцованных кварцевых алевролитов и зеленовато-серых глинистых сланцев, относимых к малоинзерской подсвите авзянской свиты. Магнетиты в месторождении образуют до 10 уровней вверх по разрезу (от моста на юг), по данным работы [Главнейшие магнетитовые ..., 1993] выделяют три прослоя магнетитов. Детальный разрез доломитовой толщи с положением магнетитовых прослоев приведен на **рис. 3.68**. На данном рисунке не показана первая магнетитовая залежь из самой ближней к мосту выемки и последняя, лежащая около контакта с мощной толщей алевролитов малоинзерской подсвиты.

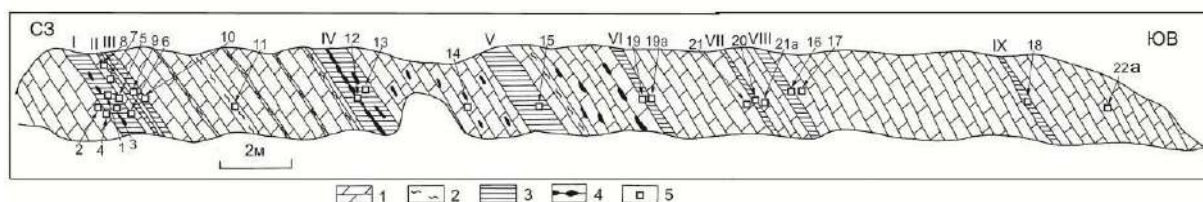


Рис. 3.68. Геологический разрез Катав-Ивановского магнетитового месторождения. 1 – доломиты; 2 – глинистые сланцы зеленовато-серые; 3 – залежи магнетитов и их номера (I-IX); 4 – раннедиагенетические кремневые конкреции; 5 – точки опробования и № проб.

Магнетиты встречаются в виде маломощных зон вкрапленности и не имеют четких границ, которые позволили бы оконтурить рудные тела. Неровные контакты магнетита и

доломита, переход магнезитов в доломиты через зону вкрапленности (**рис. 3.69а**) указывают на эпигенетический характер магнезитов, образованных в результате метасоматического замещения преимущественно вдоль карбонатных прослоев. Эпигенетичность магнезитов проявлена также в их взаимоотношениях с кремнями. По данным В.Н. Сергеева [1992], окремнение имеет раннедиагенетическую природу, поскольку только в кремнях сохранилась микробиота, полностью уничтоженная в результате перекристаллизации в домитовом матриксе. Магнезиты корродируют кремнезём (**рис. 3.69б**), но порой в них сохраняются реликтовые участки, выполненные кремнем, подтверждающие проявление магнезитового метасоматоза не только по доломитовой, но и по кремневой основе.

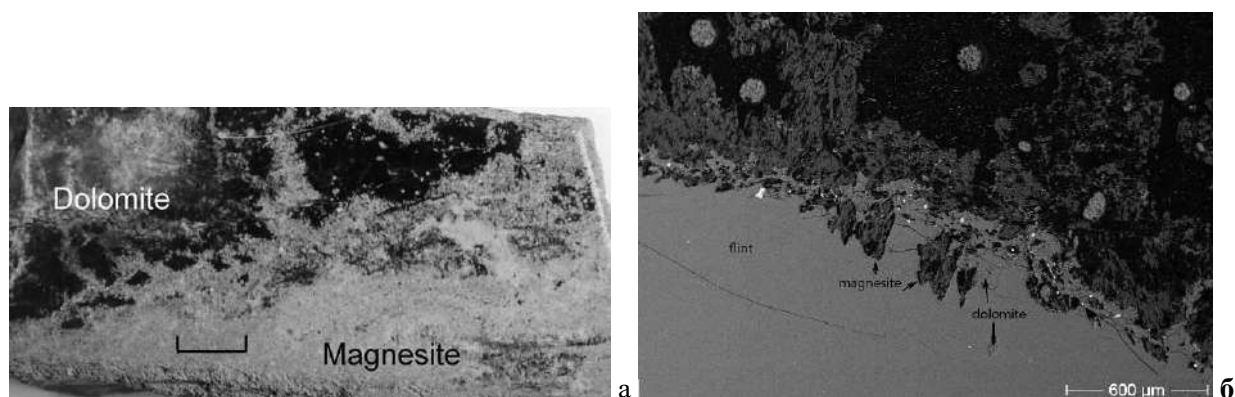


Рис. 3.69. Контактная зона магнезитовых залежей Катав-Ивановского месторождения.

а - магнезит - доломит через вкрапленность мелких магнезитовых кристаллов. Линейка 1 см; б - контакт магнезита (темно-серое) и кремня (светло-серое). Ромбоэдри магнезита агрессивно внедряются в кремень. В зоне контакта выделяются ромбоэдри доломита (серое с шагреновой поверхностью) и мелкие зерна пирита (белое). В магнезитовой массе встречаются реликтовые незамещенные остатки окремненных микрофоссилий (вверху округлые светло-серые выделения.). Обр. KI-1. Растровый электронный микроскоп, Технический университет, Берлин, ФРГ.

Во вмещающих доломитах, кроме включений кремня и тонкой акцессорной вкрапленности пирита, встречается глинистая примесь, представленная гидрослюдой и Fe-Mg хлоритом с небольшой примесью тонкорассеянного ОВ. Количество глинистой примеси меняется от 1-2% до более 50% в доломитовых мергелях. В некоторых пробах доломита присутствует небольшое количество тонкой вкрапленности магнезита. Очень часто в составе доломита отмечается примесь кальцита, подтверждаемая рентгеновским и термическим анализами (**табл. 3.30**). Это предполагает вторичную природу доломитов, образованных метасоматически по известнякам, причем степень доломитизации изменяется от доломитизированного известняка с отношением $MgO/CaO = 0.64-0.67$, до чистого доломита со стехиометрическим отношением MgO/CaO , составляющим 0.72. В то же время, примесь кальцита (до 27%) и доломита сохраняется и в магнезите. Доломит выполняет реликтовые участки размером, как правило, 1-3 мм, между ромбоэдрами магнезита.

Химический состав околорудных доломитов из разреза на р. Катав (**табл. 3.31**) отражает их минеральный состав. Отмечаются устойчивое обогащение SiO_2 - от 3-5 до 9%, низкие концентрации Al_2O_3 (0.1-0.6%), из-за отсутствия глинистой примеси, переменное невысокое содержание Fe_2O_3 (0.3-1.2%) и FeO (0.2-1.1%). Магнезиты характеризуются невысоким качеством ($\text{MgO}=36-41\%$), при этом всегда присутствует повышенное количество SiO_2 (3-5 до 9%), CaO (от 1.5 и более %), а также и Fe_2O_3 (1.1-2%) и FeO (1-2.2%). Отмечаются устойчивые, около 0.01% содержания серы, связанной с примесью пирита в магнезитах.

Изучение нескольких образцов магнезитов с помощью количественного микроанализатора Cameca Quantitativ Analysis (GFZ, Потсдам, ФРГ) показало, что содержания FeCO_3 варьируют от 2 до 15 мол. %. В рудном пласте VIII обнаружен брейнерит (обр. Kat-22, см. табл. 3.34) с содержанием FeO до 14.26% (23% FeCO_3), по данным химического анализа FeO^t до 26.24%. В определенной мере можно заключить, что содержание железа в магнезите связано с размерами магнезитового тела и нарастает в более крупных залежах.

По содержаниям микроэлементов доломиты и магнезиты Катав-Ивановского месторождения близки и не несут аномальных концентраций каких-либо индикаторов (**табл. 3.32**), связи с посмагматическими флюидами. Тренды распределения РЗЭ доломитов и магнезитов (**рис. 3.70**) имеют типичный для Са-содержащих карбонатов вид с постепенным снижением концентраций от легких к тяжелым лантаноидам. Вероятно, это объясняется постоянной примесью доломита и кальцита в составе магнезита данного месторождения.

В доломитах фиксируются повышенные концентрации ЛРЗЭ. Для некоторых проб отмечаются отрицательные (KI-6, KI-13, KI-18) аномалии церия, а для ряда проб – слабые положительные (KI-2, KI-7, KI-9, KI-20а, KI-21). При этом в пробах с отрицательной аномалией церия величина $\text{MgO}/\text{CaO}=0,64-0,65$, то есть это доломитизированные известняки, а в пробах с позитивной Се-аномалией $\text{MgO}/\text{CaO}=0,71-0,72$ и до 1, то есть это доломиты с примесью магнезитовых зерен. В магнезитах отрицательные аномалии церия практически не проявлены. Кажущийся привнос церия в доломитах, несущих небольшую примесь магнезита, связан, вероятно, с начавшимся выносом лантана как самого легкого члена ряда РЗЭ с максимальным ионным радиусом, менее совместимым с некрупным ионом Mg в магнезите. Отрицательная аномалия Eu характерна для доломитов и наследуется магнезитами.

Байгазинское проявление, также относящееся к Катав-Ивановской группе, расположено в обнажениях у ручья Байгаза, левого притока р. Тюльмень, в 36 км к ЮЗ от г. Катав-Ивановска. Проявления магнезитов в доломитах локализованы как в нижней части катавской подсвиты, так и в верхней (Бодунов, Сердобова, 1958ф). Магнезиты образуют линзообразные залежи мощностью 2.5-5 м, по простиранию доломитовой толщи прослежены на расстояние до 200 м.

Магнезит имеет темно-серую, с бурым или вишневым оттенком окраску, представлен мелко- и среднезернистой разновидностью с характерным сильным стекляннным блеском. Химический состав магнезитов (см. табл. 3.31) показывает их относительную чистоту от терригенно-глинистой примеси, но содержания Fe_2O_3 (1.6-2.2%) в нем несколько повышены.

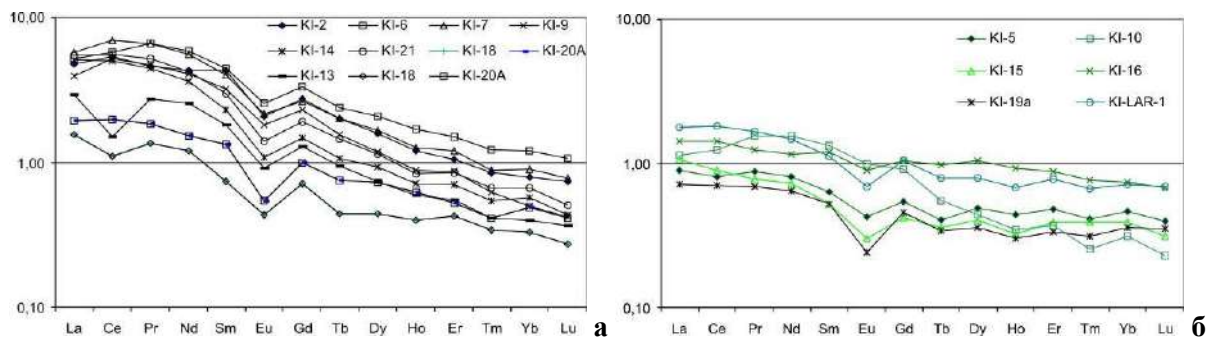


Рис. 3.70. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в доломитах (а) и магнезитах (б) Катав-Ивановского месторождения.

3.1.9. Кужинская группа

Кужинская группа магнезитовых проявлений расположена в ЮЗ части БМА в Бурзянском районе. Здесь в ряде участков – Яру, Уртыбашевский, Восточно-Биктимирский, Южно-Биктимирский, Кужинский, Южно-Кужинский в разное время в результате буровых работ были обнаружены залежи магнезитов. Все проявления приурочены к кужинской свите, которая рассматривается как фациальный аналог авзянской свиты [Ларионов, 1994; Маслов, Анфимов, 2000 и др.], по представлениям В.А. Филиппова [1997, 2008], кужинская является более поздним, по сравнению с авзянской свитой, стратиграфическим подразделением в разрезе рифея (см. раздел 1.1.). В кужинской свите преобладают терригенные породы, присутствуют несколько карбонатных прослоев и пачек. В их числе В.А. Филипповым [1997] описаны глинистые доломиты надрудного² (малого пестроцветного) горизонта, прослои светло-серых доломитов и зеленоватых и розоватых мергелей верхней пестроцветной пачки мощностью до 60 м, пачка белых пористых доломитов «эвапоритового облика» [Филиппов, 1997, с. 197], завершающих разрез кужинской свиты и сопоставляемых с доломитами реветской подсвиты авзянской свиты. Детальное сопоставление разрезов кужинской и авзянской свит показывает их принципиальное сходство (Ларионов, 1994; Маслов, Анфимов, 2000).

Магнезитовые залежи представляют собой согласные пластообразные и линзообразные тела мощностью от 1 до 12 м протяженностью до 4.5 км по простиранию и до 350 м по падению (участки Яру, Уртыбашевский, Кужинский, Южно-Кужинский) [Ларионов и др., 1994].

надрудного² - для оруденения в Кужинском полиметаллическом месторождении

Суммарные ресурсы магнезита, оцененные по категориям P_1 - P_2 составляют более 500 млн. т. Отмечено невысокое качество магнезитов (интервалы значений, в %): MgO (37.2-40.7); CaO (2.58-6.02); SiO₂ (0.95-2.52) [Ларионов и др., 1994].

Магнезит был обнаружен в керне Кужинского полиметаллического месторождения и представлен темно-серой массивной крупно- и среднекристаллической разностью (рис. 3.71а). Основной объем её представлен агрегатом изометричных кристаллов магнезита размером 1-2 мм, среди которых выделяются неправильной формы зоны темно-серого магнезита с размером вытянутых зерен до 6-8 мм. По облику такие породы напоминают гранобластовые магнезиты Отнурского и других среднерифейских месторождений в Белорецком районе. Дифрактометрия показала, что в мелкозернистом магнезите присутствует небольшая примесь доломита и талька, в среднезернистом – только талька. В обоих случаях магнезит характеризуется повышенным содержанием закисного железа, по данным дифрактометрии – до 7-8 мол. % FeCO₃.

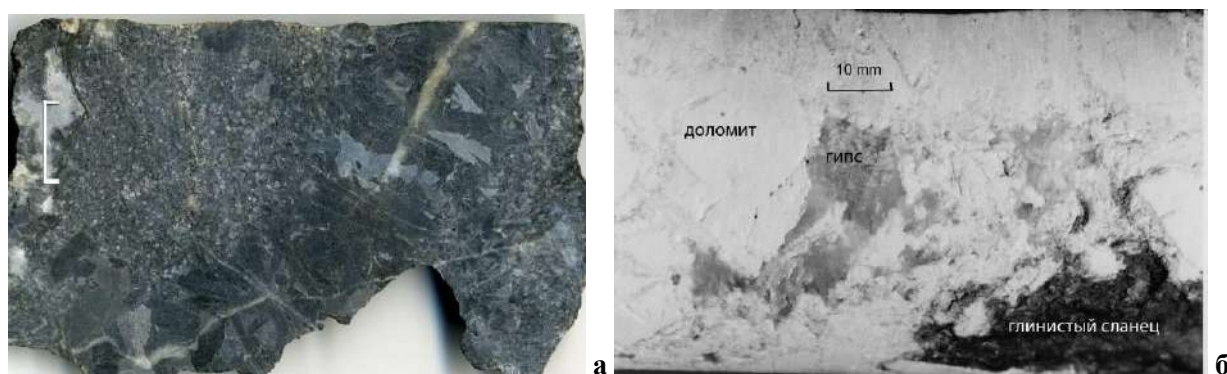


Рис. 3.71. Литотипы пород кужинского комплекса (западно-башкирский тип разреза авзянской свиты).

(а) – неравномернозернистый железистый магнезит с примесью доломита и талька (керна Кужинского полиметаллического месторождения, обр. Кж-6 из коллекции В.В. Григорьева, Уральский геологический музей); (б) – идиоморфные кристаллы гипса (серое в центре) в тонкокристаллическом сахаровидном пористом доломите (светло-серое) авзянской свиты. Внизу слева – прослой вишнево-бурого мергеля (темно-серое). Скважина 1, глубина 398 м (проявление брейнерита Сарышка).

Согласно устному сообщению В.А.Филиппова, такой железистый магнезит (брейнерит) в районе Кужинского месторождения встречался дважды. Первый раз – в нижнем горизонте, темно-серые брейнериты в виде пластов до 0,5 м между рудным горизонтом и нижележащей толщей базальных песчаников. Второй – выше рудного горизонта, в толще водорослевых светло-серых доломитов, в зоне контакта доломитов верхней подсвиты уртинской свиты и прослоев песчаников вышележащей биктимирской свиты (по [Филиппов, 1997]).

Несколько севернее Кужинского месторождения в западной части БМА обнаружено проявление магнезитов «Сарышка» в структурной скважине 1 среди отложений, которые по своему облику и положению в разрезе весьма схожи с отложениями кужинского комплекса и интерпретируются Н.Н. Ларионовым [Крупенин и др., 2002; Ларионов и др., 2006] как западный

(западно-башкирский) тип разреза авзянской свиты. Эта скважина, пробуренная Башкирской геолого-геофизической партией ОАО “Башкиргеология” в рамках ГДП-200 на западном склоне хр. Зильмердак, в 4200 м к СВ от устья р. Сарышка при впадении в р. Зилим, вскрыла один из наиболее западных разрезов отложений среднего рифея.

В разрезе скв. 1 можно выделить три толщи. Нижняя толща представлена розовато-серыми доломитами с маломощными прослоями бурых, с шоколадным оттенком, реже – голубовато-серых глинистых и мергельных аргиллитовидных сланцев. Вскрытая мощность – около 240 м. Выше залегает толща зеленовато-серых карбонатно-глинистых алевролитов, серых мелкозернистых песчаников и аргиллитовидных микросланцев с редкими прослоями серых, реже – розовых глинистых доломитов. Оцененная мощность этой пачки в разрезе около 100 м. Верхняя толща представлена розовыми аркозовыми песчаниками, имеет мощность 8 м. Более детально разрез скважины описан в [Крупенин и др., 2002;].

Доломиты нижней толщи имеют прожилковую текстуру, тонкозернистую, до афанитовой, структуру, характеризуются очень низкой степенью перекристаллизации. Толща содержит включения гипса (**рис. 3.71б**), наличие которого подтверждено ДТА (эндотермический пик с максимумом 165°C) и данными дифрактометрии (серия рефлексов, с основным пиком 7.57 Å, а также 4.01; 3.05 Å). Доломиты имеют высокую пористость (до 20%). Некоторые поры частично заполнены крупнокристаллическим гипсом и скаленоэдрами кальцита размером до 3 мм. Обилие кристаллов гипса в данном разрезе и высокая пористость доломитов данного горизонта указывают на образование сульфатов в среднерифейском бассейне седиментации.

Принадлежность сульфатов к рифейским отложениям, а не к пермскому эвапоритовому бассейну, откуда могли бы просочиться сульфатные рассолы, подтверждается тяжелым изотопным составом серы гипса ($\delta^{34}\text{S}=23\text{--}27\text{‰}$), что типично для сульфатов рифейского возраста [Мичурин, Горожанин, 2010 и ссылки в этой работе]. Для стратотипического разреза рифея это совершенно новый факт. Широкое развитие гипса в доломитах – это прямое подтверждение эвапоритовой природы осадков, то есть их формирования в условиях избыточного испарения. Кроме того, в данной толще в составе глинистых пород развит высокомагнезиальный хлорит (до 40%), по ряду кристаллохимических параметров он соответствует Mg-хлориту из реветских доломитов на р. Катав (см. раздел 2.3.2) и галопелитов пермских эвапоритовых бассейнов Прикаспия и цехштейна [Крупенин и др., 2002].

Наряду с этим, в порах доломитов развиваются вторичные крупнокристаллические карбонатные минералы. Дальнейшее преобразование может привести к полному залечиванию пор аутигенными карбонатами и приобретению породой прожилково-гнездовой текстуры, связываемой, обычно, с прохождением процессов метабазиса. Этот пример показывает, что **образование вторичных прожилково-гнездовых текстур карбонатных пород определяется**

минеральным составом и фациальными условиями формирования седиментогенного субстрата, а не только степенью внешних термодинамических воздействий в эпигенезе.

Обнаружение прослоя Fe-магнезита в верхней части толщи пестроцветных доломитов (проба 1/274.5, см. табл. 3.37), относимых к авзянской свите в исследуемой части БМА, является необычным, поскольку до сих пор магнезиты были известны только в доломитовых прослоях катаскинской подсвиты из более восточных районов и из района Кужинского месторождения. Например, в скважине 236 (Казаков и др., 1977) выявлены три магнезитовые залежи мощностью от 3 до 15 м с содержаниями MgO 28-44%. Присутствие магнезита в карбонатных отложениях, сформированных в аридных или семиаридных условиях, является особенностью бассейнов с аномальной соленостью, отмеченной еще Н.М. Страховым (1944) для нижнепермских отложений Предуральяского прогиба, и отражает обогащение среды седиментации катионами магния при относительном недостатке кальция и общей высокой щелочности среды. Показательно, что в Fe-магнезите проявления Сарышка обнаружена примесь ангидрита, который дает четкий рефлекс 3,53 Å на дифрактограмме. Присутствие в пробе магнезита остаточного ангидрита является важным показателем эвапоритовой природы толщи, в которой он сформировался.

Аркозовые песчаники верхней толщи, вскрытой скв. 1, несомненно, относятся к отложениям зильмердакской свиты верхнего рифея, нижняя и средняя толщи – к авзянской свите. Толща с преобладающим развитием розовых доломитов и вышележащая толща сероцветных терригенно-глинистых пород могут относиться соответственно к реветской и тюльменской подсвитам, завершающим разрез авзянской свиты.

Химический состав доломитов эвапоритовой толщи отражает особенности их минерального состава. В составе доломитов в виде примесей присутствует небольшое количество кальцита и гипса. Это отражается в понижении модуля MgO/CaO, составляющего 0,69 (в стехиометрических доломитах – 0,72). Суммарное содержание железа низкое, в пересчете на Fe₂O₃ составляет около 0,6%. Кроме того, доломиты обогащены Sr (150 г/т) (табл. 3.33), что также подтверждает их эвапоритовую природу и слабую степень изменения при катагенезе. Этим, вероятно, объясняется и сохранение в некоторых прослоях неперекристаллизованных доломитов ангидрита и гипса. В свою очередь, магнезиты образованы в результате метасоматоза, перекристаллизованы и подвержены значительным катагенетическим изменениям. Они содержат много FeO (до 10,96% в пр. 1/274.5 – практически, это брейнериты), имеют повышенное содержание Ba (240 г/т).

Хондрит-нормированные тренды распределения РЗЭ в доломитах – типичные для осадочных кальцийсодержащих карбонатов, с постепенным снижением от ЛРЗЭ к ТРЗЭ, небольшими отрицательными аномалиями церия и европия (рис. 3.72). В магнезитах поведение

РЗЭ – типовое для метасоматических среднерифейских аналогов, со снижением концентраций ЛРЗЭ, при этом величина $(\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ})_N$ снижается до 1,56 по сравнению с 3,62 в доломитах, небольшая цериевая аномалия сохраняется, но появляется заметная положительная аномалия европия, подтверждающая гидротермальный и резко восстановительный характер метасоматического процесса (см. табл. 3.33). Снижение величины Y/Ho от 40,79 в доломитах до 35,89 в магнезитах также указывает на эпигенетический характер магнезиальных флюидов, длительное время взаимодействующих с вмещающими породами бассейна породообразования и обогатившихся железом и барием.

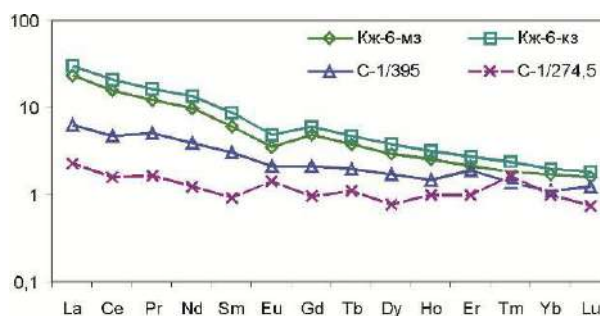


Рис. 3.72. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ магнезитах Кужинского полиметаллического месторождения (Кж-6-мз и Кж-6-кз) и брейнеритах по скважине 1 проявления Сарышка (С-1/274,5), а также в доломитах (С-1/395).

3.2. Метасоматический сидерит, анкерит и брейнерит

В данном разделе рассмотрены проявления магнезиально-железистого метасоматоза в карбонатно-терригенных толщах нижнего и среднего рифея, представленные месторождениями гидротермально-метасоматического сидерита Бакальской группы и Ахтенским, а также анкеритовой минерализацией в карбонатных породах авзянской свиты и брейнеритами в суранской свите (см. рис. 1.2, 1.13).

3.2.1. Бакальская группа сидеритовых месторождений

Сидеритовые месторождения в регионе представлены группой Бакальских месторождений в Саткинском районе и Ахтенским месторождением в Кусинском районе Челябинской области. Месторождения Бакальского рудного поля – крупнейшие в мире, долгие годы давали устойчивый прирост запасов железных руд для Уральского экономического района и сыграли важнейшую роль в развитии горнорудной промышленности Урала. Прогнозные ресурсы сидеритов оцениваются величиной около 1200 млн т, балансовые запасы сидеритов составляют около 600 млн. т [Яницкий, Сергеев, 1962]. Месторождения разрабатываются с 1757 г., сначала как бурожелезняковые высокого качества, со второй половины XX века в добычу активно

вовлечены относительно бедные сидеритовые руды. Динамика добычи руды в XX веке отражена на **рис. 3.73**. Бакальские рудники, расположенные в горно-таежной местности, насыщенной мелкими водотоками, были неудобным местом для металлургического производства, поэтому руда поступала в расположенные на реках железодельные города-заводы региона в Сатке, Катав-Ивановске, Усть-Катаве, Юрюзани, Аше, Златоусте. В 30-е годы XX века на базе бакальских руд введен в строй Челябинский металлургический комбинат (первоначально Бакалстрой). Кризис 90-х годов совпал с истощением богатых бурожелезняковых руд, сложностями в горнотехнической отрасли и необходимостью комплексной реконструкции как горнодобывающего, так и горно-обогатительного производства в АО “Бакальское рудоуправление”. Район Бакальских месторождений, насыщенный, кроме железной руды, целым набором полезных ископаемых (высококачественные кварциты, флюсовые известняки, сырье для производства пористых заполнителей – шунгизитов, магнезиты, облицовочный и строительный камень, ряд других нетрадиционных видов сырья) и обладающий прекрасными кадрами мастеров горного производства, требует государственной поддержки для дальнейшего гармоничного развития [Крупенин и др., 2000].

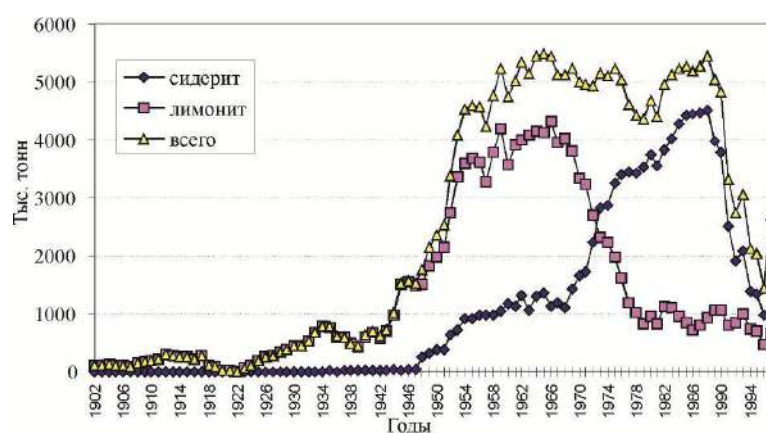


Рис. 3.73. Динамика добычи железных руд на Бакальских месторождениях в XX веке (по данным Н.В. Гринштейн), тыс. т. (по [Крупенин, 1999]).

Всего в Бакальском рудном поле на площади около 150 км² выделялось до 25 месторождений, в настоящее время действуют два карьера: Новобакальский и Шуйдинский (в последнем добывают также и остатки высококачественных гематит-гидрогетитовых руд – турьитов), и шахта “Сидеритовая”. За время эксплуатации Бакальских рудников в XX веке было добыто (устное сообщение Н.В. Гринштейн, 1998) 105647 тысяч тонн сидеритов и 130464 тысяч тонн бурожелезняковых руд. Всего, таким образом, добыча составила более 236 млн. т железной руды [Крупенин, 1999]. Продукция предприятия представлена как сырым сидеритом, так и обожженным в шахтных печах с последующим магнитным обогащением.

Геологическая позиция рудного поля

Геологии Бакальских месторождений, представляющих собой типовой объект сидеритовых гидротермально-метасоматических месторождений в осадочных карбонатных толщах [Смирнов, 1976], первой в ряду известных сидеритовых гигантов (Эрцберг в Австрии, Бильбао в Испании, Уэнза в Алжире) [Pohl et al., 1986; Frimmel, 1988], посвящено множество статей и ряд монографий [Яницкий, Сергеев, 1962; Тимесков, 1963; Варлаков, 1967]. Последние сводки данных о вещественном составе пород и руд, условиях накопления отложений бакальской свиты и обзор генетических представлений о генезисе сидеритов выполнены автором и его коллегами [Крупенин, 1999; Кузнецов и др., 2005; Крупенин и др., 2021].

Структурное положение в Башкирском мегантиклинории

Бакальские сидеритовые месторождения расположены в Бакало-Саткинском горнорудном районе на западе Челябинской области в 20 км южнее Саткинских магнетитовых. Бакальское рудное поле приурочено к южной части Тараташского антиклинория, сочленяющегося к ЮЗ с Инзерским синклинорием, к югу - с Ямантауским антиклинорием, с востока - с Таганайско-Иремельским антиклинорием и в региональном структурном плане расположено в западной подзоне Западно-Уральской формационной зоны. Рудное поле приурочено к Бакальской синклинали шириной до 12 км, полого погружающейся к ЮЗ (**рис. 3.74**).

Стратиграфический интервал. Бакальская свита (RF_{1bk}) состоит из двух подсвит: нижняя (макаровская), преимущественно алевролитно-сланцевая и верхняя (малобакальская) карбонатно-терригенного состава (см. главу 1). Малобакальская подсвита представлена чередованием 5 карбонатных и 5 терригенных пачек различной мощности (см. рис. 3.28). Уникальные по запасам месторождения сидеритов и развитых по ним бурых железняков приурочены к карбонатным пачкам. Мощность отложений свиты в районе Бакала составляет 1200-1400 м. Свита развита на сравнительно небольшой территории между городами Бакалом и Саткой, где в обнажениях и карьерах находятся ее стратотипические разрезы. Южнее г. Бакала отложения бакальской свиты подвержены предзигальгинскому размыву, но в юго-западном направлении прослеживаются до г. Юрюзань. На восток они распространены до отрогов хребтов Б. Сука, Уван, Маткаль на расстояние до 20 км от Бакала (корельская толща, [Гарань, 1957]). Корельская толща (восточная фация бакальской свиты) скоррелирована с отложениями макаровской (RF_{1b1}) подсвиты, березовской (RF_{1b2}¹) и иркусканской (RF_{1b2}²) пачек (Глызин и др., 1978ф). Стратиграфия бакальской свиты разработана детально на основе изучения

огромного количества горных выработок М.И. Гаранем [1939, 1946], Ю.А. Давыденко [1958 и др.], О.П. Сергеевым [1963] и др.

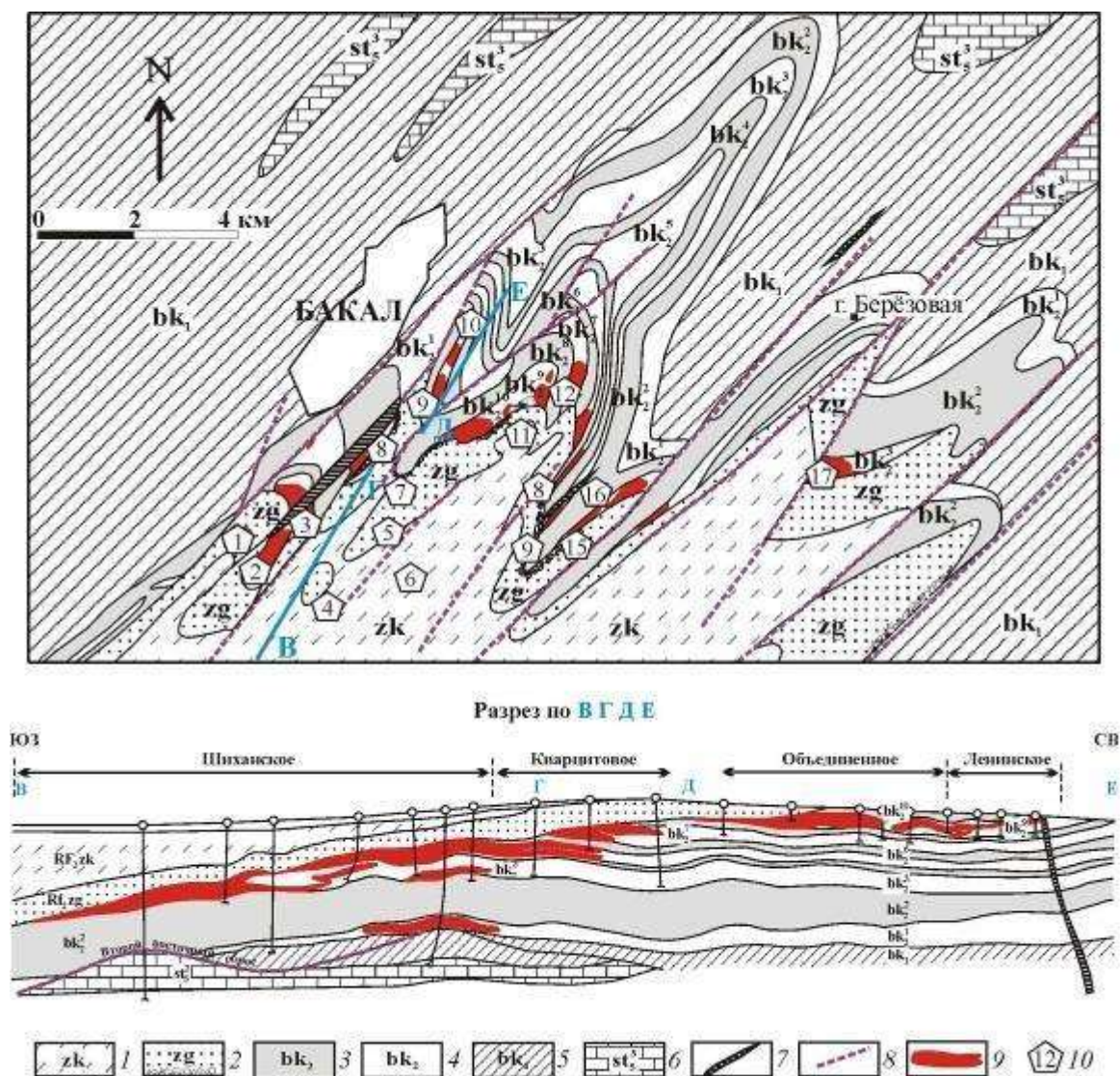


Рис. 3.74. Схематическая геологическая карта Бакальского рудного поля и продольный разрез, (по [Яницкий, Сергеев, 1962] с добавлениями).

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; 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.

Каждая пачка бакальской свиты имеет свои литологические особенности, обусловленные спецификой фациальной обстановки осадконакопления [Крупенин, 1999]. Отложения макаровской подсвиты мощностью 400-650 м представлены пятью горизонтами: в нижней и

верхней частях преобладают алевролиты и алевропесчаники, в средней части более характерны НГС с маломощными прослоями мергелей и глинистых строматолитовых известняков.

Малобакальская подсвета начинается известняками березовской пачки ($RF_1b_2^1$), мощность которой достигает 250 м, но в южной части рудного поля полностью выклинивается, фациально замещаясь НГС иркусканской пачки. В основании березовской пачки развиты осадочные брекчии и массивные карбонаты, в средней – преимущественно мелкослоистые разности, к которым в верхней части добавляются строматолитовые биогермы мощностью десятки метров. Иркусканская пачка ($RF_1b_2^2$), мощностью до 300 м состоит из трех горизонтов, нижний сложен монотонными пелитовыми НГС, средний – преимущественно мелкослоистыми алевролитами с прослоями кварцевых песчаников в восточной части рудного поля и маломощных доломитовых строматолитовых биогермов – в центральной. Верхний горизонт представлен мелкозернистыми глинисто-кварцевыми песчаниками и алевролитами на востоке, алевролитами и НГС на западе. Для алевропесчаных отложений установлены признаки пересыхающего прибрежного мелководья (литорали), а расположение береговой линии предполагается на востоке [Крупенин, 1983, 1999]. Шуйдинская пачка ($RF_1b_2^3$) представлена доломитами, ее мощность достигает 140 м, в центральных и СВ районах над горизонтом доломитов мощностью 50-70 м появляется пачка переслаивания глинистых сланцев и доломитизированных известняков, выше залегает пласт известняков, что определяет наличие трёх горизонтов в составе пачки. Нижний доломитовый горизонт характеризуется присутствием маломощных строматолитовых биогермов, а также обилием гнездовых текстур (псевдоморфозы по сульфатам), сформированных в лагунных условиях (см. раздел 2.4.2) [Крупенин, 1999, 2018;]. К этому горизонту приурочены все магнезитовые залежи в бакальской свите. Надшуйдинская пачка ($RF_1b_2^4$) мощностью от 15 до 40 м представлена алевролитами и карбонатно-глинистыми сланцами с характерной косоволнистой слоистостью, указывающей на присутствие калькаренитов. По распределению песчаной и карбонатной примеси предполагается размещение береговой линии в СЗ румбах. Гаёвская пачка ($RF_1b_2^5$) контактирует с нижележащей через переслаивание карбонатных и глинистых пород и сложена в основном строматолитовыми (*Conophyton Cilindricus* Masl.) или микробиальными известняками. Мощность известняков гаёвской пачки пропорциональна мощности строматолитового биогерма, достигает 100 м и в северном направлении уменьшается. Надгаёвская пачка ($RF_1b_2^6$) сложена преимущественно алевролитами и НГС; в северной части присутствуют глинисто-кварцевые алевропесчаники. Мощность пачки увеличивается к югу от 40 до 80 м. Шиханская пачка ($RF_1b_2^7$) сложена преимущественно глинистыми мелкослоистыми известняками с прослоями НГС, в основании присутствуют осадочные брекчии, в верхней части – маломощные строматолитовые биогермы, мощность варьирует в интервале 50-110 м.

Надшиханская пачка (RF_{1b2}⁸) сложена НГС и карбонатно-глинистыми сланцами и имеет мощность 30-50 м. Верхнебакальская пачка (RF_{1b2}⁹) мощностью до 100 м состоит из трёх горизонтов: нижний сложен мергелями с червячковой текстурой, в среднем преобладают тонко ритмичнослоистые, иногда кремнистые доломиты. Верхний горизонт представлен чередованием прослоев со строматолитовыми биогермами округлой и линзовидной формы и облекающими их карбонатно-глинистыми сланцами. Буландихинская пачка (RF_{1b2}¹⁰) мощностью до 90 м состоит из алевролитов с редкими карбонатными биогермами и прослоем кварцевого песчаника до 3 м в нижней части. В верхней части пачки также присутствуют линзы кварцевых песчаников. Отмечается присутствие красноцветных терригенных пород.

Детальный литолого-фациальный анализ отложений бакальской свиты позволил установить, что терригенно-карбонатное осадконакопление проходило в условиях открытого шельфа на прибрежном или относительно удалённом морском мелководье, испытывавшем циклические вертикальные колебания. Вверх по разрезу бакальской свиты отмечается тенденция к затуханию амплитуды тектонических движений: уменьшение мощности и гранулометрического размера терригенных отложений, увеличение роли пакетов переслаивания глинистых и карбонатных прослоев, роли строматолитовых биогермов [Крупенин, 1999].

Бакальская свита перекрывается с размывом и угловым несогласием зигальгинской свитой среднего рифея RF_{2zg}, сложенной кварцитовидными песчаниками с линзами кварцитовидных же конгломератов в основании. Предзигальгинский размыв срезает в южном и восточном направлениях до 700 м отложений бакальской свиты (до иркусканской пачки включительно). Это отчетливо видно на геологической карте рудного поля и продольном разрезе (см. рис. 3.74) и указывает на проявление брахискладок в породах бакальской свиты до образования отложений зигальгинской свиты. Тектонические деформации были синхронны времени образования Машакского рифтогенного грабена. Мощные вулканогенно-осадочные толщи машакской свиты расположены в нескольких десятках километрах восточнее Бакала (к востоку от Зюраткульского надвига) и перекрываются кварцитовидными песчаниками зигальгинской свиты. Мощность зигальгинской свиты в районе Бакала составляет 60-80 м, в восточном направлении увеличивается до 400 м (см. глава 1).

Структура рудного поля. Бакало-Саткинский горнорудный район имеет складчато-блоковое строение с СВ ориентировкой структур, состоит из серии синклиналей и антиклиналей, осложненных более мелкими складками и разрывными нарушениями. Район приурочен к южной части Тараташского антиклинория, который на востоке района отделен от Таганайско-Иремельского Зюраткульским глубинным разломом и трассируется Кусинской габброидной расслоенной интрузией (см. рис. 1.2, 1.4). Бакало-Саткинский надвиг на западе

района отделяет бурзянские толщи Тараташского антиклинория от каратаусских – Инзерского синклинория. Главные пикативные структуры района – Бердяушская, Чернореченская и Уванская антиклинали, Саткинская и Бакальская синклинали, к которым приурочены одноименные рудные поля.

Бакальская синклиналь шириной 8-12 км и длиной более 20 км, полого погружается на юго-запад. С запада она сопряжена с Сулейнской моноклиной, с ЮВ - с Уванской синклиной, к СВ переходит в Саткинскую синклиналь. Структура осложнена складками высокого порядка шириной 0,2-0,5 км и амплитудой в сотни метров. Предполагается несколько фаз складчатости. Наиболее интенсивные дислокации связаны с герцинским орогенезом. Отложения в восточных частях БМА были деформированы еще в позднем венде (Тиманский орогенез [Пучков, 2000]). Кроме того, дозигальгинская складчатость (бакальская фаза [Гарань, 1946]) реставрируется по субширотной зоне размыва бакальской свиты в южной части Бакальского рудного поля [Давыденко, 1958]. Литолого-фациальные профили демонстрируют наибольший размыв в это время восточной части бакальской свиты, как следствие поворота тектонических блоков по листрическим разломам в западном борту Машакского грабена (см. раздел 1.4) [Крупенин, 1999, 2002]. Дизъюнктивные нарушения СВ простираения (редко – субширотные) осложняют структуру Бакальского рудного поля. Они имеют сбросо-взбросовый характер с амплитудой до 500 м, сдвиговые перемещения и крутое падение. Например, амплитуда Бакало-Саткинского надвига, круто падающего на ЮВ оценивается до 1500 м, Второго восточного сброса в Новобакальском карьере – до 500 м. Некоторые нарушения выносятся на глубину [Яницкий, Сергеев, 1962].

Взаимоотношения сидеритового оруденения и складчатых дислокаций трактовались неоднозначно. По мнению Ю.В. Давыденко [1958], сидериты древнее большинства складчатых и разрывных деформаций. По нашим наблюдениям, сидериты согласны со смятыми в складки вмещающими доломитами, являются доскладчатыми (рис. 3.75). Современная структура БМА сформировалась в герцинское время вместе с Уральским орогеном. **Структурные взаимоотношения показывают, что метасоматическое сидеритовое оруденение было доскладчатым и имеет допалеозойский возраст.**

Магматические образования в Бакальском рудном районе представлены дайками и силлами долеритов, преимущественно развитых в отложениях нижнего рифея, в зигальгинской и зигазино-комаровской свитах среднего рифея их значительно меньше [Гарань, 1957]. В стенках карьеров видно, что долеритовые дайки рвут отложения бакальской свиты, и, как правило, не проникают в вышележащие кварцитовидные песчаники зигальгинской свиты. Более того, в некоторых участках, например, в вышеупомянутом северном борту Новобакальского

карьера, наблюдалось перекрытие габбро-долеритов “сланцами перемыва” без термальных воздействий на последние.

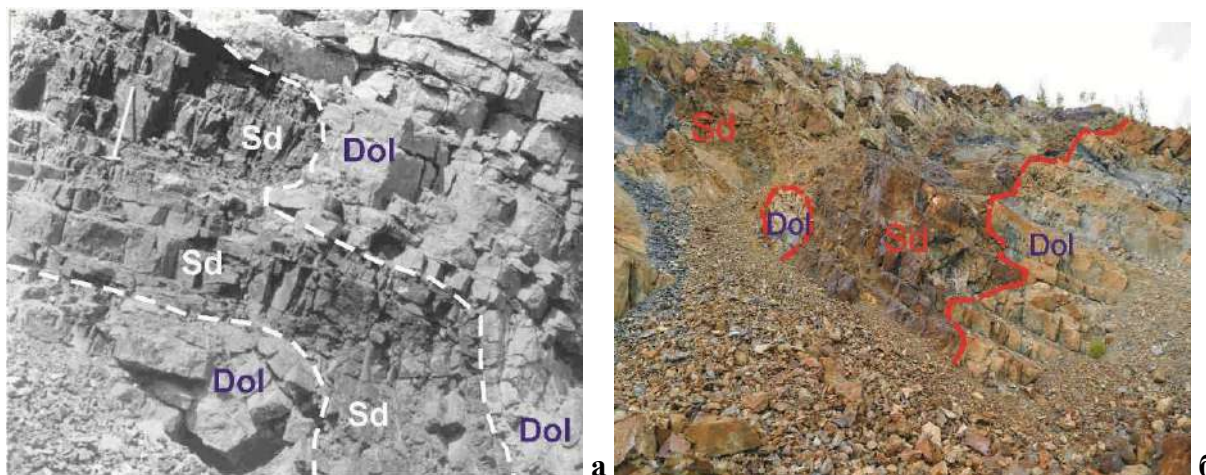


Рис. 3.75. Контакт сидерита (Sd) и доломита (Dol): (а) – метасоматический секущий слоистость в верхней части и согласный по слою, испытавшему флексурный изгиб в нижней части; (б) – метасоматический контакт и останец доломита внутри сидеритовой залежи (верхнебакальская пачка, Восточно-Буландихинский карьер).

А.А. Алексеевым [1984] по геологическим соотношениям и петрохимическим данным в отложениях нижнего рифея Бакальского района выделены нижнерифейский шуйдинский комплекс дифференцированных долерит-пикритов и среднерифейский буландихинский комплекс недифференцированных пикрит-долеритов. Для последних характерна лучшая сохранность клинопироксена, амфибола, более высокие железистость и титанистость. Для габбро-долеритов Главной дайки в Новобакальском карьере получен возраст 1360 ± 30 млн лет (Rb-Sr метод, по биотиту) [Эльмис и др., 2000a], позднее уточненный U-Pb методом (по бадделеиту) -1385.3 ± 1.4 млн лет [Ernst et al, 2006]. Эти цифры позволяют увязывать внедрение основного объема базитов со среднерифейским вулканизмом Машакского грабена и объясняют широкое развитие интрузивных тел в отложениях раннего рифея и их почти полное отсутствие в породах среднего рифея.

По данным петрографического и геохимического изучения, субвулканические тела базитов в Бакальском рудном поле внедрились в отложения бакальской свиты до перекрытия их кварцитовидными песчаниками зигальгинской свиты. Долериты в предзигальгинское время подверглись интенсивному выветриванию в условиях гумидного климата вместе с отложениями бакальской свиты, входя как один из компонентов в «сланцы перемыва» [Крупенин и др., 2007].

Внедрение долеритов на Бакальских месторождениях обусловило контактово-метаморфические явления, важные для определения генезиса сидерита. В доломитах и

магнезитах шуйдинской пачки в экзоконтакте с долеритами проявлены дедоломитизация, демагнезитизация (вторичная доломитизация) и бруситизация (см. рис. 3.30). На контактах НГС с долеритами проявлены серицитизация, отжиг углерода, ороговикование, скарнирование; в зонах налегания на долериты зигальгинских кварцитов проявлена лиственитизация). В экзоконтактах долеритовых даек с вмещающими известняками локально (до 1-2 м), проявлена мраморизация. Сидеритизация в таких зонах затухает: сидеритовые залежи тупо выклиниваются в кристаллических мраморах. Долериты внутри сидеритовых залежей подвержены лиственитизации: долерит превращается в (агрегат хлорит-серицит-кварц-сидерит-анкеритовых пород) с сохранением офитовой структуры [Крупенин, Шатило, 1985]. В сидеритах на контакте с долеритами не обнаружено зон развития магнетита, несмотря на то что он часто образуется при контактовом метаморфизме, например, описано в сидеритовых месторождений Зигерланд в Германии [Заварицкий, 1939]. **Этот факт подчеркивает дорудное внедрение долеритов и эпигенетический характер сидеритового оруденения.**

Изредка на Бакале наблюдаются долериты поздней генерации. Они секут досидеритовые долериты и прослежены в кварцитовидных песчаниках зигальгинской свиты. На контакте таких долеритов с сидеритами образуется зона тонкой густой вкрапленности магнетита (мощностью до 1 метра) (рис. 3.76 [Крупенин, Шатило, 1985; Крупенин, 1999]), придающая руде черный цвет. **Это подтверждает наличие горячих контактов даек с сидеритовым оруденением и однозначно доказывает факт существования послерудных диабазов наряду с дорудными.**

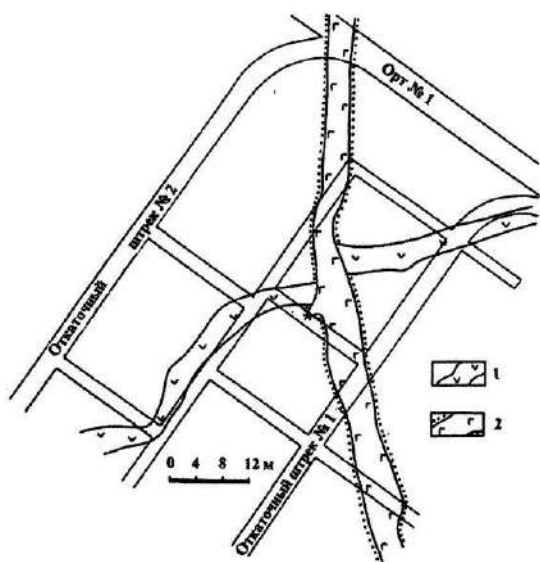


Рис. 3.76. Дорудные и послерудные диабазовые дайки в сидеритовой залежи: шахта «Сидеритовая», блок 15, гор. 480, сидеритовое рудное тело в берёзовской пачке бакальской свиты.

1 – дорудная дайка диабаза (лиственитизация); 2 – послерудная дайка диабаза (хлоритизация), в экзоконтактной зоне мощностью до 1 м сидерит имеет черный цвет за счёт новообразованного тонковкрапленного магнетита.

Возраст послерудных долеритовых даек пока не определен, поскольку в местах их редких находок (в шахте “Сидеритовая” и одноименном карьере на г. Буландиха) базиты интенсивно рассланцованы и хлоритизированы. Для ряда долеритов, измененных процессами сидеритового

метасоматоза (серицитизированных, лиственитизированных и хлоритизированных) определялся K-Ar возраст, он лежит в диапазоне 616-658 млн лет [Варлаков, 1967]. Датировки, полученные Rb-Sr методом следующие: 615 ± 6 млн лет (фуксит), 610 ± 8 млн лет (полевошпат, амфибол) [Ellmies et al., 2000]. Ar-Ar возраст долеритов из Главной дайки составил 896 ± 11 млн лет по хорошо выраженному плато [Крупенин и др., 1997]. Разброс датировок указывает на длительную и сложную историю образования и преобразования сидеритов, отражающую важнейшие этапы доуральской истории [Крупенин, 2001, 2004].

Закономерности размещения рудных тел во вмещающих толщах. Железные руды Бакальских месторождений представлены эпигенетическими сидеритовыми залежами и бурными железняками из зон окисления сидеритов. Месторождения разрабатываются уже более 260 лет и высококачественные буро-железняковые руды в значительной степени отработаны. В рудном поле площадью 150 км² известно около 200 сидеритовых рудных тел, приуроченных к карбонатным пачкам и пакетам мало-бакальской подсвиты бакальской свиты.

Сидеритовые тела имеют пластообразную, линзо- и гнездообразную, иногда – жильную форму. Основная масса рудных залежей и запасов руды (до 85%) приурочена к поверхности межформационного несогласия между отложениями бакальской и зигальгинской свит (см. рис. 3.74) и располагается в виде субширотной полосы протяжённостью до 10 км (от Петлинского месторождения на западе до Малосукинского на востоке) [Яницкий, Сергеев, 1962]. К пластообразным и линзообразным залежам приурочено основное количество запасов руд. Некоторые залежи достигают длины 2-3 км, максимальная мощность их определяется толщиной рудовмещающей карбонатной пачки (до 80 м, Шиханское месторождение, березовская пачка, Иркутское месторождение, гаевская пачка). Отношение максимальной мощности к длине у пластообразных залежей достигает 1:60; линзовидные имеют соотношения от 1:8 до 1:15, а гнездообразные – от 1:1 до 1:6. Встречаются рудные жилы, мощностью до 2 м.

В рудном поле сидеритовые залежи расположены этажно, одна под другой, формируя по несколько (до четырех) карбонатных пачек (см. рис. 3.74). Особенно отчётливо это видно при совмещении планов распределения рудных залежей в отдельных стратиграфических карбонатных пачках бакальской свиты (рис. 3.77). Залежи, имеющие наибольшие мощность и площадь распространения, приурочены к верхним частям карбонатных пачек. Максимальное накопление сидеритовой руды сосредоточено у зоны размыва отложений карбонатных пачек бакальской свиты, перекрытой зигальгинскими кварцитовидными песчаниками. Это может быть связано с вертикальной миграцией рудоносных флюидов снизу вверх по проницаемым тектоническим зонам, а также вдоль поверхности стратиграфического несогласия, и экранированием рудных тел вышележащими глинистыми пакетами в верхних частях пачек.

Детальные литолого-фациальные исследования показали наложенный характер оруденения относительно осадочных карбонатных фаций в масштабе всего рудного поля во всех пяти карбонатных пачках [Крупенин, 1987; 1999 и др.]. В шуйдинской пачке бакальской свиты обнаружены многочисленные доказательства позднего образования сидеритовых тел относительно метасоматических залежей кристаллических магнезитов. Они выявлены как по взаимоотношениям магнезита и сидерита, так и при составлении планов распределения магнезитового и сидеритового оруденения в шуйдинской пачке (см. рис. 3.29) [Крупенин, Анфимов, 1985]. Сидерит наследует как седиментогенные текстуры вмещающих доломитов, так и крупнокристаллическую структуру магнезитов.

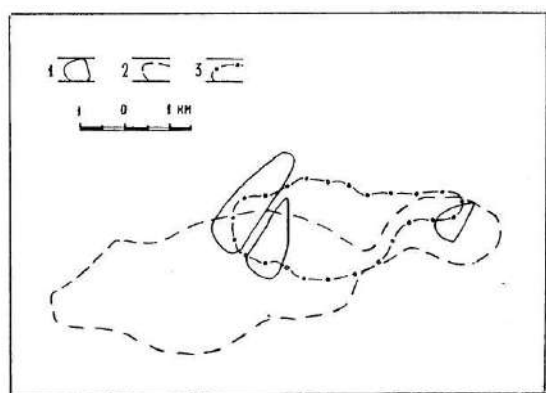


Рис. 3.77. Сопоставление контуров сидеритового оруденения рудоносных пачек бакальской свиты:

1 – берёзовской; 2 – шуйдинской; 3 – гаёвской [Крупенин, 1999]).

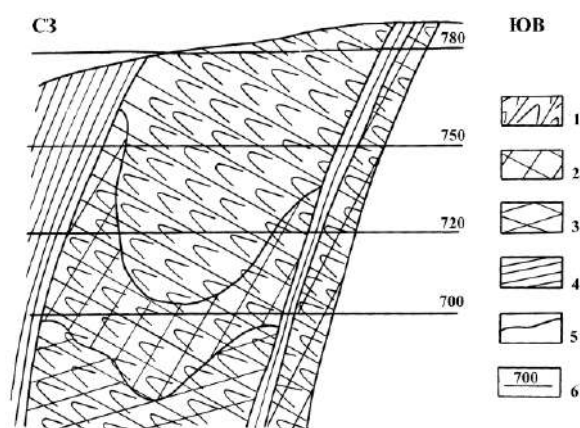


Рис. 3.78. Метасоматическая зональность известняк-доломит-сидерит в строматолитовом биогерме гаёвской пачки бакальской свиты. Северный борт, карьер Иркутскан.

1 – строматолитовый известняк; 2 – доломитизация; 3 – сидеритизация; 4 – филлитовидные сланцы; 5 – геологические границы; 6 – уступы карьера [Крупенин, 1999]).

Для понимания физико-химических процессов метасоматического сидеритообразования важным звеном является устойчиво проявленная в рудном поле метасоматическая зональность: вмещающий известняк → метасоматический доломит → сидерит [Яницкий, Сергеев, 1962; и др.]. На контакте сидерита и доломита обычно присутствует маломощная зона анкерита (**рис. 3.78; 3.79в**), которая всегда сменяется зоной железистых и маложелезистых метасоматических доломитов, размеры последней варьируют от нескольких десятков до сотен метров [Крупенин и др., 1988; Демчук и др., 2003]. Переход вмещающих известняков в метасоматические доломиты постепенный, через зону доломитизированных известняков. Содержание железа в последних незначительное.

Сидеритовые залежи на Бакале всегда окружены оболочкой метасоматических железисто-магнезиальных метасоматических карбонатных образований, а во вмещающих

известняках четко проявлена метасоматическая зональность: кальцит → доломит → анкерит → сидерит. Сидеритовые залежи эпигенетичны относительно границ осадочных карбонатных фаций. Они существенно моложе, чем метасоматические залежи кристаллических магнезитов в шуйдинской пачке бакальской свиты и долеритовые дайки, секущие магнезиты. Этажное размещение рудных тел подтверждает восходящее движение железоносных растворов по зонам разломов.

Литологический и минеральный состав вмещающих пород и руд.

Известняки в бакальской свите развиты во всех карбонатных горизонтах, кроме нижнего горизонта шуйдинской пачки (RF₁b₂^{3a}), сложенного доломитами с залежами магнезита. Известняки не контактируют с сидеритовыми телами, граничат только с доломитами и имеют максимальное развитие среди карбонатных пород. Структура известняков пелитоморфная, местами тонкозернистая. Преобладают мелкослоистые известняки, встречаются пласты массивных, мелкие линзы седиментационных известняковых брекчий в основном в низах карбонатных пачек, широко развиты известняковые строматолитовые биогермы (рис. 3.79а, б) и линзы онколитов, особенно в верхах карбонатных пачек.

Доломиты в карбонатных пачках развиты преимущественно на периферии сидеритовых залежей. Они имеют мелко- и/или среднезернистую мозаичную структуру с размером зерен 0,1-0,5 мм. Тектурные типы доломитов аналогичны таковым в известняках, но в отличие от последних, в доломитах широко представлены также и эпигенетические текстуры (полосчатая, гнездовая, прожилковая), связанные с избирательной перекристаллизацией [Крупенин, 1999].

Сидериты - это кристаллические породы серого цвета с бурыми оттенками. На свежем сколе наблюдаются горохово-желтые и кремовые включения гнезд и прожилков перекристаллизованного сидерита на фоне темно-серой с желтоватым оттенком основной массы (рис. 3.79д, ж), полуокисленные поверхности имеют вишнево-бурый цвет (рис. 3.79в, г). Сидериты наследуют осадочные текстуры вмещающих карбонатных пород – элементы слоистости, строматолитовой скорлуповатой текстуры (см. рис. 3.79а, б). Кроме того, в них широко развиты текстуры метасоматической перекристаллизации, чаще гнездовые, реже полосчатые, в том числе «зебра» (см. рис. 3.79д), образованная закономерным повторением полос темно-серых мелкокристаллических сидеритов с остаточным УГВ, и кремовых, с перекристаллизированным крупнокристаллическим сидеритом и анкеритом в центре. Часто ядра гнезд кремового сидерита выполнены крупнокристаллическим железистым доломитом (рис. 3.79г, е, з), иногда наблюдаются занорыши с друзами сидерита, доломита, горного хрусталя с присыпкой сульфидов (пирит, халькопирит, реже сфалерит и галенит). Такая гнездовая текстура очень характерна для метасоматического сидерита различных месторождений мира,

образованного по известняку, поскольку из-за разности ионного радиуса кальция и железа общая пористость при Mg-Fe метасоматозе возрастает до 20%.



Рис. 3.79. Литотипы вмещающих известняков, метасоматические доломиты и сидериты Бакальских месторождений.

(а) – известняк строматолитовый; (б) – доломит строматолитовый; (в) – дискордантное положение метасоматической сидеритовой (Sd) залежи с контактовой зоной анкерита (Ank) и доломита (Dol) в мощном известняковом строматолитовом биогерме, пачка RF₁bk₂⁵, карьер Центральный Иркутскан (фрагмен нижней части рис. 3.2.7.); (г) – сидерит мелкозернистый светло-бурый с гнездами кремового кокардового и белым поздним доломитом, Петлинский карьер, шуйдинская пачка RF₁bk₂³; (д) – сидерит с текстурой «зебра» с полосами крупнокристаллического желто-серого и мелкозернистого темно-серого

и останцом (серым пятном) не перекристаллизованного сидерита); (е, ж) – сидерит гнездово-полосчатый с реликтами слоистости и зонами избирательной перекристаллизации; (з) – сидерит массивный серый среднезернистый с гнездами кремового крупнозернистого и белым крупнозернистым доломитом в центре (д-з – берёзовская пачка RF₁bk₂¹). Масштабная линейка 1 см.

Среди сидеритовых руд В.А. Тимесковым [1963] по минеральному составу выделено три типа: мономинеральные, биминеральные и полиминеральные. Биминеральные руды состоят из двух фаз - сидероплезит-пистомезита и железистого доломита-анкерита, находящихся в разном процентном отношении. Содержания FeO достигают здесь 30%, CaO - 10-15%. Полиминеральные руды содержат железистый доломит, анкерит, иногда мезитит и кальцит. Содержание FeO составляет 10-30%, CaO - более 15%. Рудные залежи сложены в основном моно- и биминеральными рудами, причем, первые преобладают в верхних частях залежей; полиминеральные руды слагают фланги рудных тел.

В пределах сидеритовых месторождений Бакала обнаружено также несколько проявлений сульфидно-полиметаллической (с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, баритом) минерализации, приуроченных к различным стратиграфическим пачкам малобакальской подсвиты (Петлинский карьер, Центральный Иркутскан, шуйдинская пачка RF₁bk₂^{3а}, Восточно-Буландихинский карьер, верхнебакальская пачка RF₁bk₂⁹).

Геохимия пород и руд. Для известняков характерно присутствие примеси магнезия, железа и марганца, концентрации которых повышаются по мере приближения к зонам метасоматической доломитизации. Наиболее чистые разности известняков обнаружены на северной периферии рудного поля (табл. 3.34), к примеру, известняки березовской пачки, (до 54% CaO), рассматривающиеся как флюсовое сырье (Крупенин, Маслов, 1996ф). В других местах известняки, как правило, содержат примесь доломита [Сульман и др., 1980] (см. табл. 3.34).

Среди доломитов В.А. Тимесковым [1963] были выделены нормальные и железистые разности, в последних содержание FeO > 1 мас.%. Основной объем метасоматических доломитов, образующих широкие зоны вокруг сидеритовых залежей, относится к маложелезистой разновидности вне зависимости от удаленности от сидеритов. На треугольной диаграмме (рис. 3.80а) видно дискретное расположение вмещающих осадочных известняков и метасоматических доломитов, постепенный переход доломитов в анкериты по мере насыщения их железом около рудных залежей. Содержание FeO в доломитовой зоне составляет 1-2%. В относительно узких контактовых с сидеритами зонах (от нескольких сантиметров до нескольких метров по латерали) содержание FeO в чистых от терригенной примеси доломитах может достигать 11% (по данным пересчёта рентгеновских данных [Демчук и др., 2003]). Такие разновидности принято относить к анкеритам. В то же время отмечена прямая зависимость

невысоких концентраций железа (до 3-5% FeO) в карбонатной части доломитов и от количества терригенно-глинистой примеси [Сульман и др., 1980].

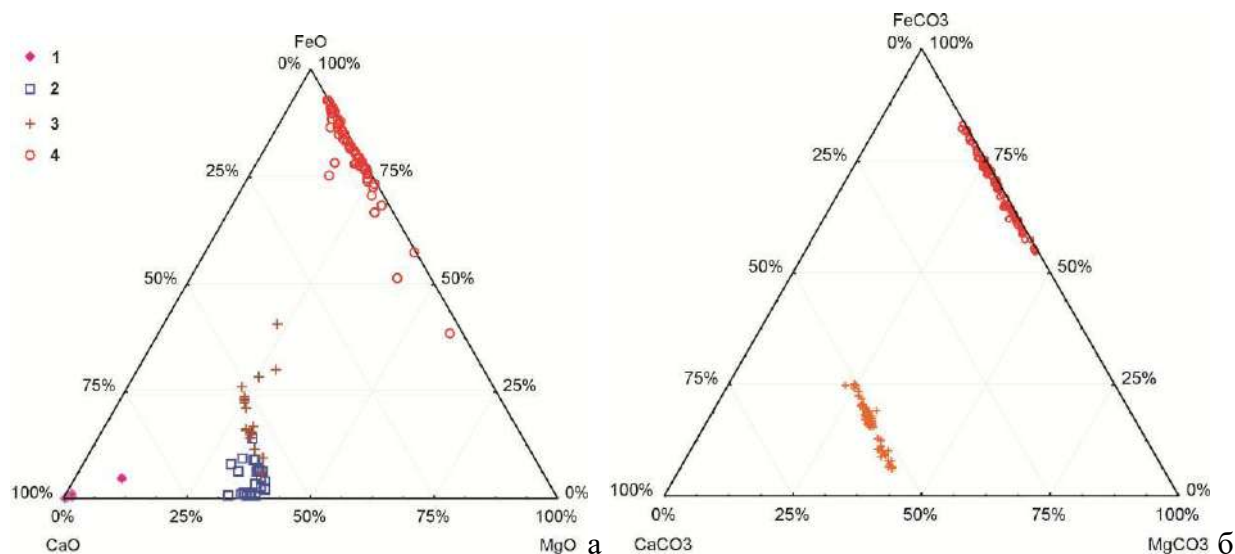


Рис. 3.80. Химический состав вмещающих известняков (1) и метасоматитов – доломитов (2), анкеритов (3) и сидеритов (4) в координатах оксидов по данным химанализов (а) и миналов нормативных карбонатов из контактовых анкеритов и сидероплезитов по данным микрондовых анализов (б) в Бакальском рудном поле.

Доломиты нижнешуйдинского горизонта шуйдинской пачки ($RF_1b_2^{3a}$), в отличие от остальных, не только широко распространены по всему стратиграфическому горизонту в пределах известных пунктов его развития, но и имеют близкое к теоретическому соотношение MgO и CaO (0,719). Иногда эта величина повышается из-за примеси магнезитовой фазы в этом стратиграфическом горизонте, незначительной примеси железа и марганца, относительно низкого содержанием терригенного материала (см.табл. 3.34).

Сидеритовые руды на Бакале представлены сидероплезитом – разновидностью сидерита с небольшой примесью магнезия. Условно минералы непрерывного изоморфного ряда сидерит-магнезит содержат следующие величины минала $FeCO_3$: сидерит (100-90%), сидероплезит (90-75%), пистомезит (75-50%), мезитит (50-30%), брейнерит (30-10%), магнезит (10-0%) [Тимесков, 1963]. В жильных сидероплезитах содержание MgO составляет 9.7-10.9% [Яницкий, Сергеев, 1962]. Мономинеральные руды содержат $>30\%$ FeO и до 1.5-2% CaO , 1.5-2% MnO и 5-12% (до 19%) MgO (табл. 3.35). Высококачественные бакальские сидериты содержит в кристаллической решетке примесь MgO (минимальные значения – 3.53 мас.%), MnO (0.4-2.0%). Биминеральные руды содержат CaO из-за присутствия доломит-анкеритовой фазы (см. табл. 3.35). Для бакальских сидеритов характерно также очень низкое содержание $P_2O_5 < 0.05\%$ и S (не более 0.5%, чаще не более 0.1%) небольшая примесь SiO_2 и Al_2O_3 . Содержание последних

компонентов зависит от присутствия терригенной примеси, кроме того, отмечается кварц как поздний продукт метасоматического процесса, выполняющий мелкие пустоты в сидерите.

Формирование метасоматического сидерита в Бакальском рудном поле является следствием последовательных преобразований доломитовой матрицы. Насыщение железом приводит сначала к образованию анкерит-содержащей области, затем в ней возникают первые вроски сидерита, на контакте зерна анкерита резко разрушаются, с образованием кристаллов сидерита, и, наконец, достигается полная равновесная сидеритизация. Предельное насыщение анкерита железом, при котором начинается образование сидерита, для Бакальского рудного поля было оценено как 10.7 ± 0.8 мас. % FeO (17.4 ± 1.3 мас. % FeCO₃) [Демчук и др., 2003].

По данным микронзондового анализа на основе большого материала (в 10 разных точках) подтвержден дискретный характер насыщения метасоматических карбонатов железом, что иллюстрирует диаграмма в координатах миналов карбонатов Ca, Mg, Fe (**рис. 3.80**). Околорудные анкериты в западной и центральной частях Бакальского рудного поля отличаются по средним содержаниям FeCO₃, соответственно 14.21 и 20.84 мол. % [Крупенин, 2017]. При этом контактовые сидероплезиты из этих же объектов почти не отличаются по составу, в них количество FeCO₃ составляет 67.84-80.39 мол. % (**табл. 3.36**). Учитывая огромный масштаб гидротермального метасоматоза в районе Бакала, можно предположить, что минералообразование носило равновесный характер, позволяющий использовать анкерит-сидеритовый геотермометр для определения температур метасоматоза (см. раздел 4.2.2.).

Содержание большинства микроэлементов в сидеритах находится на кларковом уровне (**табл. 3.37**). В рудах не наблюдается повышенных концентраций элементов-индикаторов, указывающих на связь с магматическими породами. Сидериты, по сравнению с вмещающими доломитами, обогащены Ba (59 против 23 г/т), Rb (1.98 и 0.32); Cs (0.22 и 0.08), и обеднены Sr (12 и 34, в известняках среднее составляет 350 г/т, но доходит до 2000 г/т).

Распределение РЗЭ в сидеритах и вмещающих карбонатных породах бакальской свиты – неизменных осадочных и метасоматически измененных, показано на **рис. 3.81**. Распределение РЗЭ в известняках и доломитах совпадает и демонстрирует тренд, типичный для кальцийсодержащих минералов с постепенным падением содержаний лантаноидов при увеличении их атомного веса. Усредненный тренд для сидеритов разных генераций показывает повышенные суммы РЗЭ и относительное обогащение средними лантаноидами.

Типичные тренды распределения РЗЭ в сидеритах и вмещающих карбонатных породах отображены на **рис. 3.82**. Различия проявляются в группах чистых и глинистых карбонатов. В последнем случае растет общее содержание РЗЭ и тренды несколько выполаживаются; минералогический контроль проявлен слабо. Среди чистых карбонатов известняки берёзовской пачки имеют «корытообразное» распределение с очень низкими содержаниями средних РЗЭ

(см. рис. 3.82, кривые 1 и 2), типичное и для морской воды [Hogdahl et al., 1968]. Распределение РЗЭ в кристаллических известняках и доломитах демонстрирует фракционирование с постепенным снижением содержаний тяжелых лантаноидов и падением концентраций от La к Lu, связанное с первичной раскристаллизацией кальцийсодержащих карбонатов [Luders et al., 1993]. Такое распределение характерно и для мелкозернистых раннедиагенетических (предположительно) доломитов шуйдинской пачки (см. рис. 3.82, кривые 3 и 9).

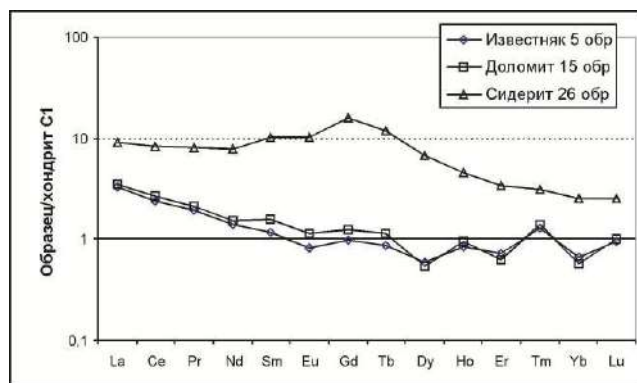


Рис. 3.81. Основные типы хондрит-нормированного распределения РЗЭ по усреднённым значениям вмещающих известняков, метасоматических доломитов и сидеритов Бакальских месторождений.

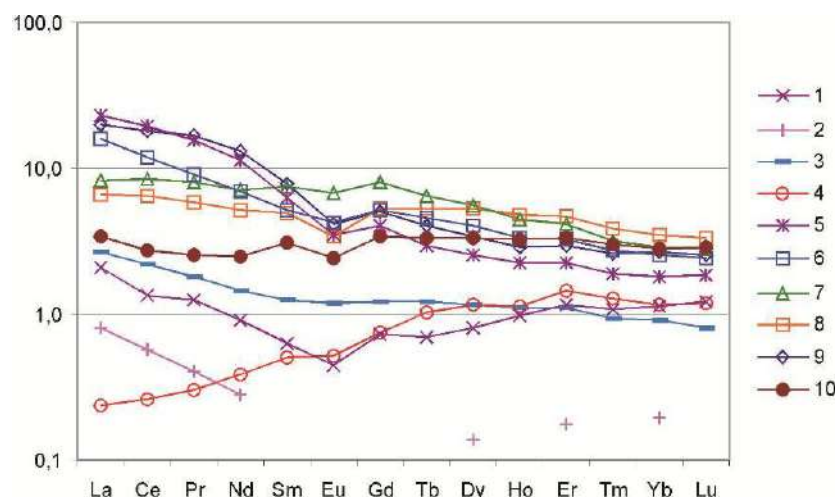


Рис. 3.82. Вариации хондрит-нормированного распределения РЗЭ в чистых (1-4) и глинистых (5-10) вмещающих известняках, метасоматических доломитах и сидеритах Бакальских месторождений. 1 – обр. В 2 известняк, берёзовская пачка, г. Танюшина, 10 км к северу от месторождений; 2 – обр. В 3, известняк, берёзовская пачка, г. Берёзовая, 3 км СВ рудного поля; 3 – обр. kont-1/15, доломит в 15 см от контакта с сидеритом, шуйдинская пачка, карьер Центральный Иркутск; 4 – обр. kont-1/1, сидерит в 10 см от контакта с доломитом, шуйдинская пачка, карьер Центральный Иркутск; 5 – обр. х-12, известняк строматолитовый, гаёвская пачка, карьер Центральный Иркутск; 6 – обр. х-9, доломит строматолитовый, карьер Центральный Иркутск; 7 – обр. х-8, Fe-доломит строматолитовый, карьер Центральный Иркутск; 8 – обр. х-4, сидерит строматолитовый, карьер Центральный Иркутск; 9 – обр. А-2, доломит, шуйдинская пачка, карьер Центральный Иркутск; 10 – обр. у-5, сидерит, берёзовская пачка, Ново-Бакальский карьер.

В сидеритах же тип распределения имеет иную направленность: от La к Lu постепенно растут концентрации (см. рис. 3.82, кривая 4). Это ясно указывает на минералогический контроль, поскольку ионный радиус Fe^{2+} ближе к Lu, чем к La [Bau, Moeller, 1992]. Для

глинистых карбонатов эта тенденция проявляется слабее, по причине высоких концентраций РЗЭ глинистого вещества с трендом $La > Lu$. Например, в серии проб строматолитовых карбонатных пород гаевской пачки (карьер Иркусан), отобранных вкрест линии метасоматической зональности известняк-доломит-сидерит (см. рис. 3.78), наблюдается постепенное уменьшение содержаний La и других ЛРЗЭ и параллельно нарастание концентраций ТРЗЭ от известняков (см. рис. 3.82, кривая 5) к доломитам (см. рис. 3.82, кривые 6 и 7) и сидеритам (см. рис. 3.82, кривая 8). В менее глинистых сидеритах берёзовской пачки наблюдается уже обратный тренд $La < Lu$ (см. рис. 3.82, кривая 10).

Тонкокristаллические известняки берёзовской пачки, отобранные за пределами рудного поля, в которых незначительно развиты тонкие секущие прожилки кальцита, имеют низкое содержание микроэлементов. Отношение большинства микроэлементов к кларкам карбонатных пород [Овчинников, 1990] составляет от 0.1 до 0.7, что указывает на относительно чистый состав известняков. Это же отмечено при сравнении состава микроэлементов в известняках бакальской свиты относительно региональных кларков для известняков [Крупенин, Ковалёв, 2013]. Высокие содержания Sr (до 2000 г/т) указывают на образование известняков из мелководно-морских арагонитовых илов [Кузнецов и др., 2005]. Повышенные концентрации РЗЭ в рассмотренных типах пород указывают на примесь терригенно-глинистого материала в строматолитовых карбонатах, что подтверждается и химическими анализами (табл. 3.38). Несмотря на наличие алюмосиликатной примеси, доломитизация и сидеритизация способствуют перераспределению лантаноидов.

Сравнение с региональным фоном известняков (среднее по 21 пробе различных свит нижнего и среднего рифея) по средним значениям для доломитов бакальской свиты показало 10-кратное снижение в них содержаний Sr и Ba, а в магнезитах – Rb, Sr, ЛРЗЭ и Hf, в сидеритах – Sr и Ba, при этом в 2-3 раза повышены концентрации ТРЗЭ, что связано с минералогическим контролем. Для метасоматических доломитов и сидеритов характерно уменьшение наклона кривой хондрит-нормированного распределения РЗЭ по сравнению с известняками и диагенетическими доломитами, что указывает на дальнейшее фракционирование, которое заключается в уменьшении разницы в содержаниях легких и тяжелых РЗЭ (см. рис. 3.82 х9, х4). Это связано с замещением катиона кальция магнием в доломите, а затем железом – в сидерите. Преобладание в этих метасоматических минералах ТРЗЭ обусловлено тем, что последние, как и катионы железа и магния, имеют, меньшие, чем Ca, ионные радиусы [Bau, Moeller, 1992].

Специфическим распределением РЗЭ характеризуются гидротермальные жильные анкериты (рис. 3.83, АК, Ir-1, Ir-4), секущие сидеритовые залежи и **являющиеся относительно поздними генерациями** железистых карбонатов, иногда с баритом. Для них характерен значительный вынос легких лантаноидов с параллельным привносом средней и

тяжелой групп, что связано, вероятно, с дополнительным фракционированием (см. рис. 3.81). По данным [Bau, Moeller, 1992], подобные явления характерны для процессов обогащения растворов ионами комплексообразователями (OH^- , HCO_3^-) в эволюционирующих гидротермальных системах в ходе ремобилизации ранее сформированных сидеритовых руд и околорудных доломитов.

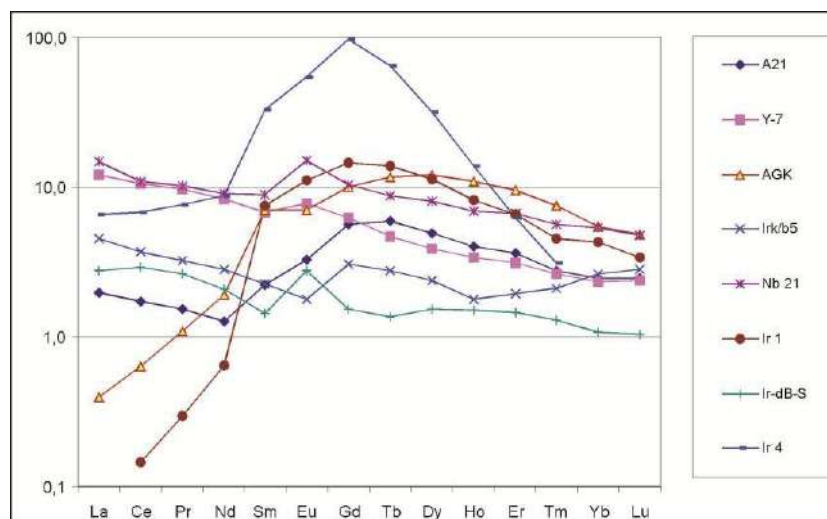


Рис. 3.83. Вариации хондрит-нормированного распределения РЗЭ в относительно поздних гидротермальных и гидротермально-метасоматических генерациях сидеритов и анкеритов с положительными аномалиями европия и аномальным «крышеобразным» распределением лантаноидов средней и тяжелой групп.

A-21 – гидротермальный сидерит в кварцитовидных песчаниках базальной пачки зигальгинской свиты, карьер Иркутскан; Y-7 – анкерит метасоматический, экзоконтакт сидеритовой залежи, Новобакальский карьер; AGK – гидротермальный жильный гигантокристаллический (кристаллы 10-12 см) анкерит, Гаёвский карьер, Иркутскан; Irk/b5 – сидерит гидротермальный жильный крупнокристаллический в базальных конгломератах зигальгинской свиты среднего рифея, карьер Иркутскан; Nb 21 – доломит крупнокристаллический вторичный по сидериту, Новобакальский карьер; Ir 1 – доломит-баритовая друза в сидерите, карьер Иркутскан; Ir-dB-S – метасоматический сидерит по контактовому мрамору около дайки диабазы, карьер Иркутскан; Ir 4 – сидеритовый цемент (гидротермальный прожилковый крупнокристаллический сидерит) в сланцах «перемыва» в базальной пачке зигальгинской свиты среднего рифея, карьер Иркутскан.

Известно, что для большинства постархейских осадочных и метасоматически преобразованных карбонатных пород характерна отрицательная аномалия Eu, унаследованная от первичных известняков, содержащих терригенно-глинистую примесь [Балашов, 1976; и др.]. **Сохранение отрицательной аномалии Eu в гидротермально-метасоматических сидеритах свидетельствует о том, что температуры рудного процесса не превышали 250°C, в противном случае происходило бы обогащение Eu за счет его перехода в Eu^{2+} и образование положительной Eu-аномалии [Bau, 1991].** Последняя в Бакальском рудном поле наблюдаются в доломитах, испытавших контактовые воздействия долеритовых даек (**рис. 3.83, Ir-dBS**) и наложенную высокотемпературную гидротермальную доломитизацию (**рис. 3.83, Nb21, Y7**).

Распределение стабильных изотопов С, О и Н, а также радиогенных Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd, в карбонатных породах и рудах Бакальского рудного поля рассмотрено в главе 4.

3.2.2. Ахтенское сидеритовое месторождение

Ахтенское месторождение имеет запасы сидеритов около 10 млн. т, суммарно с бурыми железняками – до 23 млн. т [Гальянов, Яковлев, 2006]. Первоначально оно разрабатывалось как бурожелезняковое, затем как сидеритовое, в настоящее время Ахтенский карьер отработан.

Ахтенское месторождение находится в Кусинском районе Челябинской области в 10 км к СВ от Кусинского титаномагнетитового месторождения и в 80 км от Бакальского сидеритового месторождения. Находится в СВ части Тараташского антиклинория (см. рис. 1.2, 1.13) и приурочено к доломитам нижней части саткинской свиты нижнего рифея (нижнекусинская подсвита). Отложения последней протягиваются в виде узкой полосы шириной 1,5 км СВ простирания и вместе с подстилающими серицито-глинистыми сланцами и алевропесчаниками верхней части айской свиты образуют опрокинутую на запад синклиналь с падением на ЮВ под углом 60° [Пащенко, 1957]. С запада складка ограничена породами тараташского метаморфического комплекса, с востока – надвигом, по которому к месторождению примыкают амфиболиты и гнейсы александровского метаморфического комплекса (рис. 3.84 и 3.85). Мощность глинистых сланцев айской свиты, подстилающих доломиты саткинской свиты, достигает 600 м [Нижний рифей ..., 1989].

На месторождении установлено три сближенных рудных залежи, залегающих субсогласно в доломитовой толще вблизи тектонического контакта с александровским метаморфическим комплексом. Наиболее крупное тело прослежено на 1900 м по простиранию и до 400 м по падению при мощности 30-40 м при максимальной мощности в центральной части месторождения до 120 м. На глубине, по данным разведочного бурения, рудная залежь расщепляется на несколько маломощных [Пащенко, 1957]. Сидеритовые руды расположены на различных стратиграфических горизонтах, тела имеют переменную мощность. Детальное изучение взаимоотношений руд и вмещающих доломитов в северном борту карьера показало наличие нескольких мелких вытянутых по слоистости сидеритовых залежей стратиграфически выше основного тела (см. рис. 3.84). Эти залежи имеют тупые латеральные контакты с вмещающими доломитами, что доказывает их метасоматическую природу. В периферической части сидеритовых залежей часто встречаются неправильной формы останцы незамещенного доломита мощностью до первых метров (рис. 3.86). Установлено, что, как и на Бакальских месторождениях, согласные со слоистостью контакты сидерита и выше- или нижележащего доломита часто проходят по прослоям хлорит-серицитовых филлитовидных сланцев,

мощностью иногда не более 5 см, играющих роль экранов для флюидных потоков. В доломитовых прослоях около таких сланцев развиты прожилки сидерита, косо ориентированные к напластованию.

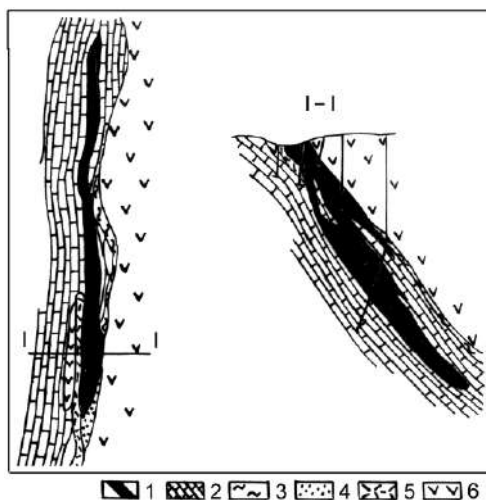


Рис. 3.84. Геологическая карта и разрез Ахтенского железорудного месторождения (по [Пашенко, 1957]). 1 – залежи сидерита; 2 – доломиты саткинской свиты; 3 – глинистые сланцы; 4 – окварцованные доломиты; 5 – закарстованные участки; 6 – амфиболиты.



Рис. 3.85. Обзорный вид с юга Ахтенского сидеритового месторождения. Жирная линия со стрелкой трассирует зону бластомилонитов в контакте доломитов саткинской свиты и амфиболитов Александровского комплекса.

В северном борту карьера на верхних уступах наблюдается крутопадающая субмеридиональная долеритовая дайка мощностью около 10 м, секущая сидеритовую залежь. Диабазы воздействуют на сидериты, превращая их в чёрный агрегат тонких зерен магнетита с примесью хлорита и карбоната. Мощность зоны магнетитизации – несколько дециметров, переход в неизменный сидерит постепенный.

Вмещающие доломиты имеют светло-серую окраску, тонкозернистую структуру и характерную мелколинзовиднослоистую текстуру. Слоистость образована тонкими слойками и линзочками халцедона (мощность – первые мм), кварца (от 4-5 до 15-20%), примесью хлорита и серицита. В доломите встречаются гнезда кварца неправильной формы. В западной части карьера в подрудной части вмещающих доломитов наблюдаются прослои хлорит-серицитовых филлитовидных сланцев. Висячем боку в тектоническом блоке, отделенном от рудовмещающей доломитовой толщи зоной милонита и катаклазированного доломита, наблюдаются прослои метаморфизованных сероцветных песчаников и алевролитов с прослоями слоистых доломитов. Здесь, в ЮЗ части карьера, в мраморизованных доломитах развиты плейчатые текстуры кливажа течения. Явлений сидеритизации в этом блоке нет. Далее к западу наблюдается тектонический контакт с метаморфитами александровского комплекса.

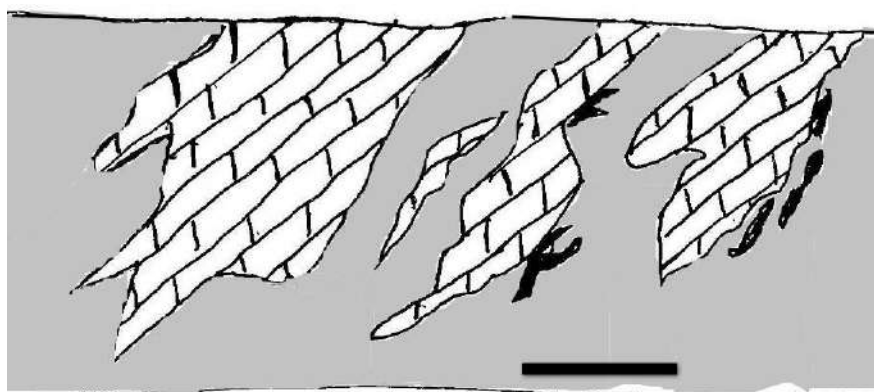


Рис. 3.86. Останцы незамещенного доломита (крап отмечает направление слоистости) в метасоматической сидеритовой залежи (серое). Около останцов доломита в сидерите обильно развиты кварцевые прожилки (черное). Северный борт Ахтенского карьера. Линейка 2 м.

Сидериты имеют темно серый цвет, мелко- и среднезернистую структуру (размер зерен 0,2-0,5 мм), реже – перекристаллизованы с появлением участков крупнозернистого кремового сидерита. Преобладают сидериты с массивной текстурой или с реликтами первичной слоистости, образованной тонкими прослойками хлорит-серицитового агрегата, реже кварца. Основной примесью в сидеритах является молочно-белый кварц, формирующий частые секущие прожилки мощностью 1-3 см, реже встречаются крупные жилы до 0,5 м. В контактовых частях рудных тел сидериты содержат заметно больше (в среднем в 2 раза) кварцевых жил по сравнению с доломитами из контактовых зон, причем в доломитах жилки имеют существенно меньшую мощность. Часто в контактах наблюдается взаимное пересечение системы кварцевых прожилков молочно-белого и светло-серого цвета мощностью 5-10 мм и гнезд молочно-белого кварца размером до 5 см. В качестве редких примесей в сидеритах встречаются доломит, хлорит, мусковит, пирит, магнетит, гематит и циркон.

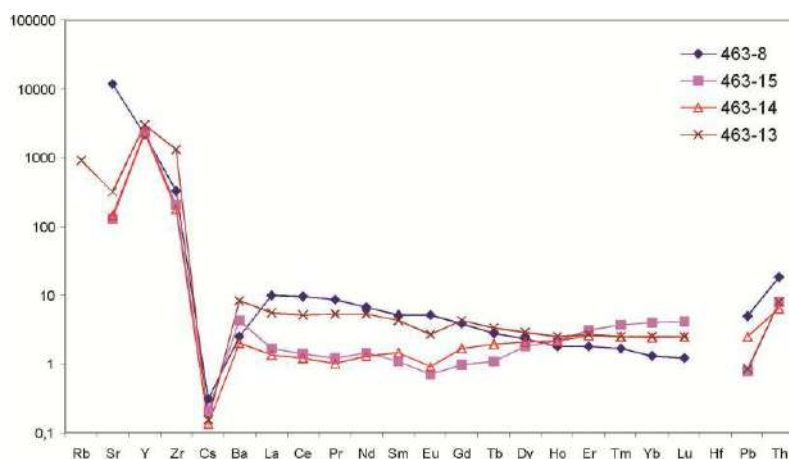


Рис. 3.87. Хондрит-нормированное распределение микроэлементов в сидеритах и вмещающих доломитах Ахтенского месторождения: 463-8 доломит; 463-13 – глинистый сидерит; 463-14 и 463-15 – сидерит.

Сидериты содержат 30-40% (до 47%) FeO, 4,7-7,5% MgO (табл. 3.39), характеризуются повышенным содержанием SiO₂ (около 10 %) и очень низким – серы и фосфора. Сидериты и доломиты Ахтенского месторождения имеют близкие содержания микроэлементов. Методом ICP-MS (табл. 3.40) не выявлено заметного обогащения сидеритов какими-либо компонентами, но заметно снижение содержаний ряда микроэлементов (Rb, Sr, Pb, Th) относительно

вмещающих доломитов. Распределение РЗЭ в сидеритах типичное, с пониженными концентрациями ЛРЗЭ и повышенными – ТРЗЭ по сравнению с доломитами (**рис. 3.87**); в глинистых сидеритах за счет роста суммы РЗЭ, относительное количество ЛРЗЭ повышается до уровня доломитов, но ТРЗЭ относительно меньше.

3.2.3. Анкеритовая минерализация в карбонатных породах авзянской свиты

Анкеритами принято называть железистые доломиты с содержанием $\text{FeO} > 5$ мас. % [Дир и др., 1966]. В БМА они известны в карбонатных отложениях бакальской свиты нижнего рифея и авзянской свиты среднего рифея. В бакальской свите анкериты образуют узкую зону на контакте сидеритов с вмещающими доломитами, являясь членом метасоматической колонки, и содержат до 11 мас. % FeO [Демчук и др., 2001] при средних концентрациях FeCO_3 от 14 до 20 мол. % [Крупенин, 2017]. В авзянской свите анкериты с содержанием FeO 5-8 мас.% распространены в карбонатных породах каташкинской подсвиты от пос. Верх. Авзян на юге до г. Катав-Ивановска на севере. Анкериты не являются железной рудой, однако могут использоваться в качестве поискового признака на железорудное месторождение. Имея низкие содержания серы и фосфора, они могут служить флюсом для металлургии. В отложениях авзянской свиты по анкеритам формируются инфильтрационно-остаточные месторождения бурых железняков, количество которых в коре выветривания терригенно-карбонатных отложений каташкинской подсвиты прямо коррелирует с наличием анкеритовых тел на глубине, что установлено для Зигазино-Комаровского района М.Н. Доброхотовым [1940]. По оценке Н.Н. Ларионова [1988, с. 14], запасы анкеритов (данный автор назвал их сидеритами) только в указанном районе оценены величиной “не менее 10-15 млн т”. Скопления гидроокислов железа по анкеритам являются основой получения минеральных пигментов [Кочергин, 2008].

Стратиграфическое положение анкеритов в авзянской свите. Анкеритовые проявления (более 20 шт.) авзянского уровня приурочены преимущественно к низам (район пос. Верх. Авзян) и к верхам разреза каташкинской подсвиты (Зигазино-Комаровский район), то есть к границам с терригенно-глинистыми толщами; в средних частях карбонатные породы представлены известняками. В Катав-Ивановском районе анкериты встречаются чаще вблизи подошвы каташкинской подсвиты, а в самой нижней ее части (район д. Первуха) присутствуют окремненные и железистые доломиты (FeO до 4.4 масс. %). Здесь же отмечаются многочисленные проявления и месторождения остаточных бурых железняков.

На северной окраине пос. Верх. Авзян, в разрезе по левому берегу р. Бол. Авзян анкеритовые тела приурочены к нижней части каташкинской подсвиты и размещены в доломитизированных известняках, содержащих прослои алевролитов (**рис. 3.88**). Содержание

FeO в анкеритах этого разреза достигает 14.02 мас. % (табл. 3.41), это максимальное значение для данного региона [Маслов и др., 2001; Крупенин и др., 2019].

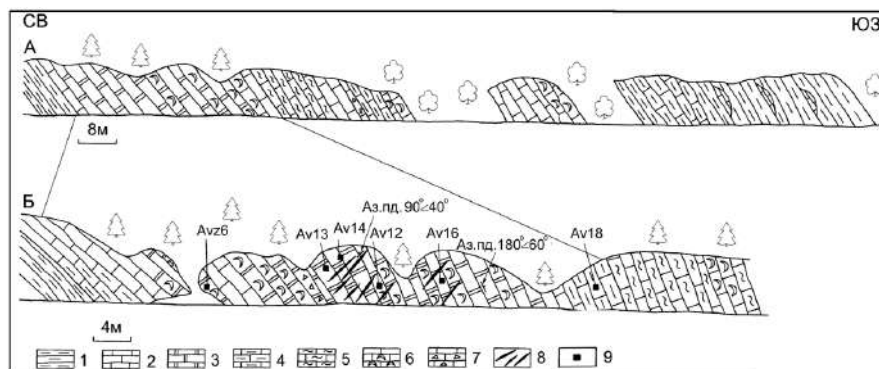


Рис. 3.88. Разрез отложений катаскинской подсвиты авзянской свиты в левом борту р. Бол. Авзян на северной окраине пос. Верх. Авзян (по [Маслов и др., 2001]).

А – общий разрез, Б – фрагмент с залежами анкеритов. 1 – низкоуглеродистые алевритоглинистые сланцы; 2 – известняки доломитизированные; 3 – анкериты; 4 – известняки глинистые; 5 – мергели; 6 – строматолитовая текстура; 7 – брекчиевидная текстура; 8 – кварцевые жилы; 9 – точки опробования.

В районе Туканских бурожелезняковых месторождений в Зигазино-Комаровском районе анкериты образуют пластообразные залежи мощностью до 50 м (по В.А. Филиппову [1983] – до 80 м) в верхней части катаскинской подсвиты и приурочены к четвертой (рудной) толще [Ларионов, 1994]. По данным Н.Н. Ларионова [1994], катаскинская подсвита (мощность около 750 м) залегает согласно на глинистых породах зигазино-комаровской свиты, состоит здесь из шести горизонтов и имеет следующее строение:

Мощность, м

1. Известняки и доломиты массивные с прослоями черных глинистых сланцев (нижний карбонатный горизонт) 60
2. Неравномерное чередование пестроцветных сланцев (зеленовато-розовых), мергелей, доломитов (пестроцветный горизонт) 120
3. Известняки и доломиты массивные и строматолитовые с редкими прослоями глинистых сланцев (подрудный горизонт) 150
4. Переслаивание глинистых сланцев и доломитов, содержащих прослой и линзы анкеритов и бурых железняков (рудный горизонт) 150
5. Переслаивание песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и известняков (надрудный или каракатинский горизонт) 60
6. Известняки и доломиты, часто песчанистые (надкаракатинский горизонт) 30

Выше залегают терригенно-глинистые отложения малоинзерской подсвиты.

Наиболее мощное пластообразное тело анкеритов, стратиграфически приуроченное к рудному горизонту, наблюдалось на верхних уступах западного борта Туканского карьера. Анкериты залегают в апикальной части пологой брахиантиклинали, образованной Туканским надвигом [Ларионов, 1988]. Макроскопически на свежем сколе анкериты неотличимы от доломитов. На поверхности анкериты подвергаются интенсивному выветриванию с образованием гидрогетитовой охры, иногда с примесью кальцита. Химический анализ нескольких проб анкерита из Туканского карьера показывает разброс содержаний FeO от 3.96 до 9 мас. % (см. табл. 3.41). Данный разрез содержит анкеритовые прослои с массивной, слоистой и строматолитовой текстурой. В некоторых залежах слоистых анкеритов обнаруживаются прожилки и мелкие идиоморфные кристаллы барита.

В разрезе верхней части катаскинской подсвиты в обнажении по дороге к пос. Зигаза в западной части пос. Тукан выделяется до четырех пластообразных залежей анкерита. Здесь видно, что пластообразная форма залежей обусловлена экранирующим действием выше- и нижележащих прослоев глинистых сланцев, мощность которых иногда не более 5 см.

В Зигазино-Комаровском рудном районе анкериты имеют максимальное содержание FeO - 8–10 мас.%. Анкериты, как правило, являются наиболее чистыми от терригенной примеси карбонатными породами и развиваются метасоматически по известнякам, наследуя различные седиментогенные текстуры – строматолитовую, массивную, слоистую, брекчиевидную.

Пластообразная форма тел анкеритов определяется экранирующей ролью прослоев глинистых сланцев во вмещающих известняках. Сланцы являются флюидоупорами и задают преимущественное направление движения метасоматических флюидов вдоль простирания пластов карбонатных пород. Наблюдать латеральные контакты анкеритовых тел с известняками и доломитами удастся редко, но ряд авторов описывают несогласное залегание бурых железняков внутри пластов доломитов и известняков (**рис. 3.89**) [Доброхотов и др., 1940; Ларионов, 1988]. На контакте железняков и доломитов развивается зона охристо-кальцитовых пород, образующихся, по данным М.Н. Доброхотова [1940] и В.И. Малюги [1961], при первоначальном окислении анкерита.

Анкеритовые залежи встречаются и в других частях разреза катаскинской подсвиты. Например, на бурожелезняковом месторождении Туссаган, Зигазино-Комаровского рудного района, пластообразная анкеритовая залежь (пр. 293к, см. табл. 3.41) мощностью 1.5–2 м залегает под мергелями пестроцветного горизонта.

Литологические особенности анкеритов. Анкериты в полевых условиях диагностируются по наличию зон обохривания и кавернозно-охристых бурых железняков, а иногда гематит-охристых пород. Они наиболее надежно определяются термическим и дифрактометрическим анализами. Анкерит даёт на термограммах характерные эндотермические пики (при 750–770°C

– разрушение молекулы MgCO_3 , при 920–940°C – разрушение кальциевой части молекулы доломита) и, кроме того, имеет дополнительный эндопик при 820–840°C диссоциации Fe-составляющей в магниевой части молекулы. Обычно он двойной из-за окисления образующейся закиси железа. Рентгенографически присутствие анкерита устанавливается по изменению рефлекса доломита 2.886 до 2.899 Å. Содержание железа в анкерите пропорционально смещению рефлекса 2.886 Å и используется для расчета содержания FeO в анкерите по специально разработанным методикам [Демчук, 1985, 1992].

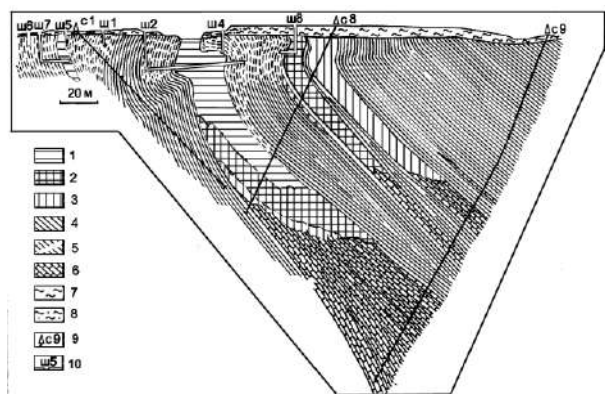


Рис. 3.89. Разрез Зигазино-Комаровского месторождения бурых железняков [Доброхотов и др., 1940]. 1 – плотный бурый железняк; 2 – кавернозно-охристая руда; 3 – охристая руда; 4 – глинистый сланец; 5 – белик; 6 – доломитизированные известняки; 7 – валунчатая руда; 8 – наносная глина.

Анкериты отличаются от вмещающих пород крупным размером кристаллов (0.5–2 мм), вкрапленностью мелких кубических зерен пирита до 1–2%, наличием густой сети тонких (1–5 мм) секущих прожилков кварца, иногда содержат включения барита. В.А. Филипповым [1972] на месторождении лимонита Северный Наратай в Зигазино-Комаровском районе в скважинах встречены прослои окварцованных анкеритов с содержанием FeO 4.7–7.3%. Содержание серы в породах от 1 до 16% указывает на присутствие пирита, в одной из скважин встречен прослой массивного серного колчедана мощностью до 0.9 м.

Химические особенности анкеритов. По содержанию породообразующих и малых элементов анкериты близки к вмещающими доломитам, но имеются и некоторые различия. На примесь кварца в анкеритах указывает повышенное содержание SiO_2 при низкой концентрации Al_2O_3 (см. табл. 3.41). Существует прямая тенденция между содержаниями кремнезема и закисного железа в анкеритах [Маслов и др., 2001]. Повышенное содержание марганца по сравнению с доломитами объясняется сродством этого элемента с железом. Содержания MnO в анкеритах достигают 0.58%, при этом величина отношения Mn/Fe меняется от 1:15 до 1:27 (в среднем 1:20), немного превышая уровень для гидротермально-метасоматических сидеритов Бакала (в среднем 1:28, по данным В.А. Филиппова [1982]), но отличаясь от величины Mn/Fe-отношения (1:60) в диагенетических сидеритовых конкрециях зигазино-комаровской свиты.

Микроэлементы в анкеритах присутствуют в количествах, типичных для эпигенетически и измененных карбонатных пород. Количественным спектральным анализом анкеритах

определены (в г/т, в скобках – количество определений): F – 290 (8), Cl – 310 (2), B_2O_3 – 19 (6), Cu – 36 (8), Pb – 8 (8), Zn – 24 (6), Ba – 128 (4), Mn – 3200 (2), Ni – 35 (4), V – 22 (4), Cr – 5 (2), Co – 35 (2), Zr – 5 (2), Li – 6 (2), Rb – 4 (2), Cs – 18 (2). Отметим, что концентрации Mn, Ba, S в анкеритах выше, чем во вмещающих известняках. В некоторых анкеритах содержание Ba растет до 5500-8000 г/т.

Распределение микроэлементов в анкеритах сходно с вмещающими известняками, но для анкерита характерны более низкие содержания La и величины отношения (ЛРЗЭ/ТРЗЭ)N; сохраняется негативная аномалия Eu или появляется слабая положительная (рис. 3.90).

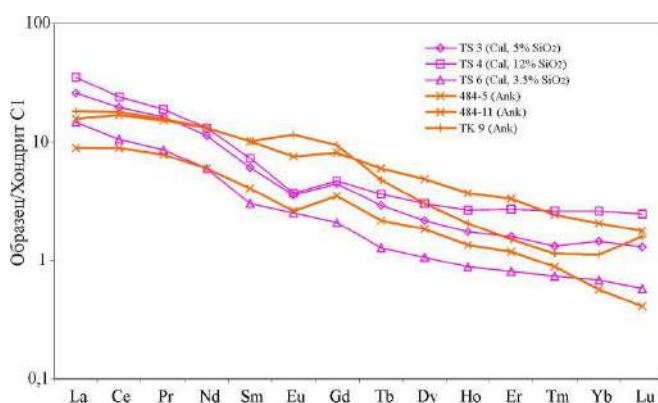


Рис. 3.90. Хондрит-нормированное распределение лантаноидов в анкеритах (Ank) и вмещающих известняках (Cal) с разным содержанием кремнезема. Номера анкеритов соответствуют табл. 3.41.

3.2.4. Брейнеритовая минерализация в карбонатных породах суранской свиты

Mg-Fe метасоматические карбонаты, представленные в БМА брейнеритами (карбонатами изоморфного ряда сидерит-магнезит с содержаниями 30-10 мол.% $FeCO_3$), как правило, парагенетически связаны с магнезитовыми проявлениями Кужинской группы (Яру, Сарышка) и МКМ в отложениях как бурзяния в суранской свите (Исмакаево, Богряшка), так и юрматиния в авзянской свите – Катав-Ивановское, Семибратское.

Стратиграфически Fe-Mg-метасоматиты Авзянского рудного района приурочены к первично известняковой миньянской подсвите суранской свиты нижнего рифея, которая образует субмеридиональную полосу в западной части Ямантауского антиклинория и пространственно совпадает с долиной р. Б. Авзян. Известняки местами интенсивно доломитизированы и вмещают ряд рудных объектов. В 10 км к северу от пос. Верх. Авзян, в месте впадения руч. Богряшка в р. Б. Авзян бурением выявлена мощная зона брейнеритовых метасоматитов. В 10 км севернее, в районе д. Исмакаево, к миньянской подсвите приурочено крупное Исмакаевское месторождение Fe-магнезитов (раздел 3.1.3). В 22 км к северу от д. Исмакаево в этой же полосе развития доломитов миньянской подсвиты находится Суранское месторождение флюорита и ряд точек флюоритовой минерализации.

Золоторудное **проявление Богряшка** приурочено к зоне карбонатных Fe-Mg метасоматитов, вскрытых скважинами в 1975-1978 гг. [Нечаев, 1982]. Метасоматиты образуют штокоподобную зону мощностью около 70 м, прослеженную до глубины 313 м и по простиранию на 400 м. Они представлены преимущественно железистыми магнезитами и брейнеритами, несущими непромышленную золотосодержащую гнездово-прожилковую сульфидную минерализацию (пирит) и сформированными ранее Au-содержащих сульфидов (арсенопирит) [Мичурин, Шарипова, 2015; Крупенин и др., 2019]. Брейнериты образуют густую вкрапленность или сплошной агрегат ромбоэдрических зерен размером до 1.5 мм зеленовато-серого с бурым оттенком цвета и сильным стекляннным блеском на фоне тонко-мелкокристаллических серых вмещающих доломитов миньякской подсвиты и подобны гранобластовым среднекристаллическим Fe-магнезитам Исмакаевского месторождения.

В структурном отношении рудопоявление локализовано на участке максимального сближения двух региональных субмеридиональных разломов – Караташского и Большеавзянского, приурочено к ядру Большеавзянской антиклинали, осложненной мелкими складками и разломами СЗ и СВ направлений. На их пересечении располагается зона развития карбонатных метасоматитов, имеющая простирание СЗ—ЮВ.

Магматические образования представлены серией даек роговообманковых долеритов среднерифейского лапыштинского комплекса [Алексеев и др., 2003] мощностью до 5 м, развитых вдоль разрывных нарушений СВ простирания, интенсивно метаморфизованных и превращенных в карбонат-серицит-хлоритовые породы. С востока на отложения бурзяния надвинуты вулканогенно-терригенные отложения машакской рифтогенной свиты.

Состав карбонатных метасоматитов соответствуют брейнериту, содержание FeCO_3 может достигать 30 и более мол. %. Второстепенные минералы представлены доломитом, кварцем, мусковитом, реже хлоритом (**табл. 3.42**). В брейнерите, по сравнению с вмещающими доломитами, резко растет содержание FeO (6.91-12.24 мас. %) при высоком содержании MgO (33.45-37.1 мас. %) и незначительном — CaO (0.28-2.0 мас. %) [Krupenin et al., 2017]. Часть проб метасоматитов по химическому составу близка к Fe-магнезитам Исмакаевского месторождения: они обогащены SiO_2 при низком содержании Al_2O_3 и повышенном - FeO (3.93-6.91 мас. %). В отличие от исмакаевских магнезитов, брейнериты Богряшки содержат повышенное количество пирита нескольких генераций, что затрудняет определение содержаний изоморфного железа. Наиболее распространена генерация пирита с изотопно-легкой серой, в которой среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ -16.1‰ (n=25) [Мичурин, Шарипова, 2015], что соответствует изотопному составу серы пирита эвапоритового генезиса в осадочных породах суранской свиты [Мичурин и др., 2009]. Расчёт содержаний изоморфного Fe в 12 пробах брейнерита по значениям

межплоскостного расстояния d_{104} для 3-го его порядка $d_{3,0.12}$ [Rozenberg, 1963] показывает, что в составе брейнерита содержится 8-30 мол. % FeCO_3 (см. табл. 3.42).

В 3-х полировках метасоматитов методом микрозондового анализа установлены Fe-доломит и брейнерит; в пр. А-12346 присутствует также анкерит [Крупенин и др., 2019]. Dolomit представлен агрегатами сложной формы размером до сотен мкм, брейнерит образует ромбовидные кристаллы такого же размера, часто для него характерно зональное строение, обусловленное разным содержанием Fe. Анкерит диагностирован единожды, на границе Fe-доломита и брейнерита. Составы минералов в оксидах представлены на **рис. 3.91** и в миналах - в **табл. 3.43**). Вариации сидеритового минала в доломите составляют от 4.13 до 7.95 мол. %, в анкерите содержание FeCO_3 составляет 15.22-18.72 мол. %. В брейнерите (3 пробы) величина сидеритового минала изменяется от 10.13 (пр. А-12346а) до 40.23 (пр. А-12346) мол. %; средние содержания FeCO_3 составляют около 30 мол. %.

По данным термоксиометрии ФВ в 4 пробах брейнеритов получены результаты, указывающие на кристаллизацию в условиях низкотемпературного (140-227°C) гидротермального метасоматоза (**табл. 3.44**). Форма ФВ в основном сложно-ромбическая (отрицательный кристалл). Большинство ФВ приурочено к зонам роста и не связано с трещинами (первично-вторичные, то есть связанные с процессом образования брейнерита). ФВ преимущественно приурочены к наиболее прозрачным кристаллам, в то время как для серых зон, вероятно, обогащённых дисперсным ОВ, включения не характерны. Температуры начала плавления льда (эвтектики) находятся в узком интервале $-52 \dots -55^\circ\text{C}$ для всех ФВ, а солёность изменяется в интервале 9-17.6% NaCl экв. (**рис. 3.92**). Степень наполненности газом двухфазных ФВ колеблется от 10 до 30 об. %.

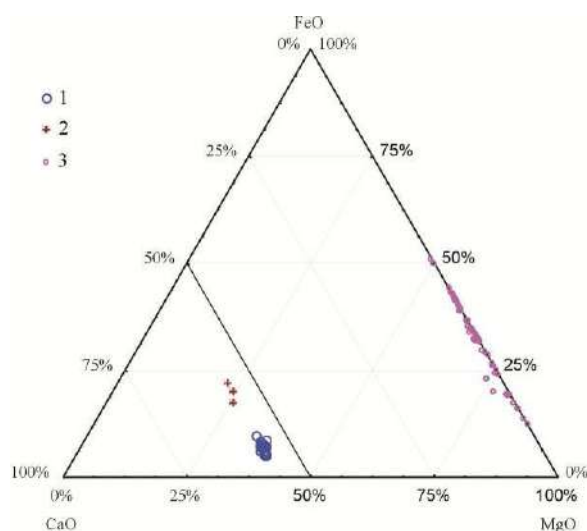


Рис. 3.91. Группы Mg-Fe метасоматитов миньякской подсвиты суранской свиты на тройной диаграмме (оксиды CaO, MgO, FeO): Fe-доломитов, анкеритов и брейнеритов (по [Крупенин и др., 2019]).

1 – доломит; 2 – анкерит; 3 – брейнерит. Среди брейнеритов две пробы с остаточным CaO взяты из проявлений брейнерита в кужинской свите (Сарышка, хр. Зильмердак и Кужинское полиметаллическое месторождение), остальные пробы из проявления Богряшка.

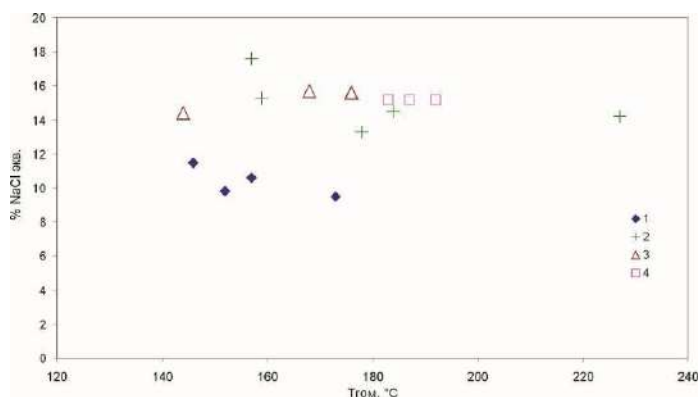


Рис. 3.92. Температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$, °C) и солёность (% NaCl экв.) двухфазных ФВ в брейнерите рудопоявления Богряшка (по [Крупенин и др., 2019]): 1 – А-12342; 2 – А-12345; 3 – А-12346; 4 – А-12348.

Брейнериты в карбонатных метасоматитах проявления Богряшка в миньякской подсвите суранской свиты нижнего рифея по распределению РЗЭ сходны с Fe-магнетитами Исмакаевского месторождения. В обоих случаях имеет место рост роли средних и тяжелых лантаноидов в метасоматических продуктах [Крупенин и др., 2019], несмотря на более высокое содержание сидеритового минала (до 30 мол. %) в брейнеритах Богряшки по сравнению с Fe-магнетитами Исмакаевского месторождения (**рис. 3.93**). Такие «крышеобразные» тренды возникают в минералах долгоживущих гидротермальных систем при интенсивном взаимодействии флюида с вмещающими породами. При ремобилизации основность флюида растет, активная роль комплексообразователей приводит к увеличению доли средних и тяжелых лантаноидов в составе продуктов метасоматоза [Bau, Moeller, 1992].

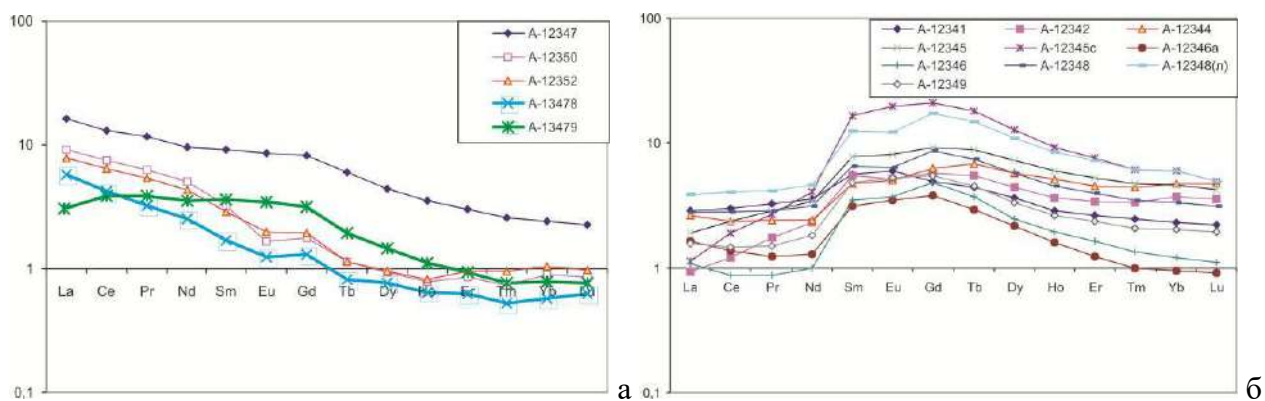


Рис. 3.93. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в карбонатных метасоматитах Богряшки: (а) – доломиты (А-13478) и доломит-магнетиты; (б) – брейнериты, поведение РЗЭ в которых подобно к таковому для околорудных доломитов Исмакаевского месторождения (см. рис. 3.44, 3.45).

Другие проявления брейнеритов в регионе тоже связаны с Fe-магнетитами (до 10,96% FeO, см. раздел 3.1.9): в Катав-Ивановском месторождении и проявлениях Кужинской группы и размещены в высокопористых эвапоритовый доломитах, содержащих гипс и Mg-хлорит [Крупенин и др., 2002]. Брейнериты имеют низкие значения отношения $(\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ})_N$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$ (см. табл. 3.33).

ГЛАВА 4. МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Mg-Fe МЕТАСОМАТИТОВ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ И ИХ МЕСТО СРЕДИ СООТВЕТСТВУЮЩИХ ОБЪЕКТОВ ИЗ ДРУГИХ РЕГИОНОВ МИРА

Четвертая глава посвящена описанию разработанных моделей формирования месторождений кристаллического магнезита и Mg-Fe карбонатов. Дан обзор генетических представлений на генезис кристаллических магнезитов и сидеритов (часто в генетическом плане рассматриваемых совместно) в нашей стране и за рубежом. Приведена типизация МКМ Южно-Уральской провинции по единому комплексу признаков. Представлены модели формирования саткинского и исмакаевского подтипов МКМ, основанные на закономерностях строения и минерально-геохимического состава магнезиальных карбонатных метасоматитов, а также закономерностях эволюции рудных рассолов в надрифтовом осадочном бассейне [Крупенин, 2005; Кузнецов и др., 2005; Prochaska, Krupenin, 2013; Крупенин, 2017; Крупенин и др., 2019, 2021]. Модели верифицированы с помощью компьютерного физико-химического моделирования [Крупенин, Кольцов, 2017]. Приводится краткое сравнительное геологическое описание месторождений Mg-Fe карбонатов мира; существующие модели, возможные источники магния и железа, приуроченность к геодинамическим этапам.

4.1. Модели формирования месторождений кристаллического магнезита

Основными гипотезами формирования МКМ являются седиментогенная и гидротермально-метасоматическая. В рамках осадочной гипотезы источником магния предполагаются растворы из кор выветривания гипербазитов [Генетические ..., 1984; Смолин, 1987; 1991; Главнейшие ... 1993; Шевелёв и др., 2003], осаднения магнезита или водных Mg-карбонатов в эвапоритовых лагунах [Gomes de Llerena, 1968; Siegl W., 1984; Botz, Van der Borch, 1984; Velasco et al., 1987; Schroll, 2002] с последующей перекристаллизацией (седиментогенно-диагенетическая модель [Valdiya, 1968; Niedermayr et al., 1983]). В рамках гидротермально-метасоматической гипотезы также существуют различные представления об источнике самого флюида и магния для метасоматического процесса: постмагматическая [Заварицкий, 1920; Варлаков, 1967; Letolle, 1973; Petraschek, 1977; Тимесков, 1983; Pohl, 1989 и др.], метаморфогенная [Lugli et al., 2002; Kiliass et al., 2006; Dulski and Morteani, 1989; Moeller, 1989], элизионно-катагенетическая (Анфимов и др., 1983; Анфимов, 2007), инфильтрационно-рассольная [Prochaska, 2000; Ebner et al., 2004; Henjes-Kunst et al., 2014].

4.1.1 Обзор генетических представлений о формировании МКМ Южно-Уральской провинции

В течение вековой истории на генезис МКМ Южно-Уральской существовали разные точки зрения в рамках указанных выше гипотез. Для гидротермально-метасоматических вариантов различия заключались в представлениях об источнике Mg: 1) плутоногенный (гипербазиты, базиты, гранитоиды); 2) метаморфогенный (в том числе дедоломитизация вмещающих карбонатных толщ); 3) рассеянный осадочный источник из вмещающих доломитов и элизионно-катагенетический источник растворов. Высказывалась также точка зрения об осадочной природе данных МКМ.

Гипотеза А.Н. Заварицкого [1920] о гидротермально-метасоматической природе магнезитов Саткинских МКМ была основана на предположении, что магнезиальные горячие растворы поступали снизу, отделяясь от предполагаемого магматического источника. В качестве доказательства приводился факт присутствия в верхней части магнезитовых залежей прослоев глинистых сланцев, которые могли играть *“роль непроницаемой крышки, blanket”*, т.е. служили флюидоупором, ограничивающим метасоматическое замещение на определенном стратиграфическом горизонте. Дальнейшая отработка надрудной части карагайского доломитового горизонта, анализ расположения и количества прослоев глинистых пород показали, что их недостаточно для того, чтобы быть экраном. Кроме того, глубокое разведочное бурение в Саткинском рудном поле не обнаружило зон гидротермальной проработки, служащих рудоподводящими каналами [Анфимов и др., 1983].

В качестве еще одного аргумента в пользу именно гидротермальной природы растворов А.Н. Заварицким предполагалось наличие в магнезитовых залежах арагонита или псевдоморфоз кальцита по арагониту. Последующие исследования показали, что образование арагонита связано с гипергенными холодноводными процессами, отстоящими по времени от магнезитообразования. Метасоматическая природа магнезитовых рудных тел обосновывалась их морфологией: они *“имеют форму неправильно очерченных масс, обычно более вытянутых в направлении слоистости, чем в перпендикулярном”* [Заварицкий, 1920, с. 38]. Метасоматоз действительно прослеживается на латеральных контактах магнезитовых залежей с вмещающими доломитами. Но рудные пластообразные и более сложные залежи по простиранию четко приурочены к единому стратиграфическому горизонту – нижней части карагайской пачки верхнесаткинской подсвиты. По данным [Анфимов и др., 1983], на Сатке при средней мощности рудных тел около 20 м, длина их по простиранию достигает обычно 1500 м, а по падению – 500-800 м, при этом простирание всего рудоносного горизонта в СВ направлении только на данном месторождении составляет до 8 км, а с учетом других

месторождений – 12 км. Протяженность магнезитовых залежей на расстояние от 3 до 5 км при мощности не более 45 м [Бусыгин, 1991] указывает на пластообразную форму залежей и плохо согласуется с внедрением флюидов снизу в карбонатную толщу. Гидротермально-метасоматическая гипотеза применительно к Сатке имела много сторонников: её придерживался А.И. Сидоренков [1966], В.А. Тимесковым [1983] магнезиальные флюиды связывались с гранитными интрузиями, А.С. Варлаков [1964, 1967] считал источником Mg-флюидов для бакальских магнезитов дайки основных пород. П.Н. Швецов и А.В. Астахов [1978] также рассматривали магнезиты *«как продукты магнезиевого метасоматоза, связанные с формированием ультраосновных пород габбрового ряда (пироксенитов)»*.

Гипотеза о метаморфогенном источнике Mg, связанном с дедоломитизацией [Варлаков, 1960; Смолин, 1961], не подтвердилась из-за отсутствия в западной части БМА каких-либо толщ, которые можно рассматривать как вторичные кальцитовые или дедоломитизированные породы; кроме того, уровень метаморфизма доломитовых толщ как правило, не достигает зеленосланцевой фации. Подобные толщи мраморизованных известняков, считающихся дедоломитизированными доломитами, описаны для района Семибратского магнезитового месторождения в среднерифейской уренгинской свите (Стариков и др., 1970ф), которые удалены от Саткинского, Бакальского магнезитовых рудных полей на десятки километров. Кроме того, предполагаемые процессы дедоломитизации в уренгинской свите, завершающей разрез среднего рифея, шли уже после формирования магнезитовых месторождений, связанных с нижнерифейским рифтогенезом [Овчинникова и др., 2014, 2018]. То есть к моменту формирования магнезитов Сатки и Бакала уренгинской свиты юрматиния ещё не было.

Л.В. Анфимов с соавторами [1983] считал, что гидротермально-метасоматическое магнезитообразование шло под действием растворов, возникших в катагенезе при уплотнении глинистых толщ. Совершенно не ясно, из глинистых пород какой свиты могли бы поступать элизионные катагенетические флюиды, если саткинская свита имеет мощность более 3 км и преимущественно представлена доломитами. Авторы предполагали, что причиной пластообразной формы залежей явилась латеральная миграция рудоносных флюидов по проницаемому горизонту, в ходе которой тонкорассеянный магнезит из вмещающих доломитов под влиянием неизвестных механизмов собирался в пластообразные залежи по аналогии с латераль-секреционной гипотезой [Шнейдерхен, 1958]. Сомнения в избирательной высокой проницаемости доломитов были высказаны ранее при обсуждении концепции, выдвинутой А.Н. Заварицким. Исследования карбонатных коллекторов в нефтегазоносных бассейнах показали их ничтожную проницаемость и пористость и, как следствие, преимущественное движение эпигенетических флюидов в них не в латеральном направлении по слоистости, а в вертикальном, по наложенным зонам проницаемости [Лебедев, 1992]. Кроме того, неясным

остается, каким образом седиментогенный тонкорассеянный магнезит, мог бы сохраниться в карбонатных породах при их метасоматической доломитизации, сопровождаемой перекристаллизацией доломита, а также концентрироваться в магнезитовых залежах. Причем, во вмещающих доломитах осталось примерно одинаковое во всех частях карагайского горизонта свиты ничтожное, не более 1% [Анфимов и др., 1983; Анфимов, 2007] содержание тонковкрапленного магнезита, и нет ореолов выноса. **Таким образом, во всех перечисленных вариантах гидротермально-метасоматического механизма нет доказательства источника флюида и магния для масштабного метасоматоза.**

Осадочная гипотеза также популярна среди исследователей, поскольку удовлетворительно объясняет приуроченность залежей к устойчивым стратиграфическим горизонтам и протяженным пластам доломитов, пластообразную форму залежей, ранний возраст образования относительно секущих магматических пород и складчатости [Генетические ..., 1984; Главнейшие ..., 1993 и др.]. Сторонники этой концепции признавали, что *«Доломиты и магнезиты – это лагунные осадки, аккумулировавшие избыточный магний, прежде всего выносимый при формировании коры выветривания, тогда как концентрации Fe (Mn, P) фиксируют уже начало сноса остаточных продуктов той же коры выветривания»* [Смолин, 1987, с 157]. Однако с позиций осадочного генезиса магнезита трудно объяснить наличие латеральных границ магнезитовых рудных тел, секущих слоистость вмещающих доломитов. В обобщающей монографии [Генетические ..., 1984, с. 50] П.П. Смолин с соавторами пытались привлечь для обоснования своей гипотезы виртуальный механизм гидрохимического барьера, действовавшего *“с точки зрения независимости факторов, контролировавших хемогенную садку магнезита и “механическую” седиментацию силикатного материала”*. Однако авторы не приводят ни экспериментальных, ни, тем более, природных примеров действия подобного гидрохимического барьера. Пока нет аргументов в пользу его реального существования, рассуждение о гидрохимическом барьере переходит из категории знания в категорию веры. Гидродинамика процесса осадконакопления, в том числе карбонатного, предполагает участие в формировании слоистости всех компонентов осадка, как терригенных, так и карбонатных [Ботвинкина, 1965; Уилсон, 1980]. Поэтому нелогично предполагать, что *“гидрохимический барьер был вполне эффективным лишь в системе химических равновесий растворенного вещества, и наоборот, был индифферентным, или... малоэффективным по отношению к взвешенному силикатному материалу, который и распределялся в бассейне независимо от гидрохимического барьера по своим законам”* [Генетические ..., 1984, с. 50]. Нелогичность осадочной гипотезы заставляет принять факт наложенного характера метасоматических латеральных контактов магнезитовых залежей с вмещающими доломитами.

Современное и древнее раннедиагенетическое доломитообразование приурочено к различным климатическим зонам и может развиваться как в эвапоритовых бассейнах, так и в гумидных условиях [Патрунов, 1983; Ронов, 1993; Кузнецов, 2000]. Комплекс геологических, минералогических и геохимических признаков (в том числе по изучению состава глинистых минералов [Маслов и др., 1999]) условий седиментации в раннем-среднем рифее предполагает, как гумидные, так и эпизоды семиаридных условий [Маслов и др., 2003]. В гумидном климате активно шли процессы выветривания, поставляющие в бассейн седиментации наиболее растворимые элементы, включая магний. Присутствие в составе питающих провинций пород, обогащенных Mg, прежде всего – ультраосновных, обеспечивает устойчивое поступление его в бассейн седиментации и может приводить к хемогенному осаждению. Как показано П.П. Смолиным [Генетические ..., 1984], палеоген-неогеновые и современные скопления магнезита пространственно связаны с корами выветривания, образованными в условиях гумидного-семиаридного климата по гипербазитам. Яркий пример – промышленные скопления аморфного магнезита в линейных корях выветривания по серпентинитам в Греции (Эвбея), Югославии (Бела Стена, [Pić, 1952]). Третичные континентальные озера Балкан и Турции содержат хемокластогенные магнезит-мергелистые отложения, которые так же отлагались во впадинах, окруженных выходами гипербазитов со зрелой корой выветривания. В греческих и турецких месторождениях, кроме магнезита, в составе осадков присутствуют гидромагнезит и хантит, небольшое количество арагонита и доломита. В более тектонически дислоцированных сербских месторождениях слабо перекристаллизованный магнезит ассоциирует с доломитом и УГВ.

Пример кайнозойских магнезитов Южной Европы показывает, что они представляют собой не хемогенный, а кластогенный тип, образованный в результате размыва кор выветривания по гипербазитам, где в гипергенезе накапливалось большое количество аморфного магнезита. Другие подобные объекты – Халиловское месторождение на Южном Урале, Краубат в Австрии. Примером современных переотложенных кор выветривания серпентинитов, содержащих магнезиты, является месторождение обломочного магнезита Реденсион на Кубе, где в озерных отложениях наблюдается разрез обратный профилю коры выветривания гипербазитов [Финько, 1991]. Современная сводка по геологии и минералогии этого типа магнезитовых месторождений приведена в ряде статей Т.А. Щербаковой [2017 и др.]. Она, в частности, отмечает, что определённую роль в аккумуляции Mg в составе гидромагнезита играют и микробиальные образования. Критическая роль цианобактерий в образовании гидромагнезита в эвапоритовом содовом озере Салда среди гипербазитовых пород в Турции доказана с помощью изотопных меток ^{26}Mg [Shirokova et al, 2013].

В современных карбонатных осадках лагуны Куронг на юге Австралии обнаружена ассоциация доломита, магнезита и гидромагнезита. Источник Mg для минералообразования

связан с подтоком грунтовых вод из близлежащего гипербазитового массива. Дополнительную роль для осаждения магнезиальных карбонатов играет ощелачивающее влияние на придонную среду цветущих сине-зеленых водорослей [Borch, 1975]. Аналогичную связь с корой выветривания гипербазитов имеют и другие месторождения, приуроченные к третичным озерам северо-восточной Австралии, имеющие огромные запасы конкреционных магнезитов в сотни млн тонн (Кунварара, Квинсленд) [Schmid, 1987; Burban, 1990].

Аргументы в пользу осадочного генезиса магнезита были обобщены в работе [Chaye d'Albissin, Guillou, 1988]. На локальном уровне – образование магнезитов связано с бактериальной деградацией микробиальных сообществ. Реликты микроорганизмов (палеобазидиоспоры) в шпатовом магнезите из отложений рифея-кембрия в Малых Гималаях интерпретированы как результат очень быстрой мумификации организмов *«в магнезитовом геле, образованном очень мелкими коллоидными частицами»* [Chaye d'Albissin, Guillou, 1988, с. 309]. По мнению указанных авторов, сохранение таких реликтов осадочных структур вплоть до амфиболитовой фации метаморфизма без дальнейших изменений возможно при быстрой раскристаллизации магнезитового геля. **Представляется, что описанный феномен реально мог быть реликтом первичной структуры, сохранившей форму организма при метасоматическом замещении. Подобное явление часто наблюдается, например, при замещении магнезитом или сидеритом строматолитовой текстуры известняков.**

На региональном уровне образование магнезитового геля предположительно было связано с формированием лагунных высокомагнезиальных карбонатов с высокой щелочностью, поддерживаемой расходом углекислоты при росте микробиальных колоний, ростом Mg/Ca-отношения за счет расхода Ca^{2+} при образовании известняка. **Следует указать на гипотетичность таких осадочных фаций, способных генерировать мощные мономинеральные залежи магнезита. Доказательств их существования нет.**

Глобальной закономерностью образования осадочных скоплений магнезита считается отсутствие магнезита в архее. Есть в архее кратона Каапваль магнезитовое месторождение Барбертон, впрочем, там магнезит в гипербазитах комплекса Бушвельд, скорее, является аналогом криптокристаллических магнезитов в коре архейской выветривания вмещающих гипербазитов, позднее метаморфизованной [Toulkeridis et al., 1993]. В протерозое сосуществуют как мелкозернистые, так и шпатовые магнезиты, в палеозое преобладают шпатовые, но в пермо-триасе масштабы развития шпатовых магнезитов резко снижаются, и к юре они исчезают. Это уменьшение связывается с эволюцией P_{CO_2} во времени, которое снижается по мере развития органической активности. **Отметим, что в современных соленых озерах и себхах создаются условия для раннедиагенетического образования гидромагнезита, который в диагенезе (см. раздел 4.1.3) переходит в магнезит. Но мономинеральных**

магнетитовых осадочных пластов, как в МКМ среди карбонатных толщ, в таких фациях не наблюдается. Подробно это рассмотрено ниже в разделе 4.1.8.

Как уже упоминалось, анализ распределения МКМ в различных регионах мира в течение всей геологической истории позволил П.П. Смолину [Генетические ..., 1984] выявить их приуроченность к периодам, с одной стороны, широкого развития доломитовых отложений, с другой – к периодам активного выветривания в гумидном климате. Выделено три основных глобальных эпохи магнетитообразования: верхнепротерозойская, девон-триасовая и палеоген-неогеновая. Предполагается, что для последней синхронные образованию кристаллические магнетиты в карбонатных толщах еще не вскрыты эрозией [Генетические ..., 1984]. Месторождения МКМ приурочены к первым двум (наиболее древним) эпохам и связаны с морскими карбонатами, тогда как наиболее молодая эпоха представлена лимническими отложениями, образованными в результате размыва допалеогеновой коры выветривания.

Анализ примеров осадочных магнетитов в кайнозойских отложениях показывает, что условия их образования и размещения резко отличаются от тех, что присущи карбонатным отложениям морского генезиса. Поэтому не следует месторождения криптокристаллического магнетита, связанные с гипергенезом ультрабазитов, считать генетическими аналогами магнетитов в карбонатных осадочных толщах.

4.1.2. Типизация МКМ Южно-Уральской провинции

Анализ описанных месторождений и проявлений кристаллического магнетита Южно-Уральской провинции (глава 3) позволяет провести их типизацию по комплексу геологических и геохимических признаков. Определяющими из них являются: геологическая позиция месторождений (структурное положение, стратиграфический интервал), соотношение с магматическими образованиями, закономерности размещения рудных тел во вмещающих породах и характер контактов, параметры рудных тел, литологические и геохимические особенности руд и вмещающих карбонатных пород.

Геологическая позиция Южно-Уральской магнетитовой провинции

Структурное положение в БМА. МКМ приурочены ко всем его частям, содержащим отложения нижнего и среднего рифея. Наиболее крупные МКМ (Саткинское в Тараташском антиклинории, Семибратское и Веселовское в Верхнебельском синклинории) сосредоточены на севере БМА, другие приурочены к его центральной части (Катав-Ивановское и другие в

Инзерском синклинии, Сюрюнзякская и Белорецкая группа в Маярдакском антиклинории); менее насыщена залежами магнезитов южная часть БМА (Исмакаевское, Юшинское в Ямантауском антиклинории, проявления Яру и Кужа в северном обрамлении Кургасской антиклинали). Более интенсивную магнезитоносность имеют восточные структуры БМА, особенно для отложений среднего рифея.

Стратиграфический интервал. МКМ приурочены к определенным стратиграфическим интервалам ниже- и среднерифейского разреза. Все они локализованы в пределах мощных и стратиграфически выдержанных карбонатных горизонтов, имеющих ранг пачек и подсвит. Группировка скоплений магнезита Южно-Уральской провинции первоначально проводилась [Афимов, Бусыгин, 1982] по минерагеническим зонам, в составе которых выделены магнезитоносные районы, совпадающие с географическими. В данном разделе рассматривается районирование МКМ вне зависимости от современных тектонических зон, а в пределах магнезитоносных стратиграфических горизонтов.

Нижнерифейские отложения имеют промышленную магнезитоносность на суранско-саткинском и бакальско-кызылташском уровнях (рис. 4.1). В саткинской свите крупнейшие скопления качественного магнезита приурочены к карагайскому горизонту верхнесаткинской подсвиты в Саткинских месторождениях. В литературе приведены данные о возрастной приуроченности Ельничного МКМ в составе Саткинской группы к верхнекусинской подсвите саткинской свиты [Анфимов, Бусыгин, 1982; Анфимов и др., 1983; Генетические типы ..., 1984].

Геолого-геохимические исследования последних лет Челябинского УГГП показали, что Ельничное месторождение приурочено к тектоническому блоку и по литолого-геохимическим признакам относится к карагайской доломитовой пачке верхнесаткинской подсвиты [Петров и др., 1995ф; Крупенин, Кольцов, 2017]. Это подтвердило и сходство распределения РЗЭ в магнезитах и вмещающих доломитах Ельничного и других МКМ Саткинской группы [Крупенин, Эльмис, 2000а]. Кроме того, в доломитах Ельничного месторождения обнаружены те же коллапс-брекчии, что и в карагайской пачке верхнесаткинской подсвиты. При геологосъемочных работах наличие осадочных брекчий было основным критерием выделения карагайской пачки верхнесаткинской подсвиты [Гарань, 1963].

В центральной части БМА МКМ (Исмакаевское и Юшинское месторождения, проявление Кардон) приурочены к миньякской подсвите, начинающей разрез суранской свиты. Стратиграфическое положение этих МКМ внутри миньякской подсвиты, к сожалению, недостаточно определено из-за слабой обнаженности и труднодоступности этого горно-таежного района, частично расположенного в заповеднике. На металлогенической карте БМА, составленной коллективом ВСЕГЕИ (Феокистов и др., 1978ф), все три указанных МКМ

принадлежат к верхней части миньякской подсвиты. Анализ трех неполных опубликованных разрезов этой подсвиты в западной части типовой площади развития суранской свиты [Маслов, Крупенин, 1991] показывает, что с севера на юго-восток, по направлению к Ирмакаевскому месторождению происходит замещение известняков на доломиты в верхней половине подсвиты. Нами переход доломитов в известняки по сложному латеральному контакту в 500 м к северу от магнезитовой залежи Ирмакаево наблюдался в обнажениях у дороги Ирмакаево-Тукал (см. рис. 3.49, 3.50). Следовательно, в суранской свите вокруг магнезитов развита ореольная метасоматическая доломитизация в пределах первично известняковых горизонтов. Этому не противоречит факт недосыщенности доломитов Ирмакаевского месторождения магнием: отношение MgO/CaO на уровне 0.66-0.69 (стехиометрическое – 0.71).

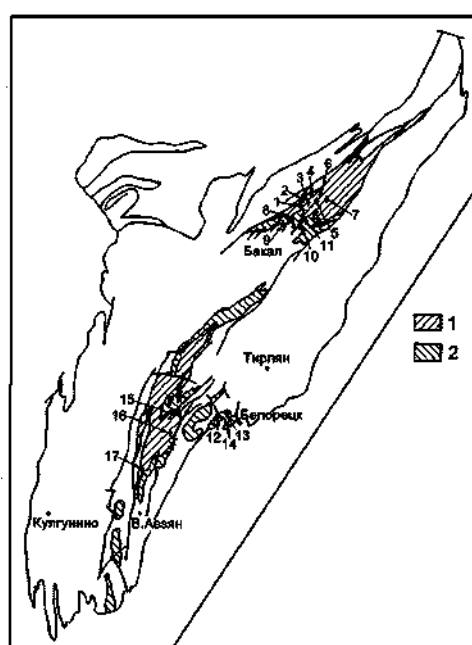


Рис. 4.1а. Схема распределения месторождений кристаллического магнезита в контуре отложений нижнего рифея Башкирского мегантиклинория. 1 – отложения саткинско-суранского уровня; 2 – отложения бакальско-юшинского уровня. Цифрами на карте указаны месторождения и проявления магнезитов: 1 – Мальчихинское, 2 – Гологорское, 3 – Карагайское, 4 – Ельничное, 5 – Степное, 6 – Никольское, 7 – Березовское, 8 – Бакальское, 9 – Имени ОГПУ, 10 – Золотая яма, 11 – Ивановское, 12 – Кызылташское, 13 – Азналинское, 14 – Яндык, 15 – Юшинское, 16 – Кардон, 17 – Ирмакаевское.

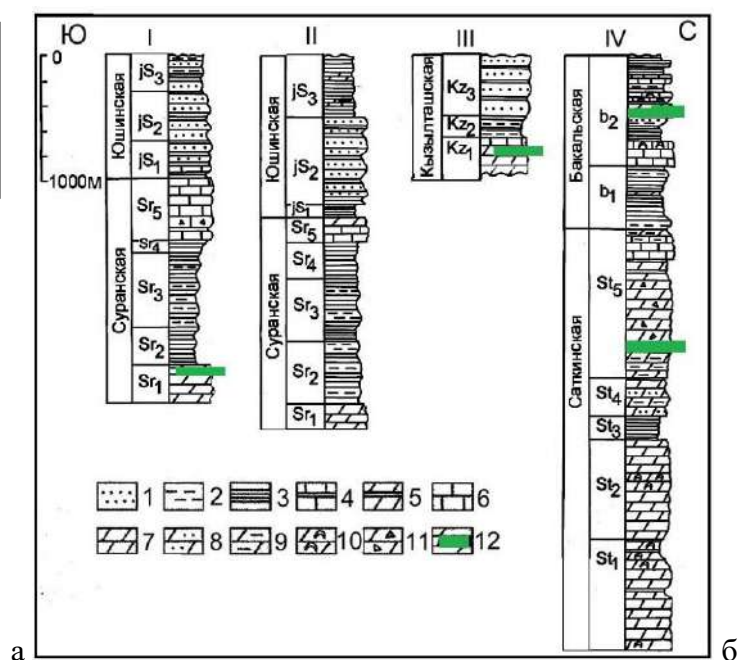


Рис. 4.1б. Стратиграфические колонки, размещенные в субмеридиональном направлении, для верхней части отложений нижнего рифея (суранско-юшинский и саткинско-бакальский уровни). I – центр Ямантауского антиклинория ([Нижний рифей ..., 1989]); II – север Ямантауского антиклинория [Геологическая карта ..., 1960]; III – Маярдакский антиклинорий (П.Н. Швецов и др., 1970 г.); IV – Саткинский район [Маслов, Крупенин, 1991]. 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – глинистые сланцы; 4 – переслаивание известняков и глинистых сланцев; 5 – переслаивание доломитов и глинистых сланцев; 6 – известняки; 7-11 – доломиты; 8 – песчанитые; 9 – глинистые; 10 – строматолитовые; 11 – брекчиевидные; 12 – магнезиты.

Разрезы миньякской подсвиты в районе Юшинского МКМ и проявления Кардон изучены менее детально. Юшинское приурочено к верхней части миньякской подсвиты [Швецов и др. 1986]. Рудные тела размещены среди доломитизированных известняков, переходящих в известняки по простиранию, а также вверх и вниз по разрезу (см. рис. 3.61).

Вторым магнетитоносным уровнем нижнерифейского разреза является бакальско-кызылташский. В бакальской свите небольшие залежи (Среднешиханское, Им.ОГПУ, Бакальское, Ивановское и др.) приурочены к шуйдинской доломитовой пачке малобакальской подсвиты в пределах Бакальского рудного поля (раздел 3.1.2). В кызылташской свите (стратиграфический аналог бакальской свиты в Маярдакском антиклинории) развиты МКМ Сюрюнзякской группы - Кызылташское, Азналинское, Белятурское, проявление Яндык. МКМ здесь локализованы в нижней карбонатной подсвите кызылташской свиты. Наши исследования в Кызылташском месторождении показывают, что магнетитовые залежи в доломитовых ореолах находятся среди кальцитовых мраморов (см. рис. 3.69, глава 3). Возможно, к этому же стратиграфическому уровню относятся прослой, содержащие до 28% магнетита, описанные среди маломощных доломитовых слоев в ритмичнослоистых алевролитах и песчаниках юшинской свиты, стратиграфического аналога бакальской свиты в северной части Ямантауского антиклинория [Геологическая карта ..., 1960] (рис. 4.16, разрез II).

Анализ положения МКМ в отложениях нижнего рифея показывает, что с одной стороны, они локализованы в определенных стратиграфических интервалах разреза, а с другой – с юга на север появляются на все более молодых стратиграфических уровнях (см. рис. 4.16). Отмечается рост числа месторождений и запасов в них в северном направлении. В то же время, **если на суранском уровне магнетиты имеют переходы в доломиты и далее в известняки (протолит известняк), то в саткинском и бакальском уровнях магнетиты расположены в устойчивых стратиграфических доломитовых горизонтах.**

Среднерифейские отложения имеют промышленную магнетитоносность на авзянском уровне. К нижней подсвите известняково-терригенного состава, катаскинской, приурочены магнетитовые тела, локализованные среди доломитов. Всего в авзянской свите имеется три карбонатных уровня, доломитовый горизонт мощностью до 500 м приурочен к реветской подсвите, однако магнетиты в нем отсутствуют, кроме проявлений брейнерита (см. раздел 3.1.9., проявление Сарышка). Доломиты в катаскинской подсвите имеют нестехеометрический состав с переменной величиной отношения MgO/CaO (менее 0.71). Несмотря на широкое развитие катаскинской подсвиты на территории БМА, распределение МКМ в ее различных частях неравномерное (рис. 4.2а). Наиболее крупные объекты приурочены к СВ части мегантиклинория – МКМ Златоустовской группы (Семибратское и др.) в пределах Таганайско-Хуторской антиклинали. В этой части БМА магнетитовое оруденение приурочено не к одному,

а к двум (даже к трем [Анфимов, Бусыгин, 1982]) стратиграфическим уровням. Магнетитовые месторождения локализованы в отложениях уреньгинской свиты (стратиграфический аналог метаморфизованных в зеленосланцевой фации пород авзянской свиты).

В центральной части БМА в Маярдакском антиклинории расположена Белорецкая группа МКМ, состоящая из небольших месторождений и проявлений. Западнее Белорецка небольшие МКМ в доломитах катаскинской подсвиты известны в северной части Инзерского синклинория – Катав-Ивановское месторождение на р. Катав и проявлений магнетита в полосе развития авзянской свиты на расстоянии до 8 км по р. Нила к югу от Катав-Ивановска, а также Байгазинское проявление на р. Тюльмень. В СЗ разрезах авзянской свиты в Бакало-Саткинском районе магнетиты отсутствуют, хотя известняково-доломитовые отложения, являющиеся стратиграфическими аналогами катаскинской подсвиты (рябиновская толща Кукшикской и Казан-Салганской антиклиналей [Гарань, 1969, с. 96]) и других частей авзянской свиты развиты здесь широко. Таким образом, с востока на запад намечается затухание магнетитовой минерализации в отложениях авзянской свиты (рис. 4.26). К югу от Белорецка в разрезах авзянской свиты (в том числе и наиболее полных – в районе пос. Верх. Авзян) не наблюдается магнетитовых проявлений. Исключение составляет проявление магнетита Яру в отложениях кужинской толщи (см. раздел 3.1.9.). В целом, в направлении с севера на юг в отложениях авзянской свиты также наблюдается затухание магнетитовой минерализации.

Таким образом, для авзянского уровня максимальные накопления магнетита приурочены к восточным и СВ частям БМА. **В отличие от нижнего рифея, магнетитовые месторождения в авзянской свите среднего рифея все размещены в известняковых пачках.**

Приуроченность МКМ в отложениях саткинской и бакальской свит нижнего рифея к стратиграфически выдержанным горизонтам доломитов с признаками эвапоритовой седиментации (см. глава 2) и особенности их геологического строения (пластообразная форма залежей, приуроченность к нижним частям доломитовых горизонтов) позволяют предполагать, что эти МКМ формировались в условиях, отличающихся от месторождений, приуроченных к известняковым пачкам в отложениях нижнего и среднего рифея.

Таким образом, по стратиграфическому размещению выделяются 2 группы месторождений: 1 – в саткинской и бакальской свитах бурзяния, приуроченные к устойчивым доломитовым горизонтам, и 2 – месторождения в суранской и кызылташской свитах бурзяния и авзянской свите юрматиния, связанные с горизонтами доломитизированных известняков.

Присутствие магматических образований. Магматические тела часто встречаются в отложениях нижнего рифея. Детальные полевые наблюдения показывают, что базитовые дайки секут магнетитовые залежи: например, на Саткинских и Бакальских магнетитовых

месторождениях [Гарань, 1957; Анфимов и др., 1983; Крупенин и др., 1997, 2008] в магнетитовых залежах обнаруживается зона бруситовых пород в экзоконтакте с мощными габбро-долеритовыми дайками (в том числе Главная дайка на ЮЗ Бакальского рудного поля, см. рис. 3.37). Возраст Главной дайки 1360 ± 30 млн лет (Rb-Sr метод [Эльмис и др., 2000a]), уточненный – до $1385 \pm 1,5$ млн лет (U-Pb, [Ernst et al, 2006]), комагматичен вулканическим породам машакской свиты (1380-1390 млн лет [Ронкин и др, 2007]). Возраст раннего диагенеза известняков березовской пачки бакальской свиты, оценивается в 1430 ± 30 млн лет (U-Pb метод [Овчинникова и др., 2003]). Таким образом, время для формирования метасоматических магнетитовых залежей на Бакале составляет ($1430 - 1385 = 45$) не более 45 млн лет.

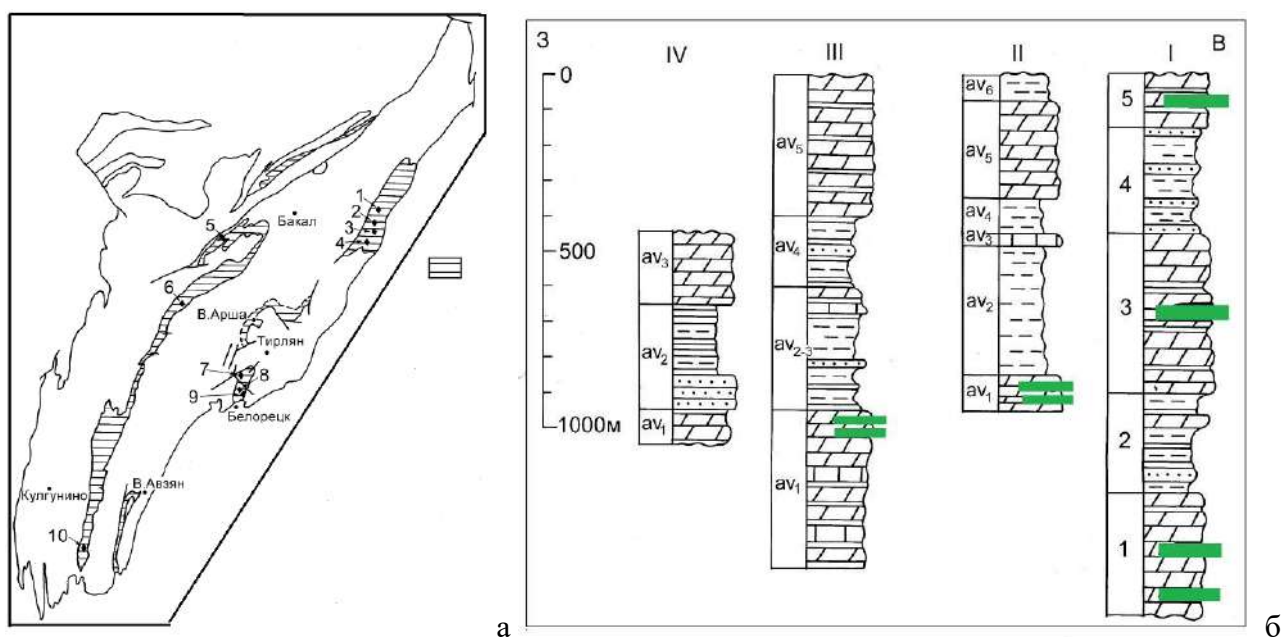


Рис. 4.2. Распределение МКМ в отложениях авзянской свиты среднего рифея БМА.
(а): на карте 1-9 – МКМ: 1 – Веселовское, 2 – Верхневеселовское, 3 – Семибратское, 4 – Хуторское, 5 – Катав-Ивановское, 6 – Байгазинское, 7 – Отнурок, 8 – Егорова поляна, 9 – Егорова шишка, 10 – Яру; штриховкой показаны отложения авзянской свиты; (б): на схематических стратиграфических колонках, размещенных в субширотном направлении с положением магнетитовых залежей. I – район Семибратского МКМ; II – Белорецкий район; III – Катав-Ивановск; IV – западная часть Бакало-Саткинского района. Условные обозначения см. на рис. 4.1; подсвиты авзянской свиты: av₁ – катавская, av₂ – малоинзерская, av₃ – ушаковская, av₄ – куткурская, av₅ – реветская, av₆ – тюльменская.

По данным изотопии (U-Pb метод), возраст магнетитов в шуйдинской пачке бакальской свиты оценивается в 1366 ± 47 млн лет [Овчинникова и др., 2018], при этом по геологическим соотношениям магнетиты древнее внедрившихся базитов. Подобная ситуация наблюдается и на Саткинских месторождениях. Ельничное месторождение имеет горячий контакт с Бердяушским плутоном гранитов рапакиви (возраст 1380 ± 3 млн лет (U-Pb, TIMS [Ронкин и др., 2016]) через

зону контактовых доломитовых мраморов по магнезитах с бруситом и другими высокотемпературными минералами [Анфимов и др., 1983]). На Семибратском месторождении вблизи диабазовых и гранодиоритовых даек, секущих магнезиты, также наблюдается образование талька, серпентина, брусита, хлорита [Главнейшие ..., 1993], что подтверждает внедрение интрузивных тел после формирования магнезита. Возраст гранита из дайки, секущей магнезит, около 300 млн лет (U-Pb по циркону [Шардакова, Крупенин, 2009]).

Таким образом, магнезитовые залежи Южно-Уральской провинции древнее пространственно связанных с ними среднерифейских магматических образований.

Структура месторождений и рудных полей

Месторождения магнезита в БМА, как правило, сгруппированы в рудные поля, в которых скопления магнезитовых тел приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. Так организованы Саткинские, Бакальские, Исмакаевское, Семибратские МКМ, а также МКМ Сюрюньзякской и Белорецкой групп.

Закономерности пространственного распределения месторождений в рудных полях определяются как их стратиграфическим положением, так и тектоническими воздействиями (в том числе послерудными), значительно усложнившими структуру. На детально изученном Саткинском рудном поле установлено, что 8 участков, ранее считавшиеся отдельными месторождениями, представляют собой осложненный системой взбросо-сдвигов единый рудоносный горизонт общей протяженностью до 12 км. Еще два месторождения Никольское и Березовское образованы в результате смещения той же рудоносной зоны на 1-2 км по системе надвигов ЮВ падения [Анфимов и др., 1983]. В пределах горизонта находится до 100 рудных тел, при этом важнейших тел, выделяемых по протяженности, мощности и запасам руды, обычно несколько, они лежат на одном или двух сближенных уровнях вмещающей толщи.

МКМ не приурочены к определенным структурно-тектоническим элементам в строении рифейских толщ. Рудные тела расположены чаще всего в крыльях складок или моноклиналях различного размера, ориентировки и, вероятно, разного времени образования. Для магнезитового оруденения Саткинской и Бакальской групп автором предполагается доскладчатый характер. Частое размещение МКМ в ядрах и на крыльях синклинальных структур объясняется, вероятно, денудацией, поскольку все они расположены в интенсивно эродируемой горной местности. Большинство исследователей докембрийских толщ западного склона Южного Урала выделяли несколько этапов складчатости, начиная от раннего рифея и до неотектонических движений (см. главу 1).

МКМ наблюдаются в разных зонах эпигенетических преобразований вмещающих пород – как глубинного катагенеза, так и метагенеза и метаморфизма, причем запасы месторождений не зависят от степени эпигенетических преобразований. Так, крупнейшие Саткинские месторождения, Байгазинское проявление и небольшое Катав-Ивановское месторождение расположены в зоне глубинного катагенеза, Исмакаевское МКМ – в зоне метагенеза, в ореоле зеленосланцевого метаморфизма расположены крупные и мелкие МКМ Златоустовской группы (Семибратское и др.), в зоне зеленосланцевой и эпидот-афиболитовой фаций метаморфизма Белорецкого комплекса расположены мелкие МКМ Белорецкой группы и достаточно крупные МКМ Сюрюньзакской группы. Это может свидетельствовать о том, что **образование МКМ Южно-Уральской провинции не связано с процессами венд-кембрийского метаморфизма, и более того, предшествует им по времени.**

Закономерности размещения рудных тел во вмещающих толщах и параметры рудных тел (признаки сингенетичности и эпигенетичности). Как уже отмечалось, положение магнетитовых залежей в доломитовых горизонтах может быть различным. В Саткинском рудном поле магнетитовые залежи приурочены к нижней части рудоносного карагайского горизонта, имеющего мощность 700 м, и подстилаются битуминозными глинистыми доломитами каменногорского горизонта. В Бакальском рудном поле магнетитовые тела также расположены в нижней части доломитовой шуйдинской пачки и подстилаются глинистыми сланцами иркусканской пачки. В обоих случаях магнетитоносные доломитовые горизонты перекрываются известняковыми пачками, причем для Саткинского рудного поля А.И. Сидоренковым [1966] предполагалось несогласное налегание известняков на доломиты карагайского горизонта, а для Бакала несогласное налегание известняков среднешуйдинской пачки ($RF_1bk_2^{3b}$) на доломиты ($RF_1bk_2^{3a}$) маркируется присутствием прослоев седиментационных брекчий, сложенных обломками глинисто-карбонатных и карбонатных пород [Крупенин, 1999]. Наличие размыва в верхней части доломитовых горизонтов свидетельствует о существенной смене обстановок осадконакопления. Если горизонты, сложенные известняками, отлагались в нормально морском бассейне, то можно предполагать, что стратифицированные доломиты представляют собой лагунные отложения, как и принималось при проведении детального литолого-фациального анализа соответствующих толщ [Крупенин, 1983; Бусыгин, 1991]. Лагунные обстановки предполагают возможность эвапоритизации при седиментации.

Для остальных МКМ, расположенных в пачках известняков, позиция в стратиграфическом разрезе определена не столь детально. Для МКМ в суранской свите предполагается приуроченность к верхней части миньянской подсвиты, к верхней же части

катаскинской подсвиты авзянской свиты предполагается приуроченность магнезитовых прослоев в Катав-Ивановском месторождении.

Форма магнезитовых залежей является одним из признаков, определяющих их происхождение, и имеет значение для условий отработки. При кажущемся разнообразии магнезитовых залежей (линзы, гнезда, тела неправильных очертаний) преобладает пластообразная форма тел. Для рудных тел всех МКМ характерно согласное залегание, т.е. соответствие удлинения с направлением слоистости вмещающих доломитов (см. рис.3.3-3.9). Это проявляется как при моноклинальном залегании, так и при вовлечении залежей в складчатые структуры, как, например, на Исмакаевском МКМ.

Для магнезитовых тел Семибратского МКМ Л.В. Анфимовым и Б.Д. Бусыгиным [1982, с. 55] отмечено *“секущее положение относительно слоистости вмещающих пород”*. Выделение рудных тел проводилось по данным химического опробования разведочных скважин, поскольку, для данного месторождения характерны постепенные границы рудных тел и вмещающих доломитов, переходящих через зоны вкрапленности различной интенсивности мелкозернистого магнезита в еще более мелкозернистый доломит. По данным К.И. Старикова (1970ф) и С.С. Карагодина с соавторами [1987, с. 21], *“стратиформные пласто- либо линзовидные тела кристаллических магнезитов мощностью до десятков метров, ... залегают субсогласно с вмещающими их карбонатными и карбонатно-сланцевыми породами”*.

Характер нижнего и верхнего контактов рудных тел может отличаться. Как правило, нижний контакт ровный, согласный слоистости, что хорошо видно в рудных залежах Катав-Ивановского месторождения. Верхний контакт менее ровный, отличается несогласием со слоистостью, метасоматическим развитием магнезита по доломитам различных текстурных типов, присутствием реликтовых участков доломита и мелких гнездообразных магнезитовых тел. На Саткинских месторождениях амплитуда несогласного расположения верхнего контакта со слоистостью вмещающих доломитов достигает первых метров. Другой характерной особенностью магнезитовых залежей является тип латерального выклинивания. На детально изученном Саткинском рудном поле выделены различные типы выклинивания: клинообразный, тупой и сложный с расщеплением (см. раздел 3.1.1.), что однозначно указывает на метасоматическую природу контактов магнезитовых залежей и вмещающих доломитов (см. рис. 3.6-3.8, 3.11), то есть, метасоматоз проходил в твердой породе (по доломиту).

Размеры и мощность магнезитовых тел различны и зависят также от степени дислоцированности и разведанности месторождения. Анализ всех морфологических характеристик, приведенных Л.В. Анфимовым с соавторами [1983] для Саткинских месторождений, показывает прямую зависимость мощности от протяженности по простиранию и падению рудных тел. При этом коэффициент вариации мощности от величины самой

мощности не зависит и составляет 51-73% [Анфимов и др., 1983]. Пластообразную форму имеют две наиболее крупные залежи Саткинских месторождений, к которым и приурочены основные запасы магнезитов. Первая залежь в ЮЗ части (Карагайский участок) имеет длину по простиранию 5-6 км, а по падению прослежена до 2 км при мощности до 45 м. Вторая залежь в СВ части месторождения (Волчегорский участок) имеет длину по простиранию 3,8 км, прослежена по падению до 2 км при максимальной мощности до 40 м. Учитывая эрозионный срез, уничтоживший часть залежей, можно говорить об их изометричной форме в плане.

Показательным является и строение периферических частей данных залежей. По данным геологического отдела комбината “Магнезит”, сотрудники которого методично фиксировали результаты отработки магнезитовых тел (Карагайский карьер) в течение XX века, мощность магнезитовых залежей в ЮЗ направлении понижается, мощные тела распадаются на ряд маломощных прослоев (см. рис. 3.8) и содержат реликты доломита внутри магнезитового тела.

Анализ формы магнезитовых залежей показывает, что они испытывают выклинивание, в мелком масштабе подобное типичным осадочным телам. В то же время, детальное рассмотрение морфологии латеральных контактов рудных тел с вмещающими доломитами демонстрирует типичные метасоматические контакты.

В табл. 4.1 приведены некоторые параметры МКМ Южноуральской провинции, позволяющие сравнить мощности магнезитовых залежей, протяженность по простиранию, количество рудных тел в месторождении и в вертикальном разрезе различных объектов. Эти параметры показывают преобладающий пластообразный характер магнезитовых залежей Саткинской и Бакальской групп. Исключением являются Исмакаевское месторождение со сложной линзовидной формой залежей, а также Юшинское месторождение. Для МКМ в отложениях юрматиния преобладает сложная линзовидная форма залежей, для которых отношение мощности к протяженности составляет от 1:5 до 1:40 (Егорова шишка, Отнурское, см. рис. 3.78, 3.81, 3.82, 3.86).

Для пластообразных залежей и линзовидных тел отмечаются также отличия в характере контактов с вмещающими доломитами. Для МКМ с пластообразными залежами характерны резкие контакты крупнокристаллического магнезита и вмещающего мелко- и тонкокристаллического доломита, несмотря на присутствие заливчатых форм контактов, наличие останцов доломита в периферических частях магнезитовых залежей и мелких тел-сателлитов во вмещающей доломитовой толще. Для месторождений с залежами сложной формы преобладают постепенные переходы между рудными телами и вмещающими доломитами, частое присутствие зон мелкой вкрапленности магнезита во вмещающих доломитах, сохранение участков доломита и реликтовой тонкокристаллической доломитовой основной массы среди мелкокристаллического магнезита. На Исмакаевском и Семибратском

месторождениях оконтуривание рудных тел при проведении разведочных работ проводилось по результатам химических анализов, из-а мелкокристаллической структуры магнезита.

Таким образом, по форме рудных и характеру контактов выделяются две группы месторождений: I – пластообразные залежи в доломитах нижнего рифея с резкими контактами и II – линзовидные тела в известняках нижнего рифея на суранском и кызылташском уровнях и среднего рифея с постепенными переходами между магнезитами и доломитами через зону вкрапленности.

Литоология пород и руд месторождений

Текстурные типы магнезитовых руд практически не отличаются от таковых для вмещающих доломитов: преобладают массивные и полосчатые разновидности. Полосчатая текстура на контактах с вмещающими доломитами переходит в слоистую, что подтверждает метасоматоз магнезитовых залежей по латерали [Анфимов и др., 1983]. Также в магнезитах Саткинских месторождений отмечается реликтовая брекчиевидная текстура, широко развитая в исходных доломитах. В нижнерифейских МКМ, содержащих перекристаллизованные магнезиты, распространены гнездовые и гнездово-полосчатые текстуры. Участки их развития занимают различное положение: для Саткинского рудного поля они приурочены к периферическим частям рудных тел, чаще – около верхнего контакта, в зонах выклинивания и изменения мощности рудного тела. В центральных частях рудных тел преобладают массивные и полосчатые текстуры.

Структуры. По величине кристаллических зерен Л.В. Анфимовым [1983] выделены разновидности магнезита: мелкозернистые (размер зерен 0,3-2,0 мм), среднезернистые (2-5 мм), крупнозернистые (5-20 мм) и гигантозернистые (более 20 мм). Размер кристаллов различается для МКМ разных возрастных уровней. Для нижнерифейских МКМ I группы характерно присутствие всего набора кристаллических структур.

Ранее при анализе магнезитов Южно-Уральской провинции отмечалось, что для магнезитов Саткинского, Исмакаевского, Кызылташского, Азнагуловского месторождений, в отличие от доломитов, характерны *«идиоморфные вытянутые или гексагональные ...преимущественно шестоватые «пинолитовые» или веретенообразные ... зерна»*. Размеры кристаллов колеблются от 1 до 10 мм по длинной оси при отношении ширины к длине зерна 1:2-1:4 до 1:10. В отличие от них, магнезиты месторождений *«Семибратского, Отнурского, Катав-Ивановского, Аболовского проявлений, Егоровой Поляны и Егоровой Шишки имеют меньшие размеры зерен (от 0,04 до 3 мм) при преимущественной изометричности, представленной иногда идеальными гексагональными разрезами, часто округлыми, изъеденными по краям и замещенными более мелкими неправильной формы зернами. Магнезит-доломитовая порода образует порфиробластовую структуру с выделяющимися на*

фоне более мелких кристаллов доломита порфиробластами магнезита» [Главнейшие магнезитовые ..., 1993, с. 131].

На Саткинском месторождении, по нашим данным, размер магнезитовых кристаллов в гнездах достигает 150 мм, на Кызылташском - до 50-60 мм. На Бакальских месторождениях размер вытянутых (стрельчатых) магнезитовых кристаллов – от 2-5 до 10-20 мм. МКМ в среднерифейских толщах содержат мелко- и среднекристаллический магнезит. Магнезиты в отложениях юрматиния имеют округло-ромбоэдральную, изометричную (гранобластовую) форму магнезитовых кристаллов (см. рис. 3.58, 3.62, 3.64). Крупнокристаллические разности с пинолитовой структурой здесь отсутствуют. Причина этого не известна. Возможное объяснение кроется в температурных параметрах метасоматоза. Различный уровень метаморфизма не влияет на перекристаллизацию магнезита. Так для магнезитов в отложениях нижнего рифея характерно развитие гигантокристаллических разновидностей как для объектов, расположенных в зоне преобразований на стадии глубинного катагенеза (Саткинское) так и зеленосланцевого метаморфизма (Кызылташское). В то же время, магнезиты в авзянской свите среднего рифея имеют мелко-среднекристаллическую гранобластовую структуру на стадиях преобразования вмещающих пород и руд от глубинного катагенеза (Катав-Ивановское МКМ) до эпидот-афиболитовой фации регионального метаморфизма (Белорецкая группа МКМ). Несмотря на различную степень метаморфического преобразования, магнезиты в карбонатных толщах юрматиния всегда узнаваемы, благодаря среднекристаллическому размеру и гранобластовой изометричной форме кристаллов.

Для Исмакаевского месторождения, которое по морфологии рудных тел и типу контактов тяготеет к месторождениям второй группы, тоже не характерны крупно- и гигантокристаллические магнезиты, а преобладают среднекристаллические (от 1-2 до 5 мм) (см. рис. 3.51). Отдельные стрельчатые кристаллы магнезита (20-30 мм) среди среднекристаллического базиса встречаются в разностях, обогащенных глинистой примесью.

Саткинское и Семибратское МКМ явно относятся к разным подтипам, а вот Исмакаево и Кызылташ, в рамках второго подтипа, выделяются в промежуточный подтип: протолит известняк, а структура стрельчатая, не гранобластовая, в то же время встречаются тонкокристаллические магнезиты. От чего же зависит образование стрельчатой структуры? Возможно, этот процесс связан с повышенной температурой самого метасоматоза, а не обусловлен наложенным метаморфизмом. Это подтверждают данные по МКМ Австрии, где, подобно Кызылташскому и Исмакаевскому, по известняковому протолиту развит стрельчатый крупнокристаллический магнезит (см. далее раздел 4.1.8). Отметим, что на МКМ Сунк (провинция Вайч, Австрия) зона доломита маломощная, подобно таковой на Кызылташском, в отличие от Исмакаевского МКМ, где доломитовая зона 500 м, а стрельчатая структура

находится в начальной стадии, кристаллы редко достигают 10-20 мм. Учитывая данные физико-химического моделирования (см. далее раздел 4.1.7), узкая зона метасоматического доломита указывает на высокую температуру процесса. Следовательно, структура кристаллического магнезита может быть связана с температурой метасоматоза, которая выше для МКМ в породах бурзяния, интенсивно прогретых во время Машакского рифтогенеза, по сравнению с МКМ юрматиния, находившихся к началу Mg-метасоматоза на небольших глубинах и не подверженных мощному рифтогенному прогреву.

Таким образом, по кристаллическим структурам выделяются две группы месторождений: I - пластообразные залежи в доломитах нижнего рифея на саткинском и бакальском уровнях с широким набором структур от средне- до гигантокристаллической, с вытянутой стрельчатой (пинолитовой) формой кристаллов магнезита и II - линзовидные тела в известняках нижнего рифея на суранском и кызылташском уровнях и в известняках среднего рифея с мелко-среднекристаллическим сложением и изометричной формой магнезитовых кристаллов (гранобластовой структурой) в рудных телах. Различие кристаллических структур является, вероятно, признаком разных условий, в том числе температурных, при образовании МКМ I и II групп.

Минеральный состав магнезитовых руд достаточно простой – 95-99% магнезита. Второстепенными минералами являются кварц, доломит, реже Mg-хлорит, кальцит, пирит, в некоторых месторождениях присутствует тальк. Наиболее чистыми являются магнезиты Саткинских месторождений. Магнезиты месторождений Сюрюньзякской и Белорецкой групп, а также Исмакаевского характеризуются повышенной примесью кварца, доломита и Mg-хлорита. В перекристаллизованных магнезитах из отложений бурзяния наблюдается выделение УХВ и акцессориев в интерстициях крупных кристаллов магнезита.

На Саткинских месторождениях намечается определенная закономерность распределения талька – мелкие гнездообразные выделения его приурочены к периферии магнезитовых залежей и контактам с окружающими доломитами (см. рис. 3.12). Известно, что тальк является показателем зеленосланцевых или эпидот-амфиболитовых фаций метаморфизма субстрата, обогащенного магнием и кремнеземом [Коренбаум, 1967] и активно развивается в магнезитовых месторождениях, подверженных метаморфизму [Gondim, 2000; Grecula et al., 2000; Главнейшие ..., 1993]. Дометаморфический характер преобразований пород на Саткинских месторождениях указывает на образование небольших количеств талька на контактах магнезит-доломит с миграцией кремнезема при Mg-метасоматозе.

В МКМ Саткинской группы количество кварца и доломита не превышает 1%, а тальк и магнезиальный хлорит являются акцессорной примесью. В МКМ Бакальской группы иногда

присутствует доломит — до первых процентов. Магнезиты в отложениях юрматиния характеризуются повышенной примесью доломита и кварца, для МКМ Златоустовской и Белорецкой групп - иногда талька и серицита.

Таким образом, месторождения I группы содержат малое количество минеральных примесей (не более 1% талька, кварца, Mg-хлорита, доломита), в то время как в месторождениях II группы наблюдается повышенное содержание этих минералов.

Литологический и минеральный состав вмещающих пород. Вмещающие МКМ доломиты имеют определенное текстурное сходство с рудами. Доломиты представлены серыми и темно-серыми (до черных) разностями в зависимости от количества УГВ. Глинистые и темноокрашенные доломиты имеют, как правило, плитчатую отдельность. Магнезиты несколько отличаются от доломитов по цвету: стрельчатые магнезиты МКМ I группы имеют более светлый оттенок, а гранобластовые магнезиты II группы — более темный оттенок.

Вмещающие доломиты имеют тонко- мелкокристаллическую (до 0.5 мм) структуру, в разностях с прожилковой и полосчатой текстурой размер зерен перекристаллизованного доломита достигает нескольких миллиметров. В Саткинском рудном поле отмечается повышенная степень перекристаллизация вмещающих доломитов по сравнению с региональным уровнем раскристаллизации карбонатных пород, что рассматривается как признак прохождения метасоматической фильтрации [Анфимов и др., 1983, Андреев, 1995].

В доломитах присутствует примесь тонкодисперсных гидрослюд и железисто-магнезиальных хлоритов (иногда в тонких прослойках), часты обломочные алевритовые зерна кварца или мелкие линзовидные выделения халцедона. Это обуславливает повышенное содержание кремнезема в доломитах и даже магнезитах, ухудшая их качество.

В доломитах ряда стратиграфических уровней рифея БМА, в том числе вмещающих МКМ, присутствует тонкорассеянный магнезит (до 1%) [Анфимов и др., 1983], который уловили с помощью физических методов (рентген, электронный микроскоп). В Саткинском рудном поле из 120 исследованных проб доломита магнезит был обнаружен в 108.

Стадия преобразования глинистого вещества магнезитов и вмещающих известняков Саткинского и Бакальского МКМ различается по степени кристалличности Mg-хлорита и иллита, соответственно, на уровне метагенеза и глубинного катагенеза (см. рис. 1.12).

Известняки и рудовмещающих, и нерудных горизонтов, как правило, слабо перекристаллизованы, имеют тонкокристаллические, реже пелитоморфные структуры. Редкие аутигенные минералы представлены кремневыми конкрециями, тонкой вкрапленностью пирита, преимущественно в глинистых разностях.

Химический состав пород и руд. Сравнительное геохимическое изучение магнезитов и вмещающих доломитов Южноуральской провинции и ряда других магнезитовых провинций

СНГ было проведено Л.П. Урасиной [Главнейшие ..., 1993]. В этой работе обобщен большой объем химических анализов как породообразующих, так и малых элементов, использованы методы математической статистики и факторного анализа. Обработка петрохимических данных позволила разбить все карбонатные породы по степени карбонатности (С) на чистые ($C > 95\%$), силикатсодержащие ($90 < C < 95$), силикатно-карбонатные ($50 < C < 90$), карбонатно-силикатные ($25 < C < 50$), ($C < 25$) силикатные породы. Среди существенно карбонатных пород ($C > 95\%$) были выделены магнезиты ($MgCO_3 > 95\%$), известковистые и железистые магнезиты ($MgCO_3 < 95\%$). Химический состав магнезитов по месторождениям и выделенным группам с дополнениями автора представлен в **таблице 4.2**. Наиболее чистым составом характеризуются магнезиты Саткинского месторождения: $C = 94-99\%$, содержание $MgCO_3$ 97-100%, что соответствует содержанию MgO 45.4-46.2% при теоретическом содержании MgO в магнезите 47.81 вес.%. Содержание CaO и Fe_2O_3 составляет около 1%. Из щелочей превалирует Na_2O и составляет 0,05%. Содержание SiO_2 составляет в среднем 1.0%, Al_2O_3 – 0.3%.

Л.П. Урасиной [Главнейшие ..., 1993] проведено сравнение гистограмм распределения основных компонентов (карбонатность, магнезитовая составляющая, $Fe_2O_3^t$, SiO_2 , CaO) для нескольких основных месторождений (**рис. 4.3**). На рисунке видно отличие гистограмм распределения этих компонентов для Саткинского и Ельничного месторождений, с одной стороны, и Семибратского и Исмакаевского – с другой по перечисленным параметрам, что вполне соответствует отнесению этих месторождений соответственно к I и II группам.

Исмакаевское МКМ характеризуется высокой кремнистостью (в нем присутствуют магнезиты с карбонатностью $80 < C < 90$) и повышенной железистостью (содержание железа в пересчете на $Fe_2O_3^t$ составляет 2.7-3.2%). Некарбонатная часть представлена преимущественно кварцем, который не выносится из магнезитов.

В то же время в Юшинском месторождении (Швецов, Ямаев, 1972ф), (см. табл. 3.18, рис. 3.48) распределение MgO обратно пропорционально CaO и SiO_2 , а величина потерь при прокаливании меняется слабо, свидетельствуя о привносе кремнезема в доломитовые прослои при вероятном магнезиальном метасоматозе (выносе кремнезема из магнезитовой залежи).

Магнезиты Бакальской группы представлены чистыми разностями (см. табл. 3.9), практически не содержат некарбонатных примесей, при этом они имеют высокую железистость (в среднем 3.73% FeO). В зонах совмещения магнезитовых и сидеритовых залежей из-за наложения поздней сидеритизации наблюдаются переходные разности между железистым магнезитом и сидероплезитом, представленные брейнеритом различной железистости (образуют непрерывный ряд по содержаниям $MgO-FeO$). В то же время, количественным микроанализом на РЭМ в магнезитах выявлены зерна, не подверженные ожелезнению, с содержанием FeO 0.2-0.8% [Крупенин и др., 2008]. **Присутствие зерен низкожелезистого**

магнезита в залежах Бакальского МКМ сближает их с магнезитами Саткинских месторождений, где содержание FeO в магнезитах стабильно составляет 0.5-0.8%.

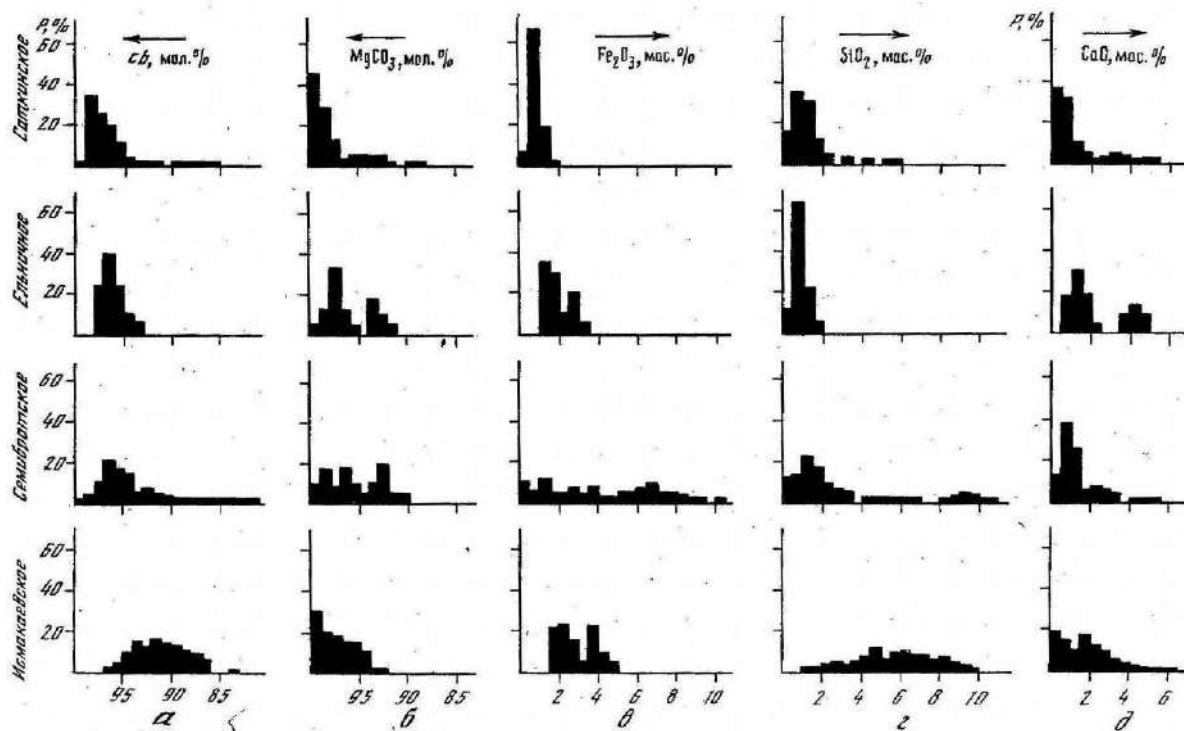


Рис. 4.3. Гистограммы распределения компонентов в магнезитах месторождений Южного Урала (Р – число проб в %).

Горизонтальные графы – компоненты, %: а – карбонатность, б – магнезитовая составляющая, в – сумма оксидов железа, г – кремнезем, д – оксид кальция (по [Главнейшие магнезитовые..., 1993])

Магнезиты Кызылташского МКМ, типичного представителя Сюрюньзякской группы нижнего рифея, характеризуются повышенным содержанием SiO_2 , входящего преимущественно в состав кварца. Часть SiO_2 связана с Mg-хлоритом, образующим в магнезите самостоятельные прослои мощностью до 10-15 см или скопления в интерстициях магнезитовых зерен. Кроме того, в составе магнезитов Кызылташского и Сюрюньзякского, а также Азналинского месторождений отмечено переменное количество тонкочешуйчатого талька [Кочергин, 2005; Калистратова и др., 2016]. На Кызылташском месторождении для магнезитов с высокой карбонатностью (группа А) содержание MgO до 44%, железистость средняя (FeO составляет 1.53%, Fe_2O_3 – 0.64%). Содержание остальных компонентов незначительные.

Семибратские магнезиты имеют меньшую, по сравнению саткинскими, карбонатность (группа $90 < C < 95$), большие кремнистость, железистость, содержания глинозема, щелочей и фосфора. Среди магнезитов Семибратского МКМ выделяется группа силикатсодержащих магнезитов (SiO_2 – 3.5%), с повышенными содержаниями Al_2O_3 (0.7%) и закиси железа (3.3%). Для магнезитов группы А (высокая карбонатность, $C > 95\%$) необычно присутствие разностей со

средним содержанием FeO около 5%, при этом содержание остальных некарбонатных компонентов ниже, чем в маложелезистых ($\text{FeO} < 1.8\%$) магнезитах этой группы, что позволяет предполагать присутствие Fe-магнезита.

Магнезиты Катав-Ивановского МКМ характеризуются повышенным содержанием SiO_2 (3.5-9.5%), но невысоким – Al_2O_3 , что обусловлено примесью кремневых конкреций в магнезитах и доломитах; высокими концентрациями FeO от 1.14 до 2.7%, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{total}}$ – до 4% (см. табл. 3.31), а по данным микрозондового анализа достигает 15 мол.% FeCO_3 . Для магнезитов характерно повышенное содержание кальция, обусловленное примесью доломита (CaO от 1.5 до 8.6%).

Вмещающие доломиты различных месторождений отличаются по величине MgO/CaO , (стехиометрическое значение для доломитов – 0.719). Расчет этого отношения по статистическим данным химических анализов [Главнейшие магнезитовые ..., 1993], показал, что величины MgO/CaO 0.72-0.81 характерны для Саткинского рудного поля, для Семибратского – 0.71-0.73, что вероятно, связано с присутствием магнезитовой вкрапленности в доломитах (табл. 4.3). В то же время для Исмакаевского МКМ и других доломитов в суранской свите, а также авзянской, и уренгинской свит величины MgO/CaO варьируют около 0.71, чаще – более низкие (0.67-0.70). Это может указывать на разный состав карбонатной матрицы, по которой проходил метасоматоз: в случае повышенного отношения это были протодоломиты (МКМ I группы), в случае пониженного – известняки (МКМ II группы).

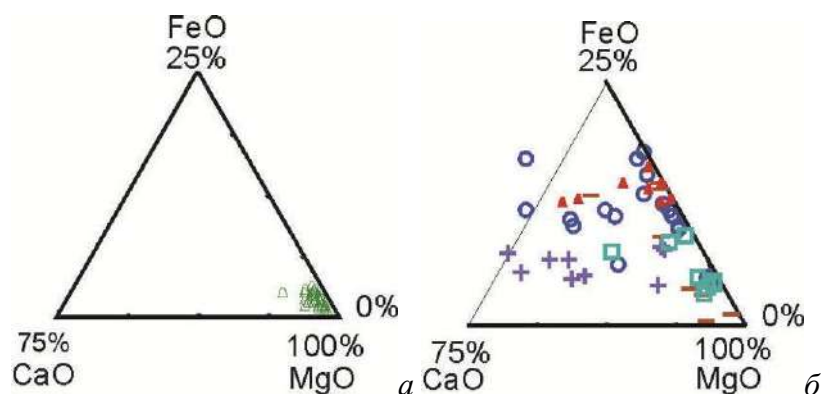


Рис. 4.4. Состав основных компонентов в магнезитах МКМ Южно-Уральской провинции.
a – I (Саткинская группа); *б* – II подтип (МКМ Кызылташское, Исмакаевское, Катав-Ивановское, Белорецкое, Семибратское); по данным автора.

Содержание FeO в магнезитах всех МКМ всегда выше, чем во вмещающих доломитах. Низкие содержания FeO в магнезитах 0.4-0.8% характерны для Саткинской группы, для Бакальской подобные содержания известны, но обычно магнезиты здесь более железистые в связи с наложенной сидеритизацией [Крупенин, 1999]. Для Кызылташского МКМ содержания

FeO составляют около 1.5%, Исмакаевского – в среднем около 3% [Главнейшие магнезитовые..., 1993]. Для МКМ в отложениях юрматиния характерны повышенные содержания Fe: в пересчете на общее Fe_2O_3 для Семибратского – 3.7%; Катав-Ивановского – 3.2%; Белорецкой группы – 2.3% [Главнейшие магнезитовые..., 1993]. Общий график сравнения средних (медиан) значений SiO_2 и Fe_2O_3 для рассматриваемых месторождений (рис. 4.4) и расчет средневзвешенных значений данных параметров (табл. 4.4) позволяет заключить, что для месторождений II группы характерны повышенные содержания железа, кальция и кремнезема по сравнению с месторождениями I группы.

Микроэлементы в доломитах и магнезитах. Распределение малых элементов в магнезитах существенно не отличается от такового во вмещающих доломитах и соответствует кларковым концентрациям в карбонатных породах [Ellmies et al., 1999]. В магнезитах не отмечается накопления микроэлементов, генетически связанных как с ультраосновными и основными породами – Ni, Co, Cr, Cu, так и с кислыми – Sb, Bi, As, Mo, W (см. рис. 3.25, 3.26). Магнезиты содержат несколько меньше Sr и Ba по сравнению с доломитами, что может быть связано с минералогическим контролем, за счет относительно большого и близкого этим элементам ионного радиуса Ca (1,08 Å) по сравнению с Mg (0,8 Å) [Shannon, 1976]. Для Южно-Уральской провинции установлено различие магнезитов нижнерифейского и среднерифейского стратиграфического уровня по величине параметра “с” кристаллической решетки: для Кызылташского, Саткинского рудного поля этот параметр составляет 15,023-15,027 Å; для Отнурского, Аболовского, Егоровой Поляны, Катав-Ивановского – только 15,016-15,021 Å [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]. Вероятная причина различий кроется в различном содержании изоморфного железа и марганца в кристаллической решетке магнезита, имеющих меньший размер иона по сравнению с магнием.

Магнезиты по распределению РЗЭ отличаются от вмещающих доломитов более низкими суммарными концентрациями РЗЭ, особенно лёгких. Ионные радиусы ЛРЗЭ ближе к ионным радиусам Ca, чем Mg [Moeller, 1989]. В результате магнезиты всегда имеют более пологий тренд хондрит-нормированного распределения, нежели доломиты за счёт деплетирования легких РЗЭ (от La до Sm, см. рис. 3.27, 3.33). Возможно, это связано со степенью метасоматической проработки толщ, поскольку в ходе последней продолжается относительное отставание в накоплении именно легких РЗЭ [Bau, Moeller, 1992]. **Более перекристаллизованные магнезиты имеют значительное фракционирование и заметно обеднены легкими РЗЭ** (см. рис. 3.27, пробы Kar94mag, Nb-Mg).

Для большинства магнезитов и вмещающих доломитов характерно сохранение слабой отрицательной аномалии Eu, что объясняется относительным недостатком этого элемента в осадочных постархейских породах [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] земной коры в целом (при

нормировании на хондрит) и отражает влияние терригенной глинистой примеси на распределение РЗЭ. В то же время, сохранение негативной Eu-аномалии указывает на относительно низкие (не выше 250°C) температуры минералообразования [Bau, Moeller 1992]. В породах из приконтактовых зон около диабазовых даек иногда наблюдается слабая позитивная Eu-аномалия, указывая на высокотемпературные условия при контактовом метаморфизме (см. рис. 3.27, пр. РА-1). С этой точки зрения необычным является положительная Eu-аномалия в магнезитах Исмакаевского МКМ. Вероятно, она связана с резко восстановительным режимом (высокая примесь пирита) при его формировании. Температуры, по данным изучения термометрии флюидных включений, не превышали 220°C [Крупенин, Гараева, 2015].

Содержания РЗЭ оказались значимым индикатором различий магнезитовых месторождений. Сумма РЗЭ (табл. 4.5) для магнезитов большинства МКМ не более 2-5 г/т, что указывает на малое количество терригенной примеси и на отсутствие связи с постмагматическими флюидами. Исключением является Кызылташское МКМ, где магнезиты содержат примесь Mg-хлорита. Тренды распределения РЗЭ для выделенных групп МКМ имеют некоторые отличия [Крупенин, 2005]. Для МКМ I группы отмечается резкое обеднение ЛРЗЭ относительно вмещающих доломитов, которое усиливается при перекристаллизации (рис. 4.5а; см. рис. 3.27). Это связано как с минералогическим контролем, (относительное уменьшение роли ЛРЗЭ в магнезитах) так и, вероятно, с образованием лигандов в процессе перекристаллизации, которые легче переносят ТРЗЭ [Bau, Moeller, 1992]. Магнезиты II группы сохраняют унаследованный при метасоматозе типичный для кальцийсодержащих минералов (ЛРЗЭ > ТРЗЭ), в том числе доломита, тренд распределения (рис. 4.5б), минералогический контроль очень слабый. Небольшая отрицательная цериевая аномалия, определяемая как по Ce/Ce^* , так и по Ce_{Cl}/La_{Cl} (см. табл. 4.5), характерна для большинства МКМ, особенно для Саткинской группы, указывая на формирование карбонатов в окислительных условиях морского бассейна и чистоту от терригенной примеси [Elderfield H., Sholkovitz, 1987; Bau, Moeller, 1992]. Только магнезиты Исмакаевского МКМ дают нетипичную слабую положительную аномалию Ce, что может быть связано со щелочным характером рудных растворов, усиливающим окисление Ce^{3+} до Ce^{4+} и его извлечение в раствор за счет образования карбонат-комплексов [Moeller, Bau, 1993]. $Eu/Eu^* < 1$ для всех объектов, кроме проявления Сарышка и Исмакаевского МКМ (см. рис. 4.5б, табл. 4.5). Для последнего положительная аномалия европия характерна не только для магнезитов, но и для околорудных доломитов. Повышенная температура, в сочетании с редокс-условиями метасоматоза, приводит к восстановлению Eu в доломитах и изоморфному замещению Ca^{2+} на Eu^{2+} , имеющих близкие размеры ионов [Bau, Moeller, 1992].

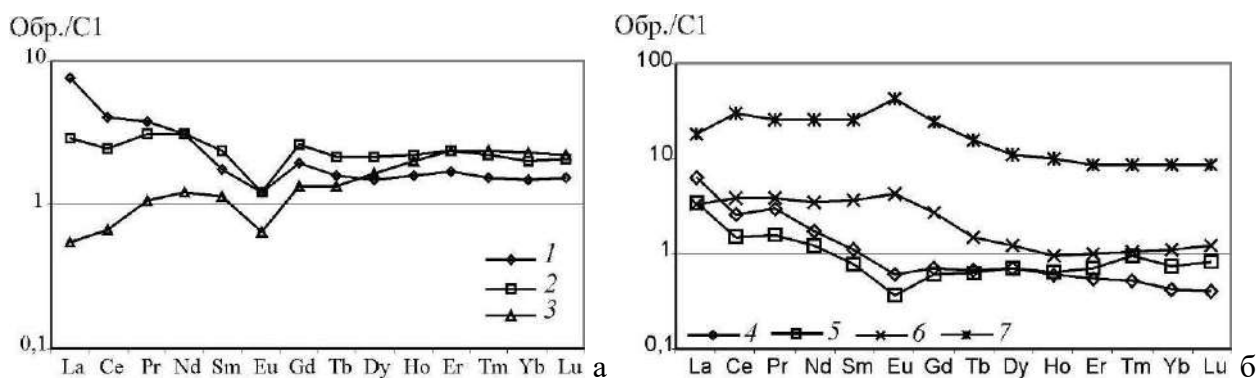


Рис. 4.5. Типичные хондрит-нормированные спектры РЗЭ доломитов и магнезитов типовых месторождений Южно-Уральской провинции.

(а) – I подтип МКМ, Саткинское: 1 – околорудный доломит саткинской свиты K6D, 2 – среднекристаллический магнезит 460-2; 3 – гигантокристаллический магнезит 460-1; (б) – II подтип МКМ, Семибратское в авзянской свите юрматиния: 4 – околорудный доломит Sem15, 5 – мелкокристаллический магнезит Sem6; 6, 7 – для Исмакаевского МКМ: 6 – среднекристаллический магнезит Im-2; 7 – околорудный доломит Исм-6.

Для МКМ I группы отмечается заметное обеднение легкими РЗЭ относительно вмещающих доломитов, по сравнению с магнезитами месторождений II группы.

Для установления отличий информативным для МКМ оказалось отношение Y/No . Его величина близка к первичному **хондритовому** (24-34) для магматических пород, в том числе карбонатитов, и контролируется величинами заряда и ионного радиуса, но возрастает до **суперхондритовых** для осадочных морских карбонатов за счет процессов комплексообразования [Вау, 1996]. Для гидротермальных карбонатов при росте дальности переноса флюидов отношение Y/No уменьшается, приближаясь к хондритовому [Вау, 1996]. На диаграмме $Y-Y/No$ (**рис. 4.6**, см. табл. 4.5) точки магнезитов Саткинской, Бакальской групп и Кызылташского МКМ лежат преимущественно в поле морских карбонатов (среднее значение Y/No для доломитов и магнезитов около 50), в то время как точки магнезитов Исмакаевского МКМ и из толщ юрматиния тяготеют к полю собственно гидротермальных [Крупенин, 2005]. Точки магнезитов каждого конкретного объекта расположены компактно, точность анализов подтверждается выполнением их в разных лабораториях (метод ICP-MS, GFZ, Потсдам, ФРГ и ИЗК СО РАН, Иркутск). Это означает, что в пределах каждого из рудных полей имели место специфические условия миграции флюидов. Для формирования пластообразных залежей МКМ I группы в доломитовых толщах бурзяния [Крупенин, Прохаска, 2005], Mg-эвапоритовые рассолы существовали относительно краткое время от седиментации до метасоматоза и недалеко мигрировали в карбонатных резервуарах. Флюиды при образовании линзовидных МКМ II группы имели более длительное время миграции, перед гидротермальным магнезиальным метасоматозом в карбонатно-терригенных толщах юрматиния.

Усилению взаимодействия флюид-порода способствовал агрессивный рассольный характер магниеносных флюидов, генетически связанных с эвапоритами, признаки которых

обнаружены как в породах бурзяния, так и в толщах юрматиния [Крупенин и др., 2002, 2005, 2008 и др.]. Отметим, что для объектов с длительной историей существования флюидного резервуара (пониженные относительно осадочных карбонатов значения Y/No) характерна повышенная железистость магнезита (рис. 4.7).

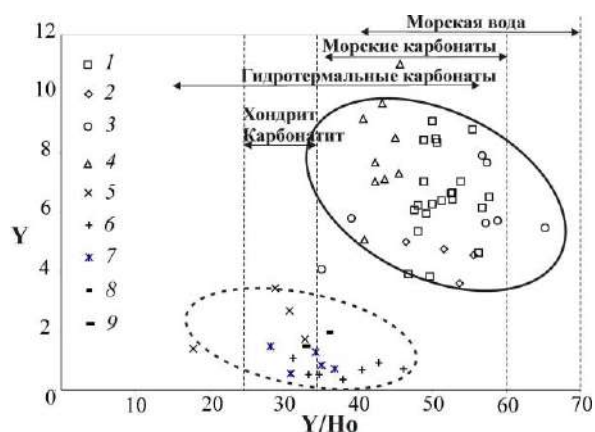


Рис. 4.6. Распределение Y/Y_{No} для магнезитов Южно-Уральской провинции [Крупенин, 2005]. 1 – Сатка; 2 – Ельничное; 3 – Бакал; 4 – Кызылташ; 5 – Исмакаево; 6 – Семибратское; 7 – Катав-Ивановск; 8 – Отнурок; 9 – Сарышка. Поля значений Y/No по [Вац, 1996].

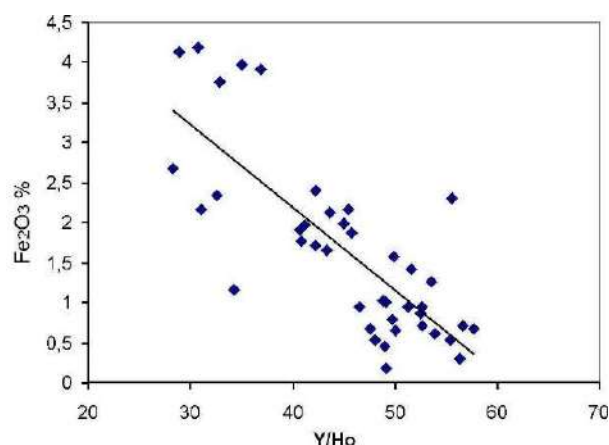


Рис. 4.7. Распределение $Fe_2O_3^t-Y/No$ для магнезитов различных месторождений Южно-Уральской провинции.

Таким образом, образование пластообразных залежей магнезитов I группы связано с относительно коротким периодом миграции Mg-содержащих рассолов в толщах бурзяния и ранним тектоно-термальным этапом их вовлечения в метасоматические процессы (машакский рифтогенез в начале среднего рифея). Более долгая история миграции эвапоритовых магнезиальных рассолов в осадочных толщах привела к формированию линзовидных тел Fe-магнезита II группы в результате тектоно-термальной активизации в регионе в конце юрматиния [Крупенин, 2004, Крупенин и др., 2016].

Поскольку магнезитовые месторождения явно имеют метасоматический генезис, то их следует отнести к типу гидротермально-метасоматических. Наличие двух групп МКМ в Южно-Уральской провинции, различающихся по комплексу геолого-геохимических признаков, позволяет в дальнейшем различать два их подтипа: I подтип (саткинский) и II подтип (исмакаевско-семибратский) [Крупенин, 2005; Крупенин, Кольцов, 2017].

4.1.3. Основные геолого-геохимические признаки месторождений саткинского подтипа

Основными признаками для определения генетического подтипа гидротермально-метасоматических МКМ являются особенности метасоматической зональности, минеральный и

химический состав руд, изотопно-геохимическая и физико-химическая характеристика рудных флюидов. Наиболее хорошо изучены особенности МКМ I подтипа на разрабатываемых Саткинских месторождениях, дающих более 90 % магнезитового сырья для РФ [Ерёмин, 2007].

Метасоматическая зональность. В Саткинских месторождениях метасоматическая зональность проявлена неконтрастно, поскольку магнезит развивается по раннедиагенетическому эвапоритовому доломитовому протолисту. В результате следы зональности можно установить только по присутствию в ряде зон типичных минералов-примесей в магнезите или вмещающем доломите. На контактах магнезитов с вмещающими тонкозернистыми доломитами (доломит-1) растут содержания доломита, кварца, в экзо- и эндоконтактных зонах появляется тальк (см. раздел 3.1.1). Гнезда светло-серого и розового талька (до 10 см и более) вытянуты вдоль слоистости (см. рис. 3.11д-е). Кварц в латеральных экзоконтактах магнезитовых залежей местами образует метасоматические идиоморфные пойкилитовые (проросшие в тонкозернистом доломите) кристаллы размером до первых сантиметров (см. рис. 3.11а-г). Доломит-1 магнезитовмещающей карагайской пачки представлен, как правило, чистыми от терригенно-глинистой примеси разностями, с низкими концентрациями алюмосиликатной примеси (см. табл. 4.3).

Доломит-1 во всей карагайской пачке содержит гнезда вторичного крупнокристаллического белого доломита (доломит-2) размером до дециметров. Форма гнёзд остроугольная, клиновидная, округлая, в коллапс-брекчиях – неправильно-многоугольная (псевдоморфозы по сульфатам, см. раздел 2.3, рис. 2.16-2.18). Доломит-2 зонален, образовался в результате выполнения пустот с ростом кристаллов от периферии к центру гнезд. Изучение геохимических особенностей доломита-1 (размер зерен 0.1-0.5 мм) и доломита-2 (размер зерен 1-5 мм) показывает их существенные различия по уровню содержания FeO (соответственно 0.1-0.2 и 0.5-0.8%), величине первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (соответственно 0.708 и 0.712), изотопных параметров кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ соответственно –6 и –13 ‰). По этим признакам доломит-2 гнезд сходен с магнезитом, содержащим 0.4-0.8 % FeO, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.711-0.718$, а $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ снижается до –16‰ [Крупенин и др., 2008; 2011] (см. глава 2., рис. 2.21—2.23). Детальное изучение доломитов показывает, что формирование гнезд связано с заполнением эпигенетическим карбонатом пустот, возникших в результате растворения эвапоритовых минералов. На расстоянии до 10-15 м около магнезитовых залежей в периферической зоне гнезд наблюдается тонкослоистый или друзовый кварц, имеющий признаки секреторного заполнения пустот (Крупенин и др., 2013₁). Крупнокристаллический доломит центральной части таких гнёзд содержит примесь магнезита, на удалении от рудных залежей – секреторный кварц и магнезит из гнёзд исчезают.

Таким образом, в Саткинских МКМ магнезиальный метасоматоз проходил по вмещающим раннедиагенетическим доломитам, являющихся протолитом. Наблюдается тыловая магнезитовая зона метасоматоза и фронтальная зона вмещающих дорудных доломитов. С учетом характерных минералов-примесей эту зональность можно детализировать следующим образом (табл. 4.6, см. рис. 3.12). В зоне магнезита присутствует небольшая примесь пирита, Mg-хлорита и редкая вкрапленность талька, а также реликтового (резорбированного) кварца. В эндоконтакте рудных залежей увеличивается количество вкрапленности талька и небольших тальковых гнёзд. Экзоконтакт сложен доломитом-1 с примесью магнезита, талька и, местами, вкрапленности пойкилитовых кристаллов кварца (расстояние – первые дециметры от контакта магнезит-доломит). Во вмещающем доломите-1 с гнёздами доломита-2 присутствует небольшая примесь аллотигенного кварца, хлорита и гидрослюда, а также тонкорассеянного магнезита. Также отмечается зональность выполнения гнёзд во вмещающих доломитах, очевидно, связанная с магнезиальным метасоматозом. На расстоянии до 10-15 м от контакта гнёзда доломита-2 содержат кварц (в периферии) и магнезит (в центре, совместно с доломитом-2). На значительном удалении от магнезитовых залежей, в верхах рудоносной карагайской пачки, доломит-1 отличается повышенным содержанием кальция, то есть нестехиометричный, как и гнёзда доломита-2, содержащие примесь кальцита (Крупенин и др., 2012в).

В магнезите количество MgO близко к теоретическому, незначительные (<1%) примеси представлены CaO и SiO₂ (см. табл. 4.2), содержится 0.4-0.8% FeO. Магнезиты не обогащены какими-либо микроэлементами – индикаторами магматических флюидов (см. рис. 3.30). Распределение РЗЭ в магнезитах имеет характерный тренд с деплетированием ЛРЗЭ, в общем случае $La_{CN} < Lu_{CN}$, в отличие от вмещающих доломитов [Крупенин, 2005]. Магнезиты наследуют от них отрицательные аномалии Ce, Eu и суперхондритовые значения Y/No.

Эвапоритовая природа флюидных включений в магнезитах

Краткий обзор истории изучения флюидных включений в магнезитах и вмещающих породах Саткинского рудного поля. Изучение термометрии флюидных включений (ФВ) в породах Саткинского рудного поля дает дополнительную информацию о составе растворов, из которых кристаллизовались карбонатные минералы. Попытки исследования состава и температуры образования ФВ в минералах из магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции, в том числе и Саткинского, делались А.П. Бояркиным: были оценены Тгом включений – от 140 до 420°C с преобладанием температур около 300°C [Бояркин, Хайретдинов, 1976]. Затем было признано, что гомогенизация ФВ в магнезитах Саткинских месторождений варьирует от 105 до 130°C, при максимальных значениях не более 150°C [Бояркин, 1981]. Указано, что включения в магнезитах преимущественно мелкие, несколько микрон, имеют форму отрицательных кристаллов, отношение жидкость-газ варьируется от 0,65 (газово-

жидкие) до 1,0 (жидкие). В кварце ФВ чаще двухфазные (газово-жидкие), очертания повторяют негативную форму кристалла, размером до десятков микрон, коэффициент заполнения варьирует от 0,7 до 1,0; и в кварце, и в магнезитах ФВ признаны первичными. Криометрические исследования показали, что температуры эвтектики (Тэвт) для двухфазных ФВ -21...-22°C, а образующиеся в результате плавления кристаллы гексагональной формы являются гидрогалитом. Соленость составила 18-21% экв. NaCl. Было рассчитано давление 4-60 бар для газовой фазы, находящейся в равновесии с раствором, при Тгом 90-200°C [Бояркин, 1981].

Выполненное нами комплексное изучение ФВ состояло из нескольких этапов. Ионная хроматография показала рассольную природу ФВ в магнезитах Сатки и Бакала. Анализ проводился в Горном университете (Леобен, Австрия) на жидкостном хроматографе Dionex System 1050 [Kaizer, Prochaska, Krupenin, 2003]. Пилотное изучение термодатиметрии в магнезитах, околорудном крупнокристаллическом доломите и кварце было выполнено в ИГГД РАН (Санкт-Петербург [Крупенин и др., 2008в]). Детальное изучение в ИГГ УрО РАН позволило впервые выполнить совместное определение солёности и Тгом в каждом ФВ (методика приведена во Введении).

Результаты термодатиметрического изучения ФВ в магнезитах, околорудном доломите и кварце. В ходе пилотного изучения тонкозернистых доломитов карагайского горизонта в Саткинском рудном поле не было обнаружено ФВ размером в 5 и более микрон, пригодных для оптического изучения, поэтому термодатиметрия производилась в магнезитах, крупнозернистых генерациях доломита и кварца из околорудных доломитов [Крупенин и др., 2008в]. Пространственная близость и сходство изотопно-геохимических характеристик этих генераций с магнезитами предполагает их совместное метасоматическое образование [Крупенин, 2006, 2008б]. При пилотном изучении ФВ сначала была выполнена криометрия для выявления степени и типа минерализации жидкой фазы. Затем выполнялась термодатиметрия для оценки общей и частичной гомогенизации ФВ. Было установлено наличие как первичных рассольных, так и вторичных слабо минерализованных включений.

Тгом двухфазных ($\Gamma_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}$) ФВ для магнезитов и околорудных гнезд доломита с кварцем варьируют в одинаковых пределах от 120°C до 400°C с образованием двух пиков со средними значениями около 150°C и 300°C (рис. 4.8), то есть изученные генерации магнезитов, доломитов и кварца могли формироваться при одинаковых термических условиях. Более половины изученных включений имеют минерализацию выше морской воды (0-13,9 масс. % экв. NaCl) и четверть являются рассолами (>15 мас. % экв. NaCl) (табл. 4.7). Несколько ФВ содержат метан из-за наличия в карбонатных породах ОВ. В нескольких включениях обнаружена жидкая углекислота. Согласно плотности чистых углекислотных включений ($\rho_{\text{пл}} =$

-56.6°C), определенной по Тгом углекислоты (от 4°C до 22°C для температуры кристаллизации магнезита по данным Тгом ФВ 140-400°C) давление флюидной фазы составляет 0.5-1.8 кбар.

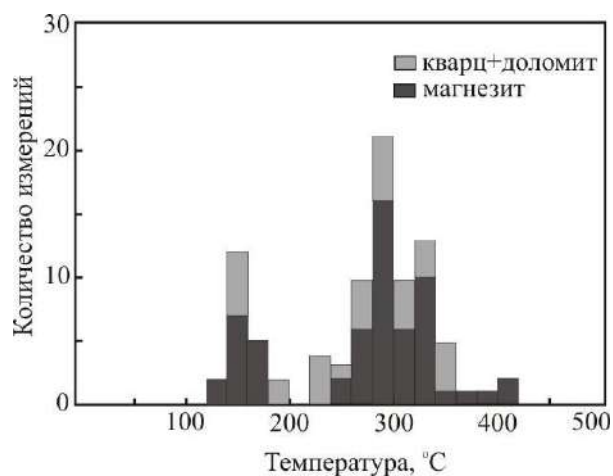


Рис. 4.8. Температуры гомогенизации двухфазных газово-жидких включений в магнезите, крупнокристаллическом доломите и синрудном кварце, карагайская пачка саткинской свиты, Карагайский карьер (по [Крупенин и др., 2013]).

При условии, что расчётное давление флюида зависело от литостатического, глубины образования ФВ могли составлять 2-5 км. Наличие двух температурных максимумов гомогенизации ФВ предполагает различные варианты термического воздействия на породы карагайского горизонта. Они могли сформироваться при остывании гидротермальной системы; могут быть результатом двух этапов термального воздействия: сначала рудного гидротермально-метасоматического, затем катагенетического, в связи с региональными процессами преобразования осадочных пород на стадии глубинного катагенеза.

Детальные термометрические данные по совместному определению солёности и Тгом в каждом ФВ были получены из трех образцов кварца в доломитовых брекчиях экзоконтакта магнезитовой залежи в Карагайском карьере [Крупенин и др., 2013] (рис. 4.9). Использование кварца в качестве матрицы для изучения ФВ привлекательно тем, что в кварце лучше сохраняются первичные включения, чем в карбонатных минералах [Рёддер, 1987; Goldstein..., 1988]. Кварц корректно использовать еще и по причине его сингенетичности магнезиальному метасоматозу [Крупенин, 2006]. Физико-химические условия образования магнезита предполагают его стабильность в твердой фазе при высокой концентрации катиона магния в растворе, высоком давлении CO₂, а также при повышенной щелочности среды, достигающей pH 9-10 [Казаков и др., 1957]. Однако эти условия соответствуют высокой подвижности кремнезема, выносу его части за пределы залежей [Крупенин, 2006, 2010]. что и было показано для Саткинских месторождений (см. раздел 3.1.1, рис. 3.11а-г, 3.12, 3.22). Для экзо- и эндоконтактовых зон магнезитовых залежей характерно присутствие кварца и талька. С

помощью изотопного кислородного термометра показано, что температуры образования талька в контактах магнезитовых залежей составляли около 200°C, в то время как кварца на расстоянии 8-10 м от залежей – около 100°C [Крупенин и др., 2012в].

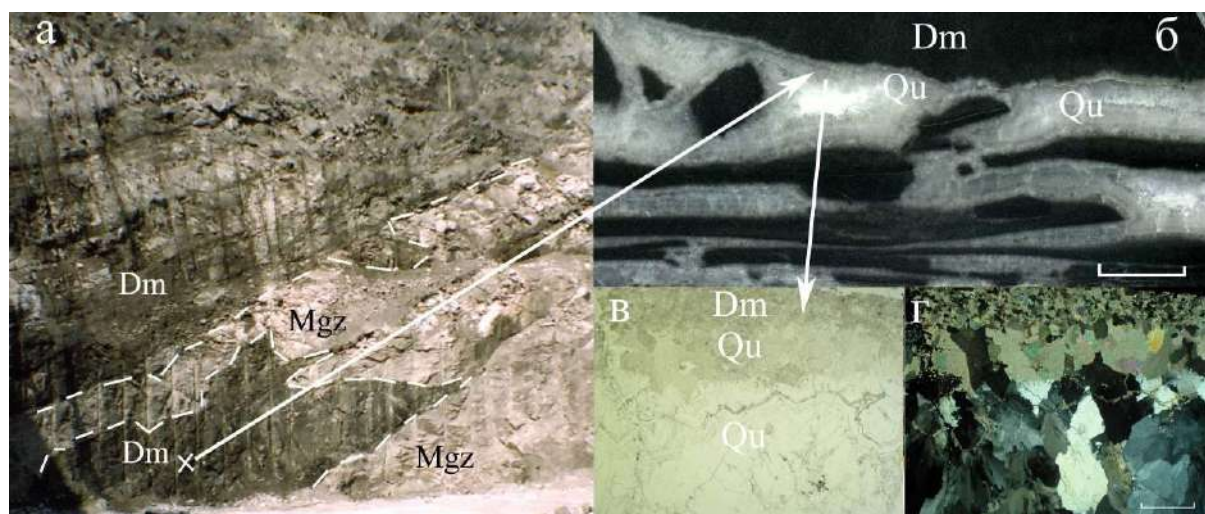


Рис. 4. 9. Место отбора образцов коллапс-брекчий для изучения флюидных включений в южном борту Карагайского карьера (горизонт 135 м).

(а) – латеральный метасоматический контакт (штриховой маркер) магнезитовой (Mgz) залежи в брекчиевидном доломите (Dm), крестом отмечено место отбора образцов; (б) – коллапс-брекчии с секретционным тонкослоистым кварцем (линейка 1 см); (в) – контакт вмещающего тонкозернистого доломита и тонкослоистого кварца (Qu), николи параллельны; (г) – николи скрещены (линейка 1 мм), (по [Крупенин и др., 2013]).

Три образца кварца из секретционных выделений в доломитовых брекчиях были отобраны в 8-10 м по простиранию от магнезитовой залежи (рудное тело I) в ЮВ борту Карагайского карьера (см. рис. 4.9). На термокриостолике Linkam THMSC-600 в каждом ФВ кварца было выполнено совместное изучение сначала криометрии, затем термометрии, что впервые позволило оценить состав флюида и температуры среды минералообразования (Тгом). Большинство изученных ФВ (76 шт.) признаны первичными или первично-вторичными. Газовая фаза изученных включений представлена преимущественно парами воды. Углекислота, как и метан, не обнаружены ни криометрией, ни рамановской спектроскопией. ФВ представляют собой двухфазные вакуоли ($\Gamma_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}$) различной формы: неправильной, округлой и в виде отрицательных кристаллов размером 5-15 мкм (рис. 4.10а-г). Отношение жидкость-газ варьирует от 0.9 до 0.75, редко до 0.6-0.4. В трех случаях найдены трехфазные включения, с твердой фазой внутри, вакуоли (галит?).

Эвтектические температуры в большинстве изученных ФВ варьируют в интервале -38...-55°C, что заметно ниже Тэвт для раствора NaCl в воде (-21,2°C) и соответствует широкому набору солевых водных растворов, включающих как смесь CaCl_2 – NaCl (-55 °C), так и хлоридов Na, K, Mg [Борисенко, 1977]. Вероятно, все эти компоненты присутствуют в данных растворах

в определенной пропорции. Как правило, в природных водных растворах, в том числе рассолах, преобладают катионы Na и Cl, что определяется высокими кларками этих элементов в земной коре. Этот вывод подтвердили результаты изучения ионного состава водных вытяжек из синрудного кварца и магнезита Саткинских месторождений, полученные с помощью жидкостной хроматографии [Prochaska, Krupenin, 2013]. В этом методе значение имеют не сами концентрации ионов [Bottler et al., 1988, Крупенин, Прохаска, 2005], а их относительные значения. Выявлено, что преобладают действительно ионы Na и Cl; при этом относительно концентрации иона Na, K меньше в 7-21 раз, Mg – в 6-22, Ca – в 18-19 раз. Тем не менее, присутствие этих катионов значительно, чем, например, Li (меньше Na в 334-346 раз).

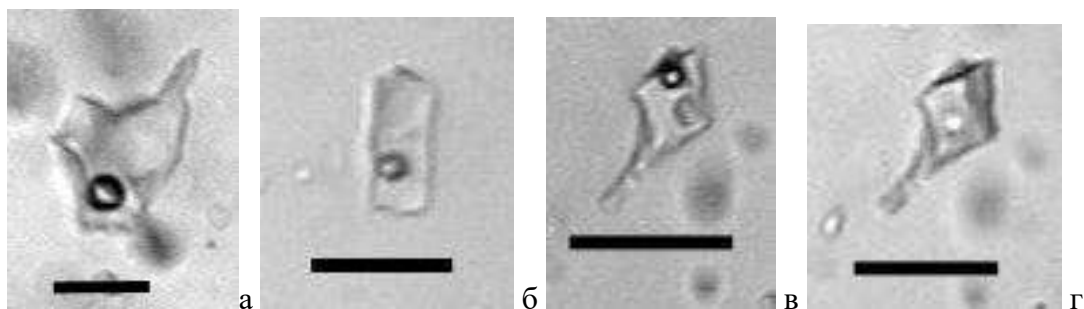


Рис. 4.10. Типы первичных включений в кварце, синрудным с магнезитом.

(а) - с отрицательной формой кристаллов кварца (08-3-5а-№2.9); (б) - с неправильной формой (08-3-5а-№2.10); (в) - трехфазные, содержащие кубики галита (08-3-5а-№2.17); (г) - то же включение, что и в (08-3-5а-№2.17), при температуре +155°C, после гомогенизации газовой фазы и оплавлении твердой фазы галита (линейка 10 мкм), (по [Крупенин и др., 2013]).

Для большинства включений установлена соленость 28-31 мас. % CaCl_2 , лишь 11 включений (с признаками вторичной природы) имеют минерализацию на уровне 5-11 мас. % CaCl_2 (табл. 4.8). Для сравнения всех изученных ФВ, имеющих сложный и разный солевой состав, провели пересчет солености в мас. % $\text{NaCl}_{\text{экв}}$. [Bodnar, 1993] (см. табл. 4.8). Преобладающие Тгом ФВ отвечают 100-235°C, (медианное значение 149°C), в образце K10-1e наряду с ними обнаружено включение с Тгом 298°C, в другом (08-3-05b) – 3 включения 386-440°C. Совместные данные по солености (принято в мас. % $\text{NaCl}_{\text{экв}}$) и Тгом ФВ позволили показать, что минерализация при формировании синрудного кварца существенно не менялась при температурах от 440 до 85°C (рис. 4.11) и составила для первичных включений 20,1-27,5 мас. % $\text{NaCl}_{\text{экв}}$. Для образца, имеющего высокотемпературные включения, по Тэвт предполагается присутствие MgCl_2 и KCl. Вероятно, первоначально рассол имел высокую температуру и содержал хлориды магния и калия.

Поскольку исследованию подвергнут кварц из экзоконтакта магнезитовой залежи (метасоматическая зона выноса кремнезема при магнезиальном метасоматозе), то логично предположить, что в этой зоне включения должны содержать остаточный флюид, из которого

основная часть Mg уже сброшена в высокощелочной области образования магнезита. Поэтому преобладание CaCl_2 в составе рассола вполне закономерно.

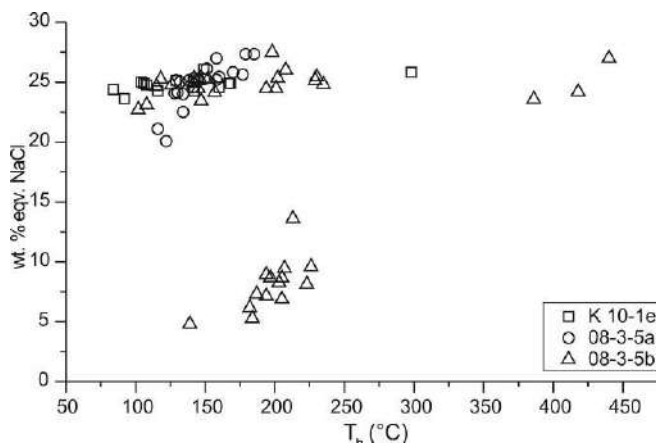


Рис. 4.11. Температура гомогенизации (T_h °C) и солёность (Wt.% eqv. NaCl) в газожидких включениях кварца из трех образцов (условные обозначения) в экзоконтакте магнезитовой залежи. Карагайский карьер, Саткинское рудное поле, (по [Крупенин и др., 2013]).

Для получения дополнительных доказательств высокорассольной природы флюида в кварце использовалась также КР-спектроскопия (**рис. 4.12**). Расположение и форма включений даны на фото около самих спектров. В газовой фазе зарегистрирован только водной пар. Все полученные спектры имеют один пик в области $\sim 3500 \text{ см}^{-1}$. Относительная интенсивность спектра определяется размером включений, а также точностью фокусировки. Вода имеет ряд пиков в интервале $2700\text{--}4000 \text{ см}^{-1}$ [Burke, Ernst A.J., 2001]. Согласно [Sun и др., 2010] наличие солевых растворов в жидкой фазе дает изменение спектра воды. Как показано на рисунке **4.12**, спектр чистой воды демонстрирует два пика – в области ~ 3220 и $\sim 3450 \text{ см}^{-1}$. Кроме основного пика воды $\sim 3500 \text{ см}^{-1}$ в слабо концентрированных хлоридных растворах дополнительный пик возникает на примерно 3200 см^{-1} (см. рис. 4.12). Симметричность и острота пиков флюида из исследованного образца *08-3-05b* указывают на то, что это хлоридный рассол [Sun et al., 2010], поскольку для пресной воды характерна интегральная картина с двумя пиками.

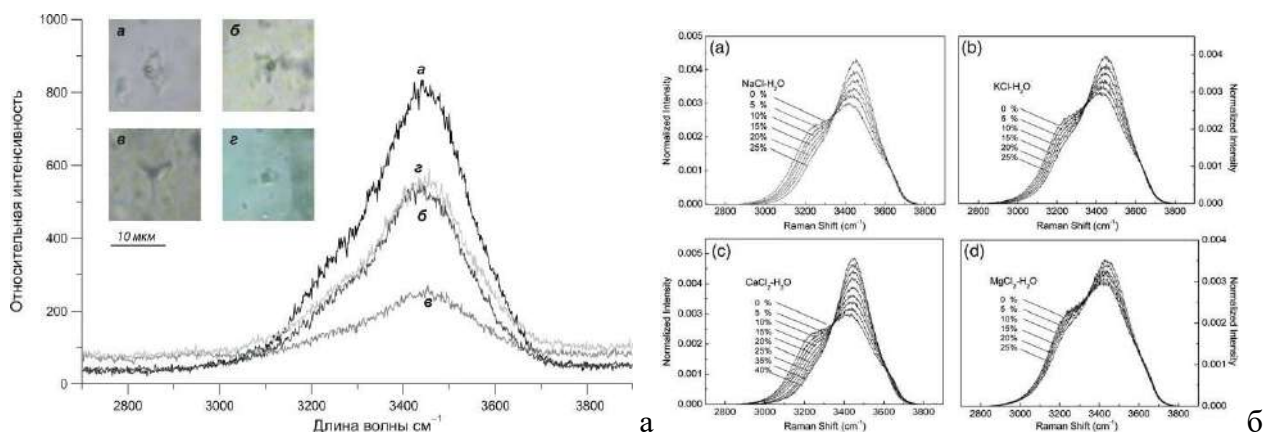


Рис. 4.12. Рамановские спектры колебания ОН группировок (в см^{-1}) во флюидных включениях: (а) – в синрудном кварце (образец *08-3-05b*, фото включений *a-d* размещены слева от спектров), по

[Крупенин и др., 2013]; (б) – систем $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ (а), $\text{KCl-H}_2\text{O}$ (б), $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ (с) и $\text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ (д) различной солености (масс. %) с нормализованной интенсивностью [Sun et al., 2010].

Ионная хроматография. Выполненное ранее изучение состава галогенов из водных вытяжек магнезитов и вмещающих доломитов Саткинского и Бакальского месторождений показало их соответствие растворам морского генезиса [Анфимов, Ковальчук, 1980]. Новые прецизионные данные о составе и природе рудообразующих растворов получены нами методом ионной хроматографии при исследовании водных вытяжек из ФВ в магнезитах, вмещающих карбонатах и сингенетичном кварце (ссылки на методику во Введении).

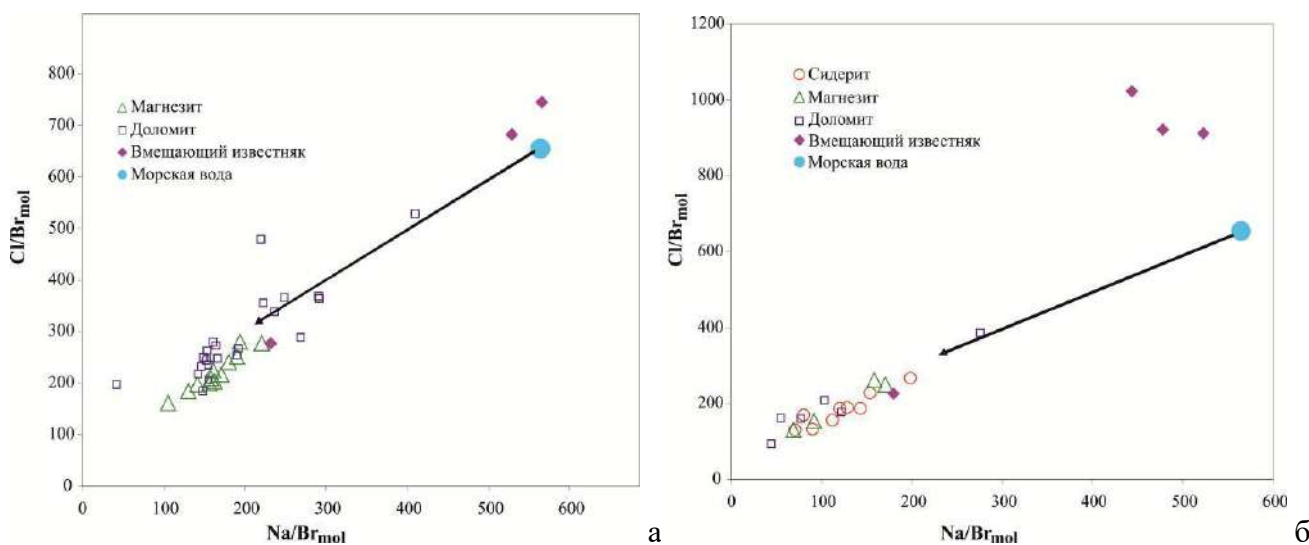


Рис. 4.13. Распределение соотношений молярных концентраций Na/Br vs Cl/Br во флюидных включениях из магнезитов, вмещающих доломитов и известняков Саткинского (а) и Бакальского (б) рудных полей. 1 – магнезиты; 2 – доломиты; 3 – известняки; 4 – морская вода; линия со стрелкой – эвапоритовый тренд (по [Prochaska, Krupenin, 2013]).

В координатах молярных концентраций Na/Br-Cl/Br ФВ из магнезитов и околорудных доломитов легли на линию эвапоритового тренда (**рис. 4.13**), в то время как ФВ из известняков вмещающих толщ расположились в области значений, характерных для морской воды [Kaizer et al., 2003; Крупенин, Прохаска, 2005; Крупенин, и др., 2009; Prochaska, Krupenin, 2013]. Данный метод незаменим в случае преобладания мельчайших, менее 5 мкм ФВ, которые невозможно изучать оптически. Препарат представляет собой водную вытяжку из включений, разрушаемых при истирании образца в воде. Исследования выполнены для Саткинского и Бакальского рудных полей, а также для МКМ в отложениях нижнего (Исмакаевское) и среднего рифея (Семибратское, Катав-Ивановское). Данный метод теоретически основан на свойстве брома линейно накапливаться в процессе эвапоритового сгущения морской воды, в других условиях он, как правило, не концентрируется [Валяшко, Мандрыкина, 1952; McCaffrey et al., 1987]. Бром

является устойчивым трассером осадочной природы растворов, поскольку практически не вступает в реакции с другими элементами во время их постдиагенетических преобразований [Hanor, 1994]. Ранее данный метод был успешно применен при установлении эвапоритовой природы рассольных флюидов для магнезитов Вайч-типа Австрии и Словакии [Prochaska, 2000, Radvanec, Prochaska, 2001], для полиметаллических месторождений типа миссисипской долины (Иллинойс, США [Walter et al., 1991]) и ряда других.

По данным В.С. Самариной [1977] при повышении минерализации воды в природных условиях наблюдается связанное с генезисом рассолов разделение вод на два типа – низко- и высокобромные. Если рассолы сформированы путем растворения солеродных толщ, то на фоне накопления в них Na, K, Mg, а также анионов хлора и сульфата, будет происходить, лишь незначительное обогащение Br не более уровня его концентрации в галите ($<0,1\%$), соответственно отношение $Cl/Br > 1000$ [Крайнов и др., 2004]. Если же рассолы образовались в результате эвапоритового сгущения морской воды, накопление брома будет происходить более интенсивно (рис. 4.14), практически линейно (рис. 4.15, [McKaffrey et al., 1987]) и отношение $Cl/Br < 1000$; во внутрисолевых рассолах галогенных формаций отношение Cl/Br уменьшается до 20 [Крайнов и др., 2004]. В координатах молярных отношений Na/Br vs Cl/Br эвапоритовые рассолы располагаются вдоль линии эвапоритового тренда (ЛЭТ) с уменьшением значений указанных компонентов относительно величин в морской воде, для $Na/Br_{mol}=564$ и для $Cl/Br_{mol}=655$ [Harvie et al., 1980]. В случае образования рассолов в результате растворения галогенных толщ, будет происходить относительное рассеяние брома, и значения указанных отношений заметно возрастут по сравнению с морской водой. В метеорных и речных водах также происходит рассеяние брома относительно концентраций Na и Cl.

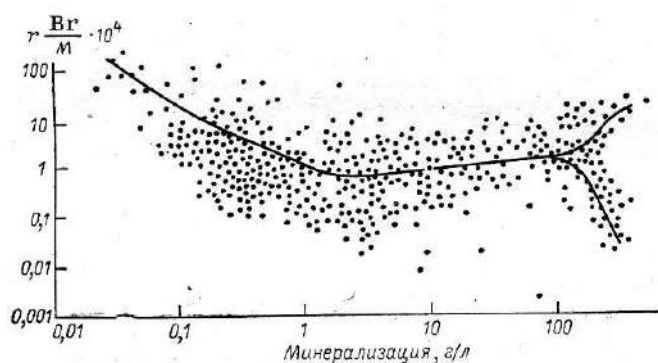


Рис. 4.14. Относительное (весовое) содержание иона брома в сухом остатке природных вод в зависимости от минерализации (по [Самарина, 1977]).

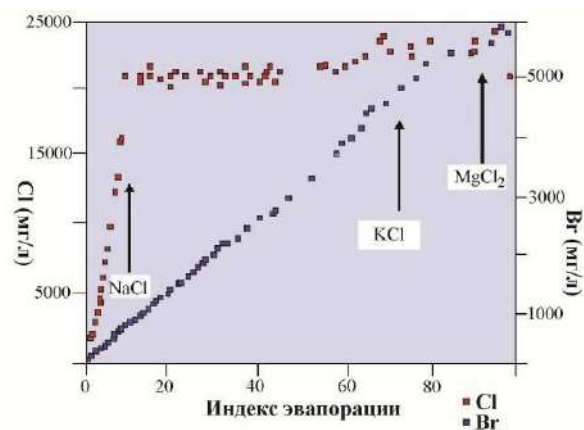


Рис. 4.15. Концентрация ионов Cl^- , Br^- как функция степени эвапоритового сгущения (индекс эвапорации) морской воды; вертикальными стрелками показано начало кристаллизации из рапы галита, сильвина и бишофита (по [McKaffrey et al., 1987]).

По результатам исследований значения ключевых отношений в магнезитах Саткинских месторождений варьируют для: Na/Br - 106-222 и Cl/Br - 162-280) (см. **рис. 4.13а**) и в Бакальских - Na/Br - 69-171, Cl/Br - 131-262 (см. **рис. 4.13б**). Точки этих значений расположены строго параллельно ЛЭТ (**табл. 4.9** [Prochaska, Krupenin, 2013]). Это соответствует равновесной метаморфизации рассолов, из которых формировались рудоносные флюиды, в эвапоритовом процессе. Значения Na/Br и Cl/Br вмещающих доломитов тоже расположены в области эвапоритового тренда, тогда как величины данных параметров для известняков, не принадлежащих к магнезитоносным горизонтам из периферийных зон рудных полей, тяготеют к значениям, характерным для морской воды. **Таким образом, изучение распределения галогенов во флюидных включениях методом ионной хроматографии подтверждает связь магнезитообразующих флюидов на Саткинских и Бакальских месторождениях с эвапоритовыми рассолами.**

Эвапоритовые рассолы – крупнейший источник магния в стратисфере

Полученный вывод о рассольной эвапоритовой природе ФВ в магнезитах не является уникальным. Для магнезитовых месторождений Австрии и Словакии, приуроченных к карбонатным толщам девона и карбона в Восточных Альпах и Западных Карпатах, получен вывод об эвапоритовой природе рудных растворов по данным изучения ФВ [Prochaska, 2000; Radvanec, Prochaska, 2001]. Происхождение эвапоритовых рассолов для этих объектов связывается с развитием пермского солеродного бассейна, а метасоматическое магнезитообразование – с инфильтрацией рассолов через карбонатные толщи при рифтогенном растяжении. Литологические признаки эвапоритовой седиментации в отложениях верхнего протерозоя обнаружены при изучении крупнейших МКМ в провинции Ляонин Китая [Jiang et al., 2004].

Рассолы, возникающие при эвапоритовом процессе, являются крупнейшим источником магния в стратисфере. Морская вода относится к магниевому подтипу сульфатного типа [Самарина, 1977]. В начале эвапоритизации происходит высаживание из морской воды прежде всего – кальция (гипса-ангидрита), и, следовательно, вода обогащается магнием, поскольку, в ее составе основными катионами являются Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ [Валяшко, 1962]. О высоком содержании Mg в эвапоритовых рассолах свидетельствует состав эвапоритовых солевых минералов, выпадающих после галита (см. рис. 4.15), среди которых много кристаллогидратов карбонатов, сульфатов и хлоридов магния: карналлит, шенит, эпсомит, полигалит, кизерит, тахидрит, каинит, лангбейнит, астраханит, эйтеллит, бишофит (последний, $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, выпадает из рассола на максимальной стадии сгущения рапы). Магнезиальность эвапоритовых рассолов подтверждается широким распространением

доломита, находками магнезита в различных эвапоритовых толщах, в нижнепермских эвапоритах цехштейна [Жарков, 1974], в отложениях кунгурского яруса нижней перми Предуральяского прогиба [Страхов, Цветков, 1944]. Примеры присутствия магнезита в эвапоритовых толщах характерны и для других бассейнов, как ископаемых, так и современных – Кара-Богаз-Гол, Балхаш, горько-соленые озера Зауралья [Шляпников и др., 1990].

В подсолевых вендских отложениях Непско-Ботубинской антеклизы на юге Сибирской платформы горизонт, содержащий базальный магнезитовый цемент песчаников и массивные и строматолитовые доломит-магнезитовые прослои мощностью до 6 м в ангидрит-доломитовой толще, тянется на расстояние до 700 км [Пустыльников, Чернова, 1991]. Для перечисленных эвапоритовых формаций описано и присутствие талька [Апполонов, Иванов, 1983; Пустыльников и др., 1989]. Его появление среди неметаморфизованных отложений может быть объяснено только взаимодействием Mg-рассолов с SiO_2 при повышенной щелочности. В таких условиях кристаллохимические расчеты не противоречат низкотемпературному образованию талька [Коренбаум, 1967]. Mg-рассолы в эвапоритовых бассейнах образуют огромные объемы, вдвое превышающие объемы отложившейся каменной соли [Валяшко, Власова, 1965].

Палеогеографический анализ размещения эвапоритовых формаций в истории Земли позволил М.А. Жаркову [1991] заключить, что они представляли собой эпиконтинентальные или окраинные водоемы. Связь этих бассейнов с открытым океаном осуществлялась через мелководные зоны карбонатакопления (переходные области), через которые проходили огромные объемы маточных рассолов. Тяжелые магнезиальные рассолы или стекали по дну карбонатных платформ в океан, или задерживались во впадинах, котловинах, оказывая существенное влияние на состав карбонатных шельфовых осадков на стадиях диа- и катагенеза [Жарков, 1991]. Многие переходные области сохранялись совместно с эвапоритовыми бассейнами длительное время. К примеру, в Корейско-Юго-Восточно-Китайскую область рассолы поступали на протяжении позднего протерозоя и раннего палеозоя, в Северо-Енисейскую область Mg-рассолы внедрялись почти непрерывно с венда до раннего карбона. В триасе зоной выноса Mg-рассолов служила обширная территория эвапоритового бассейна Центральной Пангеи [Жарков, 1989], ставшая ареной выноса Mg-рассолов. Этот регион пространственно совпадает с поясом образования МКМ в породах герцинского фундамента от Пиренеев до Карпат, на что впервые было обращено внимание М.А. Жарковым [1991], хотя о влиянии магнезиальных рассолов на доломитообразование (см. раздел 2.4.5) писали многие исследователи [Валяшко, 1962; Зайцев, Басков, 1969; Попов и др., 2009 и др.]. В карбонатно-эвапоритовых толщах в раннем катагенезе, в процессе растворения сульфатов (БСР в редокс-условиях) формируется доломит (см. раздел 2.4.5) и сульфиды. Доломитизация является энергетически выгодной, в ее процессе выделяется 7,7 ккал тепловой энергии [Шварцев, 1973].

Выделяемое тепло может быть источником подогрева растворов и усиления взаимодействия растворов и пород при метасоматических реакциях.

Таким образом, в карбонатных бассейнах на границе с областями эвапоритового сульфатно-галитового накопления могли создаваться устойчивые условия для миграции рассолов, обогащенных магнием. Комплекс благоприятных физико-химических условий приводил к активному раннедиагенетическому доломитообразованию. Часть рассолов захоронялась в недрах эвапоритовых бассейнов в карбонатных толщах. Повышенная плотность рассолов приводила к их опусканию в проницаемых карбонатных горизонтах, Mg-рассолы явились основой для формирования эпигенетических магнезитовых залежей.

Сходство условий эвапоритовой седиментации в рифейских бассейнах с процессами образования палеозойских карбонатно-эвапоритовых толщ может быть не полным, что частично объясняется эволюцией карбонатакопления. Возможно, что более высокое парциальное давление CO_2 в атмосфере протерозоя способствовало более активной садке Mg-карбонатов и доломита [Фролов, 1995, Кузнецов, 2003]. Примером является строение карагайского горизонта саткинской свиты раннего рифея, где прослои с коллапс-брекчиями чередуются с прослоями мелкослоистых темно-серых доломитов, лишенных брекчиевидных текстур. **Таким образом, в карагайском горизонте наблюдается чередование обстановок мелководного карбонатакопления – эвапоритового и морского, что, вероятно, было связано как с вариациями климата, так и с изменением обстановок седиментации, степени замкнутости морского бассейна и периодов проявления седиментации с повышенной соленостью.**

4.1.4. Основные геолого-геохимические признаки месторождений исмакаевского подтипа

Метасоматическая зональность. Для всех МКМ второго подтипа установлено эпигенетическое развитие магнезита по вмещающим известняковым толщам как в отложениях раннего рифея (суранская, кзылташская свиты), так и в авзянской свите среднего рифея. На **Исмакаевском месторождении** зона доломитовой оторочки между магнезитовой залежью и вмещающими известняками составляет до 500 м, а по латерали вся метасоматическая зональность (по простиранию карбонатного пласта) представлена следующей последовательностью: магнезит – доломит+магнезит – доломит – доломитизированный известняк – известняк (см. раздел 3.1.3 и табл. 4.6). В известняках и доломитах всегда присутствуют калиевый полевой шпат, кварц, мусковит, иногда – альбит. В магнезите наблюдается исчезновение калишпата и его частичная смена мусковитом. Вероятно, калиевые

минералы при щелочном Mg-метасоматозе переходят в мусковит, и калий частично выносится за пределы магнезитовых залежей. На слабо метаморфизованных месторождениях Катав-Ивановской группы (запад БМА) вокруг магнезитовых тел развита частичная или полная доломитизация вмещающих известняков. В Семибратской, Сюрюньязской и Белорецкой группах (восточное крыло БМА), метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, также сохраняются зоны кальцитовых и доломитовых мраморов вокруг магнезитовых тел.

Таким образом, **в месторождениях второго подтипа магнезиальный метасоматоз проходил по вмещающим морским известнякам, являющихся протолитом.** Характерно наличие постепенных переходов между магнезитовыми телами и вмещающими доломитами через зону вкрапленности. В отличие от МКМ первого подтипа, тальк на контактах магнезитов и доломитов редок, а кварц может давать метасоматические скопления внутри магнезитовых залежей. Новообразования талька связаны с наложенными метаморфическими процессами [Грановская, Кочергин, 2015], вероятно, приуроченными к Тиманскому орогенезу (V_2 -С). Зоны доломитизации имеют неравномерное распределение, образуя иногда обширные поля вокруг магнезитов. В Кызылташском МКМ, напротив, зона доломитизации маломощная. Отмечается повышенное относительно первого подтипа содержание железа как в магнезитах, так и в околорудных доломитах, подтверждающее их приуроченность к одной стадии метасоматического процесса. Геохимической особенностью метасоматоза МКМ второго подтипа является слабое фракционирование РЗЭ в магнезитах и низкая величина Y/No , указывающая на значительную миграцию Mg-флюидов в породном резервуаре [Крупенин, 2005 и др.]. **Повышенное содержание изоморфного железа в магнезите является характерным признаком месторождений второго подтипа.**

В отложениях авзянской свиты среднего рифея МКМ менее изучены. К тому же месторождения Белорецкой и Семибратской групп расположены в зонах наложенного зеленосланцевого метаморфизма, затрудняющего реставрацию параметров рудных флюидов. Для Семибратского МКМ поведение Fe в магнезитах предполагает двухстадийное образование. На первой стадии произошло формирование низкожелезистого магнезита. Последующий зеленокаменный метаморфизм привел к локальному оталькованию магнезитов. Метасоматическое ожелезнение магнезита (Fe-магнезит, брейнерит) и минералов примесей (доломит и тальк) привело к исчезновению талька (см. раздел 3.1.7) [Крупенин и др., 2008].

Эвапоритовая природа флюидных включений в магнезитах. Принципиальным исследованием для установления генетической природы рудных флюидов для МКМ второго подтипа было комплексное изучение состава ФВ методами ионной хроматографии и микротермометрии.

Данные Cl-Br-Na систематики (ионной хроматографии) ФВ исмакаевских карбонатах показывают, что в координатах отношений молярных концентраций Na/Br-Cl/Br магнезиты и околорудные доломиты расположены вдоль ЛЭТ (рис. 4.16а), в то время как точки известняков – в области значений, характерных для морской воды (соответственно 564 и 655) [Крупенин и др., 2009]. Точки доломитизированных известняков в указанных координатах рассеяны в области ЛЭТ. Наблюдается также сдвиг точек магнезитов и доломитов к началу координат из-за высоких концентраций брома во включениях (крепкие эвапоритовые рассолы).

Сходный результат получен при изучении молярных концентраций Na/Br-Cl/Br магнезитов и околорудных карбонатных пород (доломиты и известняки) Семибратского МКМ (рис. 4.16б). Здесь все точки несколько сдвинуты в сторону меньших значений Na/Br, вверх относительно ЛЭТ, что может объясняться выносом Na из ФВ при метаморфической альбитизации (зеленосланцевая фация). Точка брейнерита, эпигенетичного магнезита, расположена правее репера морской воды, в области, характеризующей разбавленные рассолы (Na/Br_{mol} и Cl/Br_{mol} соответственно 661 и 1250). Это может быть связано с поздним образованием брейнерита относительно как магнезита, так и метаморфического талька, поскольку появление брейнерита коррелируется с исчезновением талька [Крупенин и др., 2008].

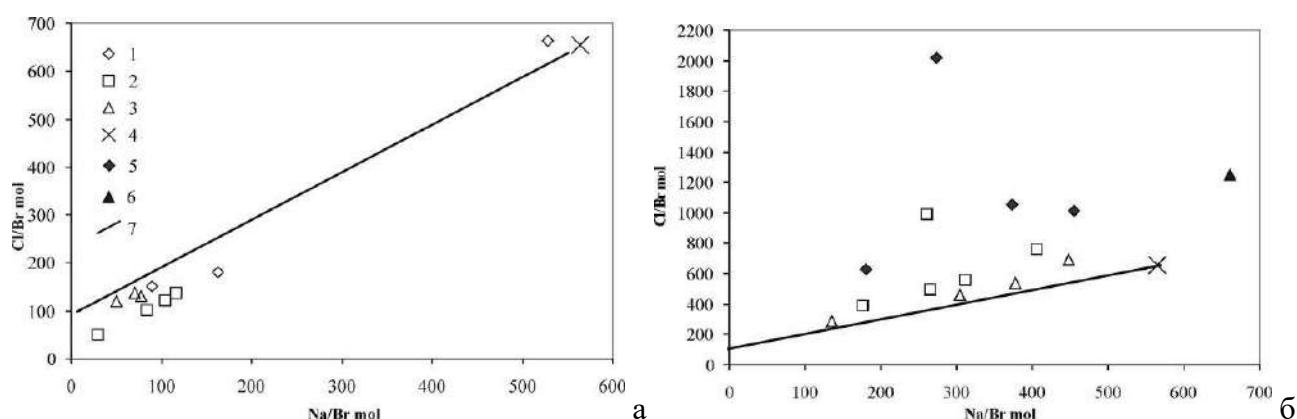


Рис. 4.16. Распределение отношений молярных концентраций Na/Br и Cl/Br во флюидных включениях из магнезитов и вмещающих карбонатных пород.

(а) – Исмакаевского месторождения; (б) – Семибратского месторождения. 1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – магнезиты; 4 – морская вода; 5 – доломитизированные известняки; 6 – брейнериты; 7 – линия эвапоритового тренда (по [Крупенин и др., 2009]).

Рассольный характер ФВ в магнезитах подтверждается также методами микротермометрии. ФВ в магнезитах имеют очень высокую солёность (20.7-25.8 мас. % NaCl экв, в среднем – 23.6). В составе их, судя по Тэвт при микрокриометрическом изучении (-50.8...-56.2° C), преобладают хлориды кальция, натрия и магния. Тгом двухфазных ФВ составляют 184-270°С (в среднем – 224° C). В сингенетичном магнезиту льдистом кварце солёность флюидных включений также высокая (24.1-24.9 мас. % NaCl экв.), и устойчивы Тгом

(216-245°C). Гигантозернистый молочно-белый, более поздний кварц имеет пониженную относительно магнезита и кварца солёность (11.5-17.1 мас. % NaCl экв.) и Тгом (169-245° С) [Крупенин, Гараева, 2015]. Данные микротермометрии подтверждают одноактность магнезиального метасоматоза в Исмакаевском МКМ месторождения по вмещающим известнякам суранской свиты.

4.1.5 Стабильные изотопы углерода, кислорода в карбонатах и серы в сульфидах

Единичные данные о величинах $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в магнезитах Саткинских и Бакальских МКМ интерпретировались ранее как доказательство их осадочного генезиса [Борщевский и др., 1981]. Проведенное автором изучение стабильных изотопов углерода и кислорода типовых месторождений Южно-Уральской провинции в отложениях нижнего рифея [Крупенин и др., 2011; Prochaska, Krupenin, 2013] позволило установить различные тренды изменений отношений изотопов в зависимости от условий карбонатакопления и механизма метасоматических преобразований. Подтверждена вероятность эвапоритовых рассольных условий при образовании магнезитовмещающих толщ. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в образцах приведены здесь относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – относительно SMOW (табл. 4.10).

В Саткинском рудном поле известняки слагают надрудный казымовский горизонт верхнесаткинской подсвиты саткинской свиты, имеют минимальную для нижнерифейских отложений степень вторичных преобразований: они слабо перекристаллизованы, содержат низкие концентрации Mn и Fe, а также имеют минимальное среди изученных известняков свиты отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7046–0.7048) [Крупенин, Кузнецов, 2009]. U-Pb-возраст известняков составляет 1550 ± 30 млн лет [Кузнецов и др., 2008]. На диаграмме в координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ они образуют компактную группу со значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -0.6 до 0‰; а величины $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от 22.0 до 24.4‰ (рис. 4.17). Полученные показатели характерны для рифейских неизмененных морских известняков [Семихатов и др., 2009].

В доломитах карагайского горизонта верхнесаткинской подсвиты величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от -0.9 до -0.2‰ и от 22.5 до 27.4‰, соответственно. В целом, колебания $\delta^{13}\text{C}$ в известняках и доломитах небольшие (около 0.7‰), в то время как $\delta^{18}\text{O}$ в доломитах выше, чем в известняках (в среднем превышение составляет 1.6‰). В магнезитах, при небольших колебаниях $\delta^{13}\text{C}$ (-0.5...-0.2‰) значения $\delta^{18}\text{O}$ резко понижены (15.5...14‰). Различие $\delta^{18}\text{O}$ между доломитами и магнезитами в Саткинском МКМ в среднем составляет 9.6‰.

Вторичные крупнокристаллические доломиты из гнезд по величине $\delta^{18}\text{O}$ (17.1-17.6‰, см. рис. 4.17) близки к магнезитах. Эти доломиты не отличаются от магнезитов и по содержанию Fe и Mn, значениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Крупенин, Кузнецов, 2009]. Гнезда выполнения имеют

остроугольную или эллипсоидную форму, зональное строение (см. рис. 2.17, 2.18), и формировались при выполнении пустот от растворения эвапоритовых минералов, вероятно, на этапе Mg-метасоматоза [Крупенин и др., 2011]. Таким образом, **в карбонатных породах Саткинских месторождений наблюдается утяжеление изотопного состава кислорода при раннедиагенетической эвапоритовой доломитизации и резкое снижение $\delta^{18}\text{O}$ при магнезиальном гидротермальном Mg-метасоматозе.**

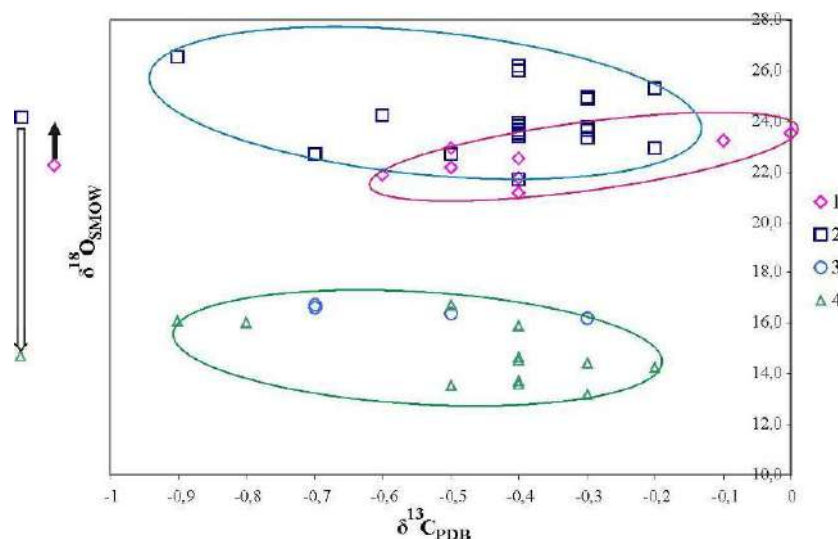


Рис. 4.17. Распределение стабильных изотопов в различных типах пород Саткинского месторождения (по [Крупенин и др., 2011]).

1 – известняк надрудный; 2 – доломит вмещающий тонкозернистый; 3 – доломит вторичный; 4 – магнезит; слева: сплошная стрелка – утяжеление изотопного состава кислорода при эвапоритовой доломитизации; контурная стрелка – понижение $\delta^{18}\text{O}$ при магнезиальном гидротермальном метасоматозе.

В Бакальских месторождениях для карбонатных пород различных генетических типов и процессов их эволюции также отмечаются закономерности в распределении стабильных изотопов. Компактное поле образуют осадочные известняки березовской пачки (величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от -0.3 до -0.0‰ и от 21.7 до 23.8‰, соответственно), испытавшие раннедиагенетическую литификацию с закрытием U-Pb изотопной системы 1430 млн лет назад (**рис. 4.18**) [Кузнецов и др., 2003]. Магнезитовмещающие эвапоритовые доломиты шуйдинской пачки образуют совместное с магнезитами поле пониженных значений по кислороду ($\delta^{18}\text{O}$ варьирует от 15.6 до 18.6‰), а величины $\delta^{13}\text{C}$ – от -2.5 до -0.8‰. Магнезиты с возрастом 1370 млн лет имеют параметры: $\delta^{13}\text{C}$ – от -1.3 до -0.9‰, $\delta^{18}\text{O}$ – от 16.5 до 18.8‰. В то же время, часть метасоматических Fe-доломитов из известняковых пачек бакальской свиты попадает в поле анкеритов и сидеритов с высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -4.4 до +2.6‰) и пониженными $\delta^{18}\text{O}$ (от 20.5 до 22.0‰). Метасоматические сидериты и околорудные доломиты, в которых величины $\delta^{13}\text{C}$ изменяются от -3.8 до -2.2‰, $\delta^{18}\text{O}$ – от 20.5 до 22.0‰, образованы 970 млн лет назад. Таким образом, для магнезитовмещающих доломитов Бакала характерно деплетирование по

$\delta^{18}\text{O}$, которое они испытали совместно с магнезитами в процессе кристаллизации последних. В результате метка изотопно-тяжелого эвапоритового кислорода была «утеряна». Кроме того, на шуйдинские доломиты повлиял и процесс сидеритообразования: **изотопно легкий углерод, как в сидерите, связан, вероятно, с участием катагенной углекислоты на относительно позднем этапе Fe-метасоматоза при образовании сидеритов.**

Сходство изотопного состава углерода в магнезитах и вмещающих породах также подтверждает формирование магнезитов путем замещения доломитов. Слабые вариации ^{13}C в магнезитах относительно вмещающих осадочных карбонатов ($\delta^{13}\text{C} \pm 0.7\text{‰}$ в МКМ Сатки и $\pm 0.4\text{‰}$ – Бакала) указывают на то, что в процессе метасоматоза не было активной генерации аутигенной углекислоты, что согласуется с рассольной (эвапоритовой) природой метасоматического флюида и ранним относительно сидеритов возрастом магнезитов.

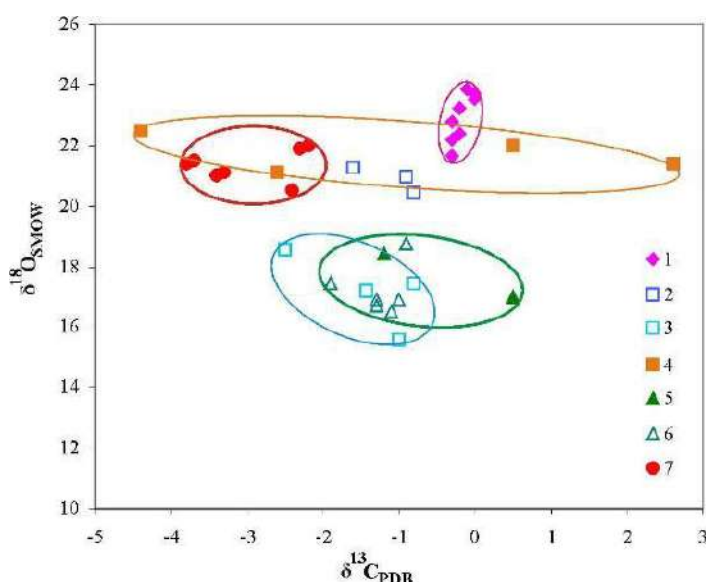


Рис. 4.18. Распределение стабильных изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатных породах бакальской свиты.

1 - известняк, березовская пачка; 2, 3 – доломит, шуйдинская пачка: 2 – Петлинский карьер; 3 – Иркутский карьер; 4 – доломит, разные пачки; 5 – магнезит, Иркутский карьер; 6 – магнезит, Петлинский карьера; 7 – сидерит, разные пачки.

В саткинском подтипе МКМ вмещающие доломиты сформировались задолго до магнезитов при диагенезе [Кузнецов и др., 2008]. Возникшее при этом некоторое увеличение $\delta^{18}\text{O}$ доломитов относительно известняков саткинской свиты связано с равновесным фракционированием в процессе диагенетической доломитизации на начальной стадии эвапоритизации. Известно, что эвапоровые рассолы обогащаются изотопом ^{18}O [Lloyd, 1966]. В магнезитах пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$ могут быть связаны либо с более высокими температурами флюида, из которого они кристаллизовались, либо с поступлением флюида, обедненного ^{18}O . Таким образом, **в первом подтипе наблюдается двухстадийное изменение**

изотопного состава кислорода, соответствующее двум стадиям метасоматических преобразований (диагенетическая доломитизация и магниальный метасоматоз).

Стабильные изотопы в магнезитах и морских известняках рифея (второй подтип МКМ)

В Ирмакаевском месторождении изотопные отношения во вмещающих известняках варьируют: $\delta^{13}\text{C}$ – от -0.7 до $+0.1\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ – от 15.1 до 18.9‰ (рис. 4.19; см. табл. 4.10). Таким образом, величина $\delta^{18}\text{O}$ в известняках суранской свиты, являющейся стратиграфическим аналогом саткинской свиты в центральной части БМА, заметно ниже, чем в известняках саткинской свиты (см. рис. 4.17). Известняки района Ирмакаево представлены косоволнистослоистыми тонкокристаллическими разностями [Козлов и др., 1989]. Мраморизованные известняки в суранской свите из урочища Карталинская Запань (30 км к северу от окрестностей Ирмакаевского месторождения) на диаграмме в координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ образуют поле, перекрывающееся как с известняками, так и доломитами района Ирмакаевского МКМ (см. рис.4.19). Предполагается, что известняки суранской свиты приобрели пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$ при региональном прогреве нижнерифейского породного бассейна в результате среднерифейского Машакского рифтогенеза.

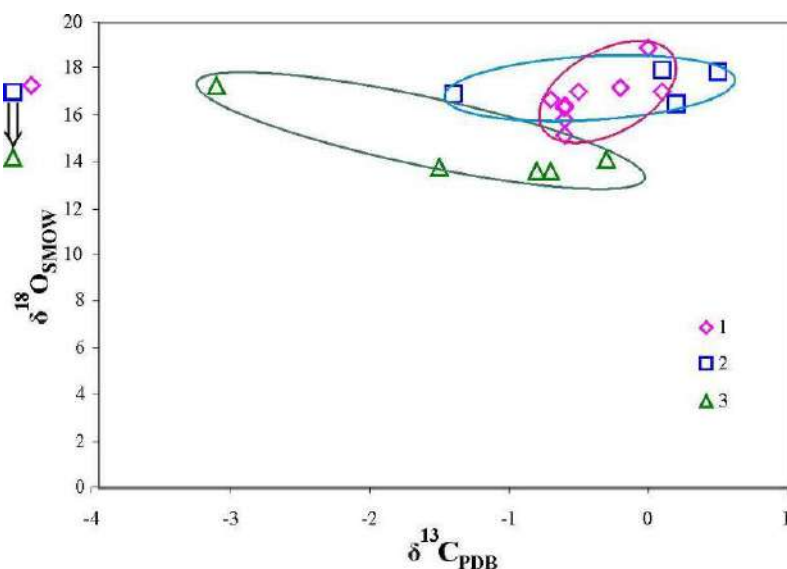


Рис. 4.19. Распределение стабильных изотопов ^{13}C и ^{18}O в магнезитах месторождения Ирмакаево и во вмещающих карбонатных породах суранской свиты.

1 – известняки (д. Ирмакаево, известняки перекристаллизованные (урочище Карталинская Запань); 2 — доломиты (д. Ирмакаево, урочище Нижний Суран; 3 – магнезиты; контурная стрелка – понижение $\delta^{18}\text{O}$ при магниальном гидротермальном метасоматозе.

Метасоматические доломиты имеют слабо варьирующие величины $\delta^{13}\text{C}$ ($-1.4\ldots+0.5\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ ($16.5\ldots18.0\text{‰}$), вариации их в магнезитах узкие ($\delta^{13}\text{C}$ – $-1.5\ldots-0.3\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ – $13.6\ldots17.3\text{‰}$),

что можно связывать с равновесными условиями при метасоматической перекристаллизации. По изотопному составу кислорода доломиты тяжелее магнезитов в среднем на 3.7‰ [Крупенин и др., 2011]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в доломитах Исмакаево показывают, что они имели не эвапоритовую природу, как в Сатке, а явились гидротермальными метасоматитами, образованными по известнякам суранской свиты, вероятно, после термального фракционирования последних. Следовательно, магнезиальный метасоматоз с образованием магнезитов Исмакаево прошел позже Машакского (1400 млн лет) рифтогенеза. Незначительное изменение изотопного состава углерода в магнезитах относительно вмещающих осадочных карбонатов в Сатке ($\delta^{13}\text{C} \pm 0.7\text{‰}$) по сравнению с Исмакаево ($\pm 2\text{‰}$) указывает, что в последних растет роль аутигенной углекислоты при метасоматозе. Это может быть связано с более длительным взаимодействием Mg-рассолов с углеродсодержащими осадочными толщами. Поскольку оба рудных поля относятся к разновозрастным отложениям, можно предположить более молодой возраст Исмакаевского МКМ. Другие МКМ II подтипа, приуроченные к известнякам кызылташской свиты нижнего рифея и авзянской свиты среднего рифея, имеют сходный тип распределения стабильных изотопов.

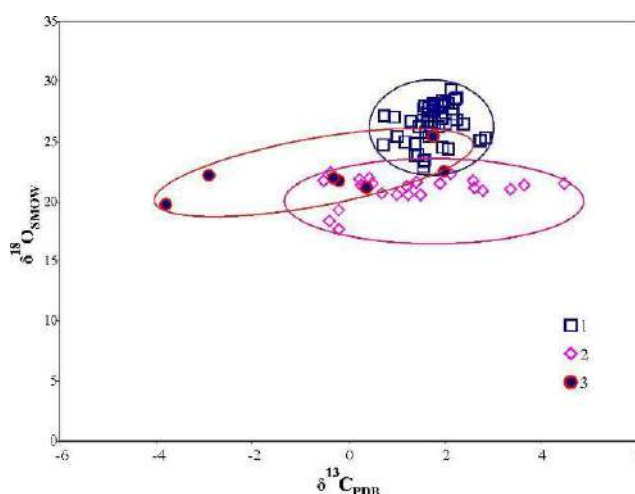


Рис. 4.20. Стабильные изотопы углерода и кислорода в карбонатных породах авзянской свиты в районе п. В. Авзян по данным [Bartley et al., 2007].

1 – эвапоритовые доломиты (RF_{2av5}); 2 – морские известняки (RF_{2av1}); 3 – гидротермально-метасоматические анкериты (FeO>3.9%).

Особенностью карбонатных пород авзянской свиты является наличие верхней доломитовой реветской подсвиты, имеющей эвапоритовый генезис, определяющий повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ в них относительно известняковых отложений катаскинской подсвиты, поля которых практически не перекрываются (**рис. 4.20**). Показательно, что залежи эпигенетических анкеритов, секущие известняки, имеют значения $\delta^{18}\text{O}$, лежащие между известняками и эвапоритовыми доломитами, а их $\delta^{13}\text{C}$ смещены в область негативных

значений, маркируя участие аутигенной углекислоты в относительно позднем катагенетическом Mg-Fe метасоматозе. Вероятно, присутствие захороненных рассолов вызвало появление изотопно-тяжелого кислорода в анкеритах авзянской свиты (см. рис. 4.20).

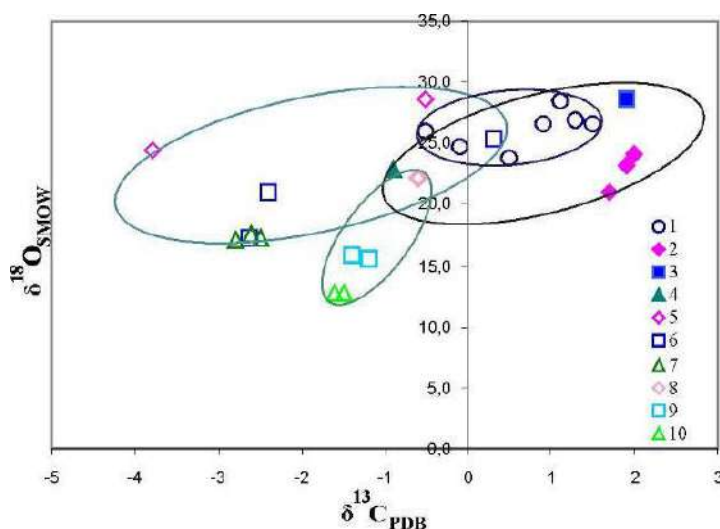


Рис. 4.21. Стабильные изотопы углерода и кислорода в карбонатных породах и магнезитах МКМ II подтипа авзянской (1-7) и кызылташской (8-10) свит по данным автора.

1 – известняки доломитизированные и магнезитизированные Катав-Ивановское МКМ; 2 – известняки, Тузан; 3, 4 – проявление Fe-магнезита Сарышка: 3 – эвапоритовый доломит с гипсом; 4 – брейнерит; 5-7 – Семибратское МКМ: 5 – известняк доломитизированный; 6 – доломит; 7 – магнезит; 8-10 – Кызылташское МКМ: 8 – известковый мрамор; 9 – доломит; 10 – магнезит

Другой причиной «утяжеления» мог быть эвапоритовый характер седиментации не только в конце накопления отложений авзянской свиты, но и в катакинское время. В то же время, рост $\delta^{18}\text{O}$ может определяться активной катагенетической миграцией рассольных флюидов из реветских эвапоритовых доломитов вниз по разрезу. Для сравнения: эвапоритовые доломиты в карагайской пачке саткинской свиты значения $\delta^{18}\text{O}$ 22-26‰, а в реветской – 23-29‰, гипс-содержащий доломит в проявлении Fe-магнезита Сарышка до 28.6‰ (рис. 4.21), в Катав-Ивановском – 23-28‰, близкие значения (28‰) есть и в Семибратском МКМ (см. табл. 4.10). В то же время, в магнезитах всех указанных МКМ закономерно снижаются величины $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 4.21): в проявлении Сарышка до 22.8‰, в Семибратском МКМ – до 17‰, в Кызылташском МКМ – до 13‰. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в магнезитах МКМ II подтипа, как правило, ниже, чем во вмещающих известняках и зонах метасоматических доломитов. Это свидетельствует об участии в метасоматозе аутигенной CO_2 , генерированной при катагенетическом взаимодействии Mg-рассолов с органикой вмещающих отложений. Этот эффект в МКМ II подтипа заметно проявлен в сравнении с МКМ I подтипа, где не наблюдается сдвига влево значений $\delta^{13}\text{C}$.

Таким образом, в МКМ I подтипа происходит двухстадийное изменение изотопного состава кислорода, соответствующее двум стадиям метасоматических преобразований

(диагенетическая доломитизация и гидротермальный Mg метасоматоз). Для МКМ II подтипа, где имел место одноактный процесс Mg-метасоматоза по известнякам с формированием околорудных доломитов и магнезитов, наблюдается один тренд деплетирования ^{13}C и ^{18}O в ряду известняк $\rightarrow$ доломит $\rightarrow$ магнезит.

Изотопный состав серы в сульфидах из магнезитов и вмещающих пород бурзяния

В Саткинском рудном поле сульфиды (вкрапленность пирита, реже халькопирита) встречаются в магнезитах, во вмещающих доломитах (тонкозернистые конкреции в прослойках глинистого доломита), в основании гнездовых секреционных доломитовых заполнений пустот в коллапс-брекчиях, а также в дайках долеритов (вкрапленность и прожилки из тонких кубических кристаллов), прорывающих осадочные породы (рис. 4.22). В магнезитах гнёзда и прожилки пирита сложены пентагондодекаэдрами, иногда в комбинации с кубом размером от долей до 3-4 мм (см. раздел 2.3.1, рис. 2.17). Во всех типах пород выделения сульфидов носят сингенетичный характер, только в секреционных гнёздах вторичного доломита пирит перекристаллизован. В этом случае он расположен в нижней части гнёзд относительно первичной слоистости, формируя кокардовые агрегаты толщиной до нескольких сантиметров, сложенные кристаллами от 0.1 до 5 мм. Положение пиритовых выделений только в нижней части гнезд доломита является минералогическим отвесом (образование пирита в основании гнезд до складчатых деформаций). Стратиграфически ниже магнезитовых залежей в доломитах нижнесаткинской подсветы отмечается согласный со слоистостью горизонт с гнездовой баритовой минерализацией, мощностью от 4 до 10 м, прослеженный по простираанию до 8 км.

Для изотопно-геохимических исследований пробы сульфидов отбирались на значительной площади Саткинского рудного поля (Карагайский, Паленихинский, Берёзовский карьеры). Всего изучено 22 монофракции сульфидов, в том числе 8 – из магнезита, 3 – из конкреционных линз в мергелях, 7 – из кокардовых наростов в гнёздах вторичного доломита и 4 – из долеритов (табл. 4.11), а также 3 образца барита [Крупенин, Мичурин, 2018]. Эти же пробы анализировались методом ICP-MS (Elan-9000, Perkin Elmer, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Изотопный состав серы пирита из разных пород резко различается (см. рис. 4.22). В магнезитах гнёзда и прожилки пирита обогащены тяжелым ^{34}S изотопом (5,4-6,9 ‰). Конкреционные скопления тонкозернистого пирита в доломитах, напротив, несут легкий ^{32}S изотоп ($\delta^{34}\text{S}$ от -9,1 до -5,8 ‰). Это согласуется с ранее полученными данными по пириту из доломитов саткинской свиты ($\delta^{34}\text{S}$ от -12,8 до -3,8 ‰, n=16) [Гаррис, Резяпова, 1988; Широбокова, 1992; Анфимов, 1997;]. Еще больше сдвинут в область отрицательных значений изотопный состав S слоисто-друзового пирита из гнёзд вторичного доломита коллапс-брекчий. Причем нижняя часть «кокардовых» выделений пирита в большей степени обогащена ^{32}S

изотопом (до $-16,6\text{ ‰}$), а верхней части $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от $-11,0$ до $-9,1\text{ ‰}$, образуя гомодромный тренд (см. раздел 2.3.1, рис. 2.17). Пирит из долеритов имеет близкие к метеоритной сере значения $\delta^{34}\text{S}$ ($-1,1$ и $1,7\text{ ‰}$), а в перекристаллизованном пирите из карбонатных прожилков в доломитизированных долеритах изотопный состав серы сдвинут в сторону положительных значений до $2,5$ – $3,1\text{ ‰}$. В барите из доломитов нижнесаткинской подсвиты значения $\delta^{34}\text{S} = 32,3$ – $41,4\text{ ‰}$ (см. рис. 4.22).

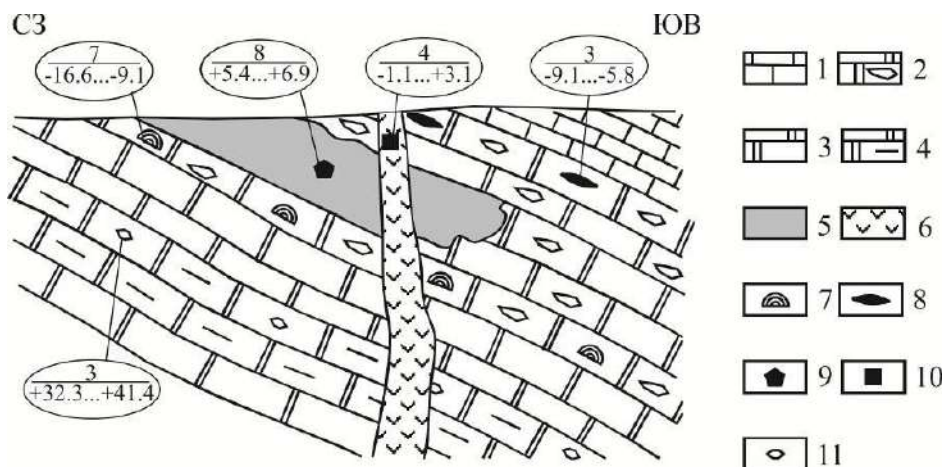


Рис. 4.22. Кластеры $\delta^{34}\text{S}$ в пиритах и барите на схематическом разрезе Саткинского рудного поля.

1-4 карбонатные породы саткинской свиты: 1 – известняки надрудной пачки RF_1St_5^3 ; 2 – доломитовые коллапс-брекчии вмещающей толщи RF_1St_5^2 ; 3 – чёрные доломиты подстилающей пачки RF_1St_5^1 ; 4 – глинистые доломиты нижнесаткинской подсвиты с горизонтом вкрапленных баритов RF_1St_4 ; 5 – магнетитовые залежи; 6 – долеритовые дайки; 7-10 – выделения пирита: 7 – кокардовые в основании гнёзд вторичного доломита; 8 – линзовидные конкреционные в доломитовых мергелях; 9 – пентагондодекаэдры в магнетите; 10 – кубики в долерите; 11 – кристаллы барита. В овалах: количество проб/интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ в ‰ [Крупенин, Мичурин, 2018].

Пириты из долеритов по сравнению с пиритами из доломитовых брекчий и магнетитов, имеют повышенные концентрации Co, Ni, V, Ti, Sc, типичные для магматических пород, а также некоторых халькофильных элементов (Cu, Zn, Te, Se, As) и ЛРЗЭ. Концентрации микроэлементов в пиритах из магнетитов среди всех генераций – самые низкие и однородные.

Обогащение «легкой» серой относительно метеоритного стандарта пирита в саткинских доломитах указывает на то, что его формирование в протодоломитовых осадках связано с бактериальной сульфат-редукцией в морской воде [Гриненко, Гриненко, 1974]. Известно, что средний изотопный состав серы пирита в карбонатных породах фанерозоя Русской платформы, формировавшихся в аридном климате в различных фациальных обстановках, составляет: $-7,3\text{ ‰}$ для континентальных осадков, $-11,5\text{ ‰}$ для осадков засоленных лагун, $-13,8\text{ ‰}$ для прибрежно-морских и $-16,3\text{ ‰}$ для пелагических [Гриненко и др., 1973]. Средние значения $\delta^{34}\text{S}$ в пирите из доломитов (около -10 ‰) показывают, что карбонатные осадки в саткинское время формировались в засоленных лагунах. Это соответствует выводу об эвапоритовой природе

саткинского бассейна, подтвержденному присутствием в разрезе коллапс-брекчий и изотопно тяжелым кислородом [Крупенин и др., 2011].

Значения $\delta^{34}\text{S}$ в пирите из долеритов незначительно отклоняются от величины метеоритного стандарта, свидетельствуя о мантийном источнике серы. На это же указывает повышение в нем концентраций сидеро- и халькофильных элементов.

В пирите из магнезитов установлены довольно устойчивые позитивные значения (от 5,4 до 6,9 ‰, см. рис. 4.22), что хорошо согласуется с эпигенетической природой пиритовой минерализации [Виноградов, 2003]. Источником серы выступали сульфаты эвапоритов, имеющие изотопно тяжелую серу, как и в барите из нижнесаткинской подсвиты. Сингенетический характер пирита в прожилках и интерстициях между магнезитовыми кристаллами и в гнездах УХВ (см. рис. 2.17в) предполагает образование его одновременно с ростом кристаллов магнезита из эпигенетических рассолов. Высокая однородность изотопного состава серы пиритов в таком случае является следствием термохимического восстановления сульфатов, поскольку при терморедукции создаются условия для усреднения изотопного состава новообразованного сероводорода [Desrocher et al., 2004]. Образование магнезитов, как показывает изучение ФВ [Крупенин и др., 2013], происходило при температурах 200-250°C.

Таким образом, изотопно-геохимические характеристики разных генераций пирита Саткинского МКМ служат индикаторами условий образования тех вмещающих пород, в которых пириты встречаются. Комплекс литологических данных, рассольный состав и величины Cl/Br и Na/Br-отношений во флюидных включениях из магнезитов и доломитов Саткинских и Бакальских месторождений, а также распределение стабильных изотопов кислорода и серы, иллюстрируют существование эвапоритовых обстановок в раннерифейской последовательности региона. Это подтверждает рассольную гидротермально-метасоматическую модель формирования магнезитовых залежей, согласно которой рудоносные флюиды были генетически связаны с рассолами первично эвапоритовой природы.

4.1.6. Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb систематика карбонатных пород МКМ (источник вещества и возраст)

Анализ изотопного состава Sr в карбонатных породах является одним из важных инструментов для реконструкции геохимических параметров среды седиментации и особенностей эпигенетических преобразований. Несмотря на длительный интерес к «проблеме магнезитов», есть не так много работ, посвященных Rb-Sr и, тем более, Sm-Nd систематикам магнезитов и вмещающих их карбонатных пород. Все они касаются МКМ "Вайч-типа" (Veitsh-

type) из отложений палеозоя Альпийского складчатого пояса [Frimmel, 1988; Frimmel, Niedermayr, 1991; Henjes-Kunst et al., 2014; Azim Zadeh et al., 2015; Radvanec et al., 2010 и др.].

Изучение Rb-Sr и Sm-Nd систематики магнезитов, доломитов и известняков проводилось в ИГГД РАН (методика приведена в разделе «Введение»).

Rb-Sr систематика карбонатных пород МКМ Саткинского подтипа

В Саткинских месторождениях данные по Rb-Sr изотопной систематике карбонатных пород являются одним из доказательств того, что вмещающие доломиты образованы до магнезитов в результате раннедиагенетической доломитизации в бассейне с признаками эвапоритизации [Кузнецов и др, 2007, 2008; Крупенин, Кузнецов, 2009] (табл. 4.12). Исследованы главные литотипы карбонатов верхнесаткинской подсвиты: известняки, доломиты, магнезиты и околорудные доломиты. Известняки отобраны в казымовской пачке (RF_{1st5}³), вскрытой на горе Казымовская в 4 км южнее г. Сатка (мощность пачки до 30 м). Магнезиты отобраны из двух рудных залежей мощностью 30-50 м (шахта "Магнезитовая"). Три образца околорудных доломитов взяты там же на расстоянии 1-2 м от магнезитовых тел и в забое карьера "Карагайский" в 20 м ниже магнезитового тела. Остальные образцы доломитов представляют периферийные зоны рудного поля, удаленные от магнезитовых тел по мощности на 100-500 м и характеризуют три уровня карагайской пачки (RF_{1st5}²): средний (обнажение на въезде в г. Сатка), верхний (обнажение на автотрассе у моста через р. Мал. Сатка) и терминальный (10-20 м ниже контакта с вышележащими казымовскими известняками).

Известняки состоят из тонкокристаллического кальцита (Mg<0.3%) с незначительной примесью кварца, иллита и хлорита (0.8-3.5%), содержат мало Mn (10-30 г/т) и Fe (250-1120 г/т) и имеют низкую величину отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - 0.70460-0.70520 (рис. 4.23). Высокие содержания Sr (1140-2750 г/т) в известняках позволяют предполагать, что исходный карбонатный осадок включал арагонит. Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ положительно коррелируется с отношениями Mn/Sr (коэффициент корреляции $r=0.87$) и Fe/Sr ($r=0.86$). Это указывает на частичное изменение Rb-Sr системы известкового осадка при участии метеорных вод в ходе диагенетического превращения арагонита в кальцит. Шесть образцов известняков, содержащих более 1500 г/т Sr, удовлетворяют геохимическим критериям сохранности Rb-Sr систем (Mn/Sr <0.2 и Fe/Sr <5) и представляют наименее измененный карбонатный материал, сохранивший отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ среды седиментации саткинского времени. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих образцах (0.70460-0.70472 для возраста 1550 млн лет) попадает в интервал значений для раннерифейских морских карбонатов: бакальской свиты Южного Урала, кютингдинской и котуйканской свит Восточной Сибири, а также надсерии Белт Северной Америки - 0.70456-0.70514 [Горохов и др., 1995].

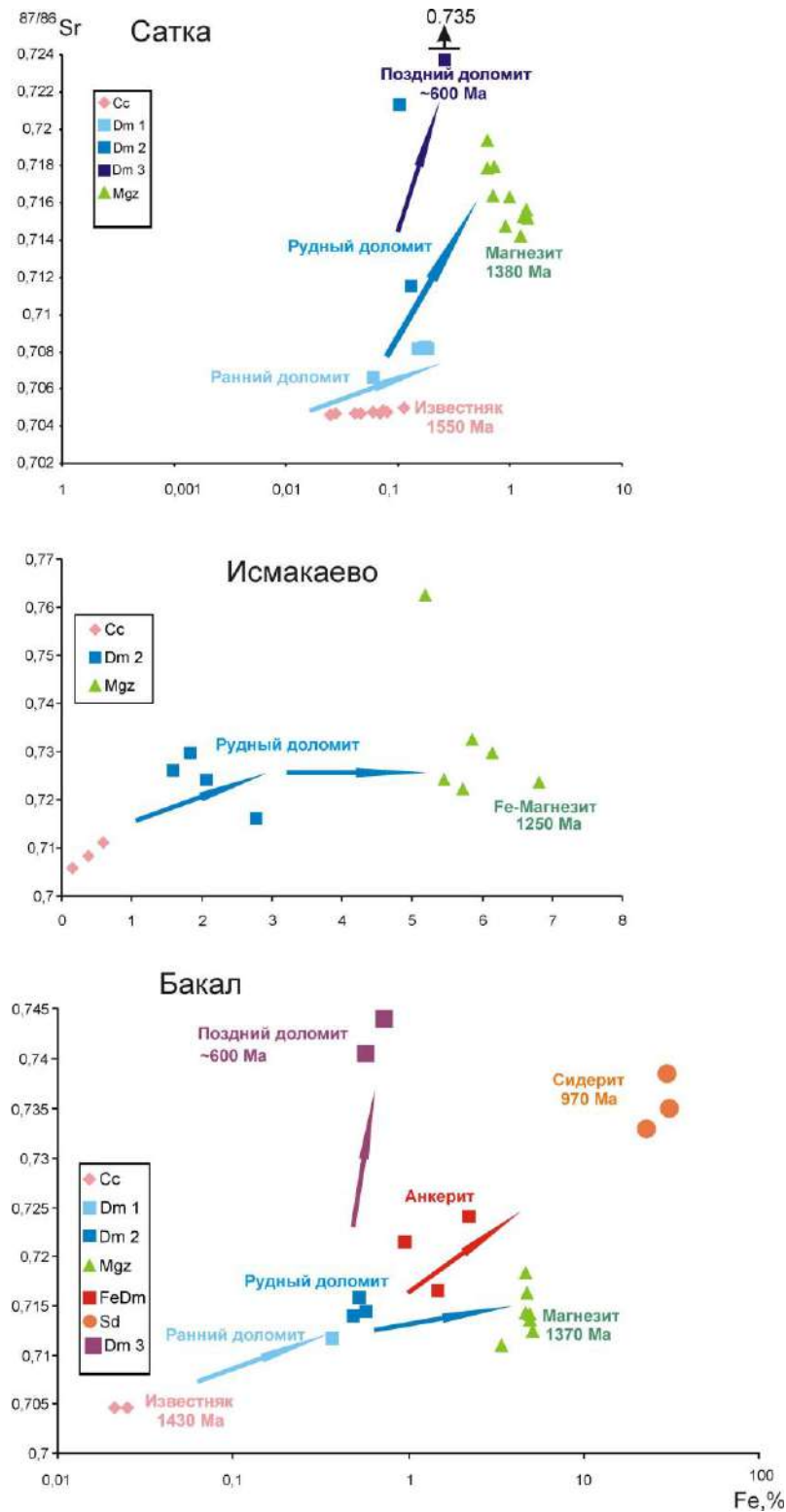


Рис. 4. 23. Зависимость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от Fe, мас. % в карбонатных породах и магнезитах МКМ I (Саткинских, Бакальских) и II (Исмакаевского) подтипов.

Сс – известняк; Dm – доломит; Dm-2 – вторичный крупнокристаллический доломит; Dm-3 – редоломитизация; FeDm – железистый доломит (анкерит); MgZ – магнезит; стрелками показано направление и стадии метасоматического минералообразования: голубая – стадия раннедиагенетического доломита, синяя – единая стадия метасоматического доломита и магнезита, красная – стадия железистого доломита и сидерита, бордовая (Бакал) и темно-синяя (Сатка) – поздняя доломитовая (по [Крупенин, Кузнецов, 2009]). Ма – млн лет.

Образцы *доломитов*, отобранных вдали от рудного поля, имеют вариации отношения Mg/Ca (0.59-0.64) и невысокие содержания Sr (24.6-62.8 г/т. Примесь кварца, иллита и хлорита в доломитах обычно невысока (0.7-5.3%). Содержания Mn (45-160 г/т) и Fe (550-5750 г/т) и измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70743-0.73079) в доломитах выше, чем в известняках (см. рис. 4.23). Названные параметры прямо коррелируют с содержанием терригенной примеси, что указывает на частичный обмен микроэлементами и радиогенным ^{87}Sr между силикокластической и карбонатной составляющими доломитов, вероятно, в условиях полузамкнутой системы. Околорудные доломиты не отличаются от доломитов периферийных зон по величине Mg/Ca (0.59-0.63) и средним содержаниям Sr (45 г/т), Mn (150 г/т) и Fe (1680 г/т), но измеренное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них ниже (0.70659-0.70825). В околорудных доломитах с малой долей терригенной примеси (1.0-3.8%) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ меняется слабо (0.70816-0.70822).

Состав *магнезитов* близок к стехиометрическому, содержание Mg в них достигает 27.4-28.7%, а Ca не превышает 0.3-0.8%. Примесь кварца и Mg-хлорита незначительна (0.5-1.9%). По сравнению с вмещающими доломитами магнезиты содержат много Mn (220-330 г/т) и Fe (620-14500 г/т), но очень мало Sr (1.0-4.8 г/т). Положительная корреляция между содержаниями Sr и Ca ($r = 0.68$) в магнезитах отражает изоморфное замещение иона кальция стронцием. Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отрицательно коррелируется с содержанием Fe ($r = -0.76$) и не зависит от доли терригенной примеси. Магнезитам свойственны высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис. 4.23), которые, однако, уменьшаются по мере перехода от центральных зон к краевым: от 0.71793 до 0.71425 в первом теле и от 0.71935 до 0.71525 – во втором.

Высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнезитах и его постепенное увеличение в околорудных доломитах свидетельствуют о том, что Mg-содержащие растворы были обогащены радиогенным ^{87}Sr за пределами вмещающих карбонатных отложений. Вероятно, эти растворы ассимилировали Mn, Fe и радиогенный ^{87}Sr в процессе миграции сквозь силикокластические породы.

В Бакальском рудном поле изотопия Sr в карбонатных породах была изучена по образцам из карьеров Центральный Иркускан, Новобакальский и Петлинский [Крупенин, Кузнецов, 2009]. Доломиты и магнезиты обогащены железом, поскольку расположены вблизи зон наложенной сидеритизации. В Петлинском карьере опробованы магнезиты из 20 м залежи, прорванной крупной дайкой пикрит-долеритов с образованием контактовой зоны брусита (см. раздел 3.1.2). В Новобакальском карьере доломиты и магнезиты опробованы в ЮЗ борту, к западу от зоны бруситизации с этой же дайкой. Известняки отобраны из керна в 3 км к востоку от рудного поля на г. Берёзовая в березовской пачке бакальской свиты [Кузнецов и др., 2005].

Известняк из березовской пачки (мощность до 250 м) имеет тонкокристаллическую структуру, отличается чистотой от терригенной примеси (0,2-0,7%), характеризуется низким

отношением Mg/Ca (0.003-0,065), пониженными содержаниями Mn (16-46 г/т) и Fe (210-390 г/т), наряду с высоким содержанием Sr (765-1090 г/т). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70456-0.70481) низкое (см. табл. 4.12, рис. 4.23) и соответствует изотопному составу Sr в океане начала среднего рифея, согласно данным для карбонатных пород этого возраста [Кузнецов и др., 2003; 2008].

Доломит имеет мелкокристаллическое сложение, небольшую примесь терригенного материала (0,2-3%), представленного кварцем, гидрослюдой, хлоритом, около долеритов отмечается серпентин. В доломитах шуйдинского горизонта на месторождении Центральный Иркутск отношение Mg/Ca несколько ниже стехиометрического (0,55), содержания Fe и Mn повышены (7080-9500 и 360-570 г/т соответственно), а Sr (23-75 г/т). Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71522-0.72145) несколько повышено (см. рис. 4.23), вероятно, из-за влияния наложенной сидеритизации. На Петлинском месторождении в доломитах около магнезитовой залежи, прорванной диабазами, нерастворимый остаток незначительный (0.62-1.21%), отношение Mg/Ca (0.51-0.53) ниже стехиометрического, содержания Fe и Mn немного повышены (3559-5557 и 35-100 г/т соответственно), а Sr (47-127 г/т) находятся на оптимальном уровне. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71174-0.71591) варьирует незначительно.

Магнезит на месторождении Центральный Иркутск представлен чистой от терригенной примеси (0.22%) железистой крупнокристаллической разновидностью с повышенными концентрациями Fe и Mn (37955 и 385 г/т, проба 386к), невысоким Sr (16.5 г/т) и повышенным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.72078). В Новобакальском карьере магнезит имеет терригенной примеси до 2%, много Fe (21341 г/т) и Mn (233 г/т), но мало Rb (0,31-0,49 г/т) и Sr (27,8 г/т). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.71315-0.7157. В Петлинском карьере магнезиты чистые от терригенной примеси (0.47-0.8%), содержат мало Rb (0.02-0.04 г/т) и Sr (1.8-5.7 г/т), много Fe (21793-49280 г/т) и Mn (639-943 г/т) и имеют отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71099-0.7183) (см. табл. 4.12; рис. 4.23).

Таким образом, для карбонатных пород бакальской свиты отмечается та же тенденция, что и для саткинской: рост величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ряду известняк – доломит – магнезит. В этом же направлении увеличивается содержание Mn и Fe и уменьшается Sr. Известняки, отобранные на удалении от рудных залежей, наименее изменены и сохранили отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ морской воды раннего рифея. В детально изученном разрезе Петлинского месторождения средние значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах и магнезитах одинаковы, соответственно 0.7140 и 0.7143. Средние значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах шуйдинского горизонта (0.7157) незначительно выше, чем в магнезитах (0.7146). Повышенная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в шуйдинских доломитах, возможно, связана с примесью терригенного компонента и влиянием наложенных сидеритообразующих флюидов, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в которых достигало 0.740 [Кузнецов и др., 2005].

В Исмакаевском месторождении известняки за пределами метасоматического ореола в расчистках у тракта Авзян-Тукан представлены тонкослоистой и косослоистой (калькаренин) разностями с микритовой структурой, иногда обогащены примесью кварца, альбита и калишпата, (содержание нерастворимого минерального остатка от 4.9 до 16%). Степень доломитизации слабая, Mg/Ca (0.075-0.029), концентрации Mn и Fe понижены (соответственно 160-350 г/т, 1418-5198 г/т), а Sr – повышены (182-700 г/т). В наименее доломитизированном известняке (проба i-2-13) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70587$ (см. табл. 4.12; рис. 4.23) указывает на незначительную переработку пород эпигенетическими флюидами.

Доломиты как из контактов с магнезитовыми залежами, так и из зоны контакта с известняками имеют мелкозернистую структуру и сходные химические свойства. Они несут повышенное количество терригенной примеси (5.35-12.83%): кварц с примесью полевых шпатов и слюды. Отношение Mg/Ca в доломитах (0.46-0.56) ниже стехиометрического, концентрации Fe и Mn повышены (соответственно 15900-27700 г/т и 600-1320 г/т), Sr (26-46 г/т) понижены, а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ высокое – 0.71622-0.72983 (см. см. табл. 4.12; рис. 4.23).

Магнезиты (размер зерен 1-5 мм) имеют полосчатую текстуру, характерно присутствие гнезд кварца с примесью доломита и магнезиального хлорита, количество нерастворимого минерального остатка достигает 2-10%. Концентрации Fe в них составляют 51900-68100 г/т, Mn – 1860-1970 г/т, величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.72224-0.72962) высокие, а концентрации Sr (1.1-2.9 г/т) - очень низкие (см. рис. 4.23). В пробе i-1-5 отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигает 0,76250 (см. табл. 4.12), в ней также увеличены в 5 раз концентраций глинозема (1.46%) и K₂O (0.56%), рентгеновским анализом обнаружен мусковит [Крупенин и др., 2008a].

Таким образом, для Исмакаевского месторождения в ряду известняк-доломит-магнезит также отмечаются снижение концентраций Sr и увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Среднее значение последнего в породах метасоматического ряда растет от 0.7085 в известняках, 0.7241 – в доломитах, до 0.7324 в магнезитах, как и концентрации Fe (3300 – 18100 – 53500 г/т) и Mn (15 – 735 – 1730 г/т), наблюдается обеднение Sr (440 – 40 – 1.7 г/т).

На Кызылташском месторождении для исследования было отобрано по две пробы магнезита из центральных частей залежей, доломита из контактовых с магнезитами зон и мрамора из участков, удаленных от магнезитов на расстоянии до 100 м.

Мраморы сложены кальцитом (Mg/Ca 0.035) и имеют гранобластовую структуру с размером зерен около 1 мм, содержание терригенной примеси изменяется от 4 до 8%. Содержания Rb (0,4-0.5 г/т) и Sr (279-316 г/т) невысокие, но концентрации Fe повышены (в среднем 10450 г/т). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мраморах варьирует в пределах 0.7082-0.7099 (см. табл. 4.12), что заметно выше значений для морской воды раннего рифея [Кузнецов и др., 2008].

Доломиты имеют мелко-среднезернистую структуру, в них сохраняются осадочные линзовидно-слоистые текстуры. Содержание терригенной примеси невысокое, как и Rb (0.28-0.36 г/т) и Sr (37-68 г/т). Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ повышенное – 0.7179-0.7191.

Магнезиты имеют крупнокристаллическую структуру (до 30 мм) и полосчатую текстуру. Содержание нерастворимого остатка составляет около 2%, а Rb 0.35-0.38 г/т. Характерны низкие концентрации Sr в образцах (1.8-1.9 г/т) и высокие содержания Fe (15900-17200 г/т) и Mn (340-400 г/т). Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ высокое – 0.7237-0.7256.

Распределение основных изученных компонентов (Mn, Fe, Sr и величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в карбонатных породах Кызылташского месторождения имеет те же тенденции, что и на других МКМ провинции и отражает степень проработки пород метасоматическими флюидами в ряду известняк – доломит – магнезит.

Величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнезитах не противоречит термально-рассольной гидротермально-метасоматической модели генезиса магнезитовых залежей Южно-Уральской провинции [Крупенин, Прохаска, 2005 и др.]. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных рассолах Сибирской платформы составляет 0.713-0.718 [Пиннекер, Шварцев, 1996], что согласуется с величиной этого отношения в магнезитах Саткинских месторождений. Величины Br/Cl и Na/Cl -молярных отношений, рассчитанные для рассолов пермского возраста Восточной Сибири и величины этих отношений из ФВ магнезитах Сатки и Бакала лежат примерно на ЛЭТ, что позволяет сравнивать изотопные параметры Sr в этих объектах.

В целом, Rb-Sr характеристики известняков нижнерифейского разреза позволяют по содержаниям Sr выделить две группы: с умеренными (180-700 г/т) и высокими (810-2750 г/т). концентрациями. К I группе относятся типичные рифейские известняки, например, в каратавской серии Южного Урала [Кузнецов и др., 2003] и в средне-верхнерифейских отложениях Восточной Сибири [Горохов и др., 1995]. Известняки II группы с аномально высокими содержаниями Sr нетипичны для нижнего рифея и подобны современным карбонатным осадкам, образованным по арагонитовым илам [Brand, Veizer, 1980]. Концентрации Sr в доломитах варьируют от 22 до 70 г/т и типичны для доломитов из карбонатных комплексов различного возраста, за исключением доломитов эвапоритовых толщ, содержащих целестин [Юдович и др., 2000; Юдович, Кетрис, 2008]. Концентрация Sr в большинстве магнезитов около 1-3 г/т, но вблизи доломитовых толщ она повышается до 4.8-15.8 г/т. Содержание Rb во всех карбонатных породах невелико (0.03-0.50 г/т).

В отличие от Са-карбонатов, структура Mg-карбонатов благоприятствует вхождению элементов с небольшим ионным радиусом (Mn^{2+} и Fe^{2+}) и препятствует вхождению Sr^{2+} , что и наблюдается ряду кальцит – доломит – магнезит. В ходе этих минеральных трансформаций карбонатный материал не обогащается Rb. Однако из-за крайне низкого содержания Sr в

магнезитах, отношение Rb/Sr в этих породах оказывается сравнительно большим, и радиогенная добавка ^{87}Sr за счет распада изотопа ^{87}Rb становится заметной величиной. Вычисленное на возраст 1370 млн лет первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{ini}}$ в магнезитах, лежит в пределах 0.69615-0.71663, в том числе $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{ini}}$ в трех образцах оказывается ниже значений для мантийного резервуара. Это означает, что принимаемое возрастное значение завышено, и Rb-Sr системы магнезитов (возможно, и других карбонатных пород региона) были перестроены позднее, в ходе перекристаллизации с привнесом в карбонатные породы дополнительного количества Rb.

Анализ Rb-Sr систематики саткинских, исмакаевских и кызылташских магнезитов показывает, что более реальное первичное отношение в магнезитах этих МКМ получается при расчёте на возраст 600 млн лет. В геологической истории Южного Урала названный возраст согласуется с этапом Тиманской орогении (венд). Вблизи Исмакаевского и Кызылташского районов в это время образовался Белорецкий метаморфический комплекс [Пучков, 2000], остывание метаморфических пород которого происходило 597-542 млн лет назад [Glasmacher et al., 1999]. Предполагаемая перекристаллизация в саткинской свите могла идти синхронно с формированием эпигенетических генераций доломита и кальцита в карбонатных породах и сидеритах бакальской свиты в 20 км от Саткинского рудного поля [Кузнецов и др., 2005]. Кроме того, в Бакальском рудном поле этот процесс сопровождался развитием жильной сидерит-анкерит-баритовой минерализации и зон лиственитизации и калишпатизации долеритов, прорывающих бакальские отложения [Ellmies et al., 2000]. К-Ar возрасты фукситов и полевых шпатов из измененных долеритовых даек - 610-618 млн лет [Гаррис, 1977, Сазонов, 1984], также отвечают этапу региональной вендской орогении. Таким образом, можно предположить, что причиной нарушения Rb-Sr систем магнезитов и доломитов Саткинского рудного поля был К-метасоматоз около 600 млн лет назад [Гаррис, 1963; Парначев, 1977].

Sm-Nd систематика карбонатных пород МКМ Саткинского подтипа

Изучение Sm-Nd изотопной систематики в породах Саткинского рудного поля (табл. 4.13) проводилось на материале тех же проб, что и для Rb-Sr систематики. Предварительно было выполнено изучение минерального фазового и петро-геохимического состава в ЦКП ИГГ УрО РАН, выбраны образцы с минимальным количеством терригенной примеси.

Для Саткинского рудного поля установлены низкие средние концентрации Sm и Nd в известняках (0.40 и 1.78 г/т), доломитах (0.54 и 2.43 г/т) и магнезитах (0.37 и 1.26 г/т). Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в известняках и вмещающих доломитах варьирует в пределах 0.51157-0.51179 (см. табл. 4.13), в магнезитах оно повышается до 0.51239 (средняя величина).

Известно, что отрицательные значения ϵNd указывают на происхождение породы путём переработки или ассимиляции более древних коровых пород с отношением Sm/Nd ниже, чем в первичном хондритовом резервуаре [Фор, 1989]. В случае с карбонатными породами, являющимися хемогенными образованиями на поверхности осадочной оболочки Земли, источником неодима и репером величины отношения Sm/Nd является вода океана с соответствующей коровой меткой (для осадочных карбонатов величина Sm/Nd составляет 0.21-0.23). Для метасоматических образований величина Sm/Nd и ϵNd должна зависеть от состава резервуара, в котором этот метасоматический флюид формировался и из которого мигрировал. Флюид может иметь разный состав при взаимодействии с коровыми и мантийными породами, если таковые присутствуют в разрезе.

Для известняков и доломитов саткинской свиты среднее значение величины ϵNd (1550 млн лет) равно -7.0 , что близко к значению ϵNd для глинистых сланцев саткинской свиты (-7.3) [Maslov et al., 2003]. Среднее значение величины $\epsilon\text{Nd}(1550)$ для известняков и доломитов суранской свиты (тот же стратиграфический уровень нижнего рифея) равно -6.5 , что также близко указанным выше значениям. Изотопный состав Nd в осадочных карбонатах отражает отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ морской воды в бассейне седиментации [Фор, 1989]. Близость средних значений ϵNd терригенных и карбонатных осадков суранской свиты предполагает отложение их в бассейне с одинаковым источником сноса: в области размыва палеобассейна саткинско-суранского уровня преобладали гранулитовые образования архейско-раннепротерозойского фундамента, аналогичные по составу породам Тараташского метаморфического комплекса.

По величинам первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ магнезиты и вмещающие карбонатные породы Саткинского рудного поля образуют разные совокупности (рис. 4.24). Следовательно, магнезиты формировались из флюида, который был некогенетичен раствору, из которого кристаллизовались известняки и раннедиагенетические доломиты. Анализ отношений изотопов Sr и Nd показывает, что метасоматические магнезиты лежат на линии эволюции “верхнекоровых” пород (см. рис. 4.24). То есть, вмещающие карбонатные породы и магнезиты Саткинских месторождений формировались из разных флюидов.

Небольшой сдвиг значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ в магнезитах Сатки в сторону мантийного субстрата (рис. 4.25) связан с гидротермальным влиянием послерудных базитовых даек [Крупенин и др., 2016]. Два образца магнезитов из Паленихинского участка подвержены редоломитизации (с пятнами мелкозернистого доломита, пробы МГ-4, МГ-7, см. табл. 4.13, рис. 4.25), проявленной в виде секущей зоны и приуроченной к линейному тектоническому нарушению в рудной залежи. В этих пробах повышено отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0.7346, что указывает на позднее воздействие на магнезит флюидов с радиогенным ^{87}Sr . Такое обогащение доломитизированных пород радиогенным ^{87}Sr характерно для вендских тектоно-термальных перестроек в регионе,

сопровождавшихся калиевым метасоматозом [Кузнецов и др., 2005; Крупенин, Кузнецов, 2009]. Линейные зоны вторичных доломитов фиксируются как во вмещающих доломитах, так и в магнезитах в Саткинском рудном поле, а также и в Бакальском рудном поле в 20 км южнее.

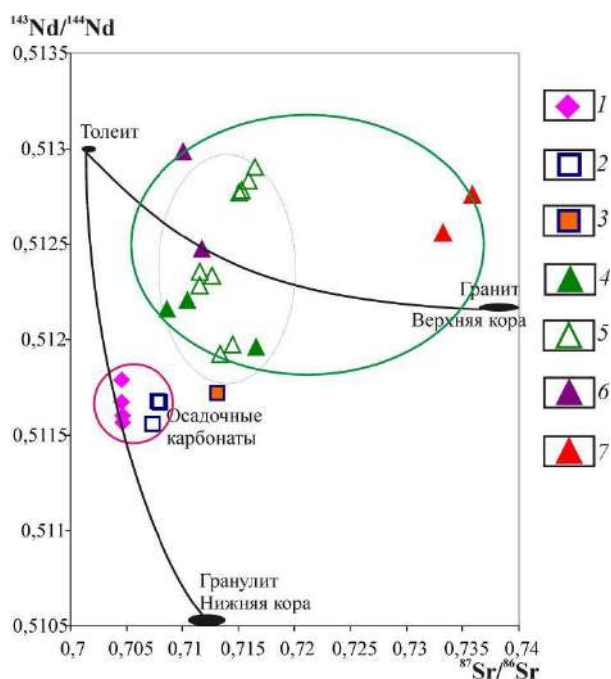


Рис. 4.24. Зависимость измеренного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнезитах Саткинском рудном поля и сравнение с Sr-Nd характеристиками осадочных карбонатов саткинской свиты и главных породных резервуаров [Фор, 1989] (по [Крупенин и др., 2016]).

1 – известняки надрудной казымовской пачки, 2 – удалённые доломиты рудовмещающей карагайской пачки, 3 – гидротермально-метасоматические вторичные околорудные доломиты из брекчий, 4 – магнезиты Гологорского участка; 5 – магнезиты Паленихинского участка; 6 – магнезиты Паленихинского участка вблизи дайки габбро-долеритов; 7 – магнезиты редоломитизированные.

Рассчитанные на возраст саткинской свиты значения эpsilon Nd (на 1550 млн лет) в известняках и вмещающих доломитах изменяются от -8.7 до -5.7. В Гологорском МКМ (центральная часть рудного поля) в крупнозернистых генерациях доломитов значение эpsilon Nd (1550) варьируют от -6.2 до -5.6, а в рудных магнезитах – от -5.6 до -4.0. На графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по 9 образцам Паленихинского месторождения и 4 образцам Гологорского месторождения, имеющим типичные коровые (отрицательные, среднее -4,1) значения эpsilon Nd и типичные для магнезитов Саткинском месторождения значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,714-0,718) получена эрохрона с возрастом 1400 ± 90 млн лет [Крупенин и др., 2016]. В первом приближении полученный возраст совпадает с данными возраста магнезита Сатки, полученными U-Pb методом (1380 ± 14 млн лет [Овчинникова и др., 2014]) и указывает на связь по времени образования со среднерифейским (машакским) рифтогенным событием.

Повышенные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнезитах (0.714-0.719) по сравнению с вмещающими доломитами (0.708-0.709) указывают на взаимодействие рудоносных флюидов с терригенными (коровыми) породами [Крупенин, Кузнецов, 2009]. В то же время, в магнезитах Сатки обнаруживается незначительное смещение значения эpsilon Nd, относительно вмещающих карбонатов, в сторону мантийного субстрата, что связано с гидротермальным влиянием послерудных базитовых даек [Крупенин и др., 2016].

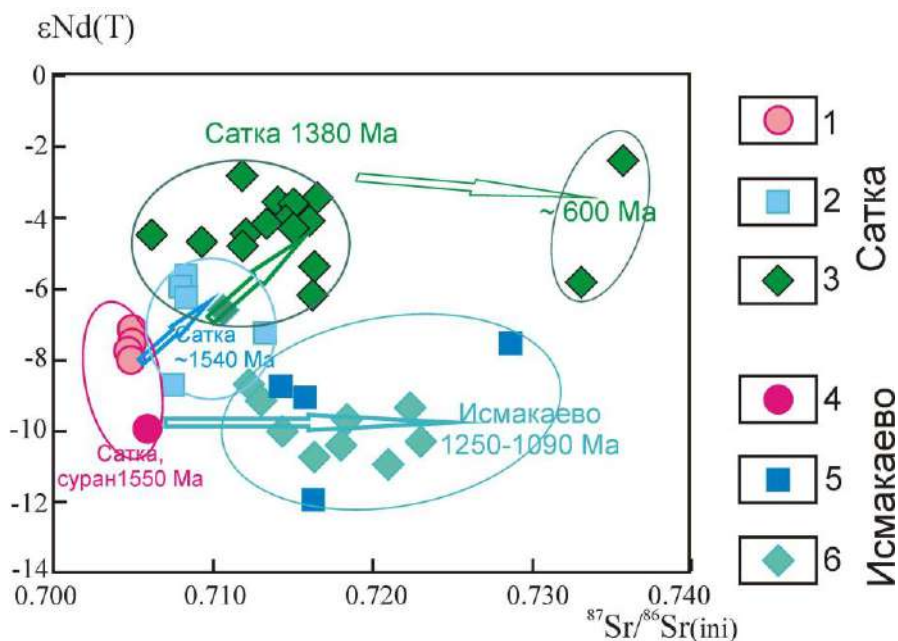


Рис. 4.25. Зависимость $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ от первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{ini}}$ – в карбонатных породах Саткинского и Исмакаевского месторождений, по [Крупенин и др., 2016].

1–3 – Саткинское рудное поле: 1 – известняки надрудной пачки, 2 – удаленные 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 от залежей и околорудные, 6 – магнезит. Значения для саткинских известняков и доломитов и исмакаевского известняка рассчитаны на возраст 1550 млн лет, саткинских магнезитов – на возраст 1380 млн лет, исмакаевских доломитов и магнезитов – на 1250 млн лет.

U-Pb систематика карбонатных пород МКМ Саткинского подтипа

Изучение U-Pb систематики карбонатных пород позволяет получить информацию о времени и среде их формирования, поскольку изотопный состав первичного Pb и его геохимическая характеристика ($\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) отражают вклад корового и/или мантийного материалов в состав растворов, из которых кристаллизуются карбонатные минералы. Ранее U-Pb метод использован для определения возраста осадочных известняков, фосфоритов, метасоматических доломитов и сидеритов в разрезе рифея Южного Урала [Овчинникова и др., 1998, 2013; Кузнецов и др., 2003, 2005], методика приведена во Введении.

В *Саткинском рудном поле* U-Pb системы магнезитов изучены в пяти образцах кристаллического магнезита из центральных частей рудных тел в забое шахты «Магнезитовая». Образцы характеризуются высоким (70–110) отношением Mg/Ca. Методика химического выделения Pb и U и их изотопов описаны в ряде работ [Овчинникова и др., 1998, 2000, 2014].

В координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ карбонатные фракции магнезитов образуют линейный тренд, отвечающий возрасту 1370 ± 80 млн лет (СКВО=23) (**рис. 4.26**). Эти данные использованы для вычисления изотопных отношений первичного свинца магнезитов, которые определяются пересечением U-Pb изохроны с кривой накопления Pb, построенной в терминах

модели Стейси-Краммерса [Stacey, Kramers, 1975], в точке, равной U-Pb возрасту (см. рис. 4.26). Рассчитанные изотопные отношения $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ магнезитов равны соответственно 16.42 ± 0.04 и 15.44 ± 0.02 . Поскольку современные потери U и Pb не влияют на позицию точек на U-Pb изохроне, большая величина СКВО указывает на нарушение U-Pb систем магнезитов в ходе их геологической истории, или на вариации изотопного состава первичного Pb в образцах, что возможно в ходе лабораторного загрязнения растворов свинцом из силикатной примеси пород.

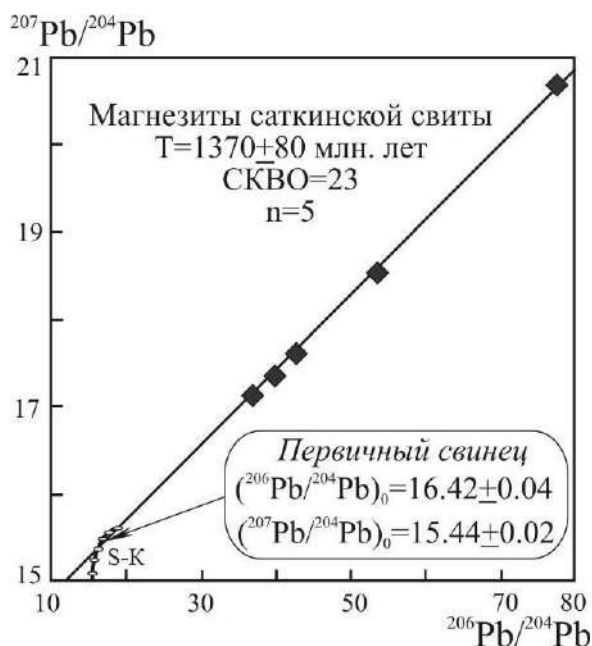


Рис. 4.26. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для карбонатной составляющей магнезитов саткинской свиты и кривая накопления Pb (S–K), построенная в терминах модели Стейси–Краммерса [13]. Изотопные отношения в первичном свинце [$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$] соответствуют пересечению Pb–Pb-изохроны с кривой накопления Pb (по [Овчинникова и др., 2014])

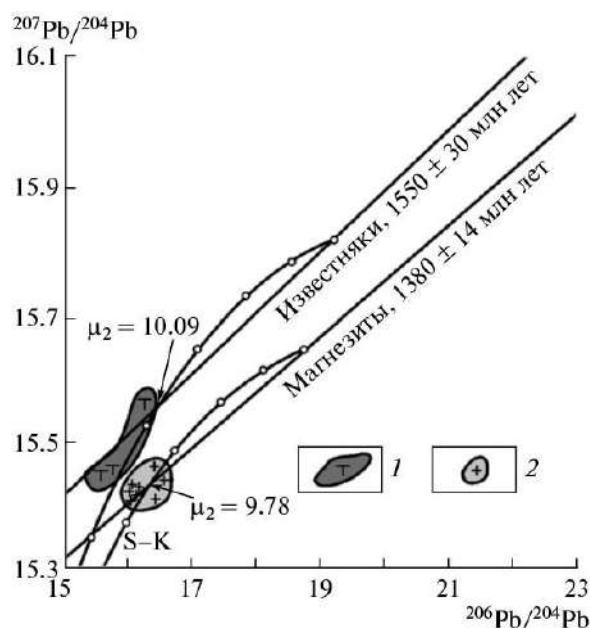


Рис. 4.27. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для магнезитов и известняков саткинской свиты. Значения $\mu_2(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ для магнезитов (9.78) и известняков (10.09) отражают эволюцию Pb в геохимических резервуарах. 1 – область исправленных на 1550 млн лет изотопных отношений Pb в чарнокитах Тараташского комплекса [Ларин, 2011], 2 – область изотопных отношений Pb в полевых шпатах основных и щелочных пород Бердяшского массива [Ларин, 2011] (по [Овчинникова и др., 2014]).

Для магнезитов построен график с конкордией в координатах $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (Pb^* – радиогенный Pb) (рис. 4.27). Верхнее пересечение полученной дискордии с конкордией соответствует возрасту 1380 ± 14 млн лет (СКВО=1.6), что согласуется с U-Pb датировкой (1370 ± 80 млн лет).

Для магнезитов рассчитано значение $\mu_2(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) = 9.78 \pm 0.07$, которое свидетельствует о том, что свинец, содержащийся во флюиде 1380 млн лет назад, накапливался при более низком отношении $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, чем в раннедиагенетическом флюиде известняков, где μ_2 для первичного Pb равно 10.09 ± 0.01 (см. рис. 4.27). Такое различие предполагает, что Pb в диагенетическом

флюиде, сформировавшемся 1550 млн лет назад известняки, имел коровый источник, а Pb в магнезитовом флюиде 1380 млн лет назад содержал примесь мантийной компоненты. Источником Pb в диагенетическом флюиде для известняков могли быть докембрийские породы Тараташского комплекса, представлявшего в то время область сноса [Маслов и др., 2001]. Это подтверждается близостью изотопных отношений первичного Pb в саткинских известняках и в тараташских чарнокитах (в пересчете на 1380 млн лет) (см. рис. 4.27). В то же время, в области первичного Pb магнезитов лежат величины изотопных отношений Pb полевых шпатов из основных и щелочных пород Бердяушского массива (1370–1390 млн лет). Указанные породы этого массива связаны с мантийными источниками, в которых $\mu_2=9.53\text{--}9.75$ [Ларин, 2011]. Породы Бердяуша комагматичны базальтам и риолитам машакской свиты (1350–1380 млн лет) [Ронкин и др., 2007]. **Данные U-Pb и Sm-Nd систематик карбонатных пород хорошо согласуются, указывая на то, что формирование метасоматических магнезитов Саткинского месторождения происходило во время «машакского рифтогенного события» и сопровождалось привнесом мантийного флюида** [Овчинникова и др., 2014].

В *Бакальском рудном поле* U-Pb системы магнезитов изучены в 6 образцах из Петлинского карьера по методу ступенчатого растворения в 1N HCl для удаления вторичных карбонатов, алюмосиликатов и сульфидов, содержащих U и Pb [Овчинникова и др., 2014, 2018]. В координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ все карбонатные фракции магнезитов образуют изохрону, которая отвечает возрасту 1340 ± 50 млн лет при достаточно высоком значении СКВО=26. Поскольку магнезиты лежат вблизи зон сидеритизации и ожелезнения, некоторые участки могли быть обогащены более молодым свинцом, привнесенным Fe-содержащим флюидом около 1000 млн лет назад [Кузнецов и др., 2005]. В координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ фигуративные точки одного образца магнезита и фракции L7 этого же образца (полное растворение магнезита в 1N HCl при 60°C) из краевой части магнезитового тела, смещены в область изотопного состава Pb сидеритов (**рис. 4.28**). Это подтверждает предположение о частичной контаминации магнезитов свинцом Fe-содержащего флюида. Исключение этих двух точек из расчета уменьшает СКВО до 18 и дает U-Pb возраст 1366 ± 47 млн лет [Овчинникова и др., 2018].

Полученный возраст магнезитов бакальской свиты в пределах погрешности совпадает с возрастом магнезитов саткинской свиты – 1380 ± 14 млн лет [Овчинникова и др., 2014]. Значение $\mu_2(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ для бакальских магнезитов такое же низкое (9.4 ± 0.1), как в магнезитах саткинской свиты (9.78 ± 0.07). Значение μ_2 для первичного Pb известняков (10.2 ± 0.1) и сидеритов (10.0 ± 0.3) бакальской свиты существенно выше. **Такое различие предполагает, что свинец в магнезиальном флюиде 1380 млн лет назад был «более мантийным», чем при формировании как осадочных известняков, так и поздних метасоматических сидеритов.**

Следовательно, магнезиты первого подтипа формировались при участии мантийного флюида, связанного с машакских рифтогенным этапом.

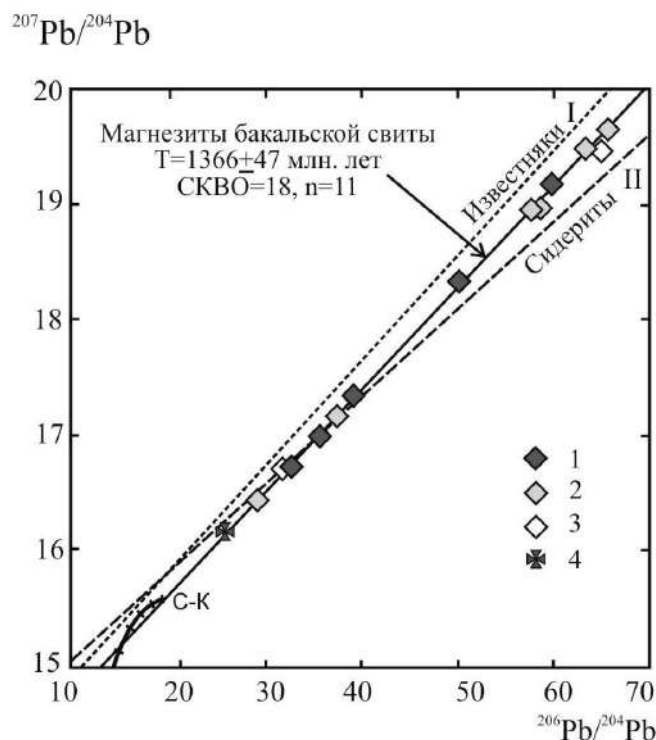


Рис. 4.28. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для магнезитов и фракций, полученных последовательным растворением магнезитов бакальской свиты в HCl . Изохроны сравнения: I — известняки бакальской свиты [Кузнецов и др., 2003]; II — сидериты бакальской свиты [Кузнецов и др., 2005]. 1 — карбонатная составляющая магнезитов в 1N HCl ; 2 — фракции L1–L6, растворённые последовательно в $0,1\text{N}$, $0,5\text{N}$, 1N HCl ; 3 — фракции ВСС, L7 (1N HCl при нагревании) обр. Пе-17, исключённые из расчёта возраста; 4 — силикатная составляющая обр. Пе-17. C–K — кривая накопления Стейси–Крамерса.

Sm-Nd систематика карбонатных пород МКМ Исмакаевского подтипа

В Исмакаевском месторождении Sr-Nd систематика изучена в наиболее чистых от терригенной примеси разновидностях: 9 проб магнезитов из обнажений и керн разведочных скважин, 2 пробы околорудных доломитов с примесью магнезита, 3 пробы удалённых доломитов в зоне метасоматического контакта с известняками суранской свиты на расстоянии до 500 м от залежей и 1 проба осадочных известняков (см. раздел 3.1.3, рис. 3.49, 3.50).

Средние концентрации Sm и Nd в известняке и доломите составляют 0.92 и 4.4 г/т, а в магнезитах — 0.78 и 1.8 г/т (табл. 4.14). Средняя величина отношения Sm/Nd в суранских известняках и доломитах равна 0.21 и типична для осадочных карбонатных пород. Магнезиты отличаются повышенным отношением Sm/Nd=0.24–0.68 (среднее 0.36).

Величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ во вмещающих известняках составляет 0.51140, в доломитах — 0.51177. Магнезиты имеют повышенные значения (от 0.51187 до 0.51394). Рассчитанные на возраст саткинской свиты значения ϵNd (1550 млн лет) в известняке составляют –6.4, а в доломитах –6.7. В магнезитах значение $\epsilon\text{Nd}(1550)$ значительно ниже: от –20.2 до –8.6. Отличия в распределении радиогенных изотопов Sr и Nd во вмещающем известняке и метасоматитах обусловлены разными источниками флюидов при их образовании.

Возраст магнезитов 1250 ± 130 млн лет, вычисленный по линии согласования, имеет большую ошибку (1 сигма), что свидетельствует о неполной сингенетичности образцов

магнезитов [Крупенин и др., 2016]. Тем не менее, рассчитанный возраст имеет геологический смысл, поскольку в данном районе Sm-Nd и Rb-Sr методами были датированы флюориты Суранского месторождения — 1230 млн лет [Крупенин и др., 2012б]. Ранее отмечено, что ирмакаевские магнезиты моложе, чем возраст связанного с машакским рифтогенезом появления изотопно-легкого кислорода в известняках суранской свиты (раздел 4.1.5). Данные по Sm-Nd изотопии подтверждают, что магнезиты Ирмакаево моложе машакского рифтогенеза.

Исходя из факта, что магнезиты Ирмакаевского МКМ значительно оторваны от осадконакопления и связаны с этапом разуплотнения коры в среднем рифее, для магнезитов был выполнен расчет ϵ_{Nd} на возраст 1250 млн лет и получены значения в интервале -11.3 ... -9.0 (см. табл. 4.14 и рис. 4.25). В доломитистых магнезитах контактовых зон рудных залежей это значение, пересчитанное на более "молодой" возраст формирования магнезитов (1250 млн лет), выше (-8.8 и -6.6). Такое **различие Sr-Nd изотопных характеристик предполагает, что осадочные карбонатные породы и магнезиты Ирмакаево произошли из разных флюидов, и метасоматический флюид, из которого формировались магнезиты, имел коровую природу, в отличие от флюида, генерировавшего МКМ саткинского подтипа.**

4.1.7. Физико-химическая модель формирования МКМ Южно-Уральской провинции

Пути миграции и свойства эвапоритовых рассолов в литогенезе

(Саткинское рудное поле)

Комплекс литолого-геохимических данных (см. выше), позволил установить природу рудоносных растворов для МКМ Южно-Уральской провинции, представляющих собой захороненные высокомагниевого эвапоритовые рассолы. Сложно представить историю и пути миграции этих рассолов, превратившихся в рудоносные флюиды. Наиболее полная картина может быть выстроена для Саткинского рудного поля. Анализ морфологии рудных залежей, их положения в доломитовой толще, соотношения с дайками, текстурные типы руд и доломитов, особенности их химического состава указывают на признаки метасоматического замещения карбонатных пород. Саткинское МКМ следует относить к разряду объектов сложного генезиса, образовавшихся в несколько стадий. В их числе **седиментогенное** накопление эвапоритовых сульфатно-карбонатных осадков, их **раннедиагенетическая доломитизация**, обезвоживание и уплотнение с растворением сульфатов, увеличением пористости и проницаемости при **брекчировании** доломитовых горизонтов, **гидротермально-метасоматические** процессы образования магнезитовых тел и перекристаллизации в результате латеральной миграции высокомагниевого рассолов на этапе рифтогенного нагрева доломитов, последующее тектоническое **усложнение структуры** рудных залежей.

Для Саткинского МКМ можно, в общих чертах, представить историю миграции рассолов. Признаки сульфатно-карбонатного осадконакопления в карагайском горизонте показывают, что данный участок представлял собой дистальные фации более обширного мелководного эвапоритового бассейна. В центральных его частях сохранялись более устойчивые условия для накопления эвапоритов, служивших мощным источником высокомагниевого рассолов. Высокая плотность рассолов вызвала их нисходящую миграцию в сульфатно-карбонатных отложениях, а также латеральное перемещение в проницаемые пласты, подверженные биосульфатредукции, что привело к растворению гипса и развитию коллапс-брекчий.

Анализ литолого-фациального профиля верхней части саткинской свиты (см. рис. 2.21) показывает смену доломитов известняками в горизонте St_4^1 под месторождением в ЮВ направлении [Сидоренков, 1966]. Это можно объяснить опережающей волной доломитизации в нижележащих горизонтах, созданной потоком нисходящих тяжелых магниеносными рассолов. Эта волна имела место в зоне Mg-метасоматоза (под магнезитами), но не распространялась в сторону от месторождения латерально. В разрезе карагайской пачки отмечена геохимическая стратификация: в нижней части развиты доломиты с избыточным содержанием Mg ($MgO/CaO > 0,72$), а в верхней наблюдается недостаток Mg относительно стехиометрического доломита ($MgO/CaO < 0,71$) и присутствует примесь кальцита [Крупенин и др., 2012в].

Согласно модели Л.В. Анфимова [1983], в седиментогенезе в саткинской свите накапливался кальцит с рассеянным магнезитом, во время элизионного катагенеза при метасоматозе кальцит переходил в доломит, а магнезит оставался, но часть его сконцентрировалась (по неизвестному механизму) в залежи. Т.е. магнезит изначально являлся частью осадочной карбонатной толщи. Вероятно, он образован в эвапоритовых условиях, для которых характерно развитие доломита и примесь рассеянного магнезита в диагенезе. Примеров тому много, самые известные – в лагуне Куронг (Австралия) [Botz, Van der Borch, 1984], в донных илах оз. Балхаш и горько-соленых озер Зауралья, где в кальците и доломите с глубиной увеличивается количество примеси гидромагнезита [Шляпников и др., 1990]. Напомним, что магнезит – характерный минерал эвапоритовых толщ (кунгурские отложения Предуральяского прогиба и др.) (см. раздел 4.1.1).

Гравитационно-рассольный катагенез проявляется в эвапоритовых бассейнах в результате нисходящей и латеральной миграции рассолов и играет важную роль в доломитизации карбонатных отложений [Холодов, 1982, 1988]. В условиях повышенного щелочного резерва и обогащения рассолов Mg^{2+} доломитизация является закономерным и широко распространенным процессом [Махнач, 1982; Попов и др., 2016]. Присутствующие в карбонатных толщах горизонты эвапоритовых коллапс-брекчий – благоприятны для миграции. Процесс доломитизации способствует уменьшению объема твердой фазы на 12% [Басков, 1977] и усилению проницаемости из-за разницы ионных радиусов Mg^{2+} и Ca^{2+} .

Погружение тяжелых рассолов в поровом пространстве осадков сопровождается вытеснением и подъемом более легких захороненных морских вод [Валяшко и др., 1965]. В подсолевых отложениях рассолы струями проникают даже в глинистые толщи. Пример доломитизации подсолевых отложений – доломитовые толщи Припятского прогиба [Махнач, 1980]. Повышенная щелочность и высокие концентрации Mg в эвапоритовых рассолах могут приводить к образованию катагенетического магнезита как частного случая доломитизации в специфических условиях глубокой циркуляции [Purvis, 1989]. Подобный механизм, вероятно, можно применить для магнезитоносных толщ венда южной части Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская антеклиза) (см. раздел 4.1.3). Показана эпигенетическая природа этого магнезита, содержащего также и брейнерит [Крупенин и др., 2008]. Подогрев растворов при катагенезе в глубоко погруженных участках осадочно-породных бассейнов может быть положительным фактором для образования магнезита. Растворимость магнезита при $T=100^{\circ}\text{C}$ ничтожна по сравнению с растворимостью при $T=10-20^{\circ}\text{C}$ [Справочник по ..., 1990]. То есть при повышении температуры привносимый рассолами Mg в карбонатных условиях может сравнительно легко давать магнезит в результате взаимодействия с доломитом.

Таким образом, на примере Саткинского рудного поля можно предполагать нисходящее и латеральное движение захоронённых эвапоритовых рассолов, мигрирующих по проницаемым прослоям коллапс-брекчий и являющихся источником магния для формирования метасоматических магнезитовых залежей.

Важным условием для магнезитообразования является высокая щелочность растворов. В классификациях подземных вод щелочные воды встречаются очень редко [Басков, Зайцев, 1969; Шварцев, 1998; Крайнов и др., 2004]; в катагенезе преобладают кислые условия с $\text{pH} < 7$. Слабощелочные условия известны для грунтовых вод провинций континентального засоления; щелочные и слабощелочные воды характерны для некоторых сульфидсодержащих слабовосстановительных низкотемпературных гидротерм вулканических областей (pH достигает 9,3) и зон умеренно восстановительного азотного термального эпигенеза (pH до 8-10) и активизированных молодых платформ [Кисляков, Щеточкин, 2000]. Щелочные условия отмечаются также для морских вод ($\text{pH}=7,8-8,5$) и эвапоритовых рассолов, в которых при взаимодействии с органикой pH достигает 9,5 [Сонненфельд, 1988 с. 110]. Особенно активно процесс ощелачивания рассолов идет в восстановительных условиях, в ходе сульфатредукции. В природных стратифицированных лагунах Антильских островов с отрицательным редокс-потенциалом (E_h от -400 до -500 мВ), pH возрастает от 8,4 до 9,6 на большой глубине в анаэробном хлоридном рассоле [Сонненфельд, 1988, с. 112]. Аналогичное высокое ощелачивание (pH до 8,5) эвапоритовых рассолов описано для лагун Персидского залива [Butler, 1969], рассолов солеродных водоемов Калифорнии (pH до 9,8 в центральных их частях)

[Carpelan, 1957]. В подземных водах нижнесарматского водоносного комплекса Молдавского артезианского бассейна наблюдается латеральная зональность с изменением pH вод от околонейтальных (6,5-7) кислородных (Eh 200-250 мВ) до щелочных (pH 8,5-9) сульфидных (Eh -100 мВ). Повышенная щелочность характерна для различных метансодержащих зон подземных рассолов с отрицательным редокс-потенциалом [Крайнов и др., 2004].

Щелочные воды возникают преимущественно на начальных этапах литогенеза и приурочены, в основном, к эвапоритовым восстановленным Mg-рассолам, обогащенных также Na и K. В глубоко погруженных рассолах преобладает кислая среда и хлоркальциевый состав, вероятно, потому что при взаимодействии с осадочными породами рассолы отдают Mg при доломитизации, Na и K – при катагенетических трансформациях глинистых минералов (иллитизации, альбитизации).

Основные физико-химические условия образования магнезита

Существование «проблемы магнезита» определяется сложностью его осаждения из-за высокой гидрофильности Mg^{2+} [Aharon, 1988; Scheller et al., 2021]. Основные условия выпадения магнезита из растворов были определены путем многочисленных экспериментов с морской водой и рассолами, полученными в результате ее сгущения. Этими условиями являются высокий щелочной резерв (концентрация бикарбоната магния более 6-8 мг-экв/л), высокая концентрация Mg^{2+} (молярное отношение $Mg/Ca > 40$ [Aharon, 1988]), высокие значения pH (для гидрокарбонатов Mg более 8,5) [Казаков и др., 1957; Нечипоренко, Бондаренко, 1988]. Поля стабильности различных карбонатов в твердой фазе в системе $CaO-MgO-CO_2-H_2O$ приведены на **рис. 4.29**.

Экспериментально установлено, что в атмосферных условиях магнезит не образуется [Казаков и др., 1957], а при значительном преобладании бикарбонатов Mg по сравнению с Ca (высокий щелочной резерв), повышенной щелочности ($pH > 7$) и упругости CO_2 получают не магнезит, а его кристаллогидраты (гидромагнезит, артинит, несквегонит). Невозможность осадочного образования магнезита была показана в серии экспериментов с морской водой [Нечипоренко, Бондаренко, 1988]. При температурах 60°C в тех же условиях высокого щелочного резерва А.В. Казаковым [1957] также были получены водные карбонаты магния; но при повышенном парциальном давлении CO_2 и $pH = 9,43$ образовался магнезит. При $T = 150^\circ C$ в закрытой системе магнезит был получен при высоком щелочном резерве (6 мг-экв/л) и pH 7-8.

В равновесных условиях магнезит выпадает из растворов при высоком Mg/Ca отношении и высоком pH при температурах около 500°C [Johannes, 1969], что соответствует условиям средне-высокотемпературного метаморфизма. Как отмечалось А.В. Казаковым [1957, с. 17] «*все теоретические расчеты (формулы) состояния насыщенности или ненасыщенности Ca-*

карбонатных систем (и природных вод) кальцитом, исчисленные на основе констант диссоциации и произведений растворимости, ни в коем случае нельзя механически переносить на Mg-карбонатную систему, а также смешанные Ca-Mg-карбонатные системы». Как происходит формирование метасоматического кристаллического магнезита в карбонатных толщах, до сих пор до конца не ясно. Вероятно, оно протекает в неравновесных условиях (метасоматоз), поскольку степень преобразования вмещающих магнезиты терригенно-карбонатных толщ, как правило, значительно ниже параметров среднетемпературного метаморфизма. Тем не менее, повышенная щелочность, температура и высокая величина Mg/Ca определяют существование магнезита в твердой фазе. По данным [Справочник по ..., 1990] концентрация (мол. $\text{MgCO}_3/\text{л}$) $\cdot 10^3$ в растворе падает от 217,7 при pH 7,3 до 61,8 при pH 7,9; до 18,5 при pH 8,52 и до 3,08 при pH 9,5 в условиях нормальных температур (25°C) и давления. Таким образом, резкое падение растворимости магнезита попадает в интервал pH=8-9. Высокая щелочность магнезитового метасоматоза предполагает высокую подвижность кремнезема, который при pH>9 становится неустойчивым, легко подвергается растворению и миграции [Краускопф, 1963]. При падении щелочности (на фронте метасоматоза) должно происходить и выпадение кремнезема.

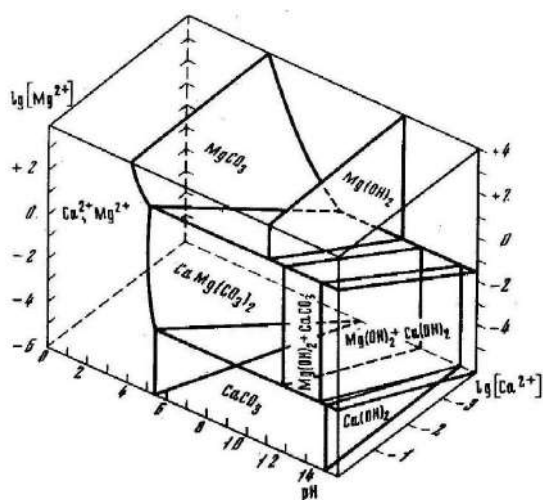


Рис. 4.29. Некоторые фазовые соотношения в системе CaO-MgO-CO₂-H₂O в стандартных условиях $[\text{Ca}^{2+}] = 10^{-2}$ (по [Нечипоренко, Бондаренко, 1988])

Вынос SiO_2 из магнезитов покажем на примере Саткинского месторождения. Среднее валовое содержание SiO_2 в магнезитах (по данным более 5000 анализов) - 0.66 мас. % [Бочаров и др., 2001]. По данным более 200 анализов можно выделить 2 разновидности вмещающих доломитов: чистые от терригенной примеси (содержание SiO_2 1.3%) и силикатсодержащие (SiO_2 3.0%, при содержании глинозема, соответственно, 0.3 и 0.7%) [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]. То есть во вмещающих доломитах может присутствовать свободный кремнезема. Статистическое понижение концентраций SiO_2 в магнезитах относительно доломитов предполагает вынос некоторой его доли за пределы залежей. В разделах 2.3 (см. рис. 2.20) и 3.1.1 (см. рис. 3.11, 3.12) это иллюстрируется данными химических анализов по профилям вкост метасоматических контактов магнезит-доломит с образованием пойкилитовых

кристаллов кварца в экзоконтактах и кварцевом выполнении гнезд в коллапс-брекчиях. **Установленное разными методами латеральное перемещение кремнезема около магнетитовых залежей в Саткинском рудном поле указывает на способность SiO_2 мигрировать при щелочном Mg-метасоматозе в доломитой карагайской толще.**

Наличие секреторных кварцевых выделений в гнездах вторичного доломита среди коллапс-брекчий свидетельствует о заполнения пустот от растворения эвапоритовых минералов на ранней стадии катагенетических преобразований. Заполнение пустот SiO_2 и вторичным доломитом происходило еще до уплотнения пустот: в них наблюдается только частичное обрушение вышележащих слоев серого вмещающего доломита и секреторное выполнение вторичными минералами (см. рис. 2.20). Это может указывать на небольшую общую глубину погружения пород к моменту заполнения пустот, иначе растворение эвапоритовых минералов сразу бы компенсировалось усадкой под действием литостатического давления. Кроме того, заполнение пустот SiO_2 в латеральной периферии магнетитовых залежей указывает на связь минералообразующих флюидов с процессом метасоматического образования магнетита, так как вторичный доломит гнезд содержит примесь магнетита и имеет значительное изотопно-геохимическое сходство с метасоматическим магнетитом (см. раздел 2.3.1, рис. 2.23). Это логично объясняет формирование метасоматических магнетитовых залежей в пределах горизонта мощностью не более 100 м на расстоянии в рудном поле около 12 км. Высокомагнезиальные растворы мигрировали наиболее легко по горизонтам коллапс-брекчий, сформированных на месте эвапоритовых прослоев. **Следовательно, образование магнетита связано с раннекатагенетическими процессами преобразования карбонатных отложений саткинской свиты под действием высокомагниевого щелочного флюида.**

Тальк, образующий гнезда в латеральных контактах магнетитовых залежей, также следует рассматривать в качестве члена метасоматической колонки магнетит-тальк-кварц-доломит. Низкотемпературное образование этого типично гидротермального минерала здесь возможно. Расчеты показывают, что “... при высоких концентрациях магния в слабо щелочной среде тальк может возникать в условиях, близких к стандартным ($P=1 \text{ bar}$, $t=25^\circ\text{C}$), и позволяют считать вероятным образование талька в неметаморфизованных осадочных породах и на соляных месторождениях” [Коренбаум, 1967, с. 265]. В соленосных толщах (цехштейн в ФРГ, кунгурские эвапориты Волго-Уральской области, венд-кембрийские доломит-ангидритовые подсоленосные толщи Южной Сибири) тальк обнаруживается в количествах до 10-15% [Колосов и др., 1969; Апполонов и др., 1983; Пустыльников и др., 1989].

Возможные температуры образования метасоматических магнетитов могут быть оценены по данным изучения ФВ, изотопным отношениям кислорода, геохимическим и минеральным термометрам. Изучение состава ФВ, приняв за постулат их сингенетичность

исследуемой рудной фазе и отсутствие разгерметизации, позволяет определять минимальную температуру минералообразования. Техническими трудностями в данном случае являются очень мелкий размер ФВ (менее 5 мкм) и высокое двупреломление карбонатных минералов. Кроме того, при погружении пород на глубины около 10 км литостатическое давление приводит к разгерметизации исходных ФВ и образованию вторичных включений в слабо устойчивых карбонатных породах [Goldstein, Reynolds, 1988]. Желательно использование кварца, сингенетичного магнетитообразованию.

Выполненное ранее А.П. Бояркиным изучение гомогенизации ФВ для Сатки показало преобладающую температуру 105-130°C и максимум до 200°C, при этом температуры в магnezитах не отличаются от вмещающих доломитов. Для Исмакаевского МКМ Тгом в магnezитах составили 90-120°C. Минимальными температурами характеризуются магnezиты Катав-Ивановского МКМ (105-115°C). Тгом включений в магnezитах из МКМ Белорецкого района (в авзянской свите – Новодоломитового, Отнурского, в кызылташской свите – Азналкинського) варьируют от 100°C до 180°C. В Семибратском МКМ Тгом наиболее высокие, до 200°C. По А.П. Бояркину, сходство Тгом ФВ в магnezитах и вмещающих породах отражает температуру преобразования пород в условиях литогенеза: в БМА установлен ряд МКМ, связанный с уровнем метаморфизма вмещающих пород: Бакал (120°C) – Сатка (150°C) – Ельничное (170°C) – Ахтенское (180-300°C) [Генетические типы ..., 1984].

Нами в Саткинском рудном поле было получено два температурных пика ФВ в магnezитах и сингенетичном кварце – 150°C и 300°C [Крупенин и др., 2013]. В Исмакаевском МКМ сингенетичный кварц имеет устойчивые Тгом (216-245°C); в магnezитах – среднее значение составляет 224°C [Крупенин, Гараева, 2015].

Расчет температур образования магnezита Саткинских МКМ по изотопному составу кислорода дал значения 160-175°C [Крупенин и др., 2011]. Оценка температур образования магnezитов и вмещающих карбонатов по химическим геотермометрам Na/K и Na/Li по методике [Kharaka, Mariner, 1989] на основе измерений состава ФВ на хроматографе подтверждают низкие температуры Mg-метасоматоза – 110-170°C [Prochaska, Krupenin, 2013].

Расчетные температуры образования кварца и талька из экзоконтакта магnezитовой залежи Саткинского месторождения [Крупенин и др., 2012г] значительно отличаются между собой, но близки для проб одинакового минерального состава: 81-105°C – для кварца и 185-201°C – для талька. Изотопный состав кислорода во флюиде принят равным океанической воде ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=0$ ‰, SMOW). Это указывает на неравновесную кристаллизацию минералов, обусловленную разными температурами минерализации в зоне контакта с магnezитовой залежью (тальк) и на расстоянии 10-12 м (кварц в экзоконтакте). Полученные температуры подтверждаются независимым методом – изучением Тгом ФВ в кварце и магnezите. Анализ ФВ

в кварце (76 точек) из секреторных выделений в доломите, выполненный для тех же проб, что изотопия кислорода, показал модальное значение 149°C [Крупенин и др., 2013a]. Максимальные Тгом ФВ в магнезитах – 290°C. В целом данные термометрии подтверждают более высокие температуры образования магнезита по сравнению с кварцем из экзоконтакта.

Присутствие в карбонатных метасоматитах отрицательной аномалии Eu является косвенным признаком того, что температуры при перекристаллизации не превышали 250°C [Bau, Moeller, 1992]. Экспериментально установлено, что в щелочных условиях в карбонатной среде, обогащенной Na, концентрации Nd в растворе не изменяются в интервале температур 150-250°C, а концентрации Y, высокие для низких температур, резко убывают при росте температуры, приближаясь к концентрациям Nd [Синькова, 1971]. Соответственно, по мере роста температуры карбонатный осадок обогащается Y, и рост отношения Y/Nd может быть сравнительным индикатором температуры образования магнезита [Крупенин, 2005]. Значения отношения Y/Nd в МКМ I подтипа – 6.0-9.9, в то время как для II подтипа – 1.07-3.52 (см. табл 4.5), что указывает на формирование МКМ I подтипа при более высоких температурах. Вероятно, с температурой формирования связан и размер кристаллов в структурах магнезита.

Последовательность геологических процессов на типовых МКМ

Южно-Уральской провинции

Феноменологические модели процессов, определивших образование метасоматических магнезитовых залежей в типовых объектах Южно-Уральской провинции, основаны на комплексе признаков сходства и различия геолого-геохимических данных. Для МКМ обоих подтипов предполагаются: один источник флюида (захоронённые эвапоритовые рассолы), приуроченность к этапам рифтогенного разуплотнения и прогрева земной коры в среднем рифее, единые продукты метасоматоза в виде образования мономинеральных магнезитовых залежей. Однако Саткинское и Исмакаевское МКМ и другие объекты этих подтипов различаются по ряду параметров: свойствам карбонатного протолита, составу примесных минералов в магнезите и околорудных доломитах, путям и времени миграции магнезиального рассольного флюида.

Для Саткинского МКМ предполагается модель формирования (рис. 4.30).

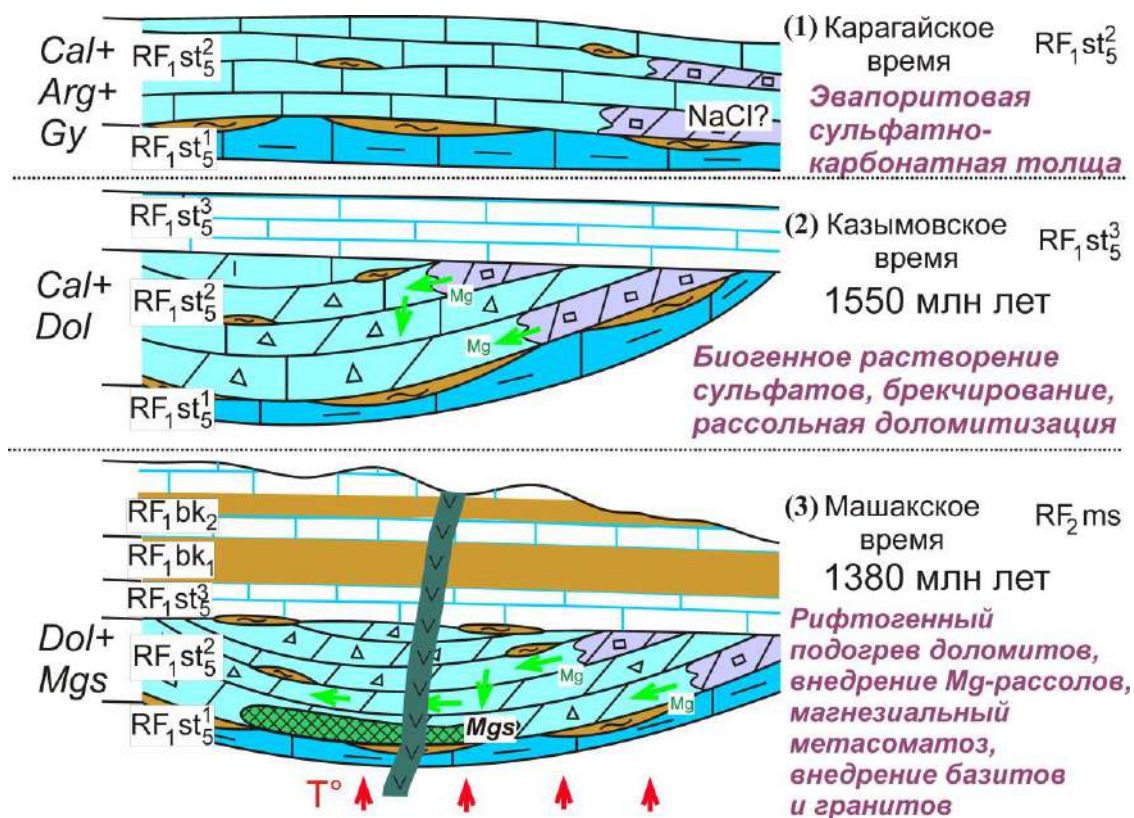


Рис. 4.30. Модель формирования Саткинских магнезитовых месторождений (I подтип). Cal – кальцит; Arg – арагонит; Gy – гипс; Dol – доломит; Mgs – магнезит (вне масштаба).

Магнезитовмещающая карагайская толща накапливалась в мелководной лагуне дистальной зоны эвапоритового бассейна, где создавались условия для раннедиагенетической доломитизации первичных арагонитовых илов, роста конкреционных сульфатов и развития биосульфатредукции. При накоплении вышележащих известняков (около 1550 млн лет назад) в процессе БСР завершилось растворение эвапоритовых минералов в карагайских доломитах, формирование коллапс-брекчий, повысилась проницаемость доломитовой толщи, которая в раннем катагенезе находилась на глубине до 1.5-2 км. При нормальном геотермическом градиенте температура на этой глубине могла составлять 50-60° С. В ходе рифтогенной активизации 1380 млн лет назад, при повышении геотермического градиента, произошёл нагрев вмещающих доломитов. Рифтогенные движения способствовали латеральной миграции захоронённых магнезиальных рассолов сквозь проницаемую толщу доломитов (протолит). При их подогреве создались физико-химические условия для смещения реакций в сторону образования магнезита. Аналогичная модель рассматривается и для одновозрастных с Саткой МКМ залежей в бакальской свите.

Формирование Ирмакаевского МКМ отличается от Саткинского (рис. 4.31).

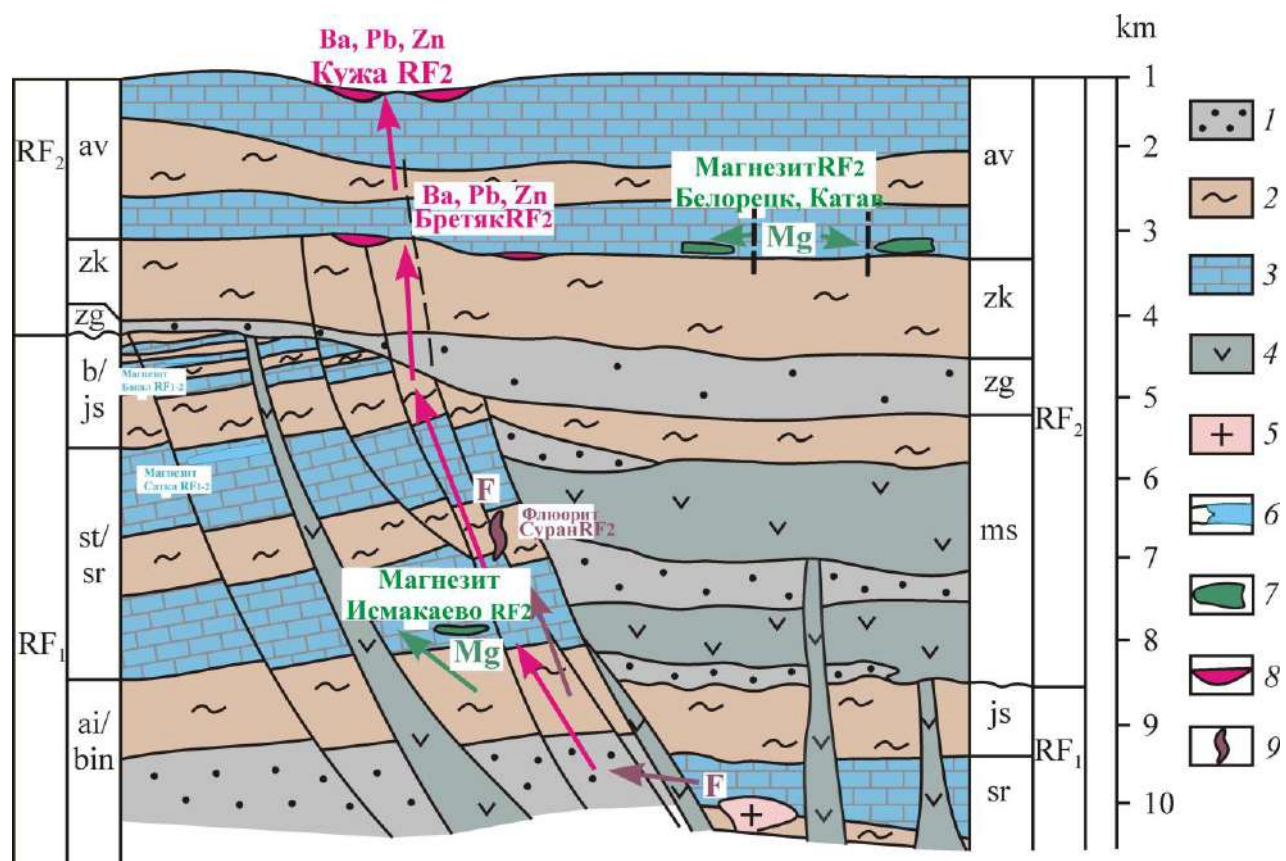


Рис. 4.31. Модель стратиформного рудообразования в Приуральской надрифтовой впадине на позднеавзянском этапе.

1 – конгломераты и песчаники; 2 – глинистые сланцы и алевролиты; 3 – карбонаты; 4 – долериты; 5 – гранитоиды; 6 – магнезиты машакского уровня (I подтип, 1380 млн лет); 7 – магнезиты суранского и авзянского уровня (II подтип, 1250 млн лет); 8 – барит и полиметаллы; 9 – флюориты.

Вмещающая толща известняков миньянской пачки суранской свиты образовалась в мелководно-морских условиях. Но 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) на позднеавзянском этапе привела здесь к активной флюидной миграции в породах бурзяния и юрматиния.

Флюиды представляли собой захоронённые эвапоритовые рассолы, испытавшие длительное взаимодействие с терригенно-глинистыми породами в глубоко погруженных структурах Машакского рифта. В процессе катагенетической термосульфатредукции эвапоритовый сульфат был израсходован на образование пирита в мергелях и сланцах. Часть таких рассолов в результате взаимодействия с рифтогенными гранитоидами и контаминации фтором стала основой для формирования Суранской флюоритоносной зоны [Крупенин и др., 20126]. Часть рассолов послужила базисом для барит-полиметаллических SEDEX объектов в

авзянской свите. Другая часть рассолов, нагретая в глубоких частях рифтовой зоны, при попадании в известняки миньякской 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 [Крупенин и др., 2019]). Подобные геохимически зрелые Mg-Fe рассолы из отложений нижнего рифея стали основным источником для формирования Fe-магнезитов в авзянской свите. В авзянской свите миграция захороненных рассолов на этапе тектоно-термальной активизации также привела к образованию малоглубинных низкотемпературных МКМ Семибратской, Белорецкой и Катав-Ивановской групп.

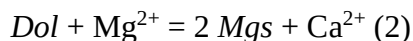
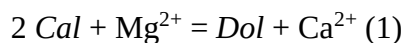
Физико-химическая численная модель формирования магнезитовых месторождений

Подтверждением изложенных представлений явилось численное физико-химическое моделирование процесса взаимодействия раствор–порода (W-R) в процессе Mg-метасоматоза на типовых месторождениях – Саткинском и Исмакаевском (методика во Введении). Переменными параметрами модели являлись начальная и конечная температуры взаимодействия, а также отношение раствор/порода (“**water/rock**” - 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 отложения солей в эвапоритовом бассейне [McCaffrey et al., 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 отложение 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, изменённой предшествующим взаимодействием.

В результате получены различные варианты последовательных преобразований карбонатного протолита, воспроизводящие основные черты типовых МКМ Южно-Уральской провинции (и не только ее). Основным условием замещения доломита магнезитом является

нагревание растворов морского происхождения с характерным высоким отношением Mg/Ca до $T=200\text{--}250^\circ\text{C}$, приводящее к смещению вправо равновесий:



Линии равновесия этих реакций вместе с фигуративными точками состава растворов (**рис. 4.32**) [Крупенин, Кольцов, Маслов, 2013] показывают, что точка морской воды располагается в поле доломита, точка эвапоритового рассола смещена в поле магнезита, а точка порового раствора в доломите находится на линии равновесия реакции (1), поскольку при нагревании доломита образуется небольшое количество магнезита [Крупенин, Кольцов, 2017]. Именно этим объясняется присутствие тонкорассеянного магнезита в толщах раннедиагенетических доломитов рифея [Анфимов, 2007 и др.].

Во флюидодоминирующем режиме (соотношение активностей Ca^{2+} и Mg^{2+} не меняется) при нагревании такого раствора, происходит смещение его состава в поле магнезита и замещение доломита магнезитом. Точка состава раствора после его взаимодействия с нагретым сланцем уже оказывается в поле магнезита, что определяет возможность образования этого минерала как при дальнейшем нагревании, так и при некотором охлаждении раствора.

Рассолы, захороненные в бассейне породообразования, испытали различную контаминацию при контакте с глинистыми породами. Метаморфизм рассолов в саткинском породном бассейне проходил преимущественно в доломитовой среде, а в суранском – в сланцевой, что определило различия в составе флюидов. Восстановительные условия катагенетического захоронения рассолов способствовали переходу сульфата в сульфид (био- или термосульфатредукция).

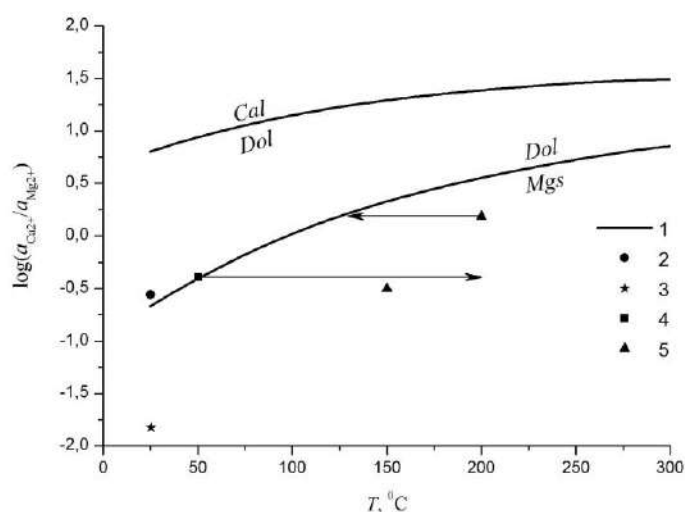


Рис. 4.32. Диаграмма $T - \log(a_{\text{Ca}^{2+}}/a_{\text{Mg}^{2+}})$ полей устойчивости карбонатов при давлении насыщенного пара воды [Крупенин и др., 2013].

1 – линии равновесия карбонатов, 2 – 5 – фигуративные точки состава растворов, используемых в расчётах: 2 – морская вода, 3 – рассол гипсовой стадии, 4 – доломитовый раствор, 5 – сланцевый раствор. Стрелками показаны пути эволюции растворов в метасоматическом процессе при изменении температуры.

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** формируются в процессе нагрева рассола в

толще протолита, особенностями преобразований являются резкий фронт замещения доломита магнезитом, присутствие в магнезитовой зоне Mg-хлорита, растворение кварца или замещение его тальком. Уже при $W/R = 30\text{--}40$ наблюдается резкое замещение доломита магнезитом по реакции (2), которое мало зависит от температуры (рис. 4.33а).

Анализ полученных моделей нагревания выявляет некоторые черты их сходства с наблюдаемыми признаками магнезитов и вмещающих доломитов Сатки. Главной чертой модельных метасоматических колонок, полученных при нагревании потока растворов в восстановительной среде, является резкое замещение доломита магнезитом. Оно наблюдается при значениях $W/R=50\text{--}60$, которое мало зависит от температуры. Колонка с граничными температурами $T_{\text{нач.}} = 150\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{кон.}} = 300\text{ }^{\circ}\text{C}$ может быть представлена следующим образом:

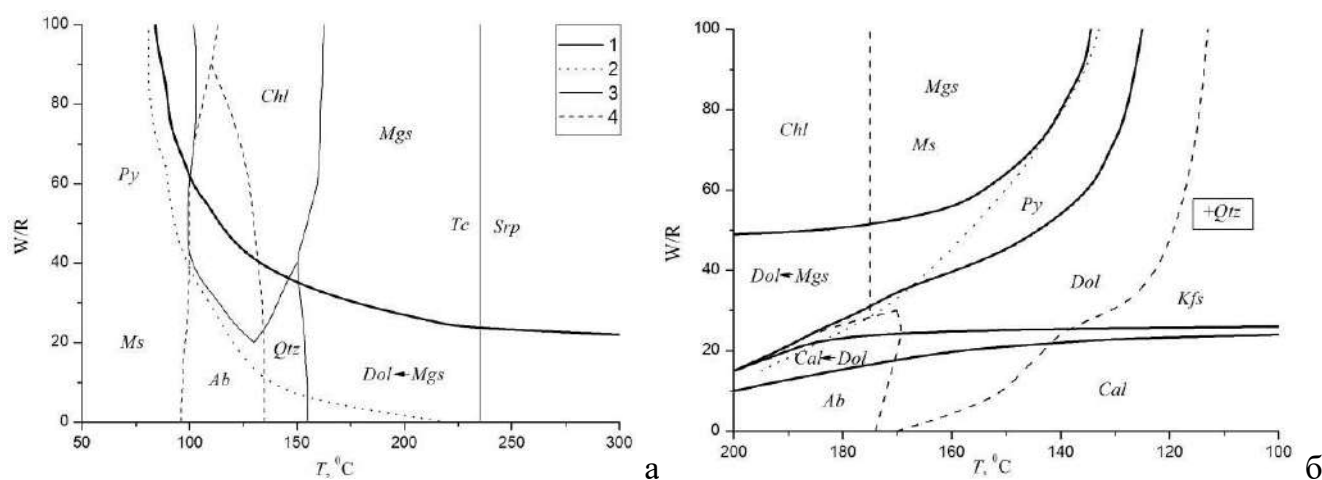


Рис. 4.33. Диаграмма $T - W/R$ полей устойчивости продуктов метасоматоза карбонатных пород с примесями [Крупенин, Кольцов, 2017].

(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.

Отличия колонок, образующихся при нагревании в окислительных условиях, заключаются в присутствии ангидрита (около 20% количества магнезита), появлении зоны серпентина, вместо пирита во всех зонах присутствует гематит, а во фронтальной зоне — примеси талька и кальцита [Крупенин и др., 2013₂, с. 440.].

Предполагается, что варианты этих моделей с доломитовым и сланцевым источниками представляют собой два крайних случая, а в конкретных природных условиях могут реализоваться любые промежуточные варианты, когда потоки растворов, сформированные в карбонатной и терригенной средах, смешиваются между собой в разных пропорциях. При этом

¹ В скобках указаны минералы в количестве менее 1 мас. %.

будут сохраняться главные отличительные особенности модели нагревания. К ним можно отнести: сужение зоны доломита с повышением температуры; присутствие только хлорита в магнезитовой зоне; растворение кварца или замещение его тальком [Крупенин, Кольцов, 2017].

Формирование **месторождений II подтипа** происходит как при нагреве, так и при охлаждении ранее нагретых растворов при их фильтрации через известняковый протолит. В этой модели может образоваться широкая доломитовая зона при пониженных температурах, как в МКМ II подтипа, и узкая – при повышенных, как в МКМ Австрии (Сунк, Вайч). Фронты замещения растянуты (контактные зоны вкрапленности магнезита в доломите), в магнезитовой зоне присутствуют хлорит и мусковит, в доломитовой – мусковит, в кальцитовой – сохраняется калиевый полевой шпат, всюду отлагается кварц. Характерное повышение содержания Fe в магнезите и доломите месторождений II подтипа обеспечивается длительным предшествующим взаимодействием раствора с вмещающими глинистыми породами (сланцевый раствор). Для типового Исмакаевского МКМ применима модель охлаждения предварительно нагретого раствора (**рис. 4.336**). К признакам продуктов 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 численного моделирования, в режиме остывания флюида 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 вариантом определяется присутствие брейнеритов (магнезитов с содержанием сидеритового минала до 30%) в карбонатных метасоматитах проявления Богряшка, расположенного в той же структурной зоне и в том же стратиграфическом горизонте (миньякская пачка суранской свиты) в 10 км южнее Fe-магнезитов Исмакаевского месторождения [Крупенин и др., 2019].

Обязательным 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, большая разность температур между источником и протолитом. **Таким образом, комплекс геолого-геохимических признаков и физико-химические закономерности минералообразования предполагают термально-рассольную метасоматическую модель формирования месторождений магнезита Южно-Уральской провинции.**

4.1.8. Сравнительное описание МКМ мира

Удере́йская провинция

Месторождения Удере́йской провинций расположены в Енисейском кряже, сравнительно хорошо изучены, содержат объекты, разрабатываемые в настоящее время. Енисейский кряж прилегает с юго-запада к Сибирской платформе и является рифейской окраиной Сибирского палеоконтинента, имеющей покровно-складчатое строение [Хераскова и др., 2009]. Она сложена осадочными и метаморфизованными отложениями рифея и венда и прорывающими их магматическим образованиями. МКМ приурочены к Ангаро-Питскому синклинию в междуречье Ангары и Бол. Пита в восточной части Енисейского кряжа (**рис. 4.34**).

Основным структурным элементом синклиория является амагматичная Дашкинская брахисинклиналь, выполненная комплексом слабо метаморфизованных терригенно-карбонатных пород, слагающих сухопитскую серию среднего рифея, а также тунгусикскую и осянскую серии верхнего рифея. МКМ приурочены в основном к сухопитской серии, в которой выделяют (снизу вверх): горбилокская, удере́йская, погорю́йская (около 1125 млн лет, К-Аг [Геологическая карта, 1998]) свиты терригенного состава, затем карбонатные свита карточки и алады́нская [Семихатов, 1962]. На последнюю с несогласием налегают породы тунгусикской серии: терригенные красногорской, карбонатные джурской (около 955 млн лет, [Геологическая карта ..., 1998]), серого ключа, шунтарской свит [Пономарев, Забиров, 1988]. Промышленные залежи магнезитов приурочены к алады́нской свите, однако Кардаканское МКМ приурочено к строматолитовым карбонатам джурской свиты в восточной части Дашкинской синклинали (см. рис. 4.34). Несмотря на длительное изучение, корреляция свит сухопитской и тунгусикской серий до сих пор являются предметом дискуссии. Объясняется это как закарстованием, так и контрастной фациальной изменчивостью осадочных комплексов вследствие активного палеотектонического развития региона в рифее, а также нарастанием степени метаморфизма к западу. Только в локальных зонах около магнезитовых месторождений, а также вдоль р. Ангары, закартированы доломиты и магнезиты, более устойчивые к выветриванию, чем известняки.

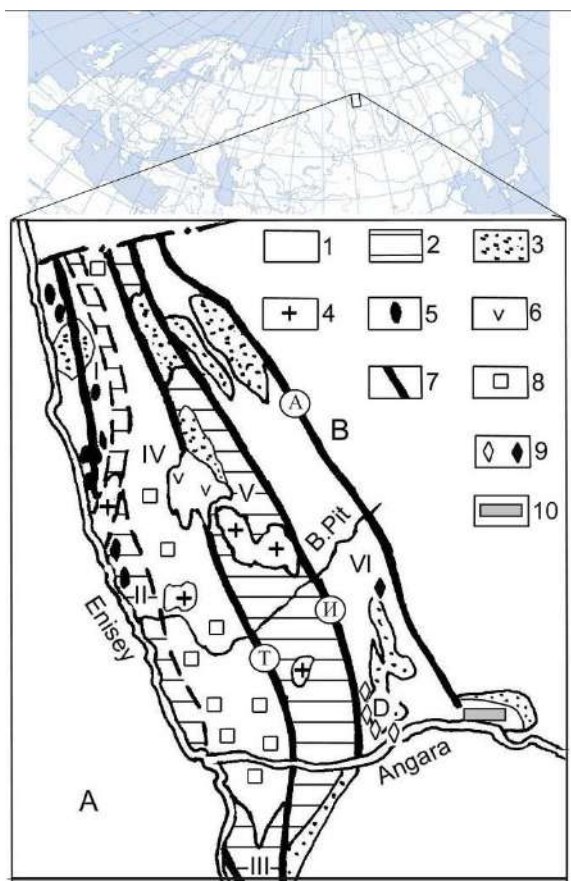


Рис. 4.34. Тектоническая схема размещения магнетитовых месторождений Удереysкой провинции в Енисейском кряже, с использованием данных [Геологическая карта ..., 1998].

А – Западно-Сибирская плита; В – Сибирская платформа; 1 – синклинии: Исаковский (I), Большепитский (IV), Ангара-Питский (VI); 2 – антиклинории: Приенисейский (II), Ангара-Канский (III), Центральный (V); 3 – впадины, D – Дашкинская брахисинклиналь; 4 – гранитоиды; 5 – ультрабазиты; 6 – габброиды; 7 – региональные глубинные разломы, в кружках: А – Анкиновский, И – Ишимбинский, Т – Татарский; 8 – полиметаллическая минерализация; 9 – магнетитовые месторождения, залитый знак – Кардакан; 10 – разрезы магнетитонесущей аладинской свиты в Иркинцевском выступе.

Магнезиты образуют преимущественно пластообразные, согласные со слоистостью залежи. В то же время, данные геологоразведочных работ показывают сложную форму ступенчатых латеральных контактов магнетитовых залежей с вмещающими доломитами (рис. 4.35). Такие особенности строения магнетитовых залежей явно указывают на процесс вторичного образования магнезитов по твердым вмещающим доломитам. Как и в Южно-Уральской, магнезиты метасоматически развиваются по различным фациальным типам доломитов: массивным, мелкослоистым и брекчиям, гнезда розового талька образуются как по магнезитам, так и околорудным доломитам [Крупенин и др., 2004].

Минералогический состав магнезитов простой, в контактовых частях залежи обогащены минералами примесями: доломит, кальцит, тальк, кварц, опал, УХВ; акцессории – апатит, флюорит, палыгорскит, брусит [Шевченко, 1991]. Магнезиты Удереysкой провинции отличаются от уральских аналогов пониженными содержаниями основных примесных окислов SiO_2 , CaO , FeO [Главнейшие магнетитовые ..., 1993], что объясняется наиболее чистым составом вмещающих доломитов и подтверждает метасоматическую природу магнезитов. Содержание FeO в МКМ Голубое, Екатерининское и Верхотуровское составляет 0.09-0.23% – на уровне лучших мировых стандартов (магнезитов провинции Ляонин, Китай). В магнезитах Удереysкой провинции относительно уральских повышено содержание P_2O_5 (0.03-0.34 %), как и в доломитах (среднее 0.14%). Магнезиты обеих провинций содержат небольшое количество

Ba, Sr, Th, Y, REE, в них несколько повышены содержания Ni, Co, V [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]. Это можно объяснить сходством поведения сидерофильных элементов, накапливающихся при метасоматозе вместе с Mg.

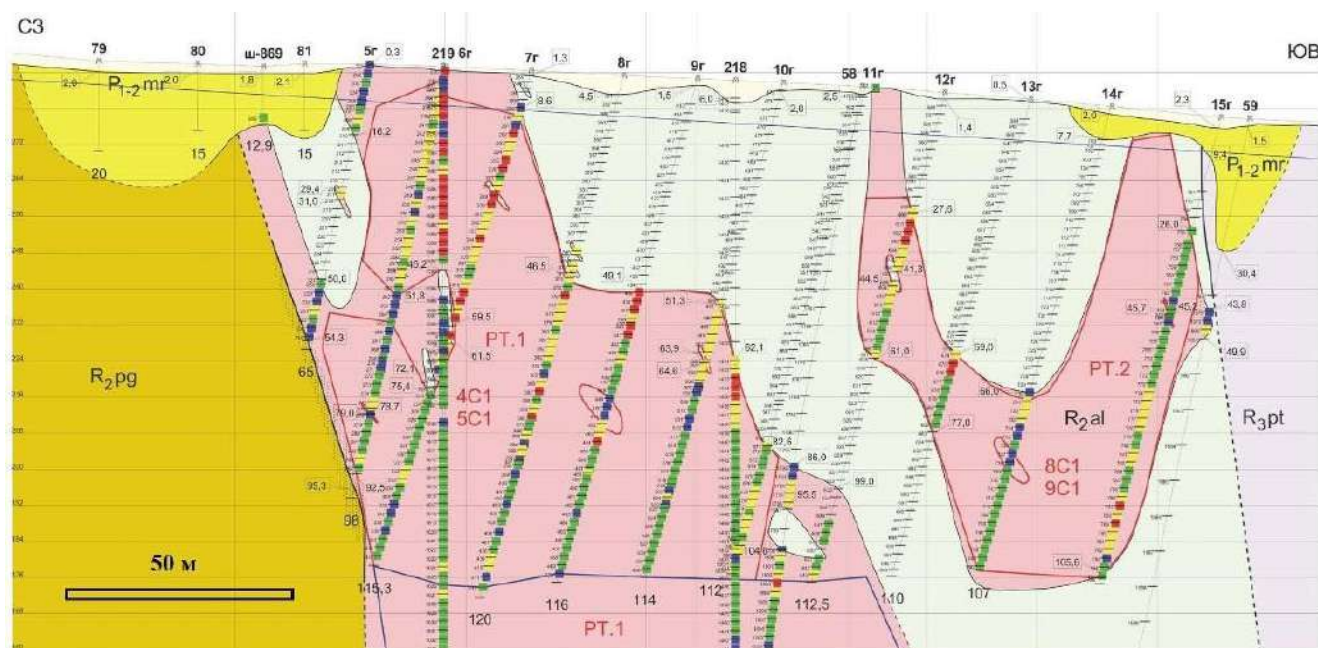


Рис. 4.35. Разведочный поперечный разрез месторождения Голубое, (с разрешения Ангарской ГРЭ).

RF_{2pg} – терригенные породы погорюйской свиты среднего рифея, RF_{2al} – доломиты и магнезиты аладинской свиты, RF_{3pt} – хлоритоидные сланцы потоскуйской свиты верхнего рифея, P_{1-2mr} – глинистые отложения карста.

Хондрит-нормированные тренды распределения РЗЭ для магнезитов Удережской и Уральской провинции сходны, что обусловлено, вероятно, близкими условиями метасоматоза при невысоких температуре и давлении. Незначительный вынос ЛРЗЭ относительно доломитов фиксируется в магнезитах (рис. 4.36) с дальнейшим уменьшением содержания ЛРЗЭ в перекристаллизованных гигантозернистых разностях (см. рис 4.36, Ekt-10) [Крупенин, 2005]. В то же время, в 14 пробах магнезитов из МКМ Екатерининское, Голубое, Верхотуровское, как и в доломитах, сохраняются отрицательные аномалии Eu и Ce, вероятно, унаследованные при метасоматозе. Величины (ЛРЗЭ/ТРЗЭ)_N в магнезитах саткинского подтипа и Удережской провинции практически совпадают (2.45-2.47), что подчеркивает сходство их генезиса (степень фракционирования лантаноидов при метасоматической перекристаллизации, табл. 4.15 и 4.16). Связь рудных флюидов с осадочным карбонатным бассейном проявляется в суперхондритовых величинах Y/No в магнезитах (43-55, и во вмещающих доломитах – 42-56), по аналогии с магнезитами и доломитами саткинского подтипа (42-58). Это указывает на незначительную миграцию растворов в бассейне породообразования в катагенезе [Крупенин, 2005].

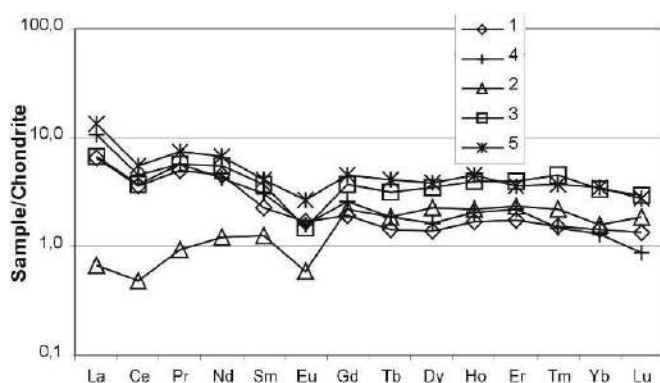


Рис. 4.36. Распределение лантаноидов в магнезитах (1-3) и доломитах (4, 5) Екатерининского МКМ: 1 – Ekt-9-1 (крупнозерн.), 2 – Ekt-10 (гигантозерн.), 3 – Ekt-12 (среднезерн.); 4 – Ekt-9-7 диагенетическая брекчия, 5 – Ekt-5 массивный.

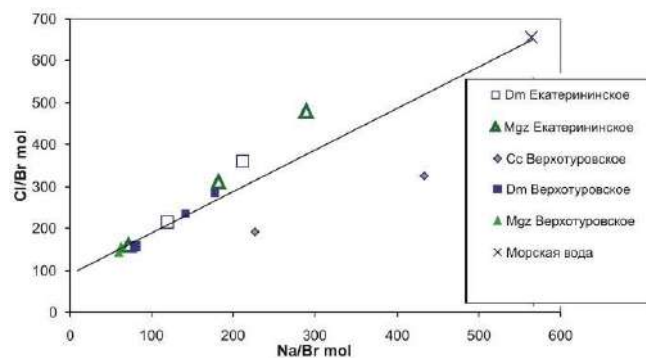


Рис. 4.37. Cl-Br-Na систематика флюидных включений из магнезитов, вмещающих доломитов и подстилающих известняков свиты карточка на двух месторождениях Удереиской провинции по [Крупенин, Прохаска, 2010].

Изучение Cl-Br-Na систематики из флюидных включений вмещающих карбонатов и магнезитов Удереиской провинции было выполнено методом ионной хроматографии в Горном Университете Леобена (Австрия) на двух МКМ – Екатерининском и Верхотуровском [Крупенин, Прохаска, 2010]. В координатах отношений молярных концентраций Cl/Br – Na/Br магнезиты и околорудные доломиты расположены по ЛЭТ (рис. 4.37). Эта линия характеризуется закономерным снижением значений в указанных координатах от точки морской воды (соответственно Cl/Br – 655 и Na/Br – 564) к оси ординат. Существование тренда объясняется линейным накоплением брома в эвапоритовом рассоле по мере его сгущения [Prochaska, 2000]. Магнезиты в этом ряду имеют минимальные значения на уровне Cl/Br – 144-179, Na/Br – 59-289, указывая на образование из наиболее сгущенных рассолов, обогащенных Br и Mg. Точки известняков свиты карточка лежат за пределами эвапоритового тренда, однако в поле значений, пониженных относительно морской воды. Следовательно, для Енисейского кряжа, как и для Южно-Уральской провинции, источником Mg для метасоматических флюидов также являлись магнезиальные эвапоритовые рассолы. Литологическими признаками, подтверждающими возможность существования эвапоритов в аладыинское время, являются доломитовый состав магнезитовмещающей свиты и горизонты коллапс-брекчий.

Изотопные данные по вмещающим карбонатам и магнезитам. Нами впервые получены данные по распределению стабильных изотопов $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ для Екатерининского МКМ и радиогенного ^{87}Sr – для Кардаканского. Анализы выполнены в ИГГД РАН (С-Петербург), методика изучения отражена в публикациях [Крупенин и др., 2012а, 2015]. Распределение стабильных изотопов вписывается в общий тренд для в МКМ как Южно-Уральской, так и других провинций, подчеркивая их генетическое единство. Для свиты карточка значения $\delta^{13}\text{C}$ в известняках и в доломитах варьируют в узких пределах, соответственно от -0.9 до +0.5‰ и от -

0.4 до -0.5‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в известняках (19.1-18.9‰) выше, чем в доломитах (14.5-13.9‰), что может отражать эпигенетическое преобразование доломитов при более высокотемпературных условиях. Распределение $\delta^{13}\text{C}$ во вмещающих доломитах аладынской свиты варьирует слабо (среднее 0.0‰), а во вторичных доломитах из гнезд еще более компактно и понижено (среднее -0.6‰). Диапазон величин $\delta^{18}\text{O}$ во вмещающих доломитах тоже узкий (13.7...14.3‰). В магнезитах $\delta^{13}\text{C}$ отвечает -1.3 ...+0.5‰, $\delta^{18}\text{O}$ в среднем 13‰.

Rb-Sr изотопия изучена на Кардаканском МКМ [Крупенин и др., 2015]. Два рудных тела мощностью около 300 м образуют субвертикальные зоны в пологопадающей толще вмещающих строматолитовых доломитов джурской свите верхнего рифея. Доломитовые брекчии здесь отсутствуют. Магнезиты светло-серые с полосчатой текстурой, размер стрелчатых зёрен от 2-3 до 10-15 мм. Известняки для сравнения взяты из сосновской свиты на р. Каменке к востоку от Кардаканского месторождения. Содержание Sr падает в ряду известняк (308-461 г/т) – доломит (19.2-234 г/т) – магнезит (15.4-86.4 г/т). По величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ установлен ряд: известняки – около 0.7054, доломиты – до 0.7064-0.7076 и магнезиты – 0.7074-0.7119, демонстрирующий те же закономерности, что и в Южно-Уральской провинции: в доломитах, и тем более магнезитах, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ определяются степенью взаимодействия эпигенетических растворов с терригенными породами рифея.

Генезис месторождений магнезита Удере́йской провинции. В Енисейском крыже, как и на Южном Урале, МКМ приурочены к определенному стратиграфическому интервалу: доломитам аладынской свиты. Ясно, что Mg-носные растворы не могли поступать снизу: в известняках свиты карточки нет доломитов и магнезитов; не могли просачиваться сверху – в карбонатах вышележащей джурской свиты присутствует лишь **локальная** магнезитовая минерализация (Кардаканское МКМ), а вышележащая шунтарская содержит лишь известняки. В этом случае важно определить условия накопления самих рудовмещающих доломитов. Их характерной особенностью, отмеченной еще геологами съёмщиками, является присутствие горизонтов доломитовых брекчий. Причем это не тектонические брекчии зон разломов, а осадочные, поскольку они образуют стратифицированные геологические тела, цемент в них представлен таким же серым тонкокристаллическим доломитом, что и обломки. Кроме того, брекчии содержат гнезда крупнокристаллического доломита. По простиранью брекчии постепенно переходят в ненарушенные доломиты [Легенда Енисейской..., 1998; Л.К. Качевский, 2008 устное сообщение]. Такие брекчии подобны коллапс-брекчиям в карагайском горизонте саткинской свиты Южно-Уральской провинции [Крупенин, 2018], и, вероятно, также образованы в результате растворения сульфатов в диагенезе в процессе БСР.

Нами проводилось описание типовых разрезов аладынской свиты по течению р. Ангара на протяжении 100 км в широтном направлении (Богучанский и Мотыгинский районы

Красноярского края) от р. Артюгина у пос. Манзя, до устья р. Аладьина и у Аладьинской шиверы, карьеры МКМ Тальского, Екатерининского, Голубого, Верхотуровского – коллапс-брекчии сохраняются везде. Широкий набор признаков эвапоритовых обстановок седиментации прослеживается во всех разрезах аладьинской свиты (энтеролитовые текстуры, псевдоморфозы вторичного доломита по гипсу во вмещающих доломитах, обильное развитие коллапс-брекчий, зональное секреционное выполнение гнезд), **и эти явления отсутствуют в выше- и нижележащих свитах.** Следовательно, обилие вторичных текстур в доломитах всех районов развития аладьинской свиты связано не с гидротермальными изменениями под влиянием щелочного магматизма и тектоники (?) [Колиознов, 2021], а с особенностями седиментации. Очевидно, принципиальную модель карбонатонакопления Е.М. Хабарова [Хабаров, Вараксина, 2011] для данного региона следует уточнить, добавив в зоне карбонатного шельфа обширные участки карбонатно-эвапоритовой лагунной седиментации по аналогии с условиями седиментации в нижнем-среднем рифее Южного Урала (см. раздел 2.3).

Эвапоритовый характер магнезитовмещающих толщ Енисейского кряжа подтверждается также присутствием в них примеси флюорита как акцессорного минерала первых стадий эвапоритового процесса и наличием хлоридов щелочных металлов, установленное по дополнительным эндотермическим пикам в интервале 500-800°C, исчезающих после кипячения доломитов Тальского месторождения [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]. Нами изучен состав ФВ в секреционном кварце из гнезд в коллапс-брекчиях в Иркинском выступе, где отсутствует магматизм и минимально влияние наложенных позднерифейских тектоно-термальных процессов, проявленное на западе Енисейского кряжа. Подтверждено присутствие среднетемпературных (242–432°C) Mg-Ca-Na хлоридных рассолов с соленостью 15-28 % экв. NaCl, обогащенных FeCl₂ [Крупенин, Гараева, 2015]. Эта картина вписывается в схему эволюции катагенетических флюидов, на начальном этапе обогащенных компонентами морского раствора, с преобладанием Mg-Ca-Na-K, но по мере метаморфизма поровых вод в породном бассейне при взаимодействии с терригенно-глинистыми породами насыщающихся железом [Prochaska, Krupenin, 2013].

На территории Енисейского кряжа в рифейское время имел место длительный период начального рифтинга и стабилизации шельфа, сменившегося в **среднем рифее интенсивным растяжением** [Хабаров, 1994; 2002], сопровождавшимся деструкцией карбонатного шельфа, образованием локальных депрессий с гравитационным (турбидитным) осадконакоплением и вулканизмом. С раннепогорюйского времени (RF_{2pg}) образовались различные фациальные зоны в восточной и западной частях территории. В западной части структуры, вследствие разрыва континентальной коры, формировалась островодужная система, вулканические образования которой сохранились в Исаковской зоне. В восточной зоне преобладали

мелководные алевро-песчаные отложения шельфа. В конце среднего и в верхнем рифее в восточной приконтинентальной части существовали мелководные карбонатные платформы и рампы, в которых предполагается эвапоритовая седиментация (аладынская свита). В осянское время процессы задугового рифтинга вновь сформировали депрессии с вулканогенно-осадочной турбидитной седиментацией в западной части и терригенно-карбонатной шельфовой в восточной части окраинного морского бассейна, который прекратил свое существование в связи с байкальской коллизией [Хабаров, 2002].

Вероятно, в локализации магнетитового оруденения был важен тектонический фактор, поскольку все МКМ приурочены к секущим первичную слоистость крутопадающим линейным зонам [Крупенин и др., 2004]. Особенно важную роль в локализации МПИ здесь играет Ишимбинский глубинный разлом, пересекающий в субмеридиональном направлении восточную часть структуры Енисейского кряжа (см. рис. 4.34). С зоной его влияния связаны крупнейшие золоторудные месторождения (Олимпиада, Соврудник и др.) в черных сланцах (удерейская свита (RF₂ud) [Сазонов и др., 2016; Гибшер и др., 2019]), подстилающих аладынскую свиту. Возможно, образование МКМ также связано с формированием этой крупной зоны разуплотнения в земной коре. Физико-химическое моделирование показало, что образование магнетита связано с нагревом магнезиальных растворов [Крупенин, Кольцов, 2017]. Источником флюида были захоронённые высокомагнезиальные рассолы эвапоритового бассейна аладынского времени, а местом разгрузки – прогретая и разуплотнённая зона влияния Ишимбинского глубинного разлома. Указанные процессы связаны по времени, вероятно, с импульсом верхнерифейского рифтогенеза на ЮЗ окраине Сибирской платформы (рифтогенный внутриплитный магматизм, 0.8-0.6 млрд лет назад [Ножкин и др., 2011]).

Таким образом, Удерейская провинция МКМ содержит ряд признаков сходства с Южно-Уральской: приуроченность к рифтогенным структурам, испытавшим активизацию в среднем и верхнем рифее, отсутствие связи с магматизмом, широкое развитие карбонатных отложений и признаки эвапоритовой седиментации (стратифицированные горизонты доломитов, коллапс-брекчии, рассольный состав флюидных включений), наложенная метасоматическая природа магнетитовых залежей, минералого-геохимические особенности магнетитов.

Нижний протерозой Карелии (Онежский прогиб)

Сумийский этап рифтогенеза гранитов фундамента имел место на границе AR-PR (2.5-2.45 млрд лет) перед заложением Онежского прогиба [Онежская ..., 2011]. В ятулии растяжение повторилось, произошел рифтогенез на Фенноскандинавском щите (2,15–2,11 млрд лет назад) с широким внедрением роев толеитовых даек, базитовых и гранитоидных массивов в надкоровые образования Карельского кратона [Hansen et al., 2023]. Период длительного (500 млн лет),

импульсного рифтогенного магматизма и осадконакопления закончился Лапландско-Кольский орогенезом около 1,94 млрд лет (заккрытие Кольского океана [Daly et al., 2006]).

Предполагается рифтогенное развитие Онежского прогиба в ятулии-людиковии. В низах ятулия (2.1 млрд. лет) локально на архейском гранитном фундаменте развиты эвапориты (до 500 м галита и ангидрита с магнезитом и доломитом [Морозов и др., 2010], см. раздел 2.1). В других местах разрез начинается 400-метровой толщей базальных полимиктовых конгломератов палозеро (начало рифтогенеза, резко расчлененный рельеф). Затем следуют 50 м красноцветных косослоистых песчаников янгозеро (континентальный речной снос в рифтовую долину), 70 м кварцевых и красноцветных косослоистых песчаников и сланцев с базальтовыми потоками (собственно рифтовая стадия с магматизмом). Завершает разрез 800 м туломозерская свита – тонкослоистые и строматолитовые красноцветные доломиты и алевролиты с прослоями магнезитов и доломитовых коллапс-брекчий, псевдоморфоз по гипсу. Спектр фаций – от песчаников речной системы до доломитов плайевых и литоральных равнин внутреннего шельфа с преобладанием эвапоритовых обстановок. Со стратиграфическим несогласием на ятулии залегают отложения людиковия (2,06–1,96 млрд лет): заонежская свита (1500 м, шунгитовые сланцы, иногда с обильной сульфидной и туфогенной примесью), суйсарская свита (400 м, базальты) [Куликова, 1996]. Завершают разрез Онежского прогиба граувакковые и аркозовые песчаники калевия и вепсия мощностью более 2 км.

В туломозерской свите разрез мощностью 680 м сложен чередованием красноцветных строматолитовых и слоистых доломитов и алевролитов, сформированных в сложном сочетании мелководно-морских и неморских, частично ограниченных от моря, обстановок, в том числе эвапоритовых. Магнезит слагает серию из 4 пластов мощностью до 2 м и один слой до 15 м внутри доломитовых брекчий обрушения, строматолитов. Стабильные изотопы соответственно, имеют значения в доломитах $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, в промилле, от +7,1 до +11,6 и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от 17,4 до 26,3, в магнезитах $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от +9,0 до +11,6 и значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ $20,0 \pm 25,7$. Магнезит встречается в различных формах: бесструктурный микрит, кристаллический, крупнокристаллический и тонкослоистый микрит, строматолитовый магнезит. Все литотипы имеют изотопно утяжеленный кислород, что характерно для эвапоритовых условий. По данным В. Мележика [Melezhic et al., 2001], микритовый магнезит возник в диагенезе при замещении эвапоритовых доломитов в условиях мелководных лагун и себхи (супралиторали). Крупнокристаллический магнезит образовался по микритовому в ходе катагенеза/метаморфизма. Прослой бесструктурного магнезита выделены только по данным систематического опробования. Поэлементное картирование Са и Mg на микрозонде показало замещение микритового агрегата магнезита и доломита крупными кристаллами магнезита [Melezhic et al., 2001].

Данный пример показывает связь формирования магнезитов с эвапоритовыми высокомагнезиальными рассолами. Доказательства осадочной природы микрокристаллического магнезита неопределенны. Масштабы накопления таких скоплений магнезита невелики по сравнению с крупными залежами кристаллического магнезита в известняковых и доломитовых толщах морского происхождения. По источнику магнезия туломозерский магнезит соответствует типу метасоматических кристаллических магнезитов (эвапоритовый высокомагнезиальный рассол), но по механизму образования приурочен к более ранней раннедиагенетической стадии с перекристаллизацией в катагенезе.

Горно-Алтайская группа

Айское месторождение магнезита в Майминском районе Горного Алтая локализовано в сложно дислоцированной нижнекембрийской эффузивно-осадочной толще (сланцы, известняки и доломиты), прорванной ультрабазитовыми интрузиями. Рудная зона приурочена к разлому и прослежена на 3 км, выделено 6 рудных тел оталькованных и окварцованных магнезитов мощностью до 120 и протяженностью до 700 м. Магнезиты железистые, содержание MgO составляет 30-40%, технологические исследования подтвердили их пригодность для получения форстеритовых огнеупоров [Писаренко и др., 1969; Шевелев и др., 2003].

Присянская провинция

Онотский грабен тектонически связан с наложенным на архейский Шарыжалгайский выступ Присянской зоной Алтае-Саянской складчатой области [Щербаков, Полетаев, 1977]. Этот грабен является древнейшим в Азии зеленокаменным поясом, выполняющим субмеридиональный палеорифтовый трог в структуре Присянского краевого выступа фундамента Сибирской плиты [Горохов и др., 2014]. Он подстилается тоналит-трондьемитовыми гнейсами с U–Pb возрастом цирконов более 3.3 млрд лет и прорывается гранитами 1,8 млрд лет. Породы грабена (базиты, гранитоиды, метатерригенные гнейсы, кварциты и доломит-магнезитовые мраморы) метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации с широким развитием метасоматических преобразований [Горохов и др., 2014]. К ЮЗ части грабена приурочены крупнейшие МКМ – Савинское и Онотское, и ряд проявлений, тальковое Онотское, железорудные (гематитовые) месторождения Сосновый Байц, Бибойское. Месторождения расположены в зоне влияния Алагнийского разлома, вдоль которого активно развиты явления магматизма и метасоматоза [Щербаков, Полетаев, 1977].

Савинское месторождение является одним из крупнейших в мире, его утвержденные ГКЗ СССР (1965 г.) запасы составляют 1,9 млрд т [Сиваш и др., 2001]. Вмещающая его камчадальская свита сложена гнейсо-амфиболитами и тальк-серпентин-хлоритовыми, и гранат-

биотитовыми сланцами, доломитами и магнезитами. Породы слагают крутопадающую на восток зону, осложненную флексурными складками, ширина выхода магнезитов 100-600 м, протяженность до 9 км. На глубину магнезиты не выклиниваются до 700 м [Щербаков, Полетаев, 1977], прорываются дайками гранитоидов и базитов среднепротерозойского и верхнепротерозойского возраста. С ЮВ к месторождению примыкают гранитоиды Саянского комплекса, не подверженные Mg-метасоматозу, что позволяет связывать их с источником тепла и флюидов для метасоматических преобразований (рис. 4.38) [Щербаков, Полетаев, 1977].

Исследованиями А.Ф. Щербакова [1977] установлены признаки метасоматического образования магнезитов: наличие большого количества реликтов доломитов, имеющих резкие, секущие по отношению к первичной слоистости контакты с магнезитовыми залежами; присутствие жильных магнезитов у тектонических трещин; агрессивное замещение магнезитом кристаллов доломита, хлорита и талька; палеотермические данные показали, что кристаллизация магнезита шла при $T=240-280^{\circ}\text{C}$. Основные типы магнезитов размещены закономерно. Южную часть месторождения занимают мелкозернистые голубовато-белые, плохо отличимые от доломитов (размер зерен 0,3-0,7 мм) магнезиты, иногда с включениями талька, полосчатые и среднезернистые (размер зерен 3-4 мм) и крупнокристаллические (звездчатые, размер зерен до 7-25 мм). Висячий и лежащий бока залежи сложены брекчиевыми магнезитами (размер ромбоэдрических зерен 30-70 мм) с тальк-хлоритовым штокверком между ними. Центральную часть залежи слагают гигантокристаллические магнезиты (размер зерен 100-200 мм). Они же развиты в жилородных залежах мощностью до 20 м в зонах тектонических нарушений. Магнезиты формировались в два разновременных этапа [Щербаков, 1977]. К первому этапу относятся мелкозернистые, полосчатые и звездчатые магнезиты. Гигантокристаллические магнезиты относятся ко второму этапу и имеют резкие реакционные контакты с магнезитами первого этапа. Они приурочены к разрывным нарушениям, образованы позже проявлений хлоритизации, оталькования и пиритизации, имеют повышенные концентрации Cr (до 20 г/т).

Наилучшим качеством обладают ланцетовидные и шестоватые магнезиты из центральной части месторождения (I и II сорт), худшим – брекчиевидные разности с содержанием минералов примесей до 20%, только III и IV сорт). Химический состав лучших сортов магнезита близок к стехиометрическому (мас. %): MgO – 45-46, CaO – 0.5-1.0, SiO₂ – 0.5-1.5, FeO – 1.0-2.2.

Нами определены содержания петрогенных и редких элементов в магнезитах Савинского месторождения по образцам из коллекции ИГЕМ РАН, любезно предоставленных проф. В.В. Наседкиным. В полосчатых магнезитах с примесью талька повышено содержание SiO₂, Al₂O₃, Rb, Sr, Zr, Ba, W, Hf, Pb, U и суммы РЗЭ, значения $(\text{ЛРЗЭ/ТРЗЭ})_N$ по сравнению с гигантокристаллическими разностями. Преобладание ТРЗЭ в составе крупнозернистых

магнезитов определяется, вероятно, процессами перекристаллизации, как и для магнезитов саткинского подтипа. Для всех магнезитов характерны слабая цериевая и четкая европиевая негативные аномалии, характерные для послепархейских карбонатных пород, а также температуры метасоматоза – менее 250°C. Отношения Y/No в магнезитах имеют суперхондритовые значения (44-51), характерные и для МКМ Южно-Уральской провинции.

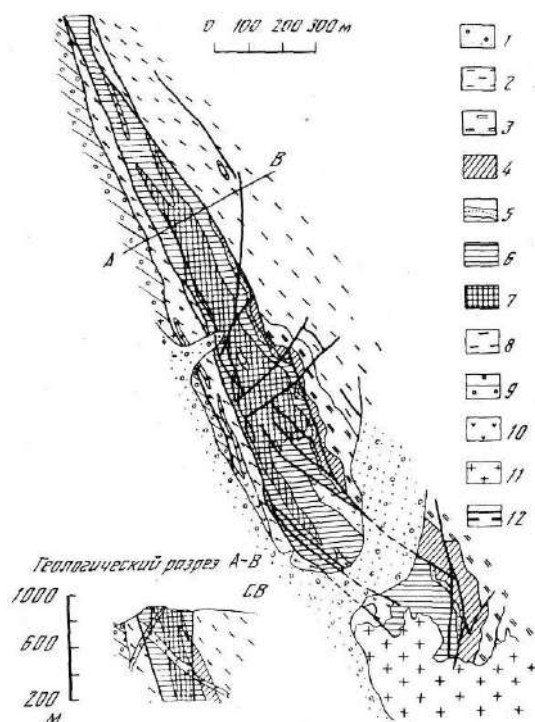


Рис. 4.38. Геологическое строение Савинского месторождения, Восточный Саян (схематизировано по А.Ф. Щербакову [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]).

1 – четвертичные отложения; 2 – биотитовые и амфиболитовые сланцы; 3 – хлоритовые сланцы с прослоями карбонатов; 4 – магнезит-доломит-хлоритовые породы; 5 роговообманковые сланцы; 6 – некондиционные оталькованные и хлоритизированные магнезиты; 7 – кондиционные магнезиты; 8 – зона катаклаза и милонитизации; 9 – кварцито-гнейсы; 10 – амфиболиты; 11 – гнейсограниты; 12 – тектонические нарушения.

Онотское месторождение состоит из пяти участков оталькованных магнезитов, вытянутых полосой на 11 км. Выделяется два типа залежей: пластообразные крутопадающие длиной до 3300 м и мощностью 35-160 м, и изометричные (в замковых частях складок). Магнезиты Онотского месторождения по качеству уступают Савинскому [Шевелев и др., 2003].

Для всех месторождений и проявлений провинции отмечен постепенный переход доломитов в магнезиты через зону доломит-магнезитовых пород. Структурное и текстурное разнообразие магнезитов определяется сложной, многоэтапной историей их формирования.

Во вмещающих доломитах камчадальской свиты изотопный состав углерода очень однородный ($^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \approx 0.7\text{‰}$), величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ изменяются от 12.8 до 14.2‰. В магнезитах значения ^{13}C варьируют от -1.7 до -0.9‰, а $\delta^{18}\text{O}$ находятся в узком диапазоне очень низких значений 9.2-9.8‰. Температура инверсии коэффициента фракционирования в системе CO_2 —кальцит при указанном понижении ^{13}C в магнезитах относительно доломитов указывает на температуру метасоматоза более 190°C [Горохов и др., 2014].

Доломиты содержат 18-20 г/т Sr, магнезиты – 3-10 г/т. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{изм}}$ в доломитах меняются в пределах 0.70707-0.70756, а в магнезитах – 0.70985-0.72003. Вариации оказались

выше, чем для карбонатных пород ряда архейских зеленокаменных поясов, что указывает на эпигенетичный состав рудного флюида при Mg-метасоматозе [Горохов и др., 2014]. Таким образом, изотопные данные по углероду, кислороду и радиогенному стронцию в карбонатных породах Онотского пояса выстраиваются в тренды, подобные таковым для МКМ Южного Урала, что предполагает их генетическое сходство.

Восточно-Забайкальская провинция

Провинция представлена проявлениями кристаллического магнезита в рифейских карбонатно-терригенных отложениях газимурской серии, развитых в междуречье рек Шилка и Газимур (Пришилкинско-Аргунская магнезитоносная провинция [Шевелев и др., 2003]). Породы прорваны интрузиями гранитоидов герцинского и позднеюрского возраста и подвержены контактовому зеленосланцевому и амфиболитовому метаморфизму. Около 30 проявлений магнезита обнаружены на площади более 900 кв. км и приурочены преимущественно к карбонатным породам кактолгинской свиты, частично к терригенно-карбонатной ларгинской свите (мощность 930 м). Мощность кактолгинской свиты составляет 1500-4500 м, в ее составе преобладают мелко-среднекристаллические белые доломиты, чистые или кремнистые, известковистые, массивные, слоистые или брекчиевидные [Федоров, 1991].

На *Ларгинском* месторождении магнезитовые тела пластообразной формы залегают согласно в доломитовой толще на трех стратиграфических уровнях, между магнезитами и доломитами присутствуют постепенные переходы. Выделено 10 залежей линзовидной и пластовой формы, мощностью от 20 до 150 м, протяженностью 100-1400 м. Ресурсы месторождения оцениваются в 100 млн т [Федоров, 1991]. Магнезиты имеют цвет от светло-серого до снежно-белого, крупно- среднезернистую, иногда тонкозернистую фарфоровидную структуру, на контактах окварцованы и оталькованы. Содержание основных компонентов в магнезитах из центральных частей залежей составляет (мас. %): MgO – 46.7 (до 47.2), CaO – 1.18, SiO₂ – 0.63; в периферии залежей содержание CaO и SiO₂ достигает 5-6% [Федоров, 1991]. Содержание железа очень низкое (Fe₂O₃ – 0.2% при колебаниях от 0.05 до 0.27%), соответствующее низкому Fe₂O₃ – 0.11% во вмещающих доломитах.

Вмещающие доломиты кактолгинской свиты характеризуются стехиометрическим составом или небольшим избытком кальция, а также натрия [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]. Доломиты магнезитовмещающей ларгинской свиты характеризуются избытком Mg. Отсутствие известняков или мраморов в составе вмещающих карбонатных отложений указывает на первично высокомагнезиальный состав карбонатов и их возможное эвапоритовое происхождение, но данных для окончательного вывода пока недостаточно.

Провинция приурочена к Буреинскому срединному массиву (Дальний Восток), сформированному по рифейскому субстрату в процессе меловой складчатости. Месторождения магнезитов и бруситов развиты в туфогенно-карбонатно-терригенной мурандавской свите верхнего рифея, состоящей из трех подсвит, нижняя и верхняя из которых сложена преимущественно доломитами с залежами магнезитов. Мощность свиты – до 1500 м, свита подвержена внутрiformационному размыву с образованием седиментационных брекчий. Отложения смяты в линейные складки и метаморфизованы гранитоидами, имеющими возраст от палеозойского до кайнозойского [Степанов, Усанов, 1991].

Месторождения Сафонихинское, Старосмолокуровское, Молодежное, Луковское, Самарское, Овчинниковское имеют разведанные запасы 70 млн т, из которых 15 млн т, из которых 15 млн т являются огнеупорным сырьем. Магнезит образует пластообразные и линзовидные, вытянутые согласно со слоистостью доломитов, залежи переменного размера: мощность варьирует от 10 до 100 м, протяженность – 500-2100 м. Выделяют следующие типы магнезитов: скрытокристаллические однородные, окварцованные, брекчиевые. Центральная часть залежей сложена белым скрытокристаллическим магнезитом высокого качества. Окварцованные магнезиты слагают секущие зоны и пропитаны тонкими кварцевыми прожилками. Брекчиевые, иногда оталькованные магнезиты слагают периферические части залежей и содержат пятна серого доломита на фоне белого магнезита. Белые скрытокристаллические магнезиты имеют содержания (мас. %): MgO – 42,7-47,1; CaO – 0,2-2,5; SiO_2 – 2,2-6,0; $Al_2O_3+Fe_2O_3$ – 0,11-2,05.

Генезис магнезитов Малохинганской провинции принято считать осадочным. Критериями для этого являются согласное залегание магнезитов среди доломитов, их тонкозернистое фарфоровидное сложение и наличие седиментационных магнезит-доломитовых брекчий [Степанов, Усанов, 1991]. П.П. Смолиным указывалось на лагунно-морской фациальный характер мурандавской свиты, в которой им была установлена хемогенная ритмичность, которая проявляется в присутствии формационной триады: базитовая пирокластика - магнезитоносные доломиты - железистые кварциты [Главнейшие магнезитовые ..., 1993]. Однако лагунный характер осадконакопления предполагает и возможность формирования эвапоритовых отложений в позднерифейском (синий) бассейне. Косвенно об этом свидетельствует то, что *«вдоль западной границы рудоносной свиты в строении рудного горизонта принимает участие хлорит-доломитовая седиментационная брекчия»* [Ициксон, Чеботарев, 1961, с. 126], которая может быть коллапс-брекчией из эвапоритовых отложений.

Кроме магнезитов, к мурандавской свите приурочены месторождения бруситов. Самое известное – Кульдурское – содержит серию линзовидных бруситовых залежей, из которых

самая крупная имеет мощность до 200 м и протяженность до 430 м. Залежи постепенно переходят в бруситовые кальцифиры, контакты тел параллельны зоне контакта с кайнозойским гранитным массивом. В бруситовых залежах присутствуют две генерации магнезита: мелкокристаллические массивные магнезиты, составляющие до 85 % залежей, и вторичные среднезернистые агрегаты, метасоматически развивающиеся по бруситу и доломиту. Кроме того, месторождения брусита Южно-Хинганское, Савкинское, Тарагайское имеют промышленные запасы качественных бруситов для получения электротехнического периклаза. Наличие крупных скоплений мелкозернистого магнезита в составе бруситовых месторождений позволяет предполагать, что первоначально залежи были магнезитовыми.

Памирская провинция

Памирская магнезитовая провинция расположена на территории Таджикистана и Афганистана и приурочена к архейским метаморфическим образованиям (горанская свита, мощность до 4 км). Провинция расположена в субмеридиональной полосе шириной 20-45 км и длиной 75 км, в Горно-Бадахшанской области в долине р. Пяндж. Горанская свита сложена биотитовыми и амфиболитовыми гнейсами, чередующимися с мраморами: кальцитовыми в нижней части, доломитовыми и магнезитовыми – в верхней. С магнезитами связаны магнезиальные силикаты. Несмотря на общее моноклинальное залегание, породы интенсивно дислоцированы, подвержены разнопорядковой складчатости. П.П. Смолиным с соавторами [Главнейшие магнезитовые ..., 1993] предположено ритмичное строение горанской свиты, в которой магнезиты приурочены к трем верхним надритмам. Промышленные концентрации магнезитов сосредоточены в месторождении Кухилал, где образуют линзу магнезитовых мраморов протяженностью около 1200 м и мощностью до 500 м. На контактах магнезитов с гнейсами развиты гипермагнезиальные скарноиды мощностью 15-100 м [Другалева и др., 1991], состоящими из талька, энстатита, форстерита и флогопита.

Стратиграфически выше магнезитоносных уровней расположены доломитовые мрамора, биотитовые гнейсы и амфиболиты с признаками эвапоритовой природы [Лицарев и др., 1977]: несколькими проявлениями каменной соли натечной (сталактиты, цемент делювия) формы, некоторые горизонты доломитовых мраморов характеризуются повышенным содержанием хлора (максимально до 0,7%). Ясно, что в метаморфитах горанской свиты не могла сохраниться каменная соль, но высокие концентрации Cl и Na в некоторых прослоях пород способствовали повторному солеобразованию в гипергенезе. Признаком эвапоритовой седиментации является обильная послойной вкрапленность пирита в мраморах, тяжелый изотопный состав которого ($\delta^{34}\text{S}$ от +5 до +19 ‰ при среднем значении +10) не оставляет сомнения в осадочном сульфатном происхождении. Признаки первичной эвапоритовой седиментации в отложениях

горанской свиты позволяет рассматривать эвапоритовые отложения как источник высокомагнезиальных рассолов для метасоматического образования магнезитов Кухилалского месторождения, по аналогии с МКМ других провинциях.

Восточные Альпы

Восточные Альпы (Австрия) вмещают наиболее хорошо изученную провинцию МКМ, активно вовлеченную в производство металлургических огнеупоров. В 2001 г. Австрия занимала 5-е место в мире по производству периклаза (680 тыс. т.). Магнезитовые залежи впервые были описаны в тектоническом покрове Вайч (Veisch) в Австроальпийской граувакковой зоне и дали название типу МКМ в карбонатных толщах [Redlich, 1909], являющемуся основным промышленным типом получения магнезита в мире. С этого времени генезис месторождений Вайч типа стал предметом дискуссии между сторонниками осадочной и гидротермально-метасоматической точек зрения. Кроме магнезитовых, тектонический покров Вайч содержит магнезит-тальковые, а также сидеритовые месторождения. Основным аргументом для доскладчатого образования магнезита является факт предпочтительной приуроченности магнезитовых месторождений к покрову Вайч; в других же они отсутствуют. Формирование талька определенно связывается с альпийским орогенным метаморфизмом [Ebner et al., 2004].

Восточные Альпы – складчато-надвиговый пояс, сформированный в ходе Альпийской орогении в позднемезозойское и третичное время (**рис. 4.39**). Внутренняя часть пояса содержит базальные части (Пеннинские), которые перекрыты Австроальпийской системой покровов. Все эти части включают метаморфизованный предальпийский палеозойский фундамент и пермско-мезозойские покровные части.

Осадконакопление покрова Вайч началось как посторогенная моласса позднего визе после деформаций и метаморфизма («Бретонская фаза») Герцинской орогении внутренних зон фундамента, сейчас входящих в Восточные Альпы. Этот форландовый бассейн был связан с некоторыми более южными пелагическими австрийскими и южно-альпийскими доменами карбонового возраста. Последние были вовлечены в карбоне в Герцинскую орогению, а покров Вайч подвержен в меловое время альпийским деформациям и зеленосланцевому метаморфизму [Ebner, 1992]. В основании залегает формация Штайльбахграбен мощностью 230 м, состоящая из углеродистых и карбонатных сланцев, известняков и доломитов с остатками морской фауны позднего визе. Магнезиты образуют неправильные штоки, линзы, всегда находящихся в «конверте» доломитов [Ebner et al., 2004]. Выше залегает формация мраморов Трибенштейн (50-300 м) и силикокластическая формация Сунк (50-150 м, средний карбон, Вестфалий), в

которой присутствуют месторождения графита. В других частях покрова Вайч доминируют карбонатные с линзами магнезитов и кластические породы, реже базитовые вулканиты.

В настоящее время разрабатываются месторождения Обердорф/Ламинг и Вальд/Шоберпас. После II Мировой войны добыча магнезита велась на месторождениях Вайч, Лассинг, Хохентауэрн/Сунк, где сохранились прекрасные обнажения и видны взаимоотношения метасоматических залежей магнезитов с вмещающими визейскими морскими известняками, в чем автор убедился лично (полевая экскурсия 2004 г., IGCP 443 (рис. 4.40).

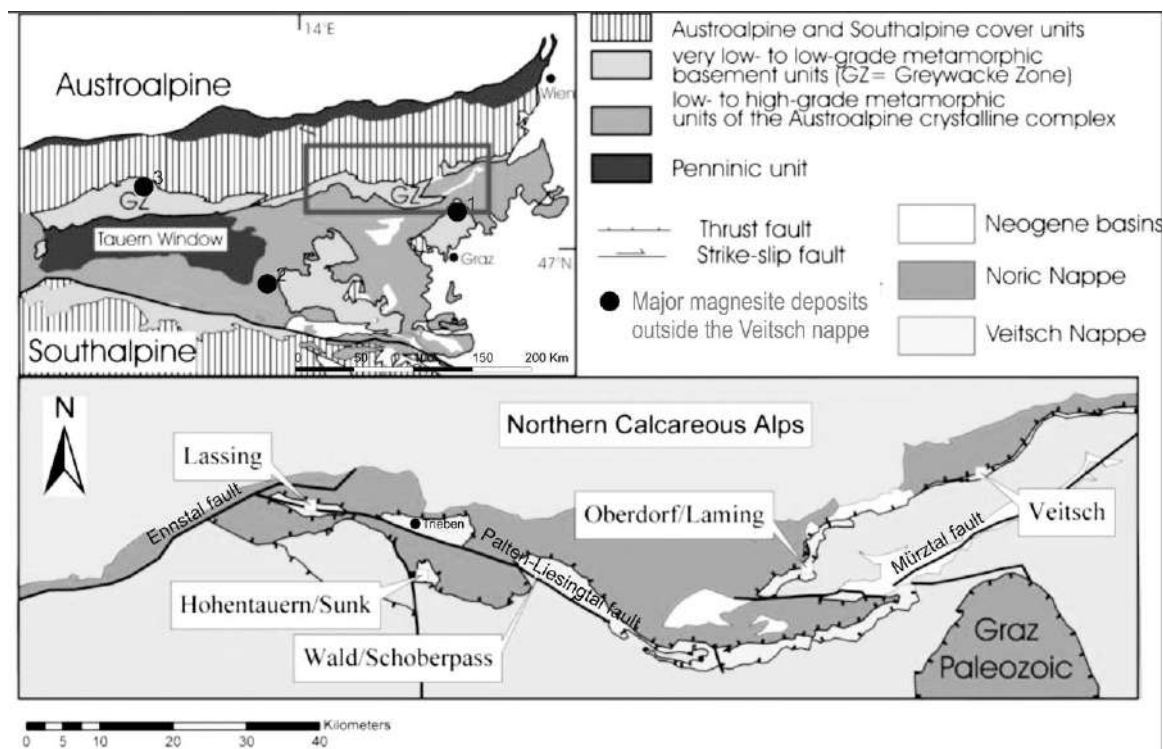


Рис. 4.39. Геологическая карта австроальпийских и южноальпийских покровов Восточной Граувакковой зоны в Восточных Альпах, на вставке (внизу) – месторождений магнезитов в покрове Вайч. Крупнейшие месторождения магнезита за пределами покрова Вайтча: 1 Брайтенау, палеозой, Грац; 2 Радентейн, покровная система Коральпе-Вёльц; 3 Хохфильцен, покров Норик [Henjes-Kunst et al., 2014].

Месторождение Вайч представлено линзовидным телом магнезита в мелкокристаллическом доломите, известняки известны только в тектонических блоках и содержат нормальную морскую фауну визейского возраста. Мощность вмещающей карбонатной пачки меняется от десятков до 300 метров на расстоянии 1200 м. Контакты магнезит–доломит как резкие, так и постепенные, часто отдельные кристаллы магнезита размещены в доломите. Магнезит формирует штоки и линзы. Процесс замещения магнезита доломитом несовершенный и не контролируется тектоникой или седиментогенными особенностями. Деформации магнезита, доломита и терригенных пород совпадают, образование магнезита предшествовало альпийской складчато-надвиговой тектонике и

зеленосланцевому метаморфизму. Магнезиты имеют преимущественно средне-крупнозернистые структуры, с размером кристаллов до 7 см, полосчатые, пинолитовые текстуры; присутствуют и магнезитовые жилы. В магнезитах содержание MgO – 43.27-44.82%, FeO – 3.18-3.69% и несколько пониженные относительно доломитов и известняков количества SiO_2 и Al_2O_3 . Метасоматозу подвергались наиболее чистые от терригенной примеси разности карбонатных пород. Повышенное содержание FeO в магнезитах по сравнению с доломитами является особенностью всех месторождений граубаковой зоны.

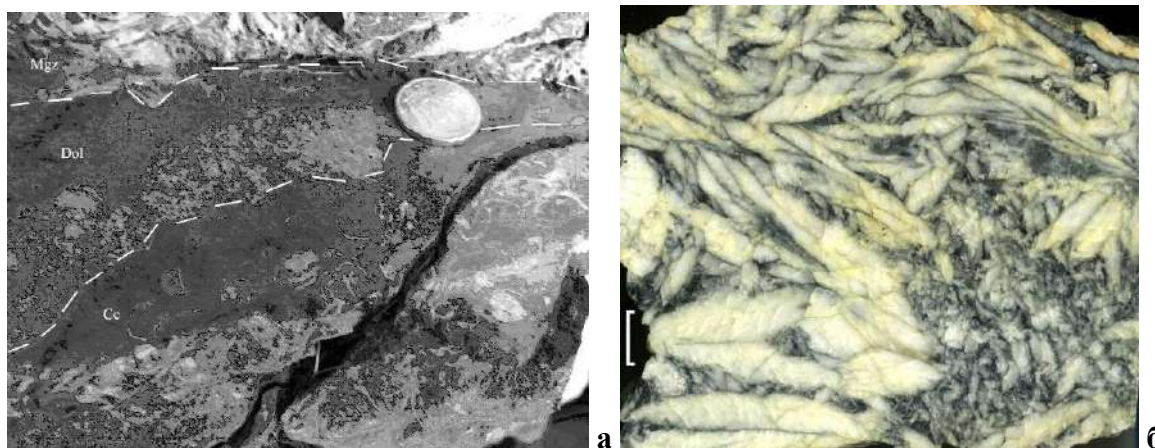


Рис. 4.40. Магнезиты провинции Вайч: а – метасоматический контакт биодетритовых визейских известняков (Cc) с кристаллическим магнезитом (Mgz) через маломощную зону доломита (Dol); б – пинолитовый магнезит, линейка 1 см, фото автора. Месторождение Сунк, Австрия.

Месторождение Обердорф/Ламинг разрабатывалось с 1906 г. двумя шахтами и двумя карьерами. Тальк разрабатывался с 1854 по 1963 г. Субсогласное магнезитовое тело мощностью 60-80 м приурочено к известняковой криноидной толще нижнего карбона. Анализ деформаций на месторождении указывает на доскладчатое формирование магнезитов. Пинолитовый оталькованный магнезит формировался около зон брекчирования в краевых частях залежи. Доломиты различных типов и генераций всегда ассоциируют с магнезитом. Переход между магнезитом и доломитом постепенный, доломит образует включения в магнезите. Переход от известняков к доломитам всегда резкий. Магнезиты имеют высокое качество: количество $MgCO_3$ достигает 98%, содержание $Fe_2O_3^t$ (1.1-1.2%) на уровне доломитов ($Fe_2O_3^t$ – 0.7-1.3%).

Месторождение Хохентауэрн/Сунк разрабатывалось шахтой и карьером с 1907 по 1991 г. В органогенных визейских известняках формации Штайлбахграбен мощностью 230 м магнезит образует три прослоя, которые разделены сильно деформированными в альпийское время слоистыми известняками/доломитами и мергельными/графитовыми сланцами. Среди известняков при бурении обнаружены прослои ангидрита и гипса. Стратиграфически выше залегают сильно деформированные мергели формации Трибенштейн. Контакты магнезитов и известняков осуществляются только через зону доломитов, которая может составлять лишь

первые сантиметры (см. рис. 4.40а). Структуры магнезитов различны: преобладают светлые гигантокристаллические магнезиты (см. рис. 4.40б), имеющие пинолитовые, полосчатые, грануляционные текстуры с пятнистой (ящичной) избирательной перекристаллизацией.

Набор минералов на данном месторождении очень богат: различные сульфиды (пирит, халькопирит, марказит, пирротин, пентландит, герсдорфит, буланжерит), а также флюорит, кварц, гематит, рутил, барит, ангидрит, гипс. Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ ангидрита (+17.2‰) и гипса (+17.6‰) указывает на их морское происхождение, как и вмещающих биодетритовых известняков. Средний химический состав магнезитов показывает их удовлетворительное качество (мас. %): MgO – 43.5; CaO – 2.5; FeO – 2.2; SiO_2 – 2.0 [Ebner et al., 2004]. Распределение РЗЭ типичное для МКМ, с обеднением ЛРЗЭ, степень которого растет при перекристаллизации. Для большинства проб характерны суперхондритовые значения Y/No (49-57), типичные для карбонатных осадочных бассейнов.

Модель образования МКМ в покрове Вайч основана на участии высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов, циркулировавших в карбонатных отложениях каменноугольного возраста молодой герцинской платформы, поскольку обнаружена высокая соленость ФВ в магнезите (до 22 мас. % экв. NaCl). Геологические и петрогеохимические особенности позволяют предполагать диагенетическую доломитизацию карбонатных вмещающих пород с последующим метасоматическим образованием магнезита. Sm-Nd геохронология указывает на возраст образования магнезита от позднего карбона до ранней перми (288+37/-16 Ma) [Azim-Zadeh et al., 2015]. В данном случае для МКМ Сунк резонно предложить в качестве источника рудных растворов не вышележащую толщу триасовых эвапоритов, а каменноугольные отложения, при формировании которых также существовал эвапоритовый режим.

Месторождение Брайтенау расположено в южной полосе покровов Граувакковой зоны, принадлежащих палеозойской надвиговой системе Граца (см. рис. 4.39). Кроме него в этой полосе известны месторождения Котальм, Санкт-Освальд, Трага. МКМ Брайтенау лежит в средней части надвиговых пластин в карбонатной толще формации Хакенштейнер группы Лауфницдорф (возраст силур-девон). Вмещающая толща представлена только доломитами, но прослой морских известняков с широко развитой флазерной слоистостью известны в вышележащих формациях данной покровной структуры.

Магнезитовая залежь сложной линзовидной формы расположена субсогласно во вмещающей доломитовой толще и полого падает на ЮВ (рис. 4.41). Мощность залежи достигает полной мощности карбонатной пачки – 200 м, протяженность по падению до 1,5 км. Разрабатывалась она с 1907 г. – карьером, в настоящее время – шахтой. Запасы месторождения составляют 100 млн т. Магнезит высокого качества приурочен к центральной и нижней части залежи, в верхней части преобладает некондиционный магнезит с примесью доломита и

кремнезема. Магнезит имеет как тонкозернистое (лучшее качество), так и крупнозернистое сложение, встречаются также крупные гнезда перекристаллизованного белого магнезита. В магнезите примесь CaO не более 0.43-2.68%; SiO₂ – 0.25-2.62%. Характерно повышенное содержание Fe (0.9-4.8% FeO) и Mn (0.7-1.0% MnO). Из малых элементов в магнезитах отмечено повышенное содержание Cr (0.01%) и V (0.004%) по сравнению с доломитами. Содержание Sr в магнезитах Брайтенау повышено (3-51 г/т) по сравнению аналогами Южно-Уральской провинции. Распределение РЗЭ типично для магнезитов саткинского подтипа с пониженным отношением (ЛРЗЭ/ТРЗЭ)N (0.74-1.1), слабыми отрицательными Eu и Ce аномалиями в магнезитах и доломитах (унаследованными от морских карбонатов), а также суперхондритовыми значениями Y/Ho (42-57).

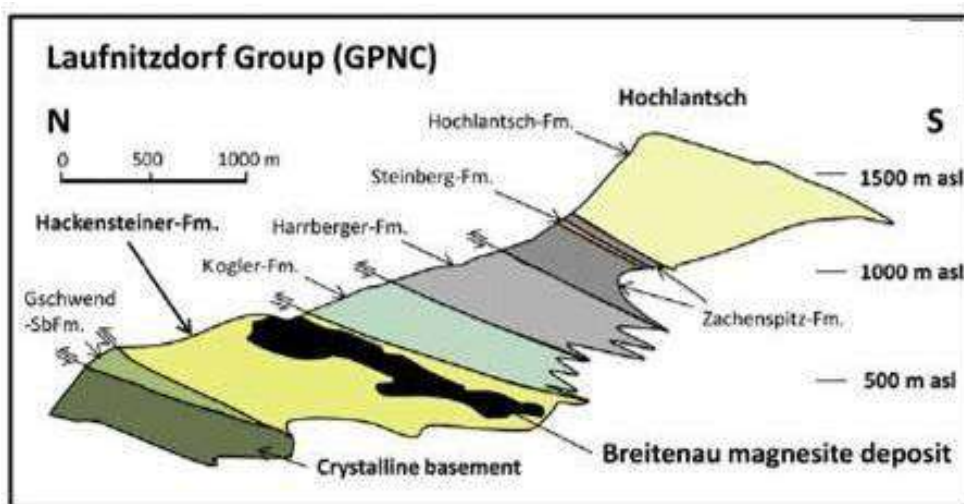


Рис. 4.41. Схематический разрез с севера на юг группы Лауфницдорф в Хохланц на севере Рз покровного комплекса Граца GPNC, показывающий положение и очертания магнезитового месторождения Брайтенау в формации Хакенштайнер (“asl” - «над уровнем моря») [Henjes-Kunst et al., 2014].

По мнению [Vavtar, 1976] генезис МКМ Брайтенау сингенетичен вмещающим доломитам. В то же время, как и для ряда других МКМ, для Брайтенау доказаны высокие концентрации Br относительно Na–Cl в ФВ из магнезитов и доломитов, что предполагает участие высокосолёных флюидов эвапоритового генезиса в формировании магнезитового месторождения [Prochaska, 1999; Prochaska, Henjes-Kunst, 2008]. По модели В. Прохаски (рис. 4.42) метасоматические магнезитовые залежи сформированы в ходе рифтогенеза при расколе Пангеи в пермотриасе (пермоскитий) и опускании высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов из засоленных бассейнов формирующегося Неотетиса в зоны слабо метаморфизованных прогретых терригенно-карбонатных пород герцинского фундамента [Prochaska, 1999; Prochaska, 2016]. Этому не противоречит поздне триасовый возраст магнезитов (222.5±9.8 млн лет, Sm-Nd метод, MSWD 3.1 [Henjes-Kunst et al., 2014]).

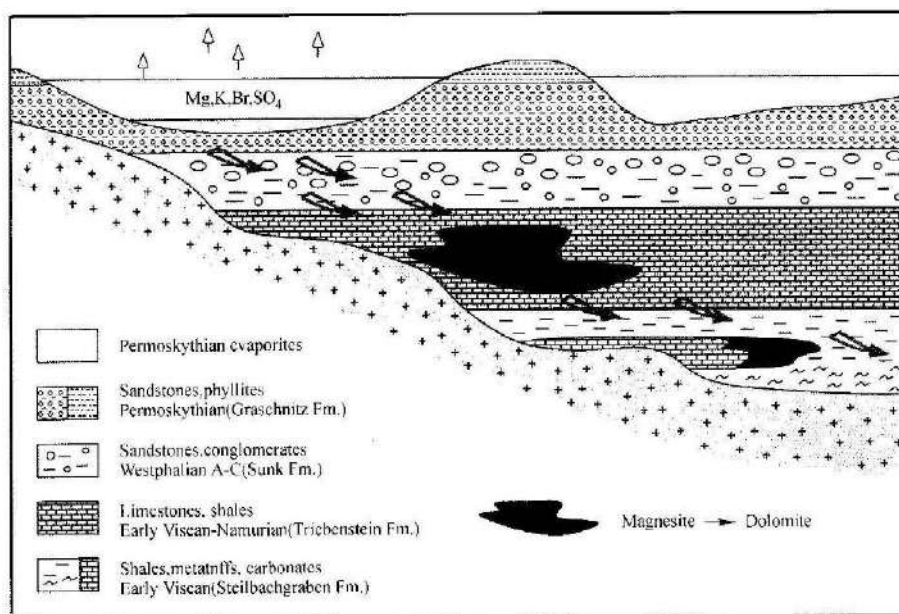


Рис. 4.42. Модель образования метасоматических залежей магнезита при опускании остаточных эвапоритовых рассолов на Пермо-скифской рифтогенной стадии развития Центрально-Европейского эвапоритового бассейна [Prochaska, 2000].

Западные Карпаты

Магnezитовые месторождения в Западных Карпатах (Словакия) образуют два пространственно сближенных пояса, представляющих собой тектонические блоки (покровы) [Nemeth et al., 2004]. Северный пояс, называемый Синец, в пределах блока Вепорикум, включает ряд тальк-магнезитовых месторождений (Кокава, Синец, Само, Хнуштя-Мутник); южный пояс, называемый Охтина, включает преимущественно МКМ, приуроченные к ряду районов – Дубрава (Дубрава, Микова, Йедловец), Любеник, Охтина и Кошице (Банков, Банишко, Медведия).

Западные Карпаты являются восточным продолжением альпийского орогенного пояса, протягивающегося из Восточных Альп на ЮВ через Восточные и Южные Карпаты в альпийский орогенный пояс Азии. Кристаллический фундамент Внутренних Западных Карпат состоит из верхнего, среднего и нижнего литотектонических подразделений, относящихся к тектоническим блокам Татрикум и Вепорикум, аккреционное сучивание которых произошло в Герцинскую орогению. Они составляют внутренний герцинский домен.

Южнее расположен внешний домен Гемерикум, являющийся переходной зоной от комплексов континентальной коры к океаническому бассейну. Герцинская полистадийная конвергенция с коллизией южной вергентности сформировала обратную метаморфическую последовательность (420-340 млн лет) благодаря надвигообразованию во внутреннем домене (деформация VD). Длительное время коллизии (средний карбон вестфалий – верхний карбон

стефаний) подтверждено геохронологически [Nemeth, 2002]. **Постколлиззионное растяжение**, распространяющееся к югу, сопровождалось гранитным магматизмом и вулканизмом и образованием молассового бассейна. Этот период связан с формированием магнезитового оруденения во время **метаморфического процесса M1** (рис. 4.43) на стадии позднепермского растяжения [Radvanec, Prochaska, 2001]. Главной предпосылкой Mg-метасоматоза является **присутствие карбонатных прослоев ниже эвапоритовых бассейнов**. Этот факт объясняет, почему южная часть Вепорикум и его контактовая зона с Гемерикум насыщена магнезитовой минерализацией. Изучение состава ФВ в магнезитах показало рассольную их природу (29-32% NaCl экв.), соответствие молярных отношений Na/Br-Cl/Br эвапоритовому тренду и средние температуры (195-248°C) минералообразования [Radvanec, Prochaska, 2001; Nemeth et al., 2004; Хурай и др., 2011; Radvanec, et al., 2010].

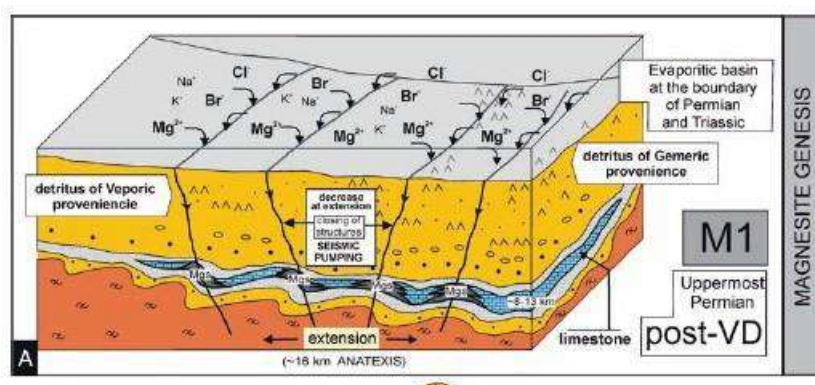


Рис. 4.43. Модель формирования метасоматических магнезитовых (Mgs) месторождений Словакии при пермо-триасовом рифтогенном растяжении герцинид [Radvanec, Prochaska, 2001].

Это, вместе с выводом об образовании магнезитов до альпийских деформаций, заставляет предполагать связь образования магнезитов с растяжением на границе палеозоя-мезозоя (см. рис. 4.43). Альпийские деформации не сказались на величинах отношений галогенов. Образование талька в периферии магнезитовых залежей и по тектоническим зонам внутри них связывается с наложенными альпийскими деформациями сдвигово-надвиговых зон AD₂. В ходе зеленосланцевого метаморфизма зоны разломов дренировались растворами, обогащенным SiO₂ и способствовали оталькованию магнезитов и доломитов (месторождения талька Хнушта Мутник, Остра, Охрабло).

Южный пояс магнезитовых месторождений Охтина приурочен к складчато-надвиговой структуре, состоящей из двух комплексов. Нижний представлен нижнепалеозойскими породами Раковецкого субдущированного и эксгумированного домена, сложенного в верхней части карбоновыми базальтовыми туффитами и черными филлитами. Верхний комплекс Охтина включает карбонатные биогермы и прослои биодетритовых известняков в черных

филлитах. Общая мощность комплекса 350 м. К карбонатным телам приурочены магнезитовые залежи месторождений Дубрава, Микова, Йедловец [Abonyi, Abonyiova, 1981], Йелшава, Кошице, Лубеник, Подречаны, Бурда и др. [Генетические типы ..., 1984]. *Месторождение Дубрава (Елшава)* приурочено к карбонатной толще ижнекарбоновой формации Охтина, мощностью до 600 м, сложенной туфами основного состава, доломитами и черными филлитами. Магнезитовые залежи имеют сложную линзовидную форму, в целом вытянутую вдоль слоистости осадочной толщи. Контакт магнезита и вмещающего доломита постепенный, через зону вкрапленности крупнокристаллического магнезита. В доломитах обнаружены реликты кальцита и ископаемые остатки морской фауны нижнего карбона (кораллы, брахиоподы, трилобиты, криноидеи [Magnesite and talc ..., 2001]), подтверждающие первичный известняковый состав карбонатных пород. Магнезит имеет крупнокристаллическое сложение, пинолитовую структуру. Качество магнезита удовлетворительное, среднее содержание компонентов (мас. %): MgO – 42.53; CaO – 2.5; SiO₂ – 0.55; Fe₂O₃ – 4.15.

Набор минералов на данном месторождении широк, как и в других членах группы. Здесь обнаружены, кроме обычных кварца, хлорита, доломита, кальцита, еще и Fe-хлоритоид, мусковит-иллит, каолинит, тальк, апатит, палыгорскит, халькопирит, сфалерит, тетраэдрит, пирротин, галенит. Использование данного типа магнезитов в качестве огнеупорной продукции ограничено из-за высоких содержаний FeO. Эта черта и сложный минеральный состав связаны генетическими особенностями Mg-содержащих флюидов, представлявших собой агрессивные эвапоритовые рассолы, проходившие через вулканогенно-терригенные толщи палеозоя во время рифтогенного растяжения в начале мезозоя, а также и с интенсивными тектоническими дислокациями региона во время стадияльного развития Альпийской складчатой системы.

Испания (Пиренеи, Иберия, Сьерра-Невада)

В Испании МКМ приурочены к СЗ части Пиренеев (у Бискайского залива), Иберийскому хребту южнее Пиренеев и восточной части Центрально-Иберийского массива (200 км к З-ЮЗ от Мадрида), причем в некоторых объектах сочетаются с сидеритовыми месторождениями. Наиболее известны МКМ западных Пиренеев, приуроченные к трем возрастным уровням: намюру, С₁ (Астуретта), фаменскому (Кол д'Артезиага) и эмсскому (Урепол) ярусам девона [Генетические типы ..., 1984]. Западнее, в Астурии, к антиклинорию Дель Нарсея приурочены ряд МКМ в палеозойских отложениях: запасы МКМ Ойгуи составляют 20 млн т. при среднем содержании MgO 39 вес. %; Рубиан – 10 млн т (MgO 43 вес. %); Боровия – 175 млн т (MgO 36-47 вес. %) [Kilias et al., 2006].

Месторождение кристаллического магнезита Ойгуи (Астуретта), является одним из наиболее изученных в Альпийском складчатом поясе [Velasco et al., 1987]. Оно находится в ЮЗ

части палеозойского фундамента Западных Пиренеев общей мощностью до 10 км. Залежи магнезита прослежены в карбонатных породах на границе девона и карбона на протяжении около 15 км. Вмещающая карбонатно-терригенная толща мощностью до 3 км (фран-ветсфалий) содержит 70-125-метровый горизонт доломитов в переслаивании с темными сланцами и магнезитами (формация Астуретта, намюр), перекрытый пластом черных известняков (формация Базерди, 100 м). Выше залегает километровая флишевая толща формации Олазар (вестфалий). Вмещающие толщи деформированы во время герцинского орогенеза (стефаний) с проявлением низкотемпературного метаморфизма. Магнезитовая залежь расположена субсогласно с напластованием в карбонатных горизонтах, формирует линзовидное тело мощностью до 130 м и распространена в меридиональном направлении на 15 км и в широтном на 8 км. Альпийская складчатость проявилась в блоковой и надвиговой тектонике.

Магнезит имеет цвет от белого до черного, крупнокристаллический (размер кристаллов до 8 см), образует разнообразные полосчатые текстуры (пинолитовые, «зебра»). Латеральные контакты магнезита с доломитами резкие, встречаются незамещенные участки доломита и линз кремня [Lugli et al., 2000]. В доломите присутствуют псевдоморфозы по гипсу [Petrascheck et al., 1977]. Присутствуют доломит, кварц, арагонит, кальцит, барит, флюорит, альбит, пирит, халькопирит [Kralik, 1977]. Индекс кристалличности слюд (политип 2M₁) пелитовых пород соответствует границе эпизоны и анхизоны (глубинного катагенеза–метагенеза). Магнезиты Астуретты высококачественные, средние содержания составляют (мас. %): MgO – 45.79; CaO – 0.41; FeO – 1.82; MnO – 0.11. Содержания FeO закономерно растут до 10%, часто связаны с поздними генерациями, содержание FeO в доломитах составляет 0.1-0.4% [Lugli et al., 2000].

Для магнезита и доломита отмечается непостоянное содержание Sr: от 0-30 до 300 г/т. [Lugli et al., 2000] (аргумент в пользу эвапоритовой природы растворов). В магнезитах наблюдается деплетирование ЛРЗЭ, растущее в перекристаллизованных разновидностях. Слабые отрицательные аномалии Се и Еи в магнезитах унаследованы от доломитов. Отношение Y/Но составляет 32 (медиана), что ниже по сравнению с другими МКМ и указывает на длительную миграцию флюидов во вмещающих толщах. Для этого МКМ характерна и пониженная величина отношения Y/Nd (1,64), отражающая относительно низкие температуры его образования. ФВ в магнезитах и доломитах представлены рассольным флюидом (в среднем 23% NaCl экв.), обогащенным Mg и гидрокарбонат-ионом, T_{гом} ФВ – 160-280°C [Velasco et al., 1987]. Распределение стабильных изотопов в магнезитах месторождения ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 3.2-4.9‰ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 14.2-15.7‰ [Kralik et al., 1989]) показывает типичное деплетирование ^{18}O .

Месторождение магнезита Ойгуи формировалось в несколько этапов [Velasco et al., 1987]. 1) Ранняя концентрация Mg в седиментогенезе (доломите и гидромагнезитах) в условиях эпиконтинентального шельфа (сингенетическая доломитизация). 2) Латеральная циркуляция

рассолов в катагенезе с прогрессирующей доломитизацией и магнезитизацией (формирование диагенетических кристаллизационных ритмов (ДКР) магнезита). 3) Финальное уплотнение с уменьшением объема, развитие стилолитов и уменьшение ДКР. 4) Деформации и низкотемпературная метаморфическая перекристаллизация. 5) Редоломитизация, связанная с надвигами во время альпийской орогении.

Ранее образование магнезита связывалось с седиментогенезом в бассейне повышенной солености [Gomes de Llaraena, 1968; Petrascheck et al., 1977 и др.]. В то же время выдвигались идеи о связи Mg-метасоматоза с метаморфическими флюидами при альпийском орогенезе, исходя из факта присутствия магнезитов в отложениях нижнего девона в Урепеле (Западные Пиренеи, Франция) и среднего триаса в Пуэрто-Велате, около Ойгуи [Lugli et al., 2000].

Сейчас, на основании изложенных выше геолого-геохимических и изотопных параметров, **указанные авторы признают доальпийский возраст оруденения и его связь с высоко-Mg рассолами, доломитовый состав протолита и образование магнезита в катагенезе при латеральной миграции рассолов.**

Месторождение Рубиан расположено в Западной Астурии и приурочено к покрову Мондонедо в зоне Леонезе Иберийского герцинского массива [Kilias et al., 2006]. Оно локализовано в нижнекембрийской формации Известняки Кандана (мощность до 100 м, прослежена на десятки километров). Карбонатно-терригенные метаосадки смяты и метаморфизованы во время герцинского орогенеза (355-360 млн лет назад, метаморфизм среднего давления ($P=2-6$ кбар) и T до 680°C с последующим диафторезом ($P=1-2$ кбар, $T<380^{\circ}\text{C}$) при эксгумации. В это время образован антиклинорий Мондонедо-Луго-Саррия. Постороженное внедрение гранитоидов (325-285 млн лет назад) активизировало гидротермальную флюидную циркуляцию. Мощность формации Известняки Кандана растет к востоку. МКМ состоит из верхнего (20 м) и нижнего (17 м) линзовидных тел, разделенных прослоем серицитовых сланцев мощностью 55 м. Рудные тела представлены белым и кремовым полосчатым кристаллическим магнезитом. К востоку они переходят в толщу тонкослоистых доломитов и известняков, ещё восточнее доломиты сменяются монотонными известковыми тонкополосчатыми темно-серыми мраморами. Морфология магнезитовых кристаллов и наличие первичных ФВ указывают, что магнезит является вторичным гидротермальным минералом. Магнезит содержит незакономерно распределенные доломитовые включения (<50 мкм), рассматриваемые как **реликты доломита в метасоматических магнезитах.**

Качество магнезитов высокое (средние концентрации, вес. %): MgO - 47.8; CaO - 0.41; FeO - 1.16 (вариации 1.13–1.43). В доломитах содержание FeO составляет 0.29–0.52%. Как и в других МКМ, здесь магнезиты содержат мало Sr (0,5-27 г/т) по сравнению с доломитами (14-23 г/т) и мраморами (180-284 г/т). Распределение РЗЭ в магнезитах подобно таковому в доломитах,

с небольшим деплетированием ЛРЗЭ, в отличие от мраморов (табл. 4.17). Магнезиты содержат мало РЗЭ (сумма - 3 г/т), величины (ЛРЗЭ/ТРЗЭ) N_2 и La/Yb в них близки к доломитам и заметно ниже, чем в мраморах. Магнезиты и доломиты, в отличие от мраморов, не содержат выраженных негативных аномалий Ce и Eu, характерных для морских карбонатов. Величины отношений Y/No (33) и Y/Nd (2.1) в магнезитах указывают, по нашему мнению, на относительно низкотемпературный флюид, испытавший длительную миграцию.

Флюидные включения имеют рассольную природу с преобладанием хлоридов Mg, Ca и Na и широким диапазоном солености – 3.3-29.5 вес. % NaCl + CaCl₂ экв. что трактуется как результат смешения рассолов и флюида из карбонатов при метасоматозе [Kilias et al., 2006]. Данные гомогенизации ФВ предполагают формирование магнезита при температурах 160-200°C, что соответствует гидростатическому давлению 500 бар и глубине погружения около 1.5 км. Изотопный состав кислорода в доломитах составляет $\delta^{18}O_{SMOW}$ от +12.0 до 21.4‰, в магнезитах закономерно снижается до 13.3-16.4‰. Величина $\delta^{13}C_{PDB}$ в доломитах от -1,4 до +1.9‰, и в магнезитах от -2,3 до +2.4‰, предполагает участие аутигенной углекислоты в гидротермальном флюиде. Изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (на возраст 290 млн лет), для мраморов составляет 0,70849-0,70976 и для доломитов – 0,70538-0,70880. В магнезитах $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0,71123-0,71494 соответствует гидротермальной природе рудноносного флюида.

По мнению [Kilias et al., 2006] совокупность изотопных данных указывает, что **Mg-флюиды представляли собой модифицированные бассейновые рассолы, которые уравнивались с силикокластическими породами разреза. Формирование магнезита генетически связано с региональной гидротермальной доломитизацией, ассоциирующей с позднегерцинской высокотемпературной флюидной миграцией и тектоникой растяжения в СЗ части Иберийского пояса.** Образование магнезитов явилось результатом локального взаимодействия тех же гидротермальных флюидов, которые образовали доломиты в зонах повышенной проницаемости (разломах), за счет более высокого отношения флюид/порода, чем при формировании доломитов. Дополнительное тепло поставлялось интрузивными комплексами в зоне растяжения. Это локально поднимало изотермы от поля стабильности доломита к полю образования магнезита. Приведенные [Kilias et al., 2006] материалы не противоречат возможности формирования Mg-рассолов из эвапоритовых толщ триаса, что бы легче объясняло генезис МКМ Рубиан.

В обобщающей работе по анализу состава и генезиса гидротермальных флюидов в орогенной системе Пиреней на основе ионной хроматографии ФВ из триасовых кварцевых жил, меловых карбонатных пород и герцинского фундамента, показана высокая соленость ФВ (27–35% NaCl экв. [McCaig et al., 2000]). Большинство включений по данным систематики Cl-Br-Na соответствуют ЛЭТ, интерпретируются как реликтовые флюиды эвапоритовых бассейнов

триаса, для которых известны месторождения галита и сильвина. По солености и химическому составу галогенов эти флюиды оказались похожи на ФВ из жил в МЗ месторождениях Pb-Zn-F, типа SEDEX и MVT, к примеру, Баску Кантабриан на СЗ Пиреней, [Velasca et al., 2003]. Существуют и месторождения Mg-Fe метасоматических карбонатов, например, Сьерра-Менера, под эксплуатируемой гетитовой «железной шляпой», расположены в хребте Ибор на СВ Испании, к югу от Пиреней, в пределах позднеордовикской доломитовой формации пачки Сьерра-Менера [Fernandez-Nieto et al., 2003]. Содержание MgO и FeO в карбонатах варьирует 13.74-44.02 и 5.52-41.73 мас. %, соответственно, что соответствует брейнеритам и пистомезитам. Морфология и минералого-геохимические характеристики Mg-Fe карбонатов согласуются с метасоматическим замещением протолита (доломит) в результате притока горячих Fe-Mg богатых флюидов в восстановительных условиях. В центре Испании в центральной зоне Пиренейского массива залежи МКМ и брейнерита-мезитита (до 30.63 % FeO), замещающие известняки, известны в терригенно-карбонатных отложениях эдиакария (группа Ибор, 635-540 млн) [Herrero et al., 2011]. Кроме того, в Испании присутствует и крупное месторождение метасоматического сидерита Бильбао на СЗ Пиреней, восточнее Pb-Zn-F-анкеритового месторождения Баску Кантабриан. **Таким образом, в герцинидах Испании, как и Австрии и Словакии, присутствуют одновременно месторождения и магнезита, и сидерита. Все они залегают в отложениях с возрастом не моложе триаса, связаны с миграцией рассолов в катагенезе и приурочены к региональному этапу рифтогенного растяжения в начале Альпийского геодинамического цикла.**

Италия, Северные Аппенины

Кристаллические и микрокристаллические магнезиты приурочены к эвапоритовой формации верхнего триаса Бурано [Lugli et al., 2002], залегающей в основании карбонатно-терригенной мезозойской последовательности (покров Тоскано, мощность 2 км). Она была поверхностью срыва при надвигообразовании (олигоцен-миоцен) и формировании метаморфического комплекса Апуан, являющимся тектоническим окном: породы зеленосланцевой фации метаморфизма отделены от вышележащего покрова Тоскано формацией Бурано.

Формация Бурано сложена карбонатными брекчиями и катаклазитами, образованными при тектоническом смещении и растворении сульфатно-доломитовых отложений («Calcar Cavernoso»). Она имеет мощность до 2200 м и представлена переслаиванием сульфатных и доломитовых пластов. В ангидритах развита складчатость течения, в которую вовлечены и доломиты. Сульфаты содержат крупные идиоморфные кристаллы черного кварца размером несколько сантиметров с включениями доломита и микрокристаллического магнезита.

Гомогенизация ФВ в кварце показывает $T=260-305^{\circ}\text{C}$ (образование кварца в связи с метаморфизмом при надвигообразованием). Доломиты представлены прослоями с микритовой, а также оолитовой, биокластической структурой, массивной и мелкослоистой текстурой, содержат нодулы ангидрита. Присутствие сульфатных мегабрекчий предполагает былое развитие пластов каменной соли, сейчас галит изредка встречается на глубоких горизонтах.

Магnezит образует 2 генерации: микрокристаллический и кристаллический (spargy). Первая (кристаллы до 15 мкм) формирует будины серого цвета мощностью в сантиметры в сульфатах. Этот тип магнезита формировался ранее тектонических деформаций сульфата в раннем диагенезе эвапоритовой толщи. Такой генезис подтверждается также и присутствием этого типа магнезита в кристаллах гидротермального кварца, связанного с надвигообразованием.

На формирование кристаллического магнезита в сульфатных мегабрекчиях после метаморфизма указывает ряд фактов. Он представлен разными типами выделений: (1) пустоты и трещины в породах, мощностью до 10 см, ассоциирует с доломитом, халькопиритом, теннантитом, арагонитом; (2) рассеянные черные кристаллы до 3 см в оолитовом доломите или доломикрите; (3) массивные агрегаты, состоящие из черных или красных сблокированных линзообразных кристаллов размером до 2 см, с теновыми структурами ооидов доломитовой матрицы. Эвгедральные кристаллы кварца в магнезите содержат только доломит.

Содержание SiO_2 и Al_2O_3 в магнезитах замещения (3) находится на уровне доломитов (0.2-1.5%), в жильных магнезитах этих компонентов нет. Содержания $\text{FeO}=9.78\%$ максимальны в жильных магнезитах (1) и доломитах (1.52%), магнезиты (3) умеренно насыщены FeO (1.02-5.74% по сравнению с доломитом (0,23-0,48%). В микритовом магнезите с тонкой вкрапленностью пирита, FeO достигает 3.07%. Содержания Sr в магнезитах очень низкие (менее 10 г/т), в доломитах матрицы оно варьирует – 533-100 г/т, а во вмещающих доломитах – до 405 г/т. Суммарные концентрации РЗЭ в магнезитах (особенно в микритовых), доломитах и сульфатах очень низкие. Хондрит-нормированные тренды распределения в доломитах субгоризонтальны, в магнезитах концентрации ЛРЗЭ ниже уровня определения.

Предполагается три этапа формирования магнезитов. 1) Эвапоритовое образование микрокристаллического магнезита совместно с доломитами и сульфатами. Изотопный состав: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} +20.2\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} -2.6\text{‰}$. 2). Гидротермальное выполение железистым жильным кристаллическим магнезитом. **В составе ФВ преобладают NaCl и MgCl_2 при солености ~30 вес. % экв. NaCl .** Интервал гомогенизации ФВ – $204-309^{\circ}\text{C}$; изотопный состав: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} +17.5\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} +1\text{‰}$. 3) Частичное или полное замещение доломита линзовидным кристаллическим магнезитом. Изотопный состав: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от 17.3 до 23.6‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от +0,5 до +1.4‰, а в частично замещенных доломитах $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} +25.0-26.2\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} +1.3-1.9\text{‰}$. Полное

замещение доломита приводит к образованию массивного линзовидного магнезита, содержащего ооиды и реликты ангидрита. Изотопный состав магнезита: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от 16.4‰ до 18.4, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ – от +0,4 до +0.9‰. Эти геохимические данные и ассоциация между магнезитами выполнения трещин и магнезитами замещения предполагают формирование метасоматической системы при гидротермальной циркуляции горячих соленых высокомагниевого флюидов. Возможно, этот процесс прошел в олигоцене-миоцене, когда формация Бурано была поверхностью тектонического срыва для покрова Тоскано во время зеленосланцевого метаморфизма комплекса Апуан. Температуры кристаллизации магнезита, скорректированные по давлению, исходя из геометрии тектонического блока, испытавшего глубину захоронения 10 км, составили 380-400°C. Схематическая модель формирования кристаллических магнезитов формации Бурано представлена на **рис. 4.44**.

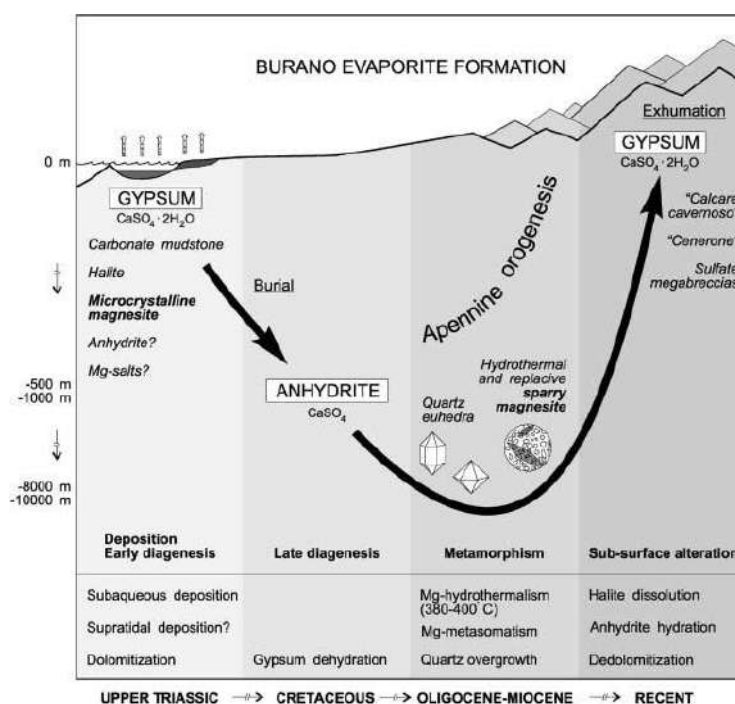


Рис. 4.44. Схема геологической истории формирования формации Бурано [Lugli et al., 2002].

Китай (провинция Ляонин)

Китай имеет богатые ресурсы кристаллического магнезита, а также талька, приуроченные к провинции Ляонин (полуостров Ляодун между Ляодунским и Западно-Корейским заливами Желтого моря), а также Шандун на СВ Китая и вмещающие до 90% ресурсов Китая и около 30% мировых. Всего разведано 24 крупных и 6 средних по размерам месторождений, до 85% разведанных запасов сосредоточено в пределах рудного пояса Дашицяо-Хайчен в карбонатных формациях раннего протерозоя [Шевелев и др., 2003].

Рудный пояс приурочен к СВ границе Северо-Китайской платформы. Породы относятся к серии Ляохе раннего протерозоя (возраст 2.3-1.9 млрд. лет), состоят из вулканогенно-осадочных континентально-рифтогенных формаций [Chen et al., 2002]. Серия Лаохе содержит пять формаций, снизу вверх: Гайхиан, Дашицяо, Гаоджаю, Лирю, Ланжихан, с базальными кварцитами, перекрывающими архейские граниты и метаморфиты (рис. 4.45). Формации Лирю и Дашицяо содержат магнезиальные карбонаты, первая также контролирует распределение месторождений бора (Хоиксиню) вторая – магнезит-талковых месторождений (рудный пояс Хайченг-Дашицяо), а также жадеитовых (Ксиюган). К наиболее крупным относятся месторождения Квиншанхуа, Ксяфаншенг, Фаньябаози, Джиньябао, Хуазию, Шенгшуйши, Шуйгуан. Месторождения талька пространственно тесно ассоциируют с магнезитами.

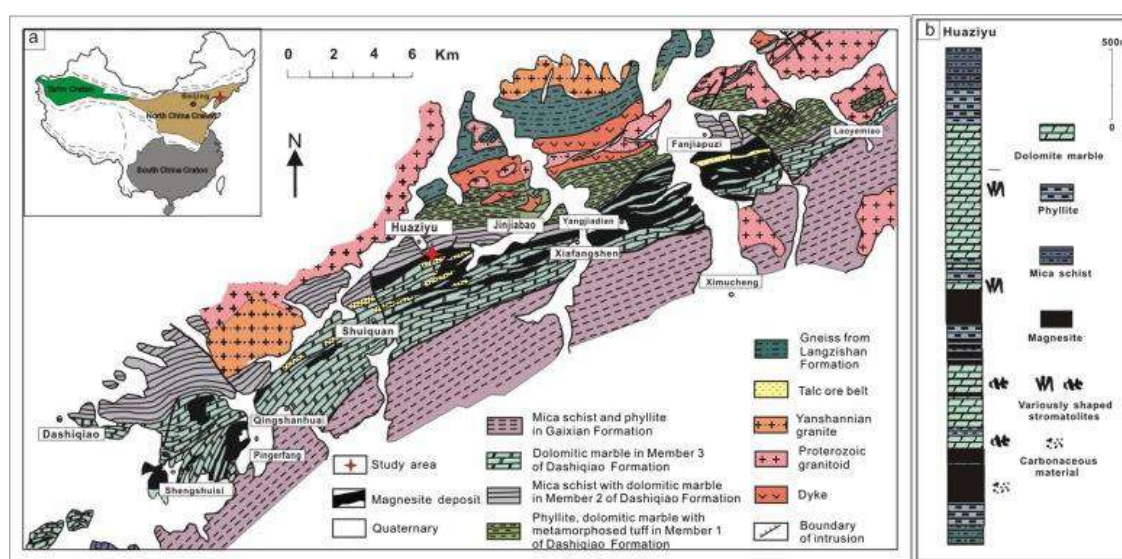


Рис. 4.45. Схематическая геологическая карта размещения магнезитовых месторождений в провинции Ляонин, полуостров Ляодун, СВ Китай (на врезке отмечено крестом, по [Dong et al., 2016]).

Размеры рифта – 100×300 км с удлинением в СВ направлении. На раннем этапе раздвига во внутренней зоне депрессии в вулканогенно-осадочной толще формировались руды бора. На поздней стадии рифтогенеза в третьей снизу формации Дашицяо к мелководной карбонатной толще приурочены мощные залежи магнезита. МКМ претерпели метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации примерно 1,9 млрд лет назад при закрытии рифта [Zhao, Zhai, 2013].

Формация Дашицяо делится на три части (снизу вверх): переслаивание кальцитовых и доломитовых мраморов, серицитовых филлитов (мощность более 250 м); рудная магнезитовая (до 3000 м), включающая три слоя (снизу вверх): магнезиты с прослоями доломитов и филлитов (более 350 м), мощное магнезитовое тело с прослоями доломита (более 2000 м); магнезиты с

окремненными доломитами и филлитами, содержащими микрофоссилии (более 400 м). В породах развиты примеси талька, биотита, андалузита, ставролита, турмалина.

Литолого-палеогеографические построения показали, что магнезитовмещающие карбонатные комплексы накапливались в зоне литорали или лагун полузакрытых карбонатных платформ палеоконтинентальной окраины. Климат благоприятствовал лагунной эвапоритовой седиментации, признаками которой в метаморфизованных породах (филлитах, мраморах, магнезитах) являются реликты косой слоистости, нодулярные текстуры, слепки волновой ряби и кристаллов галита, оползни [Feng et al., 1995], линзовидные гипсовые прослойки мощностью до 0,5 м в серых и желтовато-зеленых тонкозернистых карбонатах недалеко от магнезитовых тел в карьере месторождения Далинг в окрестностях Дашицяо [Chen et al., 2003]. Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ гипса варьирует от 23.9 до 26.5‰, указывая на эвапоритовые условия образования. Магнезитовмещающие пласты тянутся на расстояние до 100 км при ширине выходов до 4 км; рудные тела также имеют преимущественно пластообразную форму, их типичные размеры – 200-2700 м в длину при мощности до 300 м. Рудные тела переслаиваются с филлитами, в латеральном направлении переходят в доломитовые мраморы. Мощность вмещающих пород составляет 1600-3500 м, в наиболее мощной части формации размещены самые крупные месторождения. Запасы магнезита провинции Ляонин оценены в 30 млрд. т (содержания MgO 47%) [Главнейшие магнезитовые ..., 1993].

Месторождение Квиншанхуа – одно из крупнейших в провинции, расположено в 20 км к востоку от г. Дашицяо. Рудные тела приурочены к нижнему доломитовому горизонту формации Дашицяо, залегают согласно с СВ простиранием вмещающих пород. Магнезитовые тела преимущественно пластообразные длиной от 240 до 800 м и средней мощностью 30 м, представлены кристаллическим магнезитом белого и розового цвета, иногда с вариациями светло-серого и желто-зеленого оттенков. По размеру кристаллов выделяют мелко- (<0.5 см), средне- (0.5-1 см) и крупнозернистые (до 5 см), иногда размер кристаллов достигает 10-15 см. Магнезиты имеют высокое качество, содержат: MgO – 46.19%, CaO – 0.73%, SiO₂ – 0.66%.

Месторождение Хуацзю расположено в 50 км к СВ от г. Дашицяо. Оно также приурочено к нижнему доломитовому горизонту. Магнезитовые тела пластообразные, длиной до 1750 м и средней мощностью 145 м, залегают согласно с СВ простиранием вмещающих пород и прорваны многочисленными долеритовыми дайками. В магнезите присутствует примесь талька, тремолита, скаполита, клинохлора, кварца, сидерита, брейнерита, пирита, магнетита, гематита и лимонита. Наиболее высококачественные руды содержат следующий набор ключевых компонентов (мас. %) MgO – 46.64, CaO – 0.63, SiO₂ – 0.6.

Характерной чертой ляонинских магнезитов являются низкие содержания FeO (0.23-0.36%), CaO (0.45-1.19) и SiO₂ (0.16-1.61), определяющие их товарное качество. Среднее

содержание MgO в рудах в общем случае пропорционально мощности вмещающих доломитовых горизонтов [Chen et al., 2003] и в крупных залежах иногда приближается к теоретическому (47.81%). Закономерности распределения доломитов и магнезитов формации Дашицяо определяются величиной отношения CaO/MgO (>50) в известняках и мраморах, снижается до 4 при равном содержании доломита и кальцита, падает до 1.4 в доломите и <1 в – случае присутствия магнезита в доломите. Распределение магнезиальных карбонатов контролируется положением границы древнего континента относительно морского бассейна, при этом отношение CaO/MgO постепенно возрастает к центру бассейна. Область накопления магнезиальных карбонатов, вмещающих и магнезиты, тяготеет к прибрежным лагунным фациям. Магнезиты приурочены к карбонатным отложениям с CaO/MgO=2.2.

Тренды хондрит-нормированного распределения РЗЭ в филлитах и мраморах типично «коровые» с постепенным снижением концентраций от легких к тяжелым, сумма РЗЭ в мраморах заметно ниже. В магнезитах сумма РЗЭ очень низкая (2-11 г/т) и предполагает отсутствие связи с магматическими источниками. По распределению РЗЭ возможно выделение трех типов магнезитов разных стадий преобразования (табл. 4.18). Тип (1) со слабым обеднением ЛРЗЭ, (ЛРЗЭ/ТРЗЭ)_N от 2 до 4; (2) отчетливый «коровый» тренд (ЛРЗЭ/ТРЗЭ)_N – 11, без негативной аномалии Eu, характерной для мраморов, сланцев и магнезитов остальных типов; (3) типичные кристаллические магнезиты, бедные ЛРЗЭ, (ЛРЗЭ/ТРЗЭ)_N – 0,55.

В координатах Y/No–Y/Nd магнезиты трех групп разделяются на разные поля. Магнезиты (3) с пониженным отношением Y/No (33) и повышенным Y/Nd, четким деплетированием ЛРЗЭ представляют, вероятно, ремобилизованный магнезит поздних генераций (перекристаллизация при метаморфизме). Об относительно высокотемпературном образования говорит высокое отношение Y/Nd. Суперхондритовые значения Y/No указывают на формирование рудоносных флюидов в карбонатном бассейне. В целом позиция магнезитов провинции Ляонин на диаграмме Y/No vs Y/Nd (медианные значениями соответственно ~50 и ~2,5) близка к положению МКМ Енисейского кряжа и Хохентауэрн (Австрия), соответствуя месторождениям, подверженным зеленосланцевому метаморфизму. Можно согласиться с [Jiang et al., 2004], что они являются результатом метасоматического замещения первичных карбонатов из морских и лагунных отложений в результате магнезиального метасоматоза.

Распределение стабильных изотопов в мраморах и магнезитах провинции Ляонин также контрастное [Jiang et al., 2004]: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от +4,4 до -4,5‰ в мраморах, в магнезитах от +1.2 до -1.4, средние значения в обоих случаях около 0. Величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в мраморах варьирует от +11.2 до +22.8‰, а в магнезитах от +9.6 до +13.8‰. В целом состав ^{18}O в мраморах облегчен под влиянием процессов метаморфизма, но еще более низкие значения в магнезитах отражают общую тенденцию деплетирования ^{18}O для магнезитов Вайч типа.

Генезис магнезитовых месторождений провинции Ляонин является дискуссионным. По мнению [Jiang et al., 2004] источником Mg были эвапоритовые рассолы эвапоритовых лагун, периодически возникавших на карбонатном шельфе раннепротеройской Китайской платформы. Доказательством эвапоритизации вмещающих толщ является широкое развитие доломитовых мраморов и красноцветных песчаников в верхней части группы Ляохе, прослой гипса, тяжелый изотопный состав серы сульфатов, присутствие среди метаморфических минералов скаполита, турмалина и других хлор- и борсодержащих минералов (и месторождений бора). В то же время, месторождения имеют и признаки наложенной метасоматической природы. ФВ в магнезитах и сингенетичном кварце имеют рассольный состав: 29-37 % экв. NaCl с преобладанием хлоридов K, Na, Mg Ca, твердой фазой галита и пиками Tгом (159-210°C и 285-305°C) [Chen et al., 2002]. Образование магнезитовых месторождений провинции связывается с ранней стадией развития внутриконтинентального рифта Восточный Ляонин. Магнезиальные рассолы высокой плотности накапливались в нижней части эвапоритовых лагун, опускались через проницаемые доломитовые толщи (по зонам разломов и трещиноватости) и производили метасоматическое замещение доломита магнезитом в верхней части формации Дашицяо [Jiang et al., 2004]. **Сланцевый прослой средней части формации Дашицяо явился литоло-структурным барьером для рассолов: препятствовал их проникновению вниз и не был благоприятным для метасоматоза. Поэтому в доломитах нижнего прослоя формации Дашицяо магнезиты отсутствуют.**

Для месторождения Хуазию впервые получены данные, показавшие обогащение магнезитов тяжелым изотопом ^{26}Mg ($-0,75 \pm 0,26 \text{ ‰}$) по сравнению с протерозойскими осадочными доломитами [Dong et al., 2016]. Исходя из этого, авторы предполагают, что магнезиты, вероятно, имеют негидротермальное происхождение: *«богатый магнием предшественник карбоната выпал в осадок в результате испарения морской воды в полужакрытой системе. Диагенетические рассолы изменили богатый Mg предшественник карбоната на магнезит. В дальнейшем в результате перекристаллизации в ходе регионального метаморфизма образовался крупнокристаллический магнезит»* [Dong et al., 2016, стр. 2]. Однако авторами не рассмотрены взаимоотношения магнезита и доломита в латеральных контактах залежей, не указано, чем был представлен *«богатый магнием предшественник карбоната»*. В то же время для магнезитов этого месторождения имеются типичные для МКМ Вайч типа значения стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, показывающие деплетирование тяжелого кислорода (среднее 13.1 ± 2) относительно доломита (среднее 15.6 ± 1.6) [Dong et al., 2016], по данным [Tang et al., 2013] средние значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ месторождений Дашицяо составляют для доломитов 18.2 ± 1.1 , для магнезитов – 13.3 ± 2.5 , что типично для гидротермально-метасоматических МКМ. Вероятно, изотопно-тяжелая метка ^{26}Mg , полученная [Dong et al.,

2016], указывает только на эвапоритовую природу Mg в эвапоритовом рассоле, что, вероятно, характерно и для других МКМ, образованных из захороненных эвапоритовых рассолов. Упоминание об этом со ссылкой на неопубликованные данные по изотопии Mg месторождения Брайтенау (Граубюккский пояс Австрии) есть в работе [Henjes-Kunst et al., 2014]. Вопрос требует проработки. Таким образом, для МКМ провинции Ляонин (Китай) характерна связь с рифтогенной структурой, признаки карбонатно-эвапоритового мелководно-морского бассейна, гидротермально-метасоматического образования кристаллического магнезита по доломиту, рассольный состав ФВ в магнезите, сходство минералогическо-геохимических признаков с другими МКМ Вайч типа.

Северная Корея

По данным [Lee et al., 2021], МКМ в северной части Корейского полуострова приурочены к палеопротерозойской серии Бугдечхон (2,53–2,19 млрд лет) группы Мачхонрён, которая по своим доломит-магнезитовым толщам аналогична свите Дашицяо (2,24–2,17 млрд лет) группы Ляохэ на СВ Китая. Все эти формации входят в минерагенический пояс Цзяо-Ляо-Цзи (the Jiao-Liao-Ji Belt), протягивающийся на СВ от провинции Шаньдун через Ляонин в Китае до рудного пояса Данчхон в КНДР. Основные запасы магнезита Китая и КНДР (соответственно 11,8% и 27,1% от мировых) приходятся на этот пояс. Здесь развиты также Pb-Zn месторождения типа долины Миссисипи [Leach et al., 2005] и SedEx, с потенциально высокими запасами [Large et al., 2005]. Месторождения магнезита и талька Пэгам, Намге, Унчжудан, Пхунгери, Тэхын, Кванчен и др. залегают в прослоях массивных доломитовых мраморов, переслаивающихся с амфиболитами и мигматитами [Маракушев и др., 1966]. Магнезиты ассоциируют с доломитовыми мраморами, в которых обнаружено развитие скаполита по плагиоклазу. Вместе с повышенными концентрациями бора в метаморфических породах это можно рассматривать как признак эвапоритовой природы первичных осадков. В мраморах месторождения Тэхын обнаружены строматолиты, указывающие на мелководный характер седиментации карбонатного бассейна.

Наиболее крупные МКМ Тэхын (Daeheung) и Рёнъян (Ryongyang) пояса Данчхон простираются более чем на 50 км в направлении север-юг вместе с другими мелкими месторождениями и приурочены к серии Бугдечхон, разделенной на три слоя: нижний слой состоит из доломита, средний – чередование мрамора и сланца, и верхний – доломит и мрамор. На месторождении Тэхын магнезиты обычно смяты в складки совместно с доломитом. Рудное тело имеет мощность около 20–40 м (до 200 м) и содержит чистый магнезит с небольшим количеством доломита и талька. Выделяют 4 типа руд: богатые магнезитовые, тальк-магнезитовые, хлорит-магнезитовые и доломит-магнезитовые. По состоянию на 2007 г. запасы

Тэхын составляли 0,82 млрд. т. [Lee et al., 2021]. В МКМ Рёнъян рудные тела имеют линзовидную форму, этажное размещение, относительно четкие границы между рудами и вмещающими доломитами.

По данным микрозондового анализа, магнезиты месторождений Тэхын и Рёнъян имеют содержания (мас. %): MgO —42.0–47.8, следы SiO_2 <0.09, Al_2O_3 <0.02, FeO —0.09–0.26, P_2O_5 <0.04. Хлорит тальк почти не содержат железа. В валовых пробах магнезитовых руд содержания следующие (мас. %): MgO 47.3–47.5, CaO 0.35–0.83, SiO_2 0.12–1.28 и Fe_2O_3 0.14–0.26; количество MnO , Na_2O и TiO_2 обычно <0.03 мас.%. От I группы (чистый магнезит) к IV (хлорит-тальк-магнезит) содержания SiO_2 и CaO увеличиваются, а MgO – падают. Изменение состава гармонирует со сменой минералогии: от чистого магнезита до хлорит-тальк-магнезитовой ассоциации.

ФВ в магнезитах имеют высокую соленость, некоторые – содержат твердую фазу. Температуры плавления льда включений составляют от 25 до 0.3 °С, а температуры плавления галита – от 193 до 265 °С, что соответствует солености 0.5–34.1 мас.%. NaCl экв. Температуры гомогенизации ФВ колеблются от 112 до 290°С. Два основных пика солености 7 и 23 мас.%. экв. NaCl и Тгом 150–170° и 240–260°С могут указывать на этапы образования и преобразования магнезитов: среднетемпературный метасоматоз Mg -рассолами, затем – низкотемпературная перекристаллизация вторичными менее солеными растворами. Расчет давления указывает на относительно ранние малоглубинные условия метасоматоза (катагенез?), как и показано в модели (рис. 4.46).

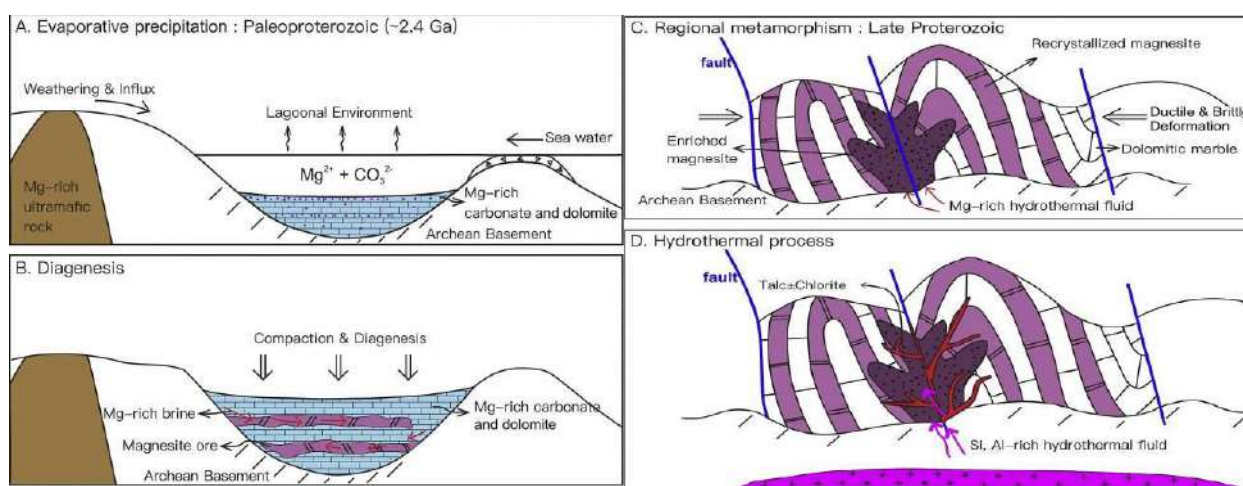


Рис. 4.46. Генетическая модель месторождений магнезита в поясе Данчхон, Северная Корея.

(А) Эвапоритовое накопление высокомагнезиальных карбонатов; (В) Диагенез и инфильтрация богатого магнием рассола, формирование магнезитов; (С) Региональный метаморфизм и инфильтрация богатого магнием гидротермального флюида, (D) Образование талька и хлорита в результате гидротермальных изменений, связанных с интрузивным магматизмом [Lee et al., 2021].

Широкое разнообразие РЗЭ характеристик (три типа распределения по степени деплетирования ЛРЗЭ и «крышеобразное») с разнознаковыми аномалиями Eu является, вероятно, следствием не только метасоматоза, но и последующего метаморфизма. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и в магнезитах и вмещающих доломитах в целом устойчивые (средние значения 0,6 ‰). Большая разница в значениях $\delta^{18}\text{O}$ между магнезитами (10,6 ‰) и доломитами (21,2 ‰) ($\Delta^{18}\text{O}$ 10,6 ‰), объясняется, возможно, эвапоритовой природой вмещающих доломитов и фракционированием изотопов кислорода при гидротермальном метасоматозе. Сильное фракционирование изотопов кислорода типично для магнезитов Вайч типа.

Модель образования таких крупных МКМ в раннепротерозойских карбонатных отложениях связывают с эвапоритовым накоплением высокомагнезиальных рассолов в мелкодно-морских фациях, катагенетическим метасоматическим формированием рудных залежей, последующим метаморфизмом руд результате различных процессов, связанных с поступлением богатых Mg рассолов в карбонатные породы и последующей инфильтрацией флюидов, связанных с гранитоидами. По мнению [Lee et al., 2021, стр. 1] месторождения *«относятся к осадочно-метаморфическим ... типа Вайч и генетически коррелируют с минерализацией в магнезитовом поясе Дашичао провинции Ляонин»* (см. рис. 4.46).

Индия, Малые Гималаи

Крупные магнезитовые месторождения приурочены к субширотному 130 км поясу в Малых Гималаях в регионах Гархваль и Кумаон, штат Уттар Прадеш; несколько десятков месторождений находятся в районах Алмора и Питорагах. Ряд проявлений магнезита известны в Джамму, около Непала. Магнезитовмещающим является метаморфизованный осадочный комплекс среднего–верхнего рифея, возраст оценен по ассоциациям строматолитов в интервале 1100-900 млн лет [Joshi et al., 1993; Kumar, 1998]. Магнезиты приурочены к формации Ганголихат, которая подстилается кварцитами и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами формации Беринаяг и перекрывается туфопесчаниками и пестроцветными аргиллитами формации Раутгара [Joshi et al., 1993]. Низы формации Ганголихат представлены переслаиванием строматолитовых и слоистых доломитов с филлитами, оталькованными доломитами и линзами магнезита; в верхах имеются рассеянная полиметаллическая минерализация и пестроцветные туфогенные филлиты.

Магнезитовые залежи имеют линзовидную, гнездообразную или пластообразную форму. Самое крупное месторождение Гертал имеет размеры 160×800 м [Joshi et al., 1993]. Мощность залежей достигает 30 м, протяженность рудных полей – 10 км [Valdia, 1968]. Магнезитовые залежи содержат останцы незамещенного тонкозернистого доломита, имеют согласные контакты с нижележащими доломитами, но сложные латеральные пальцеобразные резкие

секущие слоистость контакты с вмещающими доломитами. В магнезитах сохраняются реликтовые водорослевые текстуры, латеральные контакты магнезитовых залежей секут слоистость и строматолитовые постройки. Магнезиты имеют белую, розовую и сероватую окраску, крупнокристаллическое сложение с радиальным, звездчатым, ролловым расположением ромбовидных и листовидных кристаллов размером от 0,1 до 10 мм, и легко отличаются от тонкокристаллических вмещающих доломитов. Примесями в руде являются доломит, тальк (на контактах с кварцем), брейнерит и сидерит, сульфиды и окислы железа. В магнезитах, как и в доломитах, есть реликты корродированных прослоев и жил криптокристаллического кремня.

По содержанию части главных окислов, а также микроэлементов магнезиты и вмещающие доломиты близки (соответственно – в доломите и магнезите, г/т): Cu (47 и 54); Co (7.8 и 5.4); Sr (2.8 и 3.6); Ni (7.6 и 7.0); Zn (58.2 и 56.6). Средний состав магнезита (мас. %): MgO – 41.19-47.95; CaO – 0.3-2.31; FeO – 1.33-4.55; Al₂O₃ – 0.28-0.54; Н.О. – 1.9-4.62; п.п.п. – 49.14-50.14 [Шевелев и др., 2003]. В магнезите, по сравнению с доломитом, больше FeO (средние, соответственно 2.59 и 0.43%) и меньше Sr (средние соответственно 19 и 94 г/т) [Joshi et al., 1993]. Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ из месторождений района Питорагарх изменяется (‰): в магнезитах от 13,5 до 18,7 (среднее 16,4), а в доломитах от 19,7 до 21,6 (среднее 20,4); вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰) в магнезитах от -2,2 до -0,2 (среднее -1,0), а в доломитах от -1,6 до +0,6 (среднее 0,0), то есть обеднение ^{18}O в магнезитах при слабо переменных ^{13}C [Kumar, 1998].

О генезисе МКМ Индии также существуют противоположные мнения. К.С. Валдия [Valdya, 1968] считает, что магнезиты имеют седиментогенное-раннедиагенетическое происхождение и связаны с формированием высокомагнезиальных карбонатов в условиях мелководных водорослевых лагун, где были высокощелочные условия и высокое отношение Mg/Ca. Метасоматические явления и крупнокристаллическое сложение магнезита он объяснял низкотемпературным метаморфизмом. Однако изотопные данные С. Кумара [Kumar, 1998] предполагают существование разных флюидов для формирования вмещающих доломитов и магнезитов, где магнезиты являлись следствием метасоматического эпигенетического процесса. Косвенным фактором существования эвапоритового режима в верхней части формации Ганголихат является присутствие пестроцветных туфогенных филлитов с прослоями белых мраморов и брекчиевых доломитов, подстилающих магнезитовые залежи.

Непал

Крупные МКМ находятся в предгорьях Гималаев 87 км на СВ Катманду в дислоцированных доломитах докембрия (месторождение Кхаридхунга на высоте 2600 м). Средняя мощность залежей составляет 55.8 м, общие запасы достигают 180 млн т. Основной

примесью в магнезитах является тальк, удаляемый при флотации. Химический состав магнезита (мас. %): MgO 44.0-46.0; SiO₂ 1.5-2.5; Fe₂O₃ 0.8-2.0; Al₂O₃ 0.1-0.3; CaO 0.1-0.4 [Шевелев и др., 2003]. По данным [Chaye Albissin, 1988] в кристаллических магнезитах обнаруживаются реликтовые коллоидные структуры магнезита, сохранившие детали лагунных водорослевых организмов. Это рассматривается как признак осадочной природы магнезита (см. раздел 4.1.1).

Северная Америка

В США магнезитовые месторождения известны в штатах Вашингтон и Невада. В округе Стивенс, СВ штата Вашингтон, они образуют пояс длиной до 50 км и шириной до 1 км в позднедокембрийских породах **формации Стенсгар**, группа Дир-Трайл [Бейтс, 1965]. Эти отложения представлены дислоцированными доломитами, аспидными сланцами и кварцитами, испытавшими зеленосланцевый метаморфизм, в южной части территории секутся гранитами. Доломиты Стенсгар мощностью до 200 м в разной степени перекристаллизованы, рудные тела имеют сложную неправильную форму. Запасы отдельных залежей достигают 1 млн т, а размеры до 480 м по мощности и 900 м по простиранию. Окраска магнезитов варьирует от белой до красноватой и темно-серой, они имеют структуру от тонко- до грубокристаллической. Примеси представлены кварцем, доломитом, пиритом, слоистыми силикатами. **Отчетливо секущее расположение магнезитов относительно доломитов и наследование ими текстурных признаков доломитов подтверждают метасоматический генезис магнезита.**

В округе Най, Невада, в высокогорной пустыне (высота 1,5-2 км) расположен магнезитоносный район Габбс. Магнезиты приурочены к пермским и триасовым осадочным и вулканическим породам **формации Лунинг** (верхний триас), слагающим грабен в структуре бассейнов и хребтов [Бейтс, 1965]. Отложения были метаморфизованы, подверглись складчатости и прорваны несколькими фазами гранитоидов в юрское время (хребет Парадайс). Магнезиты связаны с доломитами, которые подразделены на три типа: 1) темно-серый тонкозернистый с параллельной ориентировкой карбонатных зерен и примесью тремолита; 2) белый грубозернистый доломит, образующий неправильной формы участки в зонах метаморфизма; 3) серый среднезернистый обохренный с поверхности, железистый доломит, постепенно переходящий в Mg-доломит и магнезит.

Форма залежей очень сложная, явно метасоматическая. По содержанию CaO выделяют три сорта магнезитовых залежей, имеющих крупные запасы: 1) <5%, 27 млн т; 2) 5-26%, 18 млн т; 3) >26%, 7 млн т. В контактах гранодиоритов с доломитами и магнезитами образовались мощные зоны брусита; предполагается [Vitaliano, Callaghan, 1956], что Mg-метасоматические растворы связаны с внедрением гранитов; иная точка зрения [Martin, 1960] – магнезиты образовались в осадочной обстановке и не связаны с внедрением гранитов.

Приуроченность доломитовой формации Лунинг к пермо-триасовому грабену позволяет предполагать эвапоритовую природу отложений, по аналогии с механизмом образования альпийских месторождений Вайч, связанных с погружением эвапоритовых рассолов в карбонатные горизонты по тектоническим зонам во время грабенообразования в пермо-триасе. Напомним, что МКМ Бурано (Италия) и Касвассаграбен (Австрия) также приурочены к отложениям триаса, которые в начале мезозоя накапливались в одном с формациями триаса США рифтогенном эвапоритовом мегабассейне Палеотетис (Лавразия).

В Нью-Мексико, в эвапоритовом бассейне Делавер, магнезитом обогащены верхнепермские (гваделупий) эвапориты формаций Тансилл и Ятес. **Тонкозернистые магнезиты формируют цемент песчаников и метасоматически развиваются по зернам доломита в толще, подстилающей сульфатно-галитовые отложения эвапоритовой формации Саладо** [Garber et al., 1990]. Раннекатагенетическое образование магнезита здесь доказано. Стабильные изотопы в магнезитах и доломитах имеют утяжеленный состав: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} +6,84\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} +31.9\%$, подтверждающий эвапоритовые условия бассейна. Стронциевое отношение в магнезитах 0,7068 не отличается от такового в доломитах эвапоритового бассейна, указывает на незначительное взаимодействие рассолов с терригенными породами при раннем катагенезе и близко к величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для магнезитов и вмещающих карбонатов месторождения Сунк в визейских отложениях покрова Вайч, для которых также предложена модель формирования с рассольным источником Mg из карбонового эвапоритового бассейна.

Необычные магнезитовые месторождения описаны Р.Л. Бейтсом [1965] в округе Кларк, южная Невада. Магнезит переслаивается с доломитом в формации Хорс-Спрингс, миоцен. Отложения дислоцированы и залегают под углом 25-40°. Магнезит и доломит имеют белый цвет и мягкую консистенцию глины. В 120 км южнее, близ Нидлс в Калифорнии, аналогичное пластовое месторождение магнезита в третичных осадках содержит линзы размером 720×200 м и мощностью 3,6 м. Происхождение магнезита континентально-озерное (диагенез?), **источник магния связывают с горячими источниками из третичных вулканов региона.**

В Канаде месторождение магнезита Баймаг (Британская Колумбия) приурочено к кембрийской карбонатной толще. Магнезиты крупнокристаллические, высокого качества – после обжига содержание основных компонентов следующее (мас. %): MgO- 97; CaO – 1.8; Fe₂O₃ – 0.6; Al₂O₃ – 0.2; SiO₂ – 0.3 [Шевелев и др., 2003].

МКМ Маунт Бруссилоф расположено в осадочном бассейне Западной Канады на границе штатов Британская Колумбия и Альберта. Оно приурочено к региональной формации среднекембрийских доломитов. Основная масса доломитов представлена серыми мозаичными мелкокристаллическими разностями, среди которых встречены белые крупнокристаллические эпигенетические доломиты, особенно широко развитые в западной части формации, но не

проявленные в карбонатах ордовика–карбона. Состав ФВ белых доломитов и магнезитов показал высокую соленость (18-25 вес. % экв. NaCl) и низкие величины отношений Na/Br, Cl/Br, указывающие на **формирование флюидов из эвапоритовых рассолов** [Nessbitt, Prochaska, 1998], связанных со среднедевонскими эвапоритами близлежащего района Голден Ембаймент, а миграция в сектор развития кристаллических магнезитов и доломитов – с движением рассолов на восток по проницаемой тектонической поверхности во время орогении Антлер (D₃-C₁). **Движение рассолов привело к широкомасштабной доломитизации среднекембрийских карбонатов, образованию магнезита, а в северной части района – формированию полиметаллических месторождений миссисипского типа.**

Южная Америка. Бразилия

Кристаллические магнезиты в Бразилии приурочены к карбонатным отложениям докембрия в штатах Сеара (11 месторождений), Байя (12) и Минас-Жейрас (1) [Шевелев и др., 2003]. В Сеаре магнезиты образуют линзовидные тела в интенсивно дислоцированных метаморфических сланцах, гнейсах и мраморах. Максимальная протяженность залежей достигает 1400 м. Магнезит неравномернозернистый, с размером кристаллов от 0,1 до 50 мм. Примеси представлены тальком, кварцем, пиритом, лимонитом, гематитом.

В Байе магнезиты залегают в докембрийском метаморфическом комплексе Брумадо (переслаивание филлитов, кварцитов, амфиболитов, серпентинитов и гнейсов с мраморами). Магнезиты общей мощностью до 400 м приурочены к верхней части доломитовой толщи и несогласно перекрываются формацией итабиритов (железистых кварцитов). Месторождение Кампо де Дентро расположено на горном хребте Егуас (восток Бразилии), недалеко от г. Брумадо [Almeida et al., 1991]. Резервы месторождения относятся к крупнейшим в мире и достигают 1 млрд. т. Магнезиты приурочены к формации Серра, верхней части комплекса Брумадо нижнего протерозоя, сложенной как метаосадочными (кварциты, филлиты, мрамора), так и метавулканическими породами, а также амфиболитами и гнейсами. Линзовидные тела магнезита переслаиваются с доломитами, имеют мощность в десятки–первые сотни метров при протяженности в первые километры. Магнезитовые мрамора имеют белый, серый цвет, массивное сложение с редкими прослойками доломита. Вмещающие доломиты обычно полосчатые, с прослойками и линзами кремня. По первичным признакам реставрируются тайдиальные мелководные обстановки седиментации с обилием строматолитов. Во вмещающих породах обнаружен скаполит, подтверждающий эвапоритовые условия.

В магнезитах наблюдается изоморфизм Mg с Fe, Mn и Ni, а концентрации Ba, Sr, F и K в магнезитах ниже, чем в доломитах (кроме B, Cu) [Almeida et al., 1991]. Средние величины (8 проб): для магнезитов $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} 10.52 \pm 0.32\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} -0.38 \pm 0.14\text{‰}$, для доломитов $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$

$12.42 \pm 0.44\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} -0.81 \pm 0.27\text{‰}$. Деплетирование ^{18}O в магнезитах на 2‰ относительно доломитов и незначительное облегчение по ^{13}C [Almeida et al., 1991] объясняется влиянием метеорных вод на формирование магнезита, который авторы считают осадочным образованием. В то же время, деплетирование ^{18}O – типичный признак магнезитов Вайч типа, связанное с температурной перекристаллизацией. **Мелководно-морское формирование вмещающих карбонатов с признаками эвапоритовой седиментации позволяет предполагать эвапоритовые рассолы в качестве источника Mg-флюидов.**

В штате Сеара (СВ Бразилии) группа из 5 месторождений магнезита в метадоломитах приурочена к зеленосланцево-амфиболитовой, метавулканогенно-осадочной последовательности с возрастом 1,8 млрд лет, тянущейся на 140 км в орогенном поясе Орос. Магнезитовмещающие доломитовые мрамора имеют текстурные эвапоритовые признаки: строматолитовые текстуры красноцветных доломитов, включения лютецита, сульфатные конкреции, псевдоморфозы волокнистого кварца, скаполит и брекчии растворения [Parente et al., 2004]. На западе пояса магнезиты исчезают, доломиты сменяются кальцитовыми мраморами. Магнезиты были образованы до неопротерозойского метаморфизма (орогенез Бразилиано) [Parente et al., 2004].

В месторождении Риачо Фундо (Riacho Fundo) представлены среднезернистые (1–9 мм) магнезиты, на месторождении Кабеса де Негро (Cabeça de Negro) преобладают шпатовые магнезиты (1–15 см). Оба типа содержат водные и водно-углекислые ФВ. Для Риачо Фундо $T_{\text{гом}} = 290\text{--}360^\circ\text{C}$, по солености есть 2 группы ФВ: со средними значениями около 7 и 17.5 мас. % экв. NaCl. Для Кабеса де Негро $T_{\text{гом}} = 220\text{--}370^\circ\text{C}$, соленость – 8,0 и 18 мас. % экв. NaCl для первичных и вторичных ФВ [Ronchi et al., 2008].

По мнению [Parente et al., 2004; Ronchi et al., 2008], магнезиты образованы в эвапоритовых лагунах паралической системы. При этом «...магнезиты располагаются латерально к почти чистым кальцитовым мраморам, через доломитовые мраморы. Это указывает на процесс химической дифференциации внутри паралической системы, от открытого моря до суши» [[Parente et al., 2004, стр. 28]. Следует отметить искусственность таких фациальных построений. Приведенные **факты вполне увязываются в гидротермально-метасоматическую модель формирования магнезитов подогретыми эвапоритовыми рассолами.**

Австралия

Австралия является крупной провинцией магнезитового сырья, содержащей месторождения как кристаллических, так и криптокристаллических магнезитов. МКМ

приурочены к отложениям докембрия в южной (Барраба, Аттунга, Копли) и северной (Рам-Джангл) частях континента.

На ЮВ Австралии в неопротерозойских отложениях распространены **микритовые и обломочные магнезиты** среди доломитов Скиллогали в синформе Аделаида. Доломиты имеют возраст 790 млн лет (U-Pb, циркон из прослоев вулканокластики [Keeling et al., 2019]) и генетически связываются с лагунной седиментацией и привносом высокощелочных вод с континента [Полезные ископаемые ..., 1980]. В хребте Маунт-Лофти маломощные слои кремнистого магнезита (MgCO_3 – 72%; SiO_2 – 21.6%; CaCO_3 – 6.5%) постепенно переходят в осадочные конгломерато-брекчии. Магнезит широко распространен в качестве второстепенного компонента в верхней части мелководно-морских доломитов Скиллогали, в виде тонких обломочных прослоев грязе-пеллетового конгломерата, реже – в виде тонкослоистого микритового магнезита с эвапоритовыми типичными структурами, переслаивающегося с микробальным микритовым и строматолитовым доломитом (*Baicalia burra*) с незначительными слоями кварцевых алевролитов. Суммарная мощность магнезита – наибольшая вдоль западной окраины северных хребтов Флиндерс, простирается примерно на 120 км к СЗ от Ли-Крик до хребтов Уиллуран, где пласты магнезита мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров могут составлять >20% осадочного пакета на интервалах, превышающих 100 м. Эвапоритовые супратайдиальные условия образования магнезита подтверждаются обогащением ^{13}C и ^{18}O магнезита по сравнению с доломитом, согласуются с высоким содержанием бора (40-250 ppm) в магнезите ([Keeling et al., 2019] и ссылки там).

В районе Мандалио пласты микритового магнезита мощностью до 1 м прослеживаются с перерывами в доломитовой толще на расстояние до 15 км, в районах Копли и Уитчелина до 30 км. В доломитах выявлено до 30 пластов, приуроченных к четким стратиграфическим горизонтам, в ассоциации с кремнистыми сланцами, тела достигают длины в несколько километров при мощности до 3-4.5 м. Интрузии здесь отсутствуют. Качество магнезитов высокое: MgCO_3 – 86-98%; SiO_2 – 1-6%; CaCO_3 – 0.1-4%. Отмечены значительные запасы магнезитов с содержанием $\text{MgCO}_3 > 90\%$ [Полезные ископаемые ..., 1980]. Таким образом, в данном случае **магнезиты в неопротерозойской доломитах Скиллогали системы Аделаида имеют признаки осадочного (раннедиагенетического?) образования, даже слагают обломки конгломератов.**

В отличие от микритовых и обломочных магнезитов в доломитах Скиллогали, МКМ в доломитах Балкануна в Балкануне и близ Маунт-Фиттона, имеют явные признаки эпигенетического образования. **Белый крупнокристаллический магнезит** образует неправильной формы линзы мощностью до 100 м и длиной до 450 м в тонкозернистых доломитах, отмечается согласный со слоистостью нижний контакт залежи, **резкая, секущая**

слоистость граница на латеральных контактах, прослой незамещенного доломита в магнезитовой залежи. Запасы месторождения составляют несколько млн т. Состав магнезита MgCO_3 – 93-96%; SiO_2 – 0.5-3.5%; CaCO_3 – 0.4-1%; Fe_2O_3 – 1.5-3%; Al_2O_3 – 1-3%. Видно, что этот тип МКМ с эпигенетической формой залегания имеет повышенную железистость.

На севере Австралии МКМ известны в штате Северная территория, а криптокристаллические нодулярные магнезиты – в кайнозойских аллювиальных отложениях в Квинсленде. Последние связаны с размывом кор выветривания по гипербазитам, обладают большими запасами и легкой обогатимостью, активно разрабатываются. МКМ приурочены к PR_1 последовательности, включают ряд объектов в районах Рам-Джангл, Степлтон, Брокс-Крик, Катерин и Аллигейтор-Ривер на полуострове Арнхемленд. Район входит в Северо-Австралийскую раннепротерозойскую орогеническую провинцию, сложен терригенно-карбонатными, метаморфизованными в зеленосланцевой фации, породами и постколлизийными гранитами, внедрившимися ~ 2400 млн лет назад [Aharon, 1988]. В районе широко проявлена полиметаллическая, урановая, редкометалльная и благороднометалльная минерализация [Полезные ископаемые ..., 1980].

В рудном поле уранового месторождения Рам-Джангл, в 90 км к югу от г. Дарвин, магнезиты широко распространены в карбонатных свитах нижнепротерозойской группы Батчелор, перекрывающей архейский кристаллический комплекс и испытавшей зеленосланцевый метаморфизм на уровне 1800 млн лет [Crick, Muir, 1980]. Группа Батчелор состоит из формаций (снизу вверх): Бистонс (конгломераты и песчаники – кварциты, аркозы и граувакки), Целия (водорослевые, местами окремненные доломиты с залежами магнезитов), Крейтер (преимущественно арениты – аркозы, граувакки, кварциты), Кумали (биогермные доломиты, местами окремненные, с залежами магнезита, алевролиты), Уайтс (графитовые, серицитовые и хлоритовые сланцы, пиритизированные мергели). Последовательность терригенно-карбонатных отложений группы Батчелор рассматривается как **рифтогенная, прибрежно-морская**.

Месторождение Рам-Джангл приурочено к СЗ флангу синклинория Пайн-Крик. Магнезиты грубокристаллические, мощность залежей достигает 300 м в формации Целия и 700 м в формации Кумали [Aharon, 1988]. В магнезитах сохранились первичные признаки вмещающих доломитов: полигональные и строматолитовые текстуры, обычно сопровождаемые окремнением, типи-структуры [Crick, Muir, 1980]. В доломитах Целия и Кумали в пределах урановых полей Рам-Джангл и Аллигейтор-Ривер встречены дискоидальные глиптоморфозы по гипсу и кубические – по галиту, что предполагает эвапоритовую природу вмещающих отложений [Crick, Muir, 1980; Wells, 1967, 1980; Grothzinger, Kasting, 1993]. Магнезиты имеют кристаллы дисковидной и ромбоэдральной формы с удлинением до 3 см, белого цвета.

В магнезите развиты полосчатые текстуры типа «зебра» (чередование темных, с хлоритом, и светлых полос чистого магнезита), типичные для метасоматической перекристаллизации МКМ Вайч типа. В магнезитах значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ – от +11.2 до +14.6‰, а в доломитах – от +11.7 до +21.9‰; вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ в магнезитах от +1.0 до +5.8‰, а в доломитах от -1.0 до +2.9‰ [Aharon, 1988]. Вмещающие известняки образуют в координатах $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ – $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ единую группу с раннедиагенетическими доломитами, имеющими значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ +19.1-21.9‰. Околорудные доломиты имеют облегченный кислород ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ +15.9-18.6‰). Деплетирование его в магнезитах по сравнению с доломитами и известняками объясняется гидротермально-метасоматической перекристаллизацией магнезитов. Это подтверждается расчетом температур их формирования по величине $\delta^{18}\text{O}$ и Тгом ФВ в магнезитах (100-200° С). Флюид во включениях представлен рассолом CaCl_2 [Bone, 1983]. **Источником магния и флюидов были, по мнению П. Аарона [Aharon, 1988], внедрившиеся горячие растворы осадочного бассейна (basinal fluids).** Это могли быть морские воды или эвапоритовые рассолы, нагретые при взаимодействии с гранитами региона. Магнезиты Рам-Джангл являются результатом замещения эвапоритов в процессе поздних фаз катагенеза *«replacement of evaporates during a late phase of burial diagenesis»* [Aharon, 1988, стр. 140], что подтверждается эвапоритовой природой вмещающих карбонатных толщ Целия и Кумали.

В Тасмании магнезиты известны в СЗ части и приурочены к Артурскому линеаменту шириной 8 и длиной 100 км, сложенному метаосадочным породам верхнего докембрия серии Уайт-кейт. Артурский линеамент представляет собой часть прибрежно-морского бассейна (пассивная окраина континента), подверженную интенсивным деформациям во фронтальной части надвиговой зоны орогенного пояса, расположенного западнее. Месторождения магнезита приурочены к прослоям карбонатных пород среди кварц-хлоритовых сланцев, метаграувакк и амфиболитов. Выделено 2 узла развития магнезитовых месторождений: в районе р. Артур и южнее, в районе Сейвидж-Ривер в полосе длиной 10 км, где мощность магнезитовой залежи на месторождении Мейн-Крик достигает 200 м, запасы магнезита составляют более 30 млн т. По данным П.П. Смолина [Главнейшие магнезитовые ..., 1993], базирующихся на описаниях М. Фроста [Frost, 1982] геологический разрез представлен асимметричными ритмами мощностью 8-45 м, в основании которых залегают тальк-хлоритовые сланцы, сменяющиеся вверх по разрезу доломитами, а верхняя часть ритмов (9 шт.) сложена преимущественно магнезитами, имеющими мощность от 3 до 30 м. Хлорит представлен магнезиальной разновидностью, магнезит имеет повышенную железистость, которая с глубиной понижается (содержание FeCO_3 от 4% до 0.5%), но при этом существуют и брейнериты с содержанием FeCO_3 = 11-15%. В сосуществующих парах установлено содержание FeCO_3 3.5% в магнезите и 1.0% в доломите. Установлено, что существуют две фазы магнезита: маложелезистая (FeCO_3 2-5%) и более

железистая (FeCO_3 до 10%), а также магнезиальный сидерит ($\text{Mg}_{0,4}\text{Fe}_{0,6}\text{CO}_3$) в ассоциации с гетитом и магнетитом. Наиболее близки по содержанию железа и марганца МКМ Мейн-Крик и Балкануна (Аделаида). Учитывая явные признаки метасоматического образования магнезитов Балкануна, можно предполагать метасоматический генезис для тасманийских магнезитов.

Южная Африка,

Самые древние магнезиты обнаружены в архейском зеленокаменном поясе Барбертон, ЮАР, Свазиленд [Toulkeridis et al., 1993]. Расслоенный комплекс Бадд, состоящий из потоков ультрабазитов (серпентинизированные перидотиты и дуниты) группы Онвервахт, имеет возраст 3.53-3.41 млрд лет. Мелкозернистый чистый белый магнезит встречается в гнездах и трещинах, что предполагает повторную мобилизацию и осаждение с очищением магнезита от нерастворимых включений. Всего было добыто более 500 000 т магнезита [Ward, 1995]. Состав микроэлементов в магнезите находится на уровне, характерном для магнезитов, ассоциирующих с выветрелыми гипербазитами (кроме высоких концентраций Ti, вероятно, остаточных от первичного Ti-магнетита) [Moeller, 1989]. Данные изотопов $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (-3‰) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (31‰) также типичны для криптокристаллических магнезитов в выветрелых гипербазитах, связанных с метеорными водами и с эвапоритами. U-Pb возраст по 6 образцам магнезита дал линию согласования, соответствующую возрасту ~2990 млн лет [Toulkeridis et al., 1993]. Таким образом, в зеленокаменном поясе Барбертон находятся древнейшие магнезиты, образованные при преобразовании гипербазитов.

Выводы по обзору генетических моделей различных провинций МКМ в карбонатных толщах мира

Широкое разнообразие МКМ в карбонатных толщах из разных регионов мира позволяет выделить два основных типа. Наряду с МКМ Вайч типа (в РФ это саткинский и его подтипы в Южно-Уральской провинции) автор предлагает выделить в карбонатных толщах также тип микрокристаллических магнезитов Аделаида, по названию наиболее яркого представителя.

Различия МКМ выделенных типов проявляются как в основных признаках самих магнезитов, так и в условиях их размещения. Основными параметрами для сравнения являются: распределение в стратиграфических разрезах, форма тел, соотношение с осадочными фациями, магматическими образованиями, метасоматическая зональность, структуры и текстуры магнезитов, набор минеральных примесей, геохимические особенности, изотопный состав, температура и соленость (минерализация) рудоносных флюидов, возраст вмещающих

карбонатных пород и оруденения, приуроченность к геодинамическим этапам и структурам. Эти параметры определяют выбор приемлемой генетической модели.

Вайч (саткинский) тип.

Распределение МКМ не всегда зависит от возраста вмещающих карбонатных толщ. В пределах одной провинции МКМ могут быть приурочены к толщам известняков и доломитов различного возраста, сформированным к моменту активной флюидной миграции. В этом отношении показательна палеозойская Центрально-Европейская провинция, где МКМ Испании приурочены к известнякам эдиакария (группа Ибор), кембрия (Ойгуи), ордовика (Сьерра-Менера) в Испании, девона (Брайтенау, Австрия), карбона (Вайч, Сунк и др., Австрия, Словакия) и даже пермо-триаса (Бурано, Касвассаграбен и др., в которых сочетается присутствие магнезитов двух типов). В пластах раннедиагенетических доломитов из карбонатно-эвапоритовых интервалов с определенным стратиграфическим положением также часто находятся МКМ (в раннем протерозое провинция Ляонин, Савинское и Онотское МКМ, Рам-Джангл, в нижнем рифее Сатка, в среднем рифее Удереиские МКМ, формация Ганголихат в Индии, Стенсгар в США, МКМ Баймаг в Британской Колумбии и др.). Однако имеющиеся геохронологические данные указывают, что МКМ всегда моложе вмещающих доломитов.

Форма магнезитовых залежей чаще всего пластообразная, реже относительно изометричная. Вероятно, это связано с разницей в проницаемости карбонатных горизонтов и экранирующей ролью терригенно-глинистых прослоев внутри вмещающих толщ. Размеры рудных залежей по простиранию — до первых км, а в PR₁-отложениях провинции Ляонин в Китае — десятки километров, мощность — до десятков м (до 145 м в Ляонине).

Магнезиты с вмещающими карбонатными породами всегда имеют несогласные латеральные контакты, что проявляется в отношении элементов слоистости, строматолитовой и других органогенных текстур и подтверждает метасоматическое образование магнезита по твердой породе, вне зависимости от осадочных фаций. Нижний контакт рудных тел, иногда и верхний, могут выглядеть согласными. В то же время существуют и данные об осадочной природе магнезитов. В некоторых МКМ в карбонатных толщах S₂-D₁ северной части Граубакковой зоны (Энтахен-Альм у Зальцбурга, Хохфильцен в Тироле) описаны реликтовые тонкослоистые магнезиты с тонкозернистой и колломорфной структурой в слоистой ритмической толще переслаивания магнезитов и серицитовых сланцев с варьирующим количеством гематита [Schulz, Vavtar, 1977]. К сожалению, авторы не приводят ни других доказательств осадочной природы магнезитов, ни обобщенной модели с указанием источника Mg и фациальных условий его накопления в форме водных карбонатов.

Соотношения с магматическими образованиями, как правило, указывают на более раннее формирование магнезитов с признаками контактового метаморфизма: редоломитизация,

образование зон брусита, вкрапленности серпентинита, хлорита, талька, тремолита, скаполита, граната, апатита. Часто отмечается геологически короткий временной интервал между образованием вмещающих магнезитов толщ и послерудными интрузиями, как в мезопротерозойских толщах (доломиты нижнего рифея в Сатке и Бакале, и среднерифейские послерудные граниты и долериты), так и в самых молодых (доломиты и магнезиты формации Лунинг верхнего триаса, прорванные юрскими послерудными гранодиоритами).

Метасоматическая зональность магнезитовых залежей представлена резкими контактами магнезит-доломит, наличием прослоев и гнезд незамещенного доломита в магнезитовой залежи или зонами вкрапленности (от крупных до тонких) кристаллов магнезита (постепенные контакты) во вмещающих доломитах. Для некоторых МКМ отмечается вынос SiO_2 из магнезитовых залежей и образование аутигенных кристаллов кварца и стяжений кремня, а также вкрапленности талька в экзоконтакте (Сатка, Вайч).

Крупнокристаллическая структура – принципиальный диагностический признак магнезита Вайч типа. Во многих МКМ она имеет типичный, узнаваемый облик с развитием крупных, более 10 мм (до 200 мм) кристаллов вытянутой (стрельчатой) формы, с вариациями ритмично-полосчатой, звездчатой или пятнистой текстур. Однако иногда встречаются и зоны магнезита с мелко-тонкокристаллической структурой, которые выявляются при систематическом опробовании руд при отработке. Кроме того, в некоторых МКМ, например, в Южно-Уральской провинции, выделяется подтип массивных магнезитов с гранобластовой средне- и мелкокристаллической структурой. Отметим, что сочетание крупнокристаллической структуры магнезитов с резкими контактами рудных тел и малой мощностью контактовой зоны метасоматических доломитов (Сунк в Австрии, Кызылташ в БМА), по данным физико-химического численного моделирования является следствием повышенной температуры образования метасоматического магнезита (см. раздел 4.1.7). И напротив, отсутствие крупнокристаллических магнезитов должно указывать на низкие температуры метасоматической кристаллизации.

Состав минеральных примесей в магнезитах, как правило, представлен реликтовыми гнездами (останцы) и вкраплениями доломита, реже кальцита, кварца (реже кремня), примесью пирита, изредка халькопирита, сфалерита, пирротина, пентландита, флюорита, гематита, рутила, барита, ангидрита, гипса, магнезиального хлорита, чешуек серицита, в меньшей степени талька, очень редко – сульфосолей (Сунк в Австрии). В зонах зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма на всех МКМ количество талька резко возрастает, вплоть до полного замещения поздним апокарбонатным тальком, являющегося высококачественным полезным ископаемым. В зонах метаморфизма широко представлен спектр характеристических минералов (хлоритоид, амфиболы, апатит, палыгорскит, к примеру, Елшава в Словакии). Среди

них важен скаполит $(\text{Na,Ca})_4[\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}]\text{Cl}$), являющийся показателем наличия эвапоритовых минералов в протолите.

Химический состав кристаллических магнезитов отвечает за их высокое качество, поскольку на крупных МКМ возможно выделение руд с содержанием $\text{MgO} > 46\%$ и даже $> 47\%$, что близко к стехиометрии. При этом содержание вредных примесей CaO , SiO_2 , FeO составляет $< 1\%$. Наилучшим качеством характеризуются МКМ провинций Ляонин (Китай), МКМ Рубиан в формации Известняки Кандана (Испания), Удереиской и Восточно-Саянской, лучшие сорта Саткинских и Восточно-Забайкальских месторождений из центральных частей крупных залежей (раздел 3.1.1). При этом в большинстве МКМ отмечены повышенные количества не только CaO и SiO_2 , которые можно сепарировать при обогащении, но и изоморфной примеси FeO (2-5%), которую невозможно удалить. Содержание FeO и MnO в магнезитах ВСЕГДА в несколько раз выше, чем в окружающих доломитах. Есть определенная связь между содержанием железа в магнезите и литологическим составом вмещающих карбонатных толщ (количеством терригенно-глинистых прослоев). Вероятно, взаимодействие высокомагниевого рассола с вмещающими породами определяло экстракцию из них Fe и некоторых других примесных компонентов. Отметим также совместное присутствие с МКМ залежей брейнерита и сидероплезита, развитых в Центрально-Европейской, Южно-Уральской провинциях. В целом руды МКМ почти не обогащены какими-либо индикаторными элементами-примесями. Лишь в ряде МКМ, наряду с Fe , отмечаются несколько повышенные содержания Mn , Ni , B , Cu (Брумадо в Бразилии), сидеро- и халькофильных элементов (МКМ Австрии и Словакии).

Геохимические особенности месторождений Вайч типа изучены довольно детально, но это не прекращает дискуссии об их происхождении [Morteani et al., 1982; Moeller, 1989; Bau, Moeller, 1992; Kralik, Kiesl, 1992; Prochaska, 2000; Schroll, 2002; Henjes-Kunst et al., 2014; et al.].

На базе авторских данных по МКМ различных провинций, в том числе по 5 пробам магнезитов Савинского МКМ в отложениях нижнего протерозоя Восточного Саяна, (коллекция проф. В.В. Наседкина, ИГЕМ РАН), объектов Австрии, Словакии, а также с привлечением литературных данных (Испания, Китай) проведено сопоставление их геохимических особенностей. Важной индикаторной группой здесь являются лантаноиды (табл. 4.19). По величине суммы РЗЭ (не более 10 г/т) и субгоризонтальному типу трендов распределения РЗЭ (по хондриту), магнезиты очень близки и отличаются от вмещающих известняков и доломитов, для которых $(\text{ЛРЗЭ})_N \gg (\text{ТРЗЭ})_N$. При этом в случае низких концентраций РЗЭ, как правило, отношение $(\text{ЛРЗЭ}/\text{ТРЗЭ})_N < 1$; при повышении суммы всех РЗЭ эта величина превышает 1, отражая примесь терригенного материала в составе руд. В перекристаллизованных, гигантокристаллических магнезитах обеднение ЛРЗЭ усиливается, что объясняется фракционированием лантаноидов в процессе перекристаллизации [Крупенин, 2005] и весьма

характерно как для нижнерифейских магнезитов Южно-Уральской провинции, так и ряда других (Удере́йская, Восточный Саян, Ляонин, Бразилия, Австрия). Аномалия Ce или отсутствует, или слабая негативная, за исключением МКМ Ойгуи-Астуретта (Испания), где $Ce/Ce^* > 1$ и в магнезитах, и в доломитах. Негативная аномалия Ce наследуется в магнезитах от карбонатных осадков протолита, сформированных в окислительных условиях морского бассейна. Для большинства МКМ характерна слабая отрицательная аномалия Eu, тоже унаследованная от карбонатного протолита. Лишь для руд МКМ Елшава (Словакия) $Eu/Eu^* > 1$, что предполагает повышенную температуру гидротермальных растворов. Отношение Y/No для большинства рассмотренных объектов около 50 (суперхондритовое, характерное для карбонатных бассейнов).

На графике Y/No—Y/Nd (рис. 4.47) для МКМ различных провинций видно, что западноевропейские МКМ тяготеют к первой группе объектов Южно-Уральской провинции (саткинский тип). Особенно показательны суперхондритовые величины отношения Y/No, указывающие на малую дальность переноса гидротермального флюида в карбонатном резервуаре. По величине отношения Y/Nd все МКМ выстраиваются в ряд, который условно можно связать с температурами рудоотложения [Крупенин, 2005]. Отдельно выделяется группа магнезитов «семибратского подтипа» и МКМ Ойгуи-Астуретта (низкие величины Y/Nd=1,64 и Y/No=32), которые характеризуются пониженными температурами и повышенной дальностью переноса флюида. Mg-содержащие растворы, образовавшие МКМ этой группы, вероятно, интенсивно взаимодействовали с вмещающими глинистыми отложениями породного резервуара, поскольку магнезиты, в том числе и из Ойгуи-Астуретта [Lugli et al, 2000], имеют повышенные содержания Fe (присутствует брейнерит, FeO до 10%). Магнезиты провинции Ляонин образуют на рис. 4.47 несколько групп, различия связаны как с формированием (см. рис. 4.47, 11: магнезит 1), так и с преобразованиями на амфиболитовой стадии метаморфизма (см. рис. 4.47, 12: магнезит 3).

Многообразие взглядов на генезис Вайч типа МКМ обусловило «**магнезитовую проблему**» [Aharon, 1988; Moeller, 1989]. Мнения сторонников осадочного (раннедиагенетического) [Schulz, Vavtar, 1977; Petrascheck et al., 1977; Siegl, 1984; Pohl, Siegl, 1986; Gomes de Llaraena, 1968; Siegl W., 1984; Velasco et al., 1987; Schroll, 2002] и гидротермально-метасоматического образования магнезита [Morteani et al., 1977; Frimmel, 1988; Aharon, 1988; Moeller, 1989; Kralik, Kiesel, 1992 и др.] разделились. С точки зрения [Kiesel et al., 1990], источником Mg для магнезитового месторождения Обердорф/Ламинг (Штирия) могли быть растворы, образованные при формировании серпентинитов нижележащего гнейсового комплекса восточной Штирии и южно-пеннинских окон Тауэрна. В то же время, авторами приводятся данные, что в магнезитах величина Cl/Br — около 30 и стабильна, а доломитах

варьирует от 100 до 200. В карбонатах морского происхождения эта величина еще выше. Обогащение Br рассмотренных карбонатов, особенно заметное и стабильное в магнезитах, позволяет предполагать эвапоритовую рассольную природу Mg-носных флюидов. Эта идея была впервые выдвинута для месторождений Вайч типа В. Прохаской [2000], развита в работе [Ebner et al., 2004], где приведены прецизионные данные анализа галогенов из рассольных ФВ в профилях известняк-доломит-магнезит, затем применена для Южно-Уральской провинции [Prochaska, Krupenin, 2013].

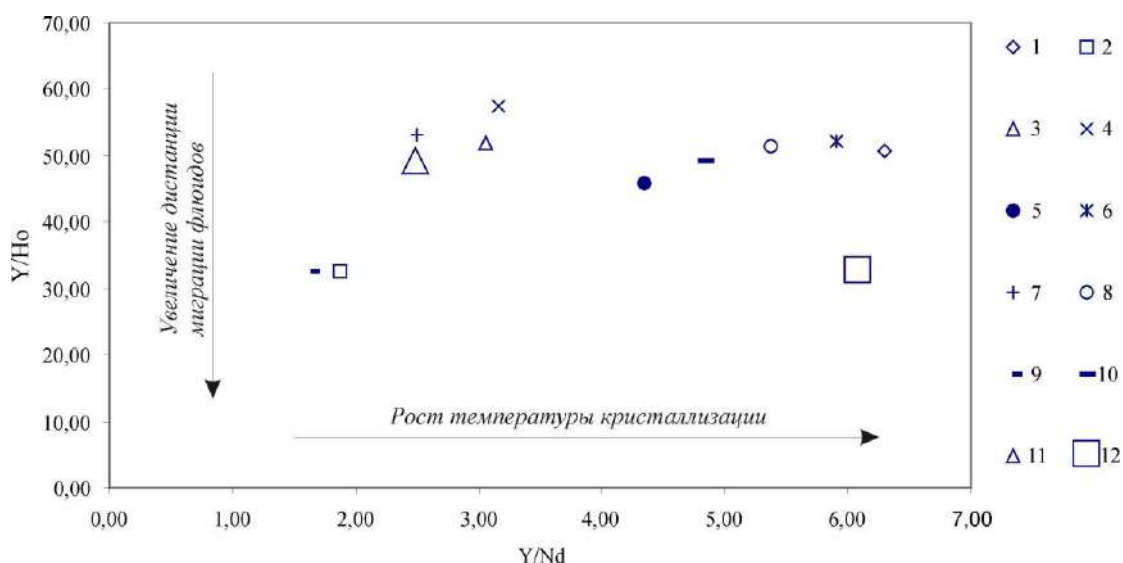


Рис. 4.47. Распределение медианных значений Y/Nd-Y/No для МКМ различных провинций:

1-2 – Южно-Уральской: 1 – саткинского типа, 2 – семибратского типа; 3-5 – Енисейского кряжа: 3 – Екатерининское (Киргитей), 4 – Голубое; 5 – Верхотуровское; 6-7 – Восточных Альп (Австрия): 6 – Брайтенау, 7 – Хохентауэрн; 8 – Елшава (Западные Карпаты, Словакия); Пиренеи: 9 – Ойгуи (Испания, по [Lugli et al, 2000]); 10 – Савинское (Восточный Саян); 11-12 – Ляонин (КНР, по [Jiang et al., 2004]): 11 – магнезит 1; 12 – магнезит 3.

Флюиды на основе эвапоритовых рассолов, образовавшие магнезит по модели В. Прохаски [2000], были вовлечены в гидротермальную циркуляцию во время пермо-скифской рифтогенной фазы. Накопление мощных серий эвапоритов широко распространено в пермо-скифском стратоне Верхнего Австро-Альпийского подразделения. Высокая степень эвапоритизации (эвапоритовый индекс >10 , соответствующий началу галитовой стадии) произвела остаточную рапу с высокой соленостью и концентрациями Br, Mg, K и сульфат-иона. Рассолы образовались в условиях с высоким Mg/Fe отношением, что вело к формированию метасоматического магнезита при малой глубине погружения во вмещающие известняки. В процессе проникновения в более глубокие горизонты и взаимодействия с вмещающими породами в восстановительных условиях катагенеза, рассолы становились насыщенными Fe, что создавало предпосылки для формирования Fe-доломита, Fe-магнезита и даже сидерита. Высокая плотность этих гиперсоленых лагунных вод приводила к инфильтрационно-

рассольной доломитизации (seepage-reflux) в процессе замещения менее плотных морских поровых вод в нижележащих проницаемых платформенных карбонатах. При погружении флюиды взаимодействовали с породами разреза, сохраняя свои эвапоритовые параметры, в частности, величины отношений Cl/Br, Na/Br. Поэтому новообразованные минералы приобрели черты эвапоритовых флюидов, а не морских поровых вод, которые присутствовали в осадочных породах со стадии диагенеза.

Подобные метасоматические модели предложены, как мы видим, в данном разделе, для МКМ Словакии, Испании, Канады, Бразилии, Китая и КНДР. Основным доказательством рассольной природы Mg-флюида являются высокие концентрации Br, соответствие Cl/Br и Na/Br-молярных отношений ЛЭТ и высокая соленость ФВ. В **таблице 4.20** представлены некоторые данные по изучению солености ФВ, степени минерализации и температуре на основе изучения магнезитов, синрудного кварца и доломита из МКМ разных провинций (большой частью, из Центрально-Европейской). Минерализация ФВ достигает 30-39 мас. % экв. NaCl в МКМ Словакии, Италии и Испании, 19 мас. % экв. NaCl в магнезитах Бразилии. В некоторых МКМ (Ойги, Испания) в составе ФВ преобладает CaCl_2 в пересчете, на который соленость составляет до 26.5 мас.%. Тгом первичных ФВ, по которым можно судить о температурах образования метасоматического магнезита, варьируют в низко-среднетемпературном интервале 100-300°C (Тгом max=395°C). Как показывают данные физико-химического моделирования, данные параметры флюидов благоприятны для формирования метасоматических МКМ в карбонатных толщах.

Данные по Sr изотопной систематике карбонатных пород и кристаллических магнезитов разных провинций имеют сходный тренд с Южно-Уральскими МКМ. В Центральной Европе МКМ образуют пояс протяженностью до 2000 км от Испании до Словакии в карбонатных комплексах герцинид. В Восточных Альпах (МКМ Хохентауэрн/Сунк в покрове Вайч) изменение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ряду известняк – доломит – магнезит составляет 0,7083 – 0,7085 – 0,7103 [Frimmel, 1988]. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках наиболее близко к этой величине в воде океана каменноугольного времени (0,7076-0,7081). Тенденция роста величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в метасоматических магнезитах и доломитах по сравнению с известняками сохраняется, также, как и тренд повышения концентраций Fe в ряду известняк – магнезит (0.47% – 1.02% – 3.41% [Ebner et al., 2004]). Сидеритовые месторождения этой же зоны (Эрцберг) также характеризуются повышением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ряду известняк (0.70931)– сидерит (0.71642) [Frimmel, 1988]. Такое же направленное изменение изотопного состава Sr и концентраций Fe наблюдается в МКМ Рубиан (Астурия, СЗ Испании) [Kilias et al., 2006], Кошице-Медведия (Словакия, Западные Карпаты) [Radvanec et al., 2004].

Вероятно, для всех МКМ условия формирования флюидов и особенности метасоматоза имели элементы сходства. Для МКМ Центральной Европы предполагается, что Mg-носные флюиды являются модифицированными бассейновыми рассолами [Kiliyas et al., 2006] или образованы при погружении эвапоритовых рассолов из пермского бассейна на этапе рифтогенного растяжения [Prochaska, 2000; Ebner et al., 2004; Radvanec et al., 2004]. На первой стадии погружения рассолы проникали через толщи осадочных пород и незначительно обогащались Fe и радиогенным Sr. Рифтогенный нагрев и высокие концентрации Mg создавали в карбонатных комплексах условия для метасоматического замещения в ряду известняк-доломит-магнезит. При поступлении рассолов в более глубокие горизонты коры и интенсивном взаимодействии с вулканогенно-терригенными породами создавались условия для прохождения Fe-Mg-метасоматоза, при этом отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в формирующихся брейнеритах, анкеритах и сидеритах увеличивалось. Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ зависит от количества радиогенного стронция в породах разреза. Для терригенно-вулканогенных пород Граувакковой зоны (Восточные Альпы), где преобладает базитовый обломочный материал, величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не достигает высоких значений, как, например, в терригенно-глинистых комплексах рифейских толщ Южного Урала, содержащих высокое количество K и Rb в продуктах размыва сиалического фундамента Восточно-Европейской платформы.

Исследование состава стабильных изотопов углерода и кислорода было предпринято М. Кралик с соавторами [Kralik et al., 1989] для 74 месторождений магнезита с использованием 237 литературных и 72 собственных измерений. Все магнезиты были разделены на основании полевого и микроскопического изучения на три типа, использованных и для изотопного изучения: 1) криптокристаллические магнезиты в коре выветривания ультрамафитов; 2) тонкозернистые магнезиты современных себх и дочетвертичных континентальных скоплений (<1 мм); 3) кристаллические магнезиты (>1 мм) в карбонатных толщах докембрия и палеозоя.

Кристаллические магнезиты (Вайч тип) группируются в поле значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от -1 до +1,3‰ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от 8 до 18‰, незначительно перекрываясь по величине $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 4.48) с полем вмещающих доломитов и мраморов на всех МКМ [Kralik, et al., 1989; Schroll, 2002]. Деплетирование изотопа ^{18}O является характерной особенностью кристаллических магнезитов. Предельно облегченный кислород характерен для карбонатитов, промежуточное место между ними и МКМ занимают Fe-магнезиты из тальк-магнезитовых метасоматитов по серпентинитам (Шабровский тип в РФ). Другие генетические группы магнезитов образуют поля с более тяжелым изотопным составом кислорода (например, раннедиагенетические Mg-карбонаты эвапоритовой лагуны Куронг в Южной Австралии) и облегченным составом углерода (магнезиты себхи, аморфные магнезиты из коры выветривания гипербазитов).

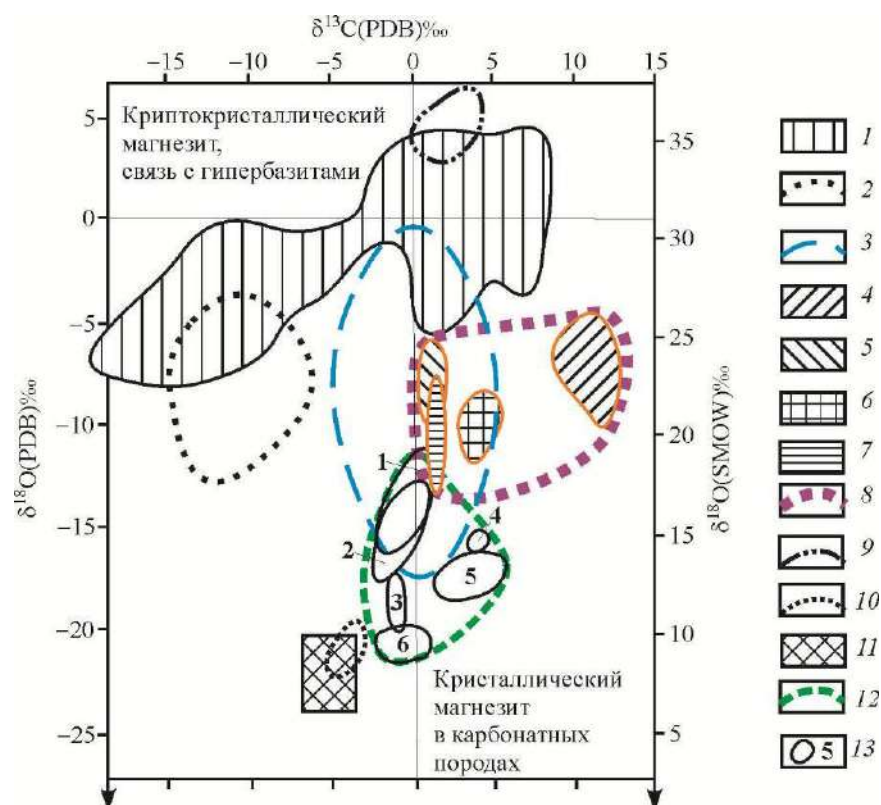


Рис. 4.48. Диаграмма $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для магнезитов различных генетических типов (по [Kralik et al., 1989; Schroll, 2002] с добавлениями).

1 – тонкозернистые магнезиты из современных отложений содовых озер на гипербазитах (Греция, Сербия, Турция); 2 – криптокристаллические магнезиты в коре выветривания гипербазитов; 3 – современные морские карбонаты; 4–8 – микритовые магнезиты в эвапоритовых доломитах: 4 – туломозерская свита ятулия (PR₁), Карелия; 5 – Касвассаграбен (пермо-триас Австрии); 6 – верхний рифей Аделаиды, юг Австралии; 7 – Бурано, триас, Италия; 8 – область микритовых магнезитов; 9 – тонкая магнезитовая вкрапленность в эвапоритовых доломитах лагуны Куронг (Австралия); 10 – метасоматические тальк-магнезитовые породы по серпентинитам; 11 – карбонатиты; 12 – область кристаллических магнезитов в карбонатных толщах докембрия и палеозоя; 13 – провинции кристаллического магнезита: 1 – Вайч тип (палеозой Австрии), 2 – рифей Южного Урала, 3 – рифей Енисейского края, 4 – Ойги-Астуретта (палеозой Испании), 5 – Рам-Джангл (рифей южной Австралии), 6 – Та-Ши-Чао (мезопротерозой, Ляонин, СВ Китая)

Для первой группы отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и относительно тяжелый состав ^{18}O подтверждают низкую температуру формирования магнезитов в трещинах коры выветривания ультрамафитов с участием метеорного (органического) углерода. Тонкозернистые магнезиты себх и дочетвертичных скоплений имеют относительно тяжелые углерод и кислород и могли быть сформированы как в морских, так и континентальных условиях, частично с утяжелением углерода при ферментации. Тонкозернистые магнезиты конкреций с отрицательными величинами $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и легким кислородом могли быть сформированы при относительно низкой температуре морскими эвапоритовыми и метеорными водами. Кристаллические магнезиты имеют облегченный изотопный состав кислорода в пределах своей группы и частично коррелируются со степенью метаморфизма вмещающих пород, указывая на разные

температуры перекристаллизации, однако остается вопрос о первичности магнезита или его образовании во время метаморфизма.

Предполагается, что снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ связано с температурным изотопным фракционированием по кислороду в процессе гидротермального Mg-метасоматоза [Kralik et al., 1989]. Однако трудно представить, чтобы у Mg-рассолов, производящих доломитизацию вмещающих карбонатных пород и формирующих магнезитовые залежи, была резко различная температура. Возможно, фракционирование изотопов кислорода связано не только с повышенной температурой растворов, но и с дополнительной перекристаллизацией магнезитов в процессе метасоматического замещения. Существуют попытки рассчитать температуры образования магнезита на основе предположения, что его кристаллизация находилась в изотопном равновесии с флюидом [Aharon, 1988]. Но учитывая, при низких температурах процесс формирования магнезита не соответствует равновесным реакциям, такие расчеты могут быть лишь приблизительными. Аналогичный вывод был сделан Г. Фором [Фор, 1989, с. 497] для температуры кристаллизации доломита, поскольку *«если реакция происходит с растворами, для которых значения $\delta^{18}\text{O}$ отличаются от значений $\delta^{18}\text{O}$ морской воды, то значения $\delta^{18}\text{O}$ доломита будут непредсказуемо варьировать»*. В целом по поводу применения термометров на основе коэффициента разделения изотопов кислорода Г. Фором отмечено, что *«при температурах ниже примерно 250°C реализация такой методики не проста, поскольку для достижения равновесия в реакциях требуется длительное время»* [Фор, 1989, с. 478].

Анализ геодинамических условий размещения МКМ в карбонатных толщах показывает их преимущественную приуроченность к мелководным морским отложениям кратонов, подверженных воздействию дивергентного геодинамического режима. Вероятно, рифтогенные эпиплатформенные бассейны были наиболее благоприятны для масштабных метасоматических преобразований с формированием кристаллических магнезитов. Этому способствовали мелководный характер и большая мощность осадочных бассейнов с обилием карбонатных пород и периодически возникающие обстановки эвапоритовой седиментации с накоплением высокомагнезиальных рассолов. Раздвиг сопровождался повышенным тепловым потоком и созданием зон, проницаемых для рассолов в карбонатных породах в надрифтовых частях бассейнов. В истории Земли можно выделить несколько возрастных уровней, к которым приурочены рифтогенные терригенно-карбонатные бассейны, содержащие провинции МКМ.

Одним из древнейших внутриконтинентальных рифтогенных бассейнов является нижнепротерозойский Олотский грабен в структуре Присянского краевого выступа фундамента Сибирской плиты. Он выполнен базитами, гранитоидами, парагнейсами, кварцитами и доломит-магнезитовыми мраморами, метаморфизованными в амфиболитовой

фации, интервал возраста 2.4-2.8 млрд лет. Магнезиты имеют признаки метасоматического образования по доломиту. Распределение РЗЭ, изотопные данные по углероду, кислороду и радиогенному Sr в карбонатных породах и магнезитах Онотского пояса аналогичны таковым для других провинций Вайч типа.

Древнейшим внутриконтинентальным рифтогенным бассейном с участием эвапоритов и вмещающих магнезиты, является Онежский прогиб, сложенный вулканогенно-терригенно-карбонатным комплексом ятулия (2.1-1.9 млрд лет) общей мощностью 1.5-2 км. Импульсы рифтогенного магматизма здесь продолжались 500 млн лет до Лапландско-Кольского орогенеза (1,94 млрд лет). Магнезиты приурочены к надрифтовой туломозерской терригенно-доломитовой свите мощностью 800 м. Микрокристаллические магнезиты формировались диагенетически в красноцветной алевролит-доломитовой толще в специфических фациальных условиях ограниченного неморского эвапоритового бассейна типа себхи с признаками эвапоритовой седиментации. Крупнокристаллические магнезиты связаны с катагенетической перекристаллизацией. Ряд признаков (пластообразная форма залежей, фациальные парагенезы руд, микроструктуры магнезитов, утяжеленный состав ^{18}O) предполагают отнесение этой провинции к типу Аделаида.

Нижнепротерозойская (ятулий, 2.3-1.9 млрд лет) серия Ляохе в провинции Ляонин, СВ Китая, также формировалась в рифтогенном вулканогенно-осадочном грабене большой мощности, размером 100×300 км. К надрифтовой части серии (формация Дашицяо) приурочены мощные толщи эвапоритовых ангидрит-содержащих доломитов (более 3000 м) с крупнейшими пластообразными залежами кристаллических магнезитов высокого качества. Роль эвапоритовых рассолов в метасоматическом образовании магнезита доказана термометрическим изучением.

Рифтогенная формация терригенно-карбонатных отложений Батчелор (Северная территория, Австралия) (PR₁), содержит крупное рудное поле Рам-Джангл с урановыми рудами и мощными (до 700 м) метасоматическими залежами МКМ. Вмещающие доломиты прибрежно-морского генезиса несут признаки эвапоритовых минералов, магнезиты содержат рассольные ФВ.

Нижне-среднерифейская Южно-Уральская провинция может служить эталоном долгоживущей надрифтовой впадины с мощным терригенно-карбонатным выполнением, в истории которой были эпизоды эвапоритовой седиментации, рифтогенной активизации, обеспечившие активную миграцию и нагрев захороненных высокомагнезиальных рассолов для масштабного магнезиального метасоматоза.

Среднерифейская Удере́йская провинция (ЮЗ край Сибирской платформы) имеет признаки надрифтовой впадины с широким развитием шельфовых мелководных терригенно-

карбонатных комплексов и участием эвапоритовых эпизодов (аладынская свита среднего рифея) в развитии бассейна. Как и в Южно-Уральской провинции, здесь выделяется два этапа рифтогенеза, с последним импульсом внутриплитного магматизма в интервале 0.8-0.6 млрд лет, с которым может быть связано образование серии метасоматических залежей МКМ высокого качества.

Позднепалеозойский мегабассейн, сформированный в акватории океана Палеотетис, был крупнейшим рифтогенным осадочным бассейном, связанным с распадом суперконтинента Пангея и образованием Гондваны и Лавразии в перми-начале триаса [Stampfli, Borel, 2002]. Эволюция Палеотетиса в мезозое привела к формированию Неотетиса и последующему отделению Америки от Лавразии (триас-юра) с формированием Евразии. На месте пенеценизированных молодых герцинских орогенов, консолидированных с древними кратонами (Лаврентия, Балтика, Авалония и др.), в пермо-триасе был образован обширный эвапоритовый бассейн Центральной Пангеи [Жарков, 1989] и существовали обширные области терригенно-карбонатного осадконакопления в рифтогенных грабенах. Это время совпало с периодами жаркого климата, поднятия уровня океана и увеличения размеров мелководных осадочных бассейнов, что способствовало широкому развитию эвапоритовых обстановок на территориях от Волго-Уральской области и Прикаспия (кунгурский ярус) до Западной Европы (Цехштейн) и Пермского бассейна Мидконтинента в США (бассейн Делавэр, гваделупий, Р₃ и др.), формированию огромных объемов эвапоритовых рассолов, которые частично были погребены в глубинных частях породных бассейнов. Широко проявленные на территории Западной Европы рифтогенные движения при деструкции Лавразии способствовали вовлечению этих захороненных эвапоритовых высоко-Mg рассолов в рудоносные процессы, в том числе формированию низкотемпературных гидротермально-метасоматических МКМ [Prochaska, 2000]. Этим объясняется образование в это время 2000-километрового пояса МКМ от Испании до Словакии в карбонатных толщах палеозоя. МКМ известны, хотя в меньшем распространении, и на Мидконтиненте (бассейн Делавэр, формация верхнетриасовых доломитов Лунинг). Кроме того, в Делавэре, в верхнепермских подсолевых доломитах эвапоритовой формации Саладо присутствуют тонкокристаллические метасоматические магнезиты, сходные с микрокристаллическими магнезитами Р-Т Западной Европы (Касвассаграбен, Бурано и др.), а также с раннедиагенетическими магнезитами типа Аделаида в Австралии, условия образования которых не соответствуют катагенетическим параметрам для формирования МКМ Вайч типа (рассольные гидротермы с низким редокс-потенциалом). Миграция эвапоритовых рассолов в этом мегабассейне способствовала созданию условий не только для МКМ, но также и для формирования крупнейших месторождений полиметаллов, барита и флюорита (типа долины р. Миссисипи, MVT) в палеозойских толщах Северной

Америки (Мидконтинент) и Западной Европы [Hutchinson, 1996; Leach et al., 2010 и др.]. Таким образом, **рифтогенный мегабассейн Центральной Пангеи в акватории Палеотетиса оказался продуктивным на магнезиты не только в надрифтовой части пермо-триаса (микритовые магнезиты), но и в нижележащих карбонатных толщах молодых герцинских платформ (кристаллические магнезиты).**

Аделаида тип

Магнезиты этого типа значительно реже встречаются в карбонатных толщах, имеют более низкую промышленную значимость по сравнению с магнезитами Вайч типа. Для МКМ обоих этих типов можно выделить признаки сходства и различия.

Магнезиты типа Аделаида залегают в определенных стратиграфических горизонтах (палеопротерозойская туломозерская свита Карелии, неопротерозойская формация Скиллогали в Аделаиде, верхнепермские (гваделупий, Р₃) в бассейне Делавэр (Мидконтинент) эвапориты формаций Тансилл и Ятес, пермо-триасовые формации Центральной Европы: Бурано, Касвассаграбен, Грёден и др.). Во всех случаях магнезиты имеют микрокристаллические структуры, а вмещают их раннедиагенетические эвапоритовые строматолитовые и тонкослоистые микробиальные доломиты с терригенно-глинистыми прослоями.

Рудные залежи имеют пластообразную или пластовую форму, как правило, маломощные, толщиной не более 1-5 м. В доломитах Скиллогали наблюдаются тонкие протяженные слои обломков микритовых магнезитов, доломита и алевролита. Они прослежены в доломитах на расстояние до 30 км. *Микрокристаллическая структура магнезита является главной особенностью типа Аделаида*. Порой могут присутствовать и перекристаллизованные магнезиты в виде рассеянных кристаллов, и блоки массивного кристаллического магнезита, имеющие эпигенетическое происхождение (туломозерская свита ятулия, Бурано в Италии). Содержание магнезита в пластах — до 80-90%.

Фациальные условия, в которых находятся микритовые магнезиты, не морские, а приливно-отливные с участием субаэральных континентальных осадков. Характерно присутствие мелководных терригенно-карбонатных отложений со строматолитами, иногда с признаками аэральной экспозиции (прослой красноцветных доломитов, трещины усыхания, прослой конгломерато-брекчий и грязевых гравелитов, сложенных, в том числе и обломками микритового магнезита). Широко развиты псевдоморфозы доломита по сульфатам, типичные структуры, включения кремня. Примерами таких магнезитов, кроме неопротерозоя Аделаиды, является палеопротерозойская туломозерская свита в Карелии. Вероятно, к этому же типу относятся протяженные, но маломощные проявления микрокристаллического магнезита в ассоциации с доломит-ангидритами верхнего венда в Непско-Ботубинской антеклизе на юге

Сибирской платформы [Ивлев и др., 1985]. Возможно, и залежи скрытокристаллического магнезита в Малом Хингане также относятся к данному типу. Промышленное значение его незначительное, распространение слабое, магнезиты явно приурочены к эвапоритовым субэвральным отложениям, рудные пласты имеют закономерное положение в осадочной последовательности.

Изотопно-геохимические данные, пока немногочисленные, также являются индикаторными для микритовых магнезитов. Для них характерны повышенная примесь CaO , SiO_2 , низкое содержание FeO . В доломитах фиксируются высокие концентрации Sr ; значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнезитах мало отличаются от вмещающих доломитов. Например, в туломозерской свите ятулия выделено два типа доломитов: из открытого морского бассейна с пониженным отношением (0.70343-0.70414) и из изолированного бассейна типа себхи, с повышенными содержаниями Sr (180-480 г/т) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ около 0.7055 [Горохов и др., 1998]. Именно в этих доломитах встречены прослои магнезитов. В магнезитах и доломитах эвапоритового бассейна Делавэр значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7068$, указывают на сходство резервуаров образования вмещающих доломитов и магнезитов [Garber et al., 1990]. Для данного типа магнезита характерны утяжеленные изотопные составы углерода и кислорода; например, магнезиты и доломиты бассейна Делавэр имеют: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} +6,84\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} +31,04\text{‰}$, в туломозерской свите ятулия – $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в доломитах и магнезитах варьирует соответственно, 17-26‰ и 20-25‰, в МКМ Бурано в Италии – 17-23‰ и 16-18‰ (см. рис. 4.48).

Таким образом, **основные признаки — микрозернистая структура, пластовая форма залежей, парагенезис с красноцветными породами, субэвральные условия формирования, типичное для эвапоритовых карбонатов утяжеление изотопного состава кислорода являются важными отличиями микритовых магнезитов от типовых МКМ Вайч типа. В последних выражено деплетирование $\delta^{18}\text{O}$ в шпатовых магнезитах относительно вмещающих морских известняков или эвапоритовых доломитов** (см. рис. 4.48).

Формация Бурано, по мнению [Lugli et al., 2002], является примером гидротермально-метасоматического образования магнезита за счет доломита при надвиговой тектонике и низкотемпературном метаморфизме, по аналогии с МКМ Ойгуи в Испании и Вайч-типа — в Граувакковой зоне Альп и Западных Карпатах. В отличие от МКМ в Граувакковой зоне, представленных кристаллическими магнезитами в морских известняках, в триасовой формации Бурано есть реликты раннедиагенетического тонкокристаллического магнезита, образованного в эвапоритовых карбонатно-сульфатных отложениях. Модель формирования Бурано напоминает таковую для тонкозернистых и кристаллических магнезитов в туломозерской свите нижнего протерозоя. **Геохимические особенности МКМ могут варьировать в зависимости от геологического окружения и процессов, но объединяющими признаками для всех**

месторождений (и Вайч, и Аделаида) являются источник Mg – высокомагнезиальный эвапоритовый рассол и вмещающие толщи – карбонатные отложения.

Гипотеза формирования магнезитов типа Аделаида предложена Т.Д. Франком и К.Р. Филдингом [Frank, Fielding, 2003]. Они допускают, что условия, необходимые для образования месторождений первичного магнезита путем прямого осаждения из морской воды, возможно, существовали в период устойчиво высокого отношения Mg/Ca (> 10) в океанах, в интервале 790-670 млн лет назад (поздний тоний – середина криогения) [Hood, Wallace, 2018]. Высокое содержание сульфатов в современных океанах препятствует осаждению доломита (сульфат – ингибитор доломитообразования), но протерозойские океаны с низким уровнем кислорода были бедны сульфатами, что могло вести к прямому осаждению доломитов [Shen, Cranfield, Knoll, 2002]. Эти авторы допускают, что в эвапоритовых условиях из морской воды может осаждаться смесь сульфатов и магнезит (себха и плайевые озера). Однако при низком содержании сульфатов магнезит мог отлагаться вместе с доломитом в эвапоритовых обстановках мелководных прибрежных илистых отмелей с активными водорослевыми сообществами, что, вероятно, и произошло в бассейне синклинали Аделаида. Периодический снос литифицированных магнезитовых корок из надприливной зоны паводковыми водами и аккумуляция в слоях конгломератов, переработанных приливными течениями, и тонкослоистых пластов в прибрежно-морских фациях, с последующим захоронением морским доломитовым илом способствовали сохранению протяженных пластов перитайдиальных обломочных магнезитовых отложений.

Отметим гипотетичность механизма осадочного образования магнезита, а также несоответствие постулируемого низкого содержания сульфатов в протерозое реальным фактам наличия прослоев ангидритов в отложениях формации Дойчланд, Каапваль, ЮАР уже 2.3 млрд лет [Buchanan et al., 1981; Rasmussen et al., 2013; Yudovskaya et al., 2018] и формации Сэсайэти Клиффс, остров Баффина, Канада 1.2 млрд лет [Kah et al., 2001] (см. раздел 2.1.).

Повторим, что специфический набор литологических признаков и субэкральные фациальные условия формирования таких микритовых магнезитов резко отличаются от литотипов и условий образования магнезитовмещающих карбонатных отложений докембрия и палеозоя, вмещающих гиротермально-метасоматические МКМ Вайч типа.

Магнезиты в эвапоритовых сульфатоносных формациях часто имеют признаки наложенного образования. Для магнезитов и анкеритов пермской газоносной формации Ротлигенг в Северном море наблюдается обогащение радиогенным стронцием (значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0,720 по сравнению с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,708 в пермских вмещающих карбонатах. Это связывается с растворением обломочных силикатов и трансформацией глин под действием органических кислот в нижележащих аргиллитах внутри осадочного бассейна [Sullivan et al.,

1990]. Формирование магнезитовых кристаллов в раннем катагенезе в песчаниках, лежащих под эвапоритами цехштейна, из газоносного бассейна Северного моря, описан К. Пурвисом [Purvis, 1989]. Ромбоэдры магнезита составляют 2-11 об. % песчаников, имеют размер 50 мкм и зональное строение: внутренняя (ранняя) зона брейнерита (24 мол. % FeO), средняя зона (8 мол. % FeO), внешняя (поздняя) зона (12 мол. % FeO). Предполагается, что рост магнезитов, обусловлен погружением в проницаемую толщу песчаников крепких эвапоритовых рассолов из вышележащей ангидритовой толщи цехштейна (**рис. 4.49**). Причиной образования магнезита было высокое отношение Mg/Ca в рассолах, которое в разных зонах приводило к образованию или доломитового, или магнезитового цемента. Повышенная мощность гипсоносных отложений способствовала росту величины Mg/Ca. Различная железистость магнезита в процессе роста кристаллов объясняется изменениями концентраций железа в рассолах во время катагенетической карбонатизации.

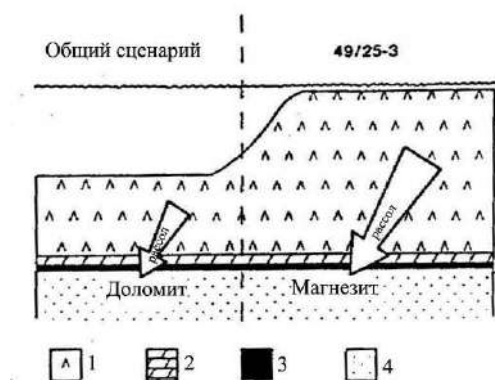


Рис. 4.49. Гидрогеологическая модель формирования магнезитового и доломитового цемента в песчаниках нижнепермской формации Ротлигенд. По [Purvis, 1989].

1-3 – формация Цехштейн: 1 – гипс-ангидрит; 2 – доломит; 3 – Купфершифер (меденосные сланцы); 4 – формация Ротлигенд, песчаники. Размер стрелок отражает относительный объем рассолов, поступающих из эвапоритовых отложений.

В.Г. Нидемайром рассмотрены магнезиты из эвапоритовых отложений формаций Грёден и Верфен у Драуцуга в Австрии [Niedermayr, 1989]. Вмещающие отложения относятся к грабеновым формациям, сформированным в морских и лагунных эвапоритовых условиях на границе перми и триаса (скифский=верфенский ярус, находится выше татарского яруса пермской системы, но ниже анизийского яруса триасовой). Магнезиты **криптокристаллические** образуют **прослои тонкослоистой текстуры** в доломитовых, гипсовых и алевролитовых прослоях. Раннедиагенетическая природа магнезитов связана с миграцией эвапоритовых рассолов через терригенно-карбонатные толщи. Вероятно, к этому же типу тонкокристаллических магнезитов эвапоритового бассейна относятся небольшие месторождения типа Касвассерграбен в триасе Австрии [Генетические типы ..., 1984, с. 82].

В. Полем [Pohl, 1990] предложена модель формирования магнезитов типа Вайч, тесно связанная с мелководно-морскими эвапоритами хлоридного типа (**рис. 4.50**). Она основана на особых условиях седиментогенеза и диагенеза магнезита и вмещающих пород и на химических и изотопных данных, которые допускают, что основная масса магнезита —

раннедиагенетическая, подобно доломитам. Представляется, что модель Поля лучше подходит именно к месторождениям тонкозернистого магнезита типа Аделаида. Большинство месторождений Вайч типа приурочены к карбонатным толщам морского, а не прибрежного тайдиального генезиса.

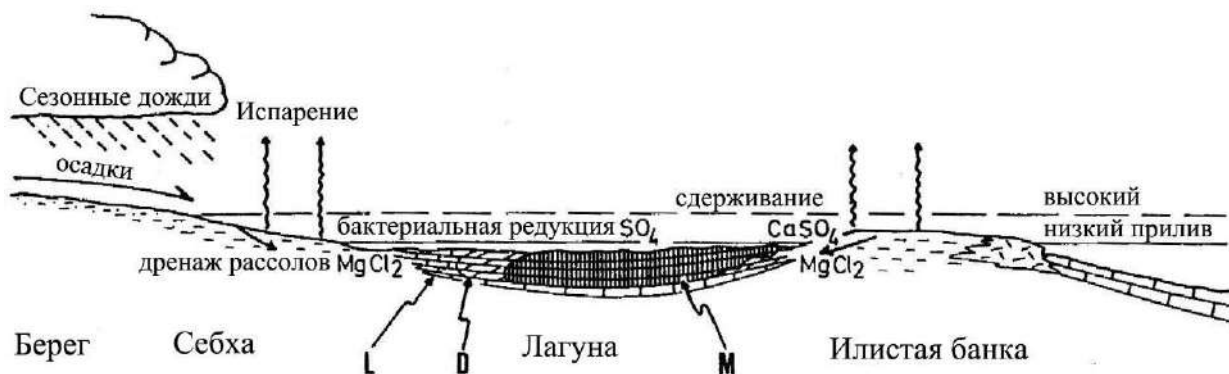


Рис. 4.50. Модель образования МКМ Вайч типа как связанных с мелководно-морскими эвапоритами хлоридного типа [Phol, 1990].

Для ряда МКМ Вайч типа, подверженных метаморфизму (Ляонин, Бразилия, Испания, Австрия) возникает вопрос: можно ли и для них предполагать такой «прекурсор» для кристаллического магнезита в виде седиментогенного микритового магнезита? Представляется, в каждом случае надо исходить из имеющихся фактов: полевые соотношения пород и руд, наличие признаков мелководных супралиторальных и континентальных (красноцветных, аллювиальных обломочных) фаций, изотопно-геохимических характеристик (изотопный состав кислорода, непостоянные и высокие концентрации Sr в доломитах, слабое отличие значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ между магнезитом и доломитом, сходные низкие содержания закисного железа в магнезитах и доломитах, слабое деплетирование ЛРЗЭ, характерное для микрозернистых. В кристаллических магнезитах Вайч типа содержание FeO в 3-5 раз выше доломитов, но следует учитывать, что насыщение рудоносных рассолов железом зависит от условий их захоронения — контакта или с карбонатными, или терригенно-глинистыми породами. Например, МКМ в доломитовых толщах мощностью сотни метров в саткинской свите на Южном Урале или аладьинской свите в Енисейском крае, в формации Дошицяо (Ляонин) имеют низкие содержания FeO, в отличие от Исмакаевского МКМ в карбонатно-глинистых отложениях суранской свиты или МКМ в карбонатно-вулканогенно-терригенных толщах Граувакковой зоны.

Если предполагать, что источник Mg действительно связан с эвапоритовыми рассолами, то конкретные механизмы образования магнезитовых месторождений не могут быть сведены к лагунной модели В. Поля. Есть месторождения, образованные непосредственно на ранних этапах метасоматического замещения известняков доломитами и магнезитами в раннем диагенезе, если создавались условия, показанные для микритовых магнезитов в Аделаиде

[[Frank, Fielding, 2003].]. Именно на этих МКМ в магнезитах сохранились реликты тонкозернистых структур, не подверженные вторичной перекристаллизации во время последующего метаморфизма. В то же время, устойчивая тенденция для магнезитов Вайч по обеднению изотопного состава кислорода по сравнению с доломитами может объясняться повышенной температурой внедрения рассольных Mg-флюидов по сравнению с вмещающими породами. Геохимические особенности магнезитов различных МКМ (содержание FeO, элементов группы железа (Ni, Cr, Mn, Co), отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Y/No зависели от степени взаимодействия Mg-рассолов с терригенными породами при миграции через осадочные толщи.

Для европейских геологов, имеющих дело с метаморфизованными осадочными комплексами из тектонических пластин в зоне Альпийского орогенеза, принято смотреть на генезис магнезита с позиций гидротермально-метасоматической гипотезы, с привлечением в качестве источника Mg метаморфического флюида, когда его температура совпадает с условиями метаморфизма вмещающих отложений [Moeller, 1989; Morteani, 1989; Radvanec, 2000; Lugli et al., 2000]. Возможно, сказывается влияние представлений о равновесных физико-химических условиях выпадения магнезита из раствора. Согласно теоретическим расчетам и экспериментальным данным, магнезит кристаллизуется из раствора, обогащенного Mg и карбонат-ионом при $T=400-500^\circ\text{C}$, при более низких температурах в равновесии с раствором в системе $\text{FeCO}_3\text{-CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ формируются брейнерит и другие промежуточные разновидности ряда магнезит-сидерит [Johanes, 1970]. Несмотря на это, магнезит получен экспериментально при $T>60^\circ\text{C}$ [Казаков и др., 1957].

Метасоматическое образование магнезита, возможно, не всегда подчиняется теоретическим и экспериментальным правилам, разработанным для ограниченного числа компонентов. Примером тому служит невозможность применения геотермометров кальцит-доломит и изотопного кислородного для ряда МКМ, где температуры преобразования вмещающих отложений не достигали условий зеленосланцевого метаморфизма (Южно-Уральская провинция, Енисейский кряж, Непско-Ботубинская антеклиза, ряд МКМ Альпийского пояса). В этих примерах магнезиты формировались при более низких температурах, поскольку вмещающие толщи находятся на стадии глубинного катагенеза, однако, магнезитовый метасоматоз здесь проявлен широко с образованием крупных и уникальных месторождений. Вероятно, при метасоматозе действуют иные термодинамические законы, чем при кристаллизации минералов из растворов в полостях. В большинстве случаев для МКМ есть доказательства доскладчатого образования руд, что может быть основанием для их генезиса при низких температурах под действием нисходящей и латеральной миграции в разной степени подогретых Mg-рассолов в карбонатных толщах. Численное физико-химическое моделирование [Крупенин, Кольцов, 2017] показало, что масштабное метасоматическое

образование магнезита может происходить в низкотемпературном интервале (100-250°C) при соблюдении ряда условий: восстановительная среда, высокое отношение Mg/Ca, градиент температур и значительное отношение флюид/порода (см. раздел 4.1.7.). Этим критериям метасоматических растворов хорошо соответствуют захороненные эвапоритовые рассолы на этапах рифтогенной/тектонической миграции.

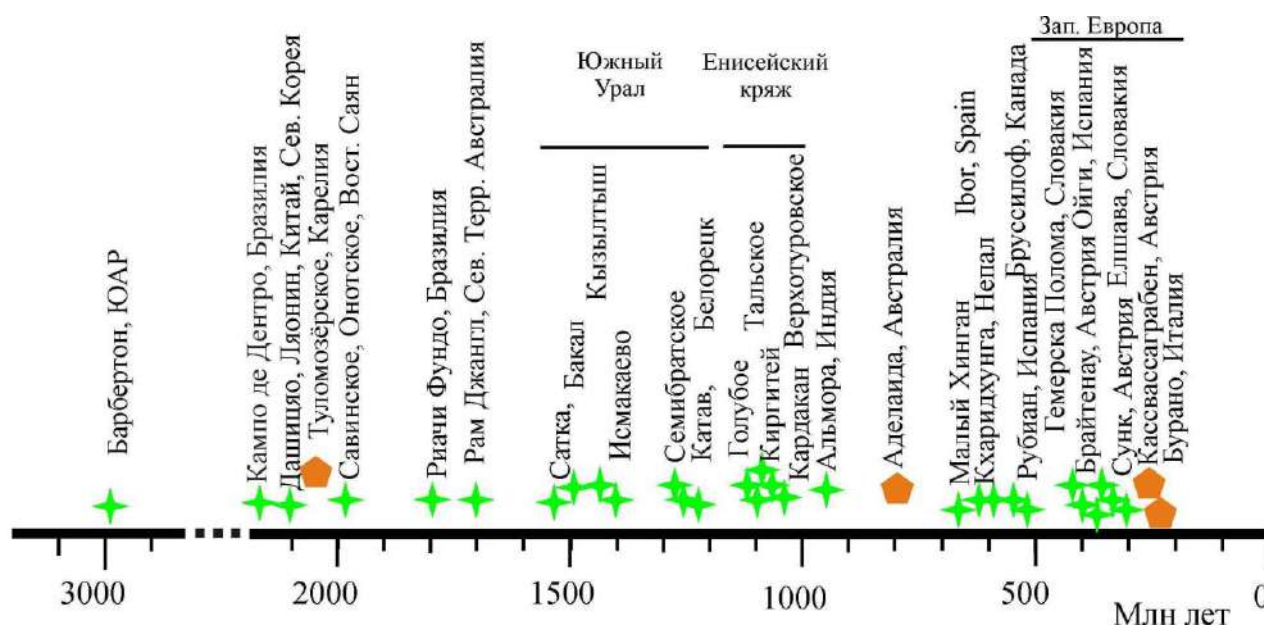


Рис. 4.51. Возраст вмещающих карбонатных толщ для месторождений кристаллического магнезита мира: звезда (зеленый) – Вайч тип, пятиугольник (оранжевый) – Аделаида тип.

Анализ размещения МКМ в осадочных толщах показывает их связь с одним из первых тектоно-термальных событий в осадочном бассейне, которое активизировало миграцию и нагрев захороненных эвапоритовых рассолов. Как правило, это импульс рифтогенеза, соответствующий созданию условий для масштабного Mg-метасоматоза. В образовании магнезита принимают участие Mg-рассолы с низким содержанием Fe, следовательно, они могли сохраниться в карбонатных резервуарах только на относительно небольших глубинах и в течение короткого времени взаимодействия с вмещающими терригенно-глинистыми породами; то есть время отложения вмещающих карбонатных толщ и наложенного магнезитообразования должны отличаться не очень значительно. В определенной степени это иллюстрируется графиком распределения осадочных карбонатных толщ, вмещающих МКМ в истории Земли (рис. 4.51). Всего намечаются 2 крупных кластера развития вмещающих отложений с участием эвапоритов: 2100-1000 и 600-250 млн лет, соответствующие длительным периодам теплого климата с широким развитием эвапоритовых отложений.

4.2. Модели формирования Mg-Fe карбонатных метасоматитов (сидеритовых месторождений Бакала, анкеритов, брейнеритов)

4.2.1 Признаки эпигенетической природы сидеритового оруденения

Дискуссия относительно осадочного или гидротермально-метасоматического образования сидерита имеет многолетнюю историю. Сторонниками седиментационной природы бакальских сидеритов выдвигались различные доказательства, которые кратко можно свести к следующим.

Впервые Д.В. Наливкин [1931, 1934] связал сидеритонакопление со специфическими древними лагунными условиями седиментации. Впоследствии у этой гипотезы нашлись сторонники, дополнившие ее новыми фактами [Малахов, 1956 и др.; Бургеля, 1962 и др.; Старостина, 1962 и др.; Дружинин, 1971 и др.; Дунаев, 1981 и др.]. Критическое обсуждение некоторых из этих данных содержалось в ряде работ Ю.А. Давыденко [1958, 1962], Яницкого и О.П. Сергеева [1962], В.А. Тимескова [1963 и др.], А.С. Варлакова [1967] и др. Основными доводами в защиту осадочного сидеритообразования на Бакале, являются следующие:

1. Гипотетичность мощных терм для образования столь крупного месторождения сидерита [Наливкин, 1931 и др.].
2. Пластовая форма сидеритовых залежей [Наливкин, 1931; Старостина, 1962 и др.].
3. Стратиграфический контроль оруденения [Наливкин, 1931; Старостина, 1962].
4. Фациальный контроль оруденения [Наливкин, 1931; Старостина, 1962; Дружинин, 1971; Дунаев, 1981 и др.].
5. Цикличность рудонакопления [Бургеля, 1962; Дружинин, 1971].
6. Размыв сидеритовых залежей в предзигальгинское время [Малахов, 1955].
7. Послерудный возраст диабазовых даек [Бургеля, 1962].
8. Соответствие изотопного состава углерода и кислорода в рудах карбонатам морского происхождения [Борщевский и др., 1978].

Как видно, именно Д.В. Наливкиным выдвинуты четыре довода в пользу осадочного генезиса сидеритов, которые поддерживались другими авторами. Приведем критические замечания А.Н. Заварицкого (1939).

1. Гипотетичность образования мощных гидротерм. А.Н. Заварицким было показано, что крупных месторождений, подобных Бакалу, среди явно осадочных, содержащих сидерит, не найдено. В то же время, среди типично гидротермально-метасоматических месторождений находится ряд объектов, сходных с Бакальским, в том числе и по запасам: Эрцберг в Австрии,

Бильбао в Испании, Рудабанья в Венгрии, Кремиковцы в Болгарии, МКМ Северной Африки (Уэнза, Заккар).

2. *Пластовая форма сидеритовых залежей.* А.Н. Заварицким указал, что залежи сидерита на Бакале не имеют признаков, характерных для пластов [Заварицкий, 1939, с.7]. Хотя на мелкомасштабных разрезах тела сидерита подобны пластовым [Старостина, 1959], при детальном рассмотрении они оказываются пластообразными, не имея ничего общего с осадочными пластами. Кроме того, сидериты часто образуют тела гнездообразной, штокообразной форм, которые осадочным генезисом не объяснить. Здесь уместно отметить попытку И.П. Дружинина [1982] объяснить сложные латеральные контакты между сидеритами и доломитами, и между доломитами и известняками вулканогенно-осадочным механизмом рудообразования с резкой сменой физико-химических обстановок. Опуская не совсем ясную физико-химическую суть этого процесса, касательно карбонатных пород бакальской свиты отметим, что исследователи, специально изучавшие магматизм в районе Бакала, не обнаружили проявлений вулканизма, синхронного осадконакоплению [Варлаков, 1967; Штейнберг, 1969; Алексеев, 1984].

3. *Стратиграфический контроль оруденения.* Д.В. Наливкин видел стратиграфический контроль оруденения в приуроченности Бакальских сидеритов и Зигазино-Комаровских железорудных месторождений, содержащих сидерит, к единому стратиграфическому уровню, якобы благоприятному для накопления карбоната железа. Однако, как было показано М.И. Гаранем [1939], Зигазино-Комаровские месторождения залегают в более молодых отложениях юрматиния. Подобная идея высказана З.М. Старостиной [1959] и некоторыми другими авторами. Они связывали сидеритонакопление с определенными стратиграфическими уровнями разреза рифея и утверждали, что эти уровни закономерно повторяются в седиментационных циклах первого порядка (бурзяний, юрматиний). На этих благоприятных уровнях сидерит связан с определенными стратиграфическими горизонтами (карбонатами). Действительно, сидеритовое оруденение контролируется стратиграфическими уровнями – свитами карбонатно-глинистого состава. Но само оруденение не является осадочным, что доказывается при изучении его соотношений с фациями вмещающих карбонатов.

4. *Фациальный контроль оруденения.* Д.В. Наливкиным говорилось об особых условиях седиментации в Бакальском бассейне (сильное испарение воды, содержавшей растворенное железо). Но он не привел ни физико-химического обоснования сидеритообразования, ни примеров современных бассейнов, где может идти подобный процесс. А.Н. Заварицкий [1939] справедливо отмечал, что фации болот, приводимые Д.В. Наливкиным и Н.А. Ушаковым [1934] в качестве примера сидеритообразования, не соответствуют условиям седиментогенеза на Бакале. З.М. Старостиной [1959] была предложена фациальная схема латеральной смены

состава осадков: глинистых, сидеритовых, доломитовых и известковых. Детальные геологоразведочные и горные работы её не подтвердили [Гринштейн и др., 1959].

Об особых фациальных условиях образования сидеритовых руд говорилось Д.П. Храменковой [1965, 1967] на основании обнаружения ею в сидеритах особых, отличающихся от известняков и доломитов, якобы седиментогенных структур. Автором настоящей работы на примерах из всех рудоносных пачек бакальской свиты показано, что сидеритовые руды наследуют седиментогенные текстуры вмещающих карбонатов. Наличие специфических текстур (полосчатых, гнездовых, прожилковых) в сидерите связано, по-видимому, с влиянием эпигенетических гидротермальных процессов, которому они подверглись более активно, чем вмещающие известняки [Крупенин, 1999].

Литолого-фациальный контроль оруденения в Бакальском рудном поле В.А. Дунаев [1983] видел в связи зон оруденения с выявленными им конседиментационными поднятиями. Не ясно, какие особые фациальные условия существовали на этих поднятиях (представляющих собой, кстати, наиболее активно-водные зоны), что в их пределах шло сидеритообразование, сменяющееся по латерали отложением глин или других карбонатов. Детальный литолого-фациальный анализ рудовмещающей толщи [Крупенин, 1987, 1999], показывает отсутствие благоприятных для сидеритонакопления обстановок. При отсутствии фациального контроля на месторождении, проявляется литологический в приуроченности сидеритов преимущественно к карбонатным породам со строматолитовой и мелкослоистой текстурой и невысокой глинистостью (обычно не более 10%), то есть к зонам повышенной проницаемости для гидротермально-метасоматических растворов.

5. *Цикличность рудонакопления.* Многократное чередование в разрезе свиты сидеритовых руд с доломитами, известняками, терригенными породами рассматривалось А.Е. Малаховым [1957], И.П. Дружининым [1971, 1978] в качестве доказательства первичной природы сидеритов. Они объясняли это цикличностью накопления осадков, и рассматривали сидерит как обычный осадок наряду с известковым или терригенным. Но не было показано, с какими именно фациальными условиями связаны эти осадки, и какое положение они занимают в цикле.

Все эти исследователи не ставили целью установление фациальной природы сидеритов и рассмотрение их места в цикле осадконакопления. Рассматривая в принципе связь цикличности с оруденением, нужно отметить, что осадочное железнакопление в различных геологических объектах связано с терригенными, прибрежно-морскими отложениями [Страхов, 1960 и др.]. Однако в бакальской свите все железорудные залежи приурочены не к терригенным прибрежным, а к карбонатным, удаленным от берега отложениям [Крупенин, 1987, 1999].

6. *Размыв сидеритовых залежей в предзигальгинское время.* Вывод об этом делал А.Е. Малахов [1955, 1956, 1959] на основании нахождения галек сидерита в зигальгинских

базальных конгломератах в районе месторождений им. ОТПУ и г.Иркускан; больше никому найти их не удалось. Сохранность сидерита в условиях интенсивного физического и химического выветривания в дозигальгинское время сомнительна. Кроме того, в зонах примыкания метасоматических залежей к базальным конгломератам зигальгинской свиты возможно метасоматическое замещение карбонатных галек конгломератов сидеритом.

7. *Послерудный возраст диабазовых даек.* Этот вывод выдвигался Н.К. Бургелей [1958] на основании присутствия вкрапленности магнетита на контакте сидеритового рудного тела с диабазами. Исследователи, начиная с А.Н. Заварицкого, специально изучавшие контакт диабазовых даек с сидеритовыми рудными телами, не обнаружили магнетита в этой зоне. Сторонники же осадочного сидеритообразования объясняли это тектоническими или холодными контактами [Ушаков, 1934; Малахов, 1959]. Автором прослежена зона тонкозернистого магнетита в сидерите на контакте с послерудной диабазовой дайкой в березовской пачке на Шиханском месторождении [см. рис. 3.76]. Наличие горячих контактов диабазов с сидеритами (см. выше, по А.Н. Заварицкому [1939]) указывает на послерудное их внедрение в рудоносную толщу. Следовательно, те дайки, которые не дают контактового воздействия на сидерит, являются дорудными, а сидеритовое оруденение в таком случае — эпигенетическое.

8. *Соответствие изотопного состава углерода и кислорода в сидеритовых рудах Бакала карбонатам морского происхождения.* Закономерное изменение значений $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах (-0.4 %), сидеритах (-2.8 %), магнезитах (+1.7 %) установленное Ю.А.Борщевским и др. [1978], объяснялось особенностями (какими - не указано) их седиментогенеза в Бакальском бассейне. Однако уменьшение доли изотопа ^{13}C в сидерите логично объяснить обогащением метасоматических растворов аутигенной углекислотой, образованной при катагенетическом окислении ОВ во вмещающих осадочных породах.

Обзор доводов, выдвигаемых для доказательства осадочного сидеритообразования, показал их несостоятельность. Вопрос о принципиальной возможности седиментогенного образования сидерита ставится в литературе давно. Анализ геологических фактов свидетельствует, что в фанерозойских отложениях седиментогенный сидерит, как правило, не встречается, он связан с диагенезом и более поздними стадиями развития пород [Тимофеева, 1959, 1973, 1977; Страхов, 1960; Павлов, 1964; Стащук, 1968].

Как было отмечено выше, окислительные условия прохождения поверхностных процессов были широко развиты в верхнем докембрии. Принятие этой точки зрения позволяет распространять вывод о невозможности седиментогенного сидеритообразования и на рифей. Залежи сидерита в рифее описываются иногда как седиментогенные (Тугаринов и др., 1972; Созинов, 1975 и др.), но совокупность геологических фактов позволяет предполагать их

наложенный, постседиментационный характер (например, для сидеритов рифейских отложений Кокчетавского поднятия [Созинов, 1975], подверженных зеленосланцевому метаморфизму). Согласно исследованиям С.П. Кориковского [1979] сидерит является закономерным членом минерального парагенезиса различных стадий зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, следовательно, может рассматриваться как метаморфогенное образование.

Гидротермально-метасоматическое происхождение бакальских сидеритов в настоящее время показано достаточно детально. Сидеритовые залежи во всех пяти рудоносных карбонатных пачках бакальской свиты имеют секущие контакты с осадочными текстурами вмещающих карбонатных пород [Давыденко, 1972; Анфимов, Гринштейн, 1981]. Детальный литолого-фациальный анализ отложений бакальской свиты показал, что во время накопления карбонатных осадков не существовало застойных обстановок, потенциально благоприятных для осадочного сидеритонакопления [Крупенин, 1987, 1999 и др.]. Это подтверждается широким развитием активноводных мелководных строматолитовых биогермов и биостромов во всех карбонатных пачках бакальской свиты, присутствием линзовидных тел седиментационных карбонатных конгломерато-брекчий (интракластов), калькаренитов с косослоистыми и волнистослоистыми текстурами.

Сидеритовые залежи в известняковых пластах всегда имеют внешнюю зону метасоматических доломитов. Очень показательна позиция сидеритов в карбонатных пачках, содержащих строматолитовые биогермы (см. рис. 3.78, 3.79). В пределах биогерма можно проследить переход сидеритовой руды с реликтовой строматолитовой текстурой в метасоматические доломиты и вмещающие строматолитовые известняки (Центральный карьер рудника Иркутскан). Контакты сидерита и доломита резкие, ступенчатые, секущие слоистость под разными углами. Осадочное образование сидеритовых тел такой формы при образовании строматолитового биогерма невозможно. Наложенный характер сидеритового оруденения выявляется не только относительно вмещающих доломитов, но и пластообразных магнезитовых залежей в шуйдинской пачке. Сидеритизация накладывается на крупнокристаллическую стрельчатую структуру в периферической части магнезитовых залежей и проникает внутрь их по тектоническим трещинам.

4.2.2. Структурный контроль сидеритового оруденения

Кроме дискордантной формы рудных тел, структурный контроль сидеритового оруденения проявляется в приуроченности основного объема сидеритов к поверхности углового стратиграфического несогласия карбонатных пачек бакальской свиты и кварцитовидных песчаников зигальгинской свиты, к которой приурочено до 85% запасов

сидеритовых руд [Давыденко, 1956]. Для зоны контакта кварцитовидных песчаников и расположенных в их нижней части «сланцев перемежа» часто отмечаются следы гидротермальной проработки, интенсивная пиритизация. На контакте с карбонатными пачками: гаевской (Центральный карьер рудника Иркутскан), шиханской (Сидеритовый карьер г. Буландиха), верхнебакальской (Восточно-Буландихинский карьер) густая зона вкрапленности пирита местами превращается в метасоматический прослой (20-40 см) массивного серного колчедана. Это свидетельствует об активной миграции железосодержащих гидротерм с отрицательным редокс-потенциалом **вдоль межформационного контакта как наиболее проницаемой зоны**. Субширотное простирание поверхности несогласия определяет поперечное положение структуры рудного поля относительно складчатых структур, вытянутых в СВ направлении (см. рис. 3.74). Таким образом, **поверхность углового стратиграфического несогласия является рудораспределяющим каналом, по которому железоносные флюиды поступали в карбонатные пачки бакальской свиты. Рудоподводящими каналами, вероятно, явились крутопадающие разломы северо-восточного простирания**. Крутопадающие относительно слоистости терригенных пород иркусканской пачки сидеритовые прожилки обнаружены в районе вышележащих мощных сидеритовых залежей в карьерах рудника Иркутскан, Новобакальского, Восточно-Буландихинского и Шуйдинского [Крупенин, 1999]. Они рассматриваются как последние сидеритовые выполнения, запечатывающие тектонические трещины, явившиеся проницаемыми каналами для рудоносных растворов.

Наблюдается и экранирование рудных тел прослоями глинистых сланцев и секущими диабазовыми дайками (ЮВ борт Новобакальского карьера) и силлами (Гаевский карьер рудника Иркутскан), указывающее на **движение рудоносных растворов снизу вверх**. На это также указывает этажное расположение сидеритовых тел друг под другом в различных карбонатных пачках бакальской свиты около секущих тектонических нарушений. На Среднешиханском месторождении, отрабатываемом с помощью шахты, добыча сидерита ведется на разных горизонтах в шуйдинской, гаевской и шиханской карбонатных пачках. Секущий характер сидеритовых залежей и их многоэтажное залегание хорошо видно на продольном профиле, построенном вдоль оси Бакальской синклинали (см. рис. 3.74).

В общую для Бакальского рудного поля закономерность распределения сидеритовых залежей вдоль поверхности межформационного несогласия не укладывается оруденение в березовской карбонатной пачке, не подверженной предзигальгинскому размыву. Но если на плане спроектировать положение оруденения в березовской и вышележащих шуйдинской и гаевской пачках в масштабе рудного поля, то получим примерное совпадение их положения (см. рис. 3.77). Этот факт трудно объяснить седиментогенным накоплением сидерита, но легко понять с позиций метасоматического сидеритообразования при подъеме растворов по

крутопадающим тектоническим проницаемым зонам. Предполагается два центра такой проницаемости, маркируемых рудными телами в нижележащей березовской пачке. Оруденение в вышележащей шуйдинской пачке расположено над рудными телами березовской пачки, но распространено более широко за счет движения рудных растворов вдоль поверхности несогласия между карбонатными породами этой пачки и налегающими на них зигальгинскими кварцитовидными песчаниками. Такая же ситуация в гаевской пачке, только здесь оруденение менее развито, поскольку за счет предзигальгинского размыва площадь этой пачки сокращена в южном направлении. Образование многоярусных залежей в слоистой толще связывают с восходящей миграцией флюидов в область пониженного давления [Поспелов, 1967] — широко распространенным процессом при формировании гидротермально-метасоматического оруденения [Смирнов, 1976].

4.2.3. Время прохождения железистого метасоматоза

Время образования гидротермально-метасоматических сидеритовых тел до недавних пор оставалось невыясненным. Исходя из косвенных геологических данных, формирование сидеритов принималось в широком интервале: от начала среднего рифея в связи с бакальской фазой тектогенеза [Михайлов, 1995], вендской активизацией [Крупенин, 1991], до верхнего палеозоя в связи с герцинским орогенезом [Яницкий, Сергеев, 1962].

Анализ геологической ситуации позволяет предполагать, что сидеритовое оруденение возникло до формирования современной складчато-блоковой структуры, связанной с позднепалеозойскими орогеническими движениями. Влияние железистого метасоматоза на катагенетические изменения в вышележащих кварцитовидных песчаниках зигальгинской свиты проявлено в образовании в последних пятнистой текстуры, образованной мелкими гнездами сидерита (1-3 мм), корродирующего и замещающего кварцевые зерна в песчанике. Интенсивность сидеритовой вкрапленности, широко проявленная в нижней части толщи песчаников (первые метры), постепенно затухает вверх и через 5-10 м по мощности исчезает. К тому же гальки кварцитовидных песчаников из базальных конгломератов зигальгинской свиты практически не затронуты «пятнистой» сидеритизацией. По-видимому, к моменту сидеритизации кварцевый песчаник содержал поры, по которым проникали углекисло-железистые флюиды, в отличие от галек кварцитовидного песчаника, имевших к моменту седиментации в юрматинии уже беспоровую конформно-регенерационную структуру.

Пятнистая текстура песчаников подобна текстуре вторичной пористости, возникающей при катагенезе песчаных пород за счет растворения карбонатного и кремнистого цемента и коррозии кварцевых зерен агрессивными катагенетическими элизионными водами [Чепиков и

др., 1976]. Этот процесс благоприятен для образования нефтегазовых коллекторов. В зигальгинских кварцитовидных песчаниках на контакте с сидеритами наблюдается коррозия кварцевых зерен карбонатом и в целом низкая, по сравнению с вышележащим песчаником, степень конформизма кварцевых зерен. Можно предположить, что этап катагенетического образования вторичной пористости и конформно-регенерационной структуры в зигальгинских песчаниках был активизирован сидеритовым метасоматозом [Крупенин, 1995]. Аналогичные явления сидеритизации порового пространства в кварцевых песчаниках обнаружены и в бакальской свите (в крупнозернистых песчаниках верхней части иркусканской пачки, Александровский карьер, Иркутск).

Определение возраста сидерита U-Pb изохронным методом

Современные прецизионные методы позволили впервые применить U-Pb изотопный метод непосредственного датирования метасоматических сидеритов [Эльмис и др., 2000, Кузнецов и др., 2005]. До этого он применялся только для изверженных пород и сульфидов, содержащих высокие концентрации Pb [Фор, 1989]. Для карбонатных пород U-Pb изотопный метод начал использоваться геохронологами сравнительно недавно в связи с резким повышением точности изотопных измерений и снижением уровня лабораторных загрязнений [Jahn, Cuvellier, 1994; Овчинникова и др., 1995]. Метод применялся только для определения возраста диагенетически преобразованных карбонатных пород [Jahn, Simonson, 1995; Russel et al., 1996 и др.]. Значения U-Pb возраста неметаморфизованных карбонатных пород отражают перераспределение U и Pb в раннем диагенезе при литификации [Овчинникова и др., 2001].

U-Pb системы карбонатов более чувствительны к воздействию различных постседиментационных процессов, чем Rb-Sr системы [Овчинникова и др., 2000; Каурова и др., 2001]. Поэтому существуют специальные методические приемы для выделения первичных карбонатных генераций (растворение карбонатной составляющей в 7 этапов в 0.5N HBr кислоте [Овчинникова и др., 2000]). Изотопный состав Pb в метасоматических карбонатах представляет собой смесь двух типов, один из которых принадлежит исходной породе, а другой - метасоматическому флюиду. Основными условиями для корректного датирования метасоматитов являются как единый изотопный состав первичного Pb в момент формирования сидеритов, так и замкнутость их U-Pb системы с момента образования [Каурова и др., 2000]. Контроль за степенью гомогенизации первичного изотопного состава Pb при метасоматозе проводился путем изучения Rb-Sr системы пород. Для исследования в Бакальском районе были отобраны вмещающие известняки, метасоматические доломиты и сидериты. Последние взяты из нескольких карбонатных пачек: березовской в Новобакальском карьере, шуйдинской и гаевской в Центральном карьере рудника Иркутскан и верхнебакальской – в Восточно-

Буландихинском карьере. Пять образцов сидеритов (группа С-1) представляют периферию рудных тел, находящихся внутри карбонатных горизонтов, четыре образца (группа С-2) - центральные части наиболее мощных (более 50 м) рудных тел, и пять образцов (группа С-3) - маломощные рудные тела и зоны контакта сидеритов с глинистыми сланцами [Кузнецов и др., 2005].

Sr-изотопная характеристика карбонатных пород и сидеритов бакальской свиты

Известняки. Образцы березовской пачки (И-1) состоят из чистых кальцитов ($Mg/Ca=0.003$) с низкой долей силикокластической примеси ($<1\%$). Они имеют низкие содержания Fe (210-390 г/т) и Mn (16-46 г/т), высокие концентрации Sr (765-1090 г/т) и низкие величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70457-0.70481$. Образцы другой группы известняков (И-2), взятых внутри рудного поля из гаевской пачки (карьер Иркутскан), слабо доломитизированы ($Mg/Ca=0.024-0.121$) и содержат мало Sr (110-290 г/т). Наименьшие содержания Fe, Mn и $^{87}Sr/^{86}Sr$ присущи образцам из центральной части гаевской пачки (2860 г/т, 170 г/т и 0.70732 соответственно), а максимальные – из ее основания и кровли (16300 г/т, 525 г/т и 0.72923) вблизи глинистых сланцев (рис. 4.52).

Доломиты. Образцы шуйдинской пачки (Д-1) имеют невысокое отношение $Mg/Ca=0.556-0.558$ и по этому показателю далеки от стехиометричного доломита, в котором Mg/Ca около 0.61 [Chilingare et al., 1967]. Доломиты Д-1 содержат много Fe (7080-22100 г/т) и Mn (360-1150 г/т), мало Sr (23.2-75.6 г/т) и имеют высокое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr=0.71522-0.72412$. Доломиты гаевской пачки (Д-2) тоже не стехиометричны, и отношение Mg/Ca (0.467-0.479) в них еще ниже, чем в Д-1. По сравнению с последними, Д-2 отличаются высокими содержаниями Fe и Mn и отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, соответственно 19500-38000 г/т, 1460-2730 г/т и 0.73765-0.74168.

Сидериты содержат больше Fe (26.2-40.8 мас. % и Mn (0.87-2.33 мас. %), очень малым содержанием Sr (1.96-17.4 г/т) и высокими отношениями Mg/Ca (6.9-49.6) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.72257-0.73910). Но некоторые изотопно-геохимические характеристики сидеритов различаются. Сидериты **С-1** (периферийные зоны рудных тел) отличаются высоким отношением Mg/Ca (в среднем 22.4) и Sr (до 17.4 г/т), низким содержанием Fe (в среднем 33.9 мас. %), и отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.72257-0.73324). Сидериты **С-2**, из центральных частей мощных (более 50 м) рудных тел, имеют низкое отношение Mg/Ca (в среднем 9.9), содержат больше Fe (в среднем 37.7 мас. %) и Mn (в среднем 1.9 мас. %), мало Sr (1.96-2.99 г/т) и имеют высокое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr=0.73482-0.73876$. Сидериты **С-3**, из маломощных рудных тел и зон контакта с глинистыми сланцами, при большом содержании Fe (в среднем 38.2 мас. %) и высоком отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.72707-0.73910) похожи на сидериты С-1 высоким отношением Mg/Ca (среднее 29.4) и повышенной концентрацией Sr (среднее 6.76 г/т). Среди всех перечисленных

групп сидериты С-2 выделяются самым высоким отношением $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 41.4-42.9 против 35.8-40.9 в сидеритах С-1 и С-3.

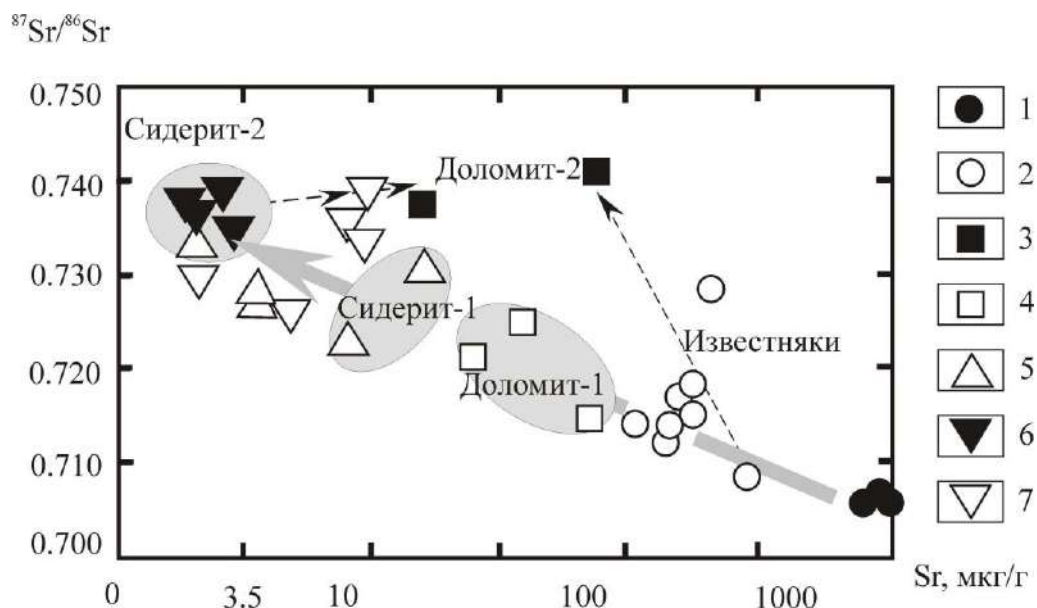


Рис. 4.52. Зависимость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от содержаний Sr (г/т) в карбонатах бакальской свиты. Широкая стрелка – направление перекристаллизации карбонатов на этапе формирования метасоматических сидеритов; узкая стрелка – направление эпигенетической перекристаллизации, не связанной с образованием сидеритов (по [Кузнецов и др., 2005]).

1-2 – известняки: 1 – вне рудного поля (И-1), 2 – в карьере (И-2), 3-4 – доломиты: средних частей карбонатных пачек (Д-1), 4 – вблизи глинистых сланцев (Д-2), 5-7 – сидериты: периферийных зон рудных тел и на удалении от глинистых сланцев (С-1), 6 – центральных частей рудных тел (С-2), 7 – маломощных пачек и вблизи глинистых сланцев (С-3).

Таким образом, полученные изотопно-геохимические данные хорошо увязываются с геологическим положением изученных групп карбонатных пород. **В ряду известняк-доломит-сидерит в бакальских карбонатах прослеживается постепенное повышение содержаний Fe и Mn и отношений Mg/Ca и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$:** соответственно от И-1 до И-2, от Д-1 до Д-2 и от С-1 до С-2. Отношение Fe/Mn во всех изученных известняках и доломитах в 5-10 раз выше этой величины в морских карбонатах RF₂ и PZ [Кузнецов и др., 1997, 2003б; Kupecz, Land, 1991; Montanez, Read, 1992], что указывает на взаимодействия этих карбонатов с растворами, обогащенными Fe.

Помимо главного тренда (широкая стрелка на рис. 4.52) видна еще одна зависимость: самые высокие отношения Mg/Ca и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и пониженные $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ характерны для образцов, взятых вблизи глинистых сланцев: (узкие стрелки на рис. 4.52). Эта закономерность отмечается во всех типах карбонатных пород Бакальского рудного поля: в части образцов известняков группы И-2, доломитах Д-2 и даже в сидеритах С-3. Наличие нескольких групп сидеритов с различными изотопно-геохимическими характеристиками

позволяет предположить, что перестройка изотопно-геохимических систем карбонатных пород шла под влиянием двух флюидов: один, железосодержащий, был генетически связан с сидеритизацией, а другой, магниезиальный - с доломитизацией. Последняя, не связанная с главной фазой метасоматической сидеритизации, привела к обогащению части известняков (И-2), доломитов (Д-2) и сидеритов (С-3) радиогенным ^{87}Sr и низкорadiогенным ^{206}Pb .

Раннедиагенетические известняки (И-1), сложенные микроспаритом, сохраняющие первичные седиментационные текстуры, удовлетворяют жестким геохимическим критериям ($\text{Mn/Sr} < 0.2$ и $\text{Fe/Sr} < 5$) и имеют очень низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - 0.70457-0.70481. Фигуративные точки карбонатных фракций L-4 - L-6 известняков И-1 в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ образуют линейный тренд (см. рис. 4.28), имеющий геохронологический смысл, и вычисленный возраст 1430 ± 30 млн лет (СКВО=4.6) отражает время раннего диагенеза карбонатных осадков бакальской свиты [Кузнецов и др., 2003a].

Фигуративные точки сидеритов С-2, отобранных в центральных частях рудных тел, образуют линию в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 4.28). Угол наклона этой кривой соответствует возрасту 1010 ± 100 млн лет (СКВО=1.4) [Эльмис и др., 2000; Кузнецов и др., 2005]. В координатах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ фигуративные точки этих сидеритов обнаруживают корреляционную зависимость, отражающую вхождение Th в карбонаты во время их метасоматической перекристаллизации. Оценка Th-Pb возраста, вычисленного путем построения изохроны в координатах $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, близка к 1090 млн лет и совпадает с U-Pb возрастом сидеритов С-2 [Кузнецов и др., 2005].

Полученный U-Pb методом возраст формирования сидеритов определяет время завершения метасоматических процессов в Бакальском рудном поле - 1010 ± 100 млн лет. В геологической истории Земли этот возрастной рубеж совпадает с финальными этапами Гренвилльской фазы тектоногенеза [Ketchum et al., 1998]. На Урале он соответствует границе среднего и верхнего рифея. В это время здесь активизировались вертикальные тектонические движения, что привело к размыву мелководно-морских терригенно-карбонатных отложений авзянской свиты и смене общего стиля седиментации – накоплению мощной толщи аркозовых аллювиально-дельтовых песчаников зильмердакской свиты вследствие заложения крупного перикратонного прогиба на востоке Русской платформы [Маслов, 1997; Маслов и др., 2001].

4.2.4. Параметры рудоносных растворов

Основными параметрами рудоносных растворов являются Т, Р, минерализация (солёность), рН, Eh. Их определение возможно, как прямым изучением состава ФВ, так и косвенными изотопно-геохимическими методами. Согласно экспериментальным данным поле

существования сидерита ограничено отрицательными значениями параметра Eh (ниже ~ 0.2 мЭв) [Гаррелс, 1962; Гаррелс, Крайст, 1968] в условиях от слабокислых до умеренно щелочных и слабо зависит от давления и температуры [Golyshev et al., 1981; Мартынов, 1990; Zolotov, 2014].

Распределение стабильных изотопов ^{13}C и ^{18}O

Данные по распределению стабильных изотопов ^{13}C и ^{18}O во вмещающих карбонатных породах бакальской свиты и сидеритах (см. табл. 4.10, рис. 4.18) предполагают некоторое их фракционирование в связи с метасоматическими процессами. Сидериты имеют пониженные значения изотопного состава и углерода и кислорода относительно вмещающих известняков. В то же время в сидеритах установлены сходные с метасоматическими доломитами значения $\delta^{18}\text{O}$ (образуют единое поле со средними значениями соответственно 21.2 и 20,4‰), но выше значений $\delta^{18}\text{O}$ для магнезитов в бакальской свите. Это предполагает эпигенетическое фракционирование изотопов кислорода как для магнезитов, так и для сидеритов. Для оценки состава рудоносного флюида был использован расчет фракционирования изотопов кислорода между сидеритом и водой с помощью модифицированного метода приращения [Richter, Hoernes 1988]. По данным химического (Na-Li) термометра, расчетная температура образования сидерита составляет около 250°C. Соответствующий флюид, находящийся в равновесии с сидеритом в этих условиях, должен иметь состав $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \sim 13\text{‰}$, что находится в диапазоне значения для катагенетических/метаморфических флюидов (5-25‰ [Taylor, 1974]) и отражает уравнивание с вмещающими алюмосиликатными породами [Prochaska, Krupenin, 2013]. То есть сидеритообразующий флюид испытал значительно более длительное взаимодействие с вмещающими породами по сравнению с магнезитами и обогатился изотопом ^{18}O . Это подтверждается и пониженными значениями $\delta^{13}\text{C}$ сидерита относительно известняка (средние значения соответственно -2.6 и -0,2‰, см. табл. 4.10), которые могут быть связаны с участием аутигенной углекислоты (образованной в процессе катагенетического окисления органики в глубоких горизонтах земной коры) в составе метасоматизирующих флюидов.

Минерализация рудоносных растворов по данным изучения флюидных включений

Данные ионной хроматографии водных вытяжек показали, что в координатах молярных концентраций Na/Br-Cl/Br ФВ в сидеритах и околорудных доломитах легли на линию эвапоритового тренда (см. раздел 4.1.3, рис. 4.13б), в то время как ФВ из известняков вмещающих толщ бакальской свиты разместились в области значений, характерных для морской воды [Kaizer et al., 2003; Prochaska, Krupenin, 2013]. Точки ФВ здесь образуют единое

поле с ФВ из магнезитов. Таким образом, рудоносные растворы, обеспечившие метасоматическую перекристаллизацию с образованием сидерита по известнякам бакальской свиты, как и в случае образования магнезита (саткинская и бакальская свиты), представляли собой захороненный эвапоритовый рассол. Длительная его сохранность в земной коре подтверждается сохранением в нем большого количества Br, а также Cl и Na, которые накапливаются во время эвапоритового сгущения морской воды. При этом бром оказывается инертным во время катагенетических преобразований минералов, оставаясь в поровых водах [Валяшко, Мандрыкина, 1952; McCaffrey et al., 1987; Nanor, 1994].

Микротермометрия двухфазных газово-жидких включений (ГЖВ) была до последнего времени слабо изучена. По данным А.П. Бояркина, ГЖВ в сидеритах Бакальских МКМ характеризуются $T_{гом}=90-120^{\circ}\text{C}$ [Генетические типы ..., 1984]. Размер включений составляет 10-20 мкм, коэффициент наполнения - 0,9-1,0. Одинаковые $T_{гом}$ были получены для сидеритов и для вмещающих доломитов, в том числе для доломитов с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Исследования ГЖВ в бакальских сидеритах, произведенные Н.В. Грановской (Южный Федеральный Университет г. Ростов-на-Дону) по нашим образцам, дали $T_{гом}=140-240^{\circ}\text{C}$ (устное сообщение). Первичные ГЖВ встречаются редко, имеют форму негативных призматических кристаллов или овально-трубчатую, образуя зоны субпараллельно ориентированных включений в исследуемом зерне. Включения очень мелкие, размером до 5 мкм, двухфазные, с содержанием газа не более 5-7%. В сидеритах много мелких вторичных включений, пересекающих границы зёрен по линейно ориентированным зонам. Образцы сидерита были взяты как из периферий рудных залежей (Иркускан, CI-1, CI-2), так и в центральных частях крупных рудных тел (карьеры Восточно-Буландихинский, 453-1; Иркутскан, 5к), однако различия по $T_{гом}$ в них не проявлены.

Автором исследованы сидериты из 4 месторождений, расположенных с запада на восток и от периферии к центру рудного поля: Петлинское, Новобакальское, Сидеритовое, Центральный Иркутскан) [Крупенин, Гараева, 2022]. Всего просмотрено 22 двухсторонних полированных пластинки перекристаллизованных крупнокристаллических сидеритов, но подходящие для исследования ГЖВ обнаружены лишь в 5. Изучено 71 включение (методика в разделе «Введение»). Впервые в каждом включении в сидерите Бакала изучены совместно солёность и $T_{гом}$. Существуют большие трудности в оптическом изучении двухфазных ГЖВ в сидеритах, учитывая их малое количество, мелкий размер (в основном <10 мкм), высокое двупреломление карбонатных минералов, наличие тонкодисперсной органики и бурого оксида, уменьшающих прозрачность. Включения представлены отрицательными кристаллами в форме ромбоэдров,

реже имеют неправильную форму, газонасыщенность составляет 10-30% и находится в грубой прямой зависимости от Тгом, варьирующей в интервале 110-243°C.

Совместное изучение солёности и Тгом в ГЖВ из сидеритов Бакала позволило заключить следующее. 1) 2-х-фазные включения имеют солёность от средней (9-14 % NaCl экв.) до высокой (21-34 % NaCl экв., присутствует твёрдая фаза галита), что подтверждает рассольную природу рудоносного флюида; 2) Тгом отражают, в основном, последние стадии метасоматической перекристаллизации и поэтому относительно низкие (110-240°C) по сравнению с данными химического (Na-Li) и минерального (сидерит-анкеритового) термометра; 3) предполагается эволюция состава флюида: на начальном этапе железистового метасоматоза он – относительно высокотемпературный высокожелезистый хлоридный с Тэвт (криометрия) -32...-26°C (присутствие в солевом составе флюида хлоридов железа, а также Mg, K, Na [Борисенко, 1977]), в конце рудного процесса флюид – высококальциевый хлоридный, Тэвт=-55...-49°C (присутствие в солевом составе флюида преимущественно хлоридов кальция с примесью магния и натрия).

*Температурные ограничения гидротермально-метасоматического
сидеритообразования (анкерит-сидеритовый термометр)*

Тгом ФВ в сидеритах [Крупенин, Гараева, 2022] (см. выше) отражает в основном условия последних стадий метасоматической перекристаллизации сидеритов и послерудные процессы, поэтому Тгом несколько занижены относительно температурных параметров метасоматоза.

Использование минерального анкерит-сидеритового геотермометра дает альтернативную независимую возможность оценки температур метасоматоза. Однако оно не разработано окончательно ввиду сложности и нелинейности закономерностей кристаллизации минералов изоморфного ряда магнезит-сидерит в условиях изменения температуры, режима кислотности-щелочности, редокс-потенциала и концентраций катионов Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} . Экспериментальные данные по фазовым отношениям $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ [Goldsmith, 1962] не совпадают с данными для аналогичной системы П.И. Розенберга [Rosenberg, 1963; 1967], что объясняется несопоставимыми Р-Т параметрами в их экспериментах. Удовлетворительно повторенные эксперименты в бинарных системах $\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-CO}_3^{2-}\text{-Cl}^-\text{-H}_2\text{O}$ и $\text{Fe}^{2+}\text{-Ca}^{2+}\text{-CO}_3^{2-}\text{-Cl}^-\text{-H}_2\text{O}$ при температурах 200-500°C показали, что сидерит кристаллизуется при $T=200^\circ\text{C}$ и низкой величине отношения Fe/Mg, а при $T=500^\circ\text{C}$ и высокой величине отношения Fe/Mg формируется магнезит [Jochannes, 1969]. Более современные эксперименты [Romanek et al., 2009] показали, что сидерит образуется также и при низких температурах: при 25°C получен твердый раствор

кальцит-сидерит с содержанием кальцита, пропорциональным водным отношениям Mg/Ca и Mg/Fe . Магnezит был получен при $T=70^{\circ}C$.

Данные этих экспериментов позволили переоценить условия соответствия бинарных растворов. Комбинация этих исследований с анализами природных карбонатов и экстраполяция на широкий спектр гидротермальных температур в совокупности с тройными диаграммами позволила Л.М. Анновиц и Е.Дж. Эссен [Annovitz & Essene, 1987] смоделировать тройные отношения активность/состав для кальцит- и доломит-структурных карбонатов и разработать анкерит-сидеритовый геотермометр. Этими авторами была проведена корректная проверка составов для бинарных растворов в системе $CaCO_3$ – $MgCO_3$ – $FeCO_3$ природных карбонатов, скомбинированных с экспериментальными данными для температур гидротермального процесса: 250° , 400° , 500° , $700^{\circ}C$. Получена приближенная линейная зависимость температуры минералообразования (T , K) от коэффициента K_D , который определяется составом сосуществующих карбонатных минералов:

$$K_D = \frac{X^{FeCO_3}_{Ank} / X^{MgCO_3}_{Sd}}{X^{FeCO_3}_{Sd} / X^{MgCO_3}_{Ank}} = -0,691 + 0,00176T (T, K)$$

где X^{FeCO_3} и X^{MgCO_3} – молярные концентрации сидерита и магнезита, вычисленные из составов соответственно анкерита (*Ank*) и сидерита (*Sd*). Кроме того, данные микроанализатора использованы для анкерит-брейнеритового термометра, предложенного [Мартынов, 1988; 1990] на основе, как литературных данных, так и на результатах экспериментов, адаптированных в программе на языке BASIC. В этом термометре используются только данные по содержанию FeO и MgO в изучаемых карбонатных минералах.

Данные для минеральных геотермометров получены при измерениях количественного состава когенетичных карбонатных фаз анкерита и сидерита с помощью микроанализатора Cameca Camecax-Microbeam в Техническом университете Берлина, ФРГ. Предварительно шлифы (7 проб из разных МКМ Бакальского рудного поля, с запада на восток: Новобакальское, Буландихинское, Иркутскан) были изучены на РЭМ для выбора профилей и точек измерения. Проведено изучение сидерит-анкеритовых парагенезисов из проб, взятых в периферии сидеритовых залежей на контактах с вмещающими доломитами и анкерит-сидеритовых гнезд внутри рудных тел. В последнем случае измерения с помощью микроанализатора проводились без предварительного изучения шлифов под электронным микроскопом (количество железа в точках измерения определяли по звуку). Пары сидерит-анкерит выбирались случайно, без контроля когенетичности минеральных фаз, руководствуясь допущением, что в ограниченном пространстве шлифа должны сохраняться сходные температурные условия. Размер зерен

метасоматических карбонатных минералов в десятки и сотни микрон хорошо применим для микроанализа (рис. 4.53).

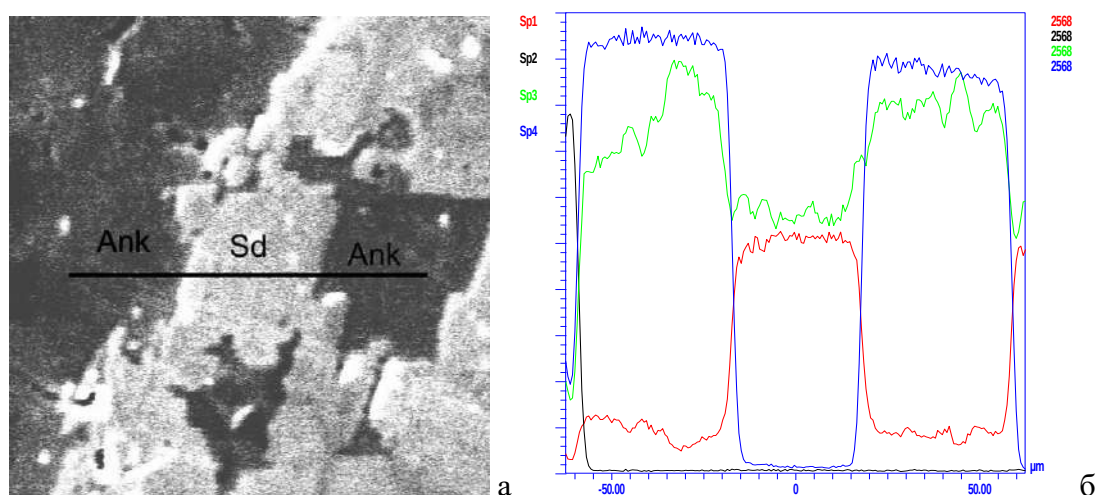


Рис. 4.53. Метасоматический ромбический кристалл сидерита (Sd) в анкерите (Ank) контакт анкерита (Ank) и сидерита, обр. Sid-2-4, карьер Сидеритовый на г. Буладиха: (а) – изображения в режиме BSE, Cameca SX-100; (б) – профиль Ank-Sd-Ank основных компонентов карбонатных метасоматитов: SP-1 – Fe; SP-2 – Si; SP-3 – Mg; SP-4 – Ca.

Зависимость концентраций Fe в анкерите и сидерите (брейнерите) только от температуры и независимость от давления, обусловленная очень малым объемным эффектом соответствующей реакции [Мартынов, 1990], позволяет применять соотношения составов в качестве геотермометров для ассоциаций карбонатов из различных геологических обстановок. Учитывая широкие масштабы железистого метасоматоза на Бакальских МКМ, предположено, что в микрообъеме породы устанавливается фактическое минеральное равновесие между анкеритом и сидеритом.

Измерения на микрозонде (пересчитаны на пороодообразующие миналы карбонатов) для 7 проб представлены в **таблице 4.21**. Пробы NB15, NB20 и Y1 взяты из западной части рудного поля на крупном Новобакальском месторождении (см. рис. 3.74) из карбонатных пачек в различных частях бакальской свиты: нижней – $RF_1bk_2^1$, середины – $RF_1bk_2^3$ и верхней – $RF_1bk_2^7$. Проба Vu10 взята из контакта рудного тела в Буландихинском карьере в самой верхней карбонатной пачке b_2^9 (центральная часть рудного поля). Восточнее этого карьера отобраны пробы в средней части бакальской свиты IR2 – $RF_1bk_2^5$, IR12 – $RF_1bk_2^{3b}$ и IR70 – $RF_1bk_2^{3a}$ (Центральный карьер рудника Иркутскан).

Из всех измеренных составов анкеритов и сидеритов в таблице 4.21 указаны только минимальные и максимальные концентрации $FeCO_3$ (и соответствующих миналов), а также средние содержания этих миналов в каждой пробе. Состав анкеритов различается: пробы из западной части рудного поля содержат меньше Fe (средние значения $FeCO_3$ – 11.77-18.54 мол. %) и Mn и, соответственно, больше Mg, чем пробы из центральной части (где $FeCO_3$ в среднем

от 19.61 до 22.89 мол. %) [Крупенин, 2017]. Если усреднить составы анкеритов периферийной (западной) и центральной частей рудного поля, то видно, что средние концентрации FeCO_3 в анкеритах с периферии (Ank west/55) заметно ниже (14.21 мол. %), чем в центре (Ank centr/48, 20.84 мас. % (см. табл. 4.21). При этом симбатно изменяется и содержание MgCO_3 , оно выше в анкеритах периферии (32,33 мол. %) по сравнению с центральной частью рудного поля (26,01 мол. %). В сидерите средние концентрации Fe варьируют в узких пределах (средние значения FeCO_3 – 71.16-78.50 мол. %), наблюдается изоморфизм Fe и Mn (средние значения MnCO_3 – 1.71-3.53 мол. %). В сидеритах примесь минала MgCO_3 является постоянной, ее средние содержания составляют 17,3-26,03 мол. %, что позволяет относить карбонаты железа Бакальских МКМ к сидероплезитам [Тимесков, 1963].

Данные по расчётам анкерит-сидеритового и анкерит-брейнеритового геотермометров представлены в **таблице 4.22**. Температуры в каждой пробе рассчитаны для средних составов анкерита и сидерита, а также комбинации **из точек анализа, имеющих минимальные и максимальные значения FeCO_3 минералов метасоматического парагенеза**. Это позволяет оценить возможные варианты изменения температуры во всём диапазоне концентраций FeCO_3 в анкерите и сидерите из конкретного образца, то есть получить представление о температурных вариациях в данной точке рудного поля. В таблице значения размещены в порядке возрастания температуры, которая зависит от соотношения содержаний железа в анкерите и сидерите. Предполагается, что при одноактном и крупномасштабном метасоматическом воздействии должно было установиться связанное с температурой минералогическое равновесие между составами сокристаллизующихся анкерита и сидерита. Реально картина сложнее, и для каждого образца, в зависимости от его положения в рудном поле, наблюдается облако составов разных кристаллов метасоматических анкерита и сидерита.

Общий тренд в изменении расчетных температур прослеживается для всех проб. Минимальные температуры получены для пары: анкерит с наименьшим содержанием FeCO_3 и сидерит с максимальным (см. табл. 4.22). Самая высокая температура определяется для пары: анкерит с максимальным значением FeCO_3 и сидерит – с минимальным. Для остальных составов анкерита и сидерита, как и для пары со средними арифметическими между всеми данными анализа анкерита и сидерита каждой пробы, получены промежуточные значения температур, с постепенным возрастанием: пара анкерит с максимальным значением FeCO_3 и сидерит с максимальным; пара анкерит и сидерит со средними значениями FeCO_3 ; пара анкерит с минимальным значением FeCO_3 и сидерит с минимальным.

Последовательность метасоматического образования сидерита в Бакальском рудном поле была ранее установлена с использованием методов рентгенографии, термографии, химических анализов и данных микронзондирования [Демчук и др, 2003]. Сначала в доломитовой матрице

возникают анкерит-содержащие области, затем в них образуются первые сидеритовые вростки, потом происходит резкое разрушение анкерита в области контакта и образование кристаллов сидерита, наконец, полная равновесная сидеритизация. Предельное насыщение анкерита железом, при котором начинается образование сидерита, для Бакальского рудного поля было в этом исследовании оценено как 10.7 ± 0.8 мас. % FeO% (17.4 ± 1.3 мол. % $\text{FeCO}_3\%$).

Первые микрокристаллы сидерита образуются именно метасоматическим путем при разрушении анкерита и его замещении, а не при гидротермальном выпадении сидерита из раствора по трещинам или порам [Демчук и др., 2003]. Метасоматическое формирование сидеритовых вростков по анкериту подтверждается данными микрозондирования (падение концентраций Fe в позициях Mg анкеритовой матрицы вблизи вростка сидерита). Образование сидеритовых вростков связано с величиной предельного насыщения анкерита катионами Fe^{2+} в решетке доломита $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, которое возможно при данной температуре [Jochannes, 1969].

Последовательность выпадения минеральных фаз демонстрирует именно замещение анкерита сидеритом. Замещение кальцита доломитом и доломита анкеритом и затем сидеритом в принципе является эффективным кристаллохимическим процессом, поскольку сопровождается замещением катионом все меньшего размера ($\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{Fe}^{2+}$) [Shannon, 1976], что способствует увеличению порового пространства и проницаемости среды, то есть развитию метасоматического процесса. При доломитизации пористость увеличивается в среднем на 12%. Метасоматическое замещение доломит-сидерит должно приводить к ещё более интенсивной пористости: при этом процессе происходит замещение катионом Fe^{2+} , имеющим минимальный из рассматриваемых ионный радиус, как $\text{Ca}^{2+} - \text{Fe}^{2+}$ в доломите, так и $\text{Mg}^{2+} - \text{Fe}^{2+}$. Именно поэтому метасоматические сидериты в различных месторождениях, как в рифее Южного Урала, так и месторождений Австрии, Словакии и других, всегда содержат гнезда крупнокристаллического сидерита и анкерита – последние генерации, «запечатывающие» пустотное пространство, возникшее при метасоматозе.

Результаты сравнения расчетов по двум геотермометрам показывают, что при $T < 250^\circ \text{C}$ разность значений температур по [Мартынов, 1990] составляет около 100°C в сторону занижения относительно термометра [Annovitz & Essene, 1987]. При $T > 250^\circ \text{C}$ разность вычисленных показаний между двумя термометрами резко снижается до значений менее 30°C (заявленная точность анкерит-брейнеритового геотермометра составляет $\pm 30^\circ \text{C}$ [Мартынов, 1990]) и оба термометра работают синхронно. Отмечено [Мартынов, 1990, с. 1695, рис. 6], что точность термометра ухудшается *«при низкой железистости фаз, то есть там, где изотермы распределения располагаются наиболее плотно»*. Таким образом, при оценке температур гидротермального процесса ниже 250°C предпочтительнее использовать термометр [Annovitz &

Essene, 1987], учитывающий полный состав породообразующих элементов карбонатных парагенезисов (не только FeCO_3 и MgCO_3 , но также CaCO_3 и MnCO_3) [Крупенин, 2017].

Расположение изученных проб в Бакальском рудном поле позволяет оценить распределение параметров рудных растворов при их поступлении из глубинных зон земной коры. Наиболее низкие температуры метасоматоза установлены для проб из западной части рудного поля в Новобакальском месторождении (пробы NB15, NB20, Y1 из разных пачек бакальской свиты). Здесь температуры по средним составам анкерита и сидерита варьируют в интервале 190–220°C, а максимальные едва достигают 250–260°C, по данным обоих геотермометров. В то же время в центральной части рудного поля, на МКМ Восточно-Буландихинское (проба Bu10) температуры по средним составам анкерита и сидерита достигают 270°C, а максимальные до 330°C. Несколько восточнее, но также в центральной части Бакальского рудного поля на МКМ Центральный Иркутскан (пробы IR2, IR12, IR70) также получены высокие температуры для средних составов анкерита и сидерита (254–269°C) и высокие максимальные значения температур (310–344°C). Соответственно, по данным геотермометра [Мартынов, 1990] температуры лишь незначительно отличаются (средние – 213–215°C, максимальные – 268–315°C) (см. табл. 4.22). Таким образом, установлена приуроченность относительно высокотемпературных (в среднем до 250–270°C) рудоносных растворов к центральной части Бакальского рудного поля, в то время в периферических частях средние температуры метасоматоза не превышали 190–220°C (**рис. 4.54**) [Крупенин, 2017].

Приуроченность наиболее высоких температур метасоматического замещения известняковой матрицы анкеритом и сидеритом к центральной части Бакальского рудного поля, установленная с помощью анкерит-сидеритового термометра, подтверждается и независимыми минералогическими критериями. Изучение степени кристалличности гидрослюд из тонкой фракции (менее 2 мкм) глинистых сланцев и карбонатных пород бакальской свиты в пределах рудного поля показало [Ellmies et al., 1999], что, значения рефлекса 001 2 θ° иллита находятся ниже величины 0.25 (метод по [Kisch, 1991]), в пределах эпизоны, соответствующей области температур 250–300°C. В глинистых породах зигазино-комаровской свиты среднего рифея, перекрывающих бакальскую свиту в центральной части Бакальского рудного поля рентгеновским методом обнаружено присутствие метаморфических минералов: стильпномелана и пиррофиллита [Анфимов, 1997], что не характерно для других районов БМА, кроме зоны Белорецкого метаморфического комплекса. Вероятно, в центральной части Бакальского рудного поля было сформировано повышенное термальное поле в результате мощного восходящего потока железоносных гидротермальных флюидов по зонам разломов на этапе тектоно-термальной активизации и образования сидерита в виде многоэтажных залежей в 5 карбонатных пачках бакальской свиты.

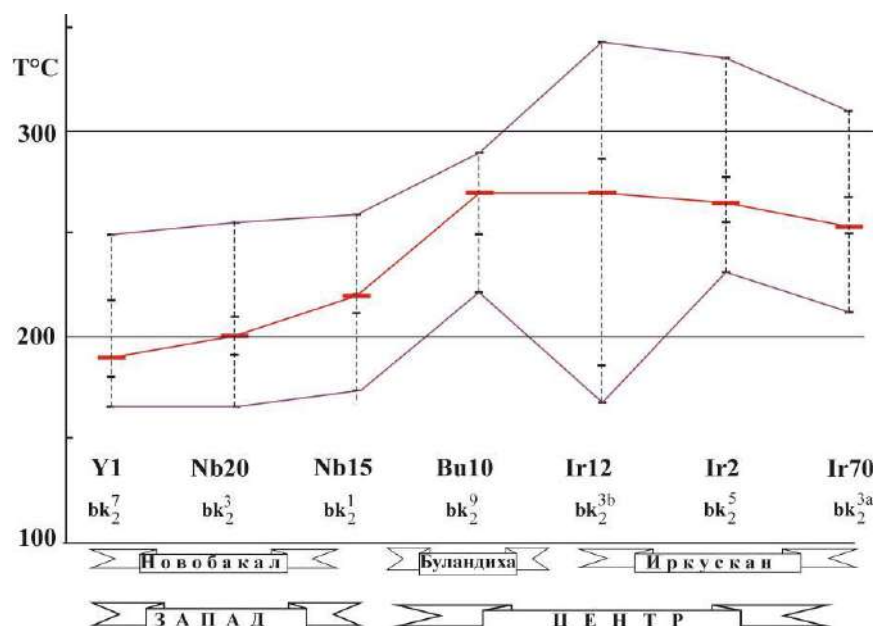


Рис. 4.54. Расчетные температуры сидеритообразования (минимальные средние и максимальные) по данным анкерит-сидеритового термометра [Annovitz, Essene, 1987] в субширотном профиле из 7 проб (номера соответствуют табл. 4.21 и 4.22) через Бакальское рудное поле. Красным выделены средние значения температур (по [Крупенин, 2017]).

4.2.5. Источники железа для рудоносных растворов

По мнению ряда сторонников гидротермально-метасоматического генезиса сидеритов Бакала, источником Fe в растворах могли быть гипотетические постмагматические растворы ([Заварицкий, 1939] и его многочисленные последователи, ссылки в [Крупенин, 1999]), при внедрении базитовых интрузивов в отложения рифея, однако ни пространственной связи с конкретными изверженными породами, ни геохимических меток, указывающих на какой-либо магматический источник в сидеритовой руде показано не было [Ellmies et al., 1999]. Позднее Л.В. Анфимов предложил катагенетический источник Fe, мобилизованного в рифее элизионными растворами из вмещающих глинистых пород [Анфимов и др., 1984; Анфимов, 1997]. В.Н. Холодов связывал формирование железоносных растворов «с элизионно-катагенными и метаморфическими преобразованиями нижележащих отложений, в том числе и джеспелитовых руд докембрия» [Холодов, Бутузова, 2004, с. 471].

Данные Rb-Sr изотопной систематики для метасоматической зональности известняк – доломит – анкерит – сидерит однозначно показывают последовательное увеличение содержания радиогенного Sr в продуктах метасоматического замещения (см. раздел 4.1.6., рис. 4.23). Это подтверждает увеличение длительности взаимодействия рассольного флюида с

вмещающими терригенно-глинистыми породами рифейского породного резервуара при формировании сидеритообразующего раствора.

Для образования всех залежей сидеритовых руд в пределах Бакальского рудного поля (около 300 млн м³) требовалось поступление в карбонатные резервуары бакальской свиты значительных объемов эпигенетических растворов, обогащенных Fe. Как было отмечено выше, формирование сидеритов не было связано с внедрением среднерифейских и более поздних долеритов, а какие-либо другие магматические тела, внедрение которых могло бы мобилизовать метасоматические растворы, отсутствуют в районе рудного поля [Анфимов и др., 1984; Ellmies et al, 1999]. Было предположено, что появление железосодержащих растворов обусловлено отжимом (элизией) захороненной поровой воды из глинистых толщ, выделением кристаллизационной воды при катагенетической трансформации глинистых минералов [Анфимов и др., 1984; Крупенин, 1999].

Объем захороненной седиментационной воды в песчано-глинистых толщах колеблется от 30 до 70% [Enos, Sawatsky, 1981; Choquette, James, 1987; Moore, 1989]. В ходе начального погружения осадка при наличии водонепроницаемых экранов (карбонатные породы, подверженные литификации на стадии раннего диагенеза) в осадочной толще образуются обводненные зоны, в которых протекают важные структурные изменения в глинистых породах - трансформация смектита в иллит с выделением кристаллизационной воды, появление сланцеватости и уменьшение микропористости. На примере глинистых пород палеозойских и мезозойских отложений Тимано-Печорской провинции и Западной Сибири было показано, что подобная трансформация происходит на глубинах более 2-2.5 км [Лебедев, 1992]. В мезокайнозойских песчано-глинистых отложениях, вскрытых скважинами в западных и восточных районах Предкавказья, зона иллитизации расположена ниже 3-3.5 км [Холодов, Недумов, 2001а, б]. Количество воды, выделяемой при иллитизации смектита, составляет 10-15% от исходной влажности глинистого осадка. Согласно расчетам В.Н. Холодова [1983], каждый кубометр смектитовой глины способен выделить 230-350 кг воды. В том же объеме глинистых пород содержится 50-150 кг железа и 50-100 г свинца [Холодов, Недумов, 2001а]. Исследование тонкозернистой фракции (<0.1 мкм) иллита в кайнозойских аргиллитах (скважины в Мексиканском заливе, показало уменьшение содержаний MgO и Fe₂O₃ с увеличением глубины [Hower et al., 1976]. Таким образом, в ходе эпигенетической иллитизации исходные глинистые осадки теряют часть Mg и Fe, которые переходят в поровые воды. Разложение рассеянного ОВ в глинистых породах также приводит к выделению углекислоты. Насыщение поровых вод газообразными продуктами происходит на глубинах свыше 2-2.5 км, в зоне повышенных температур и давлений [Лебедев, 1992].

Наиболее вероятными горизонтами, способными продуцировать эпигенетические растворы в Бакальском рудном поле, были глинистые породы мощной макаровской пачки (400-650 м) и несколько алевро-глинистых пачек (по 60-300 м), присутствующих в нижней и верхней частях бакальской свиты [Анфимов, 1982, 1997]. Глинистые породы этих пачек обогащены ОВ до 0.6-1% [Крупенин и др., 2000], что являлось благоприятным фактором для формирования восстановленных растворов, агрессивных по отношению к карбонатным породам.

Новые сведения, полученные нами по Na-Cl-Br систематике ФВ в сидеритах, позволяют предполагать, что эпигенетические растворы, воздействовавшие на бакальские карбонатные породы, имели характеристики эвапоритовых рассолов [Kaizer et al., 2003, Prochaska, Krupenin, 2013] (см. рис. 4.13б).

Na-Cl-Br систематика ФВ в сидерите, как и в магнезите бакальской свиты, демонстрирует исходно эвапоритовые признаки из-за очень консервативного поведения Br. Температура формирования, рассчитанная из флюидного состава и данных стабильных изотопов, показывает, что формирование сидерита было связано с гидротермальными флюидами, которые более интенсивно взаимодействовали с вмещающими породами при повышенных температурах в более глубоких уровнях земной коры по сравнению с магнезитом.

В ходе миграции крепкие рассолы обладают высоким потенциалом к выщелачиванию металлов (в частности, Fe) из глинистых пород [Мейнард, 1985; Yardley, Bodnar, 2014]. Следовательно, можно утверждать, что железоносный флюид имел рассольную природу, был генетически связан с захоронённым эвапоритовым рассолом. Геохимические характеристики, прежде всего насыщенность железом и радиогенным стронцием, указывают, что флюид претерпел весьма интенсивное взаимодействие с железосодержащими алюмосиликатными породами, вероятнее всего, вмещающими глинистыми сланцами бакальской свиты или её аналогов в глубоких горизонтах палеогидрогеологического бассейна. **Учитывая, что в саткинской и бакальской свитах нижнего рифея в Бакало-Саткинском рудном районе присутствуют многочисленные магнезитовые месторождения, флюид для формирования которых имел также рассольную эвапоритовую природу, можно предполагать, что источником рудоносных флюидов как для магнезитовых, так и для сидеритовых месторождений, был единый эвапоритовый рассол, захороненный в раннем рифее.** К моменту формирования сидеритов этот рассол испытал длительное катагенетическое взаимодействие с глинистыми толщами в рифейском породном резервуаре. Ряд геохимических признаков подтверждают это.

Данные о температуре и изотопном составе кислорода в сидерите позволили рассчитать состав $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ рудоносного флюида от 13 ‰, находящемся в диапазоне метаморфических флюидов и отражающем уравнивание с вмещающими горными породами. Изотопы

углерода показывают уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}$ (до -3.8 ‰, см. табл. 4.10), следовательно, флюиды, формировавшие сидериты, прошли интенсивное взаимодействие с вмещающими породами, содержащими POB [Prochaska, Krupenin, 2013].

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в метапелитах бакальской свиты в позднерифейское время варьировало в интервале 0.730-0.750 [Горохов и др., 1982], что в среднем близко к этому параметру в сидеритах групп С-2 и С-3 в рудном поле. Учитывая повышенные температуры рудоносных растворов, установленные по термометрам и при микротермическом изучении ФВ, потенциальные продуктивные горизонты могли лежать вне пределов рудного поля и не иметь непосредственного контакта с бакальскими карбонатными породами. Мощные толщи низкоуглеродистых сланцев составляют верхнюю часть (700-800 м) нижнерифейской айской свиты и среднюю часть (200-300 м) саткинской свиты на севере БМА [Стратотип рифея..., 1983; Маслов, Крупенин, 1991]. Нижнерифейские низкоуглеродистые сланцы развиты также в центральной части БМА (в пределах Машакского грабена), где составляют среднюю часть суранской (до 1000 м) и юшинской (800-1200 м) свит, являющихся аналогами саткинской и бакальской свит на СВ БМА [Стратотип рифея..., 1983; Маслов и др., 2001].

Таким образом, **высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в метасоматических сидеритах (0.72-0.74) определяют происхождение гидротермальных рудоносных флюидов в результате взаимодействия рассолов с терригенными отложениями породного резервуара бакальской свиты в катагенезе.** Высокое содержание радиогенного Sr отражает изотопный состав богатых Rb глинистых минералов и детритовых полевых шпатов, катагенетическая трансформация которых способствует возникновению флюидов с высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Как правило, катагенетические растворы обогащены Mg, Mn, Fe и радиогенным ^{87}Sr по сравнению с осадочными карбонатами [Kharaka, Thordsen, 1992; Chaudhuri, Clauer, 1993]. **Для Бакальского рудного поля ареной взаимодействия рассолов с терригенными породами в эпигенезе являлись аналоги бакальской свиты из глубоко погруженных частей породного бассейна из области Машакского рифтогенного грабена восточнее рудного поля.**

Данные Sm-Nd изотопной систематики сидеритов Бакала

Изучение Sm-Nd систематики гидротермально-метасоматических сидеритов Бакала является одним из первых в мировой практике [Крупенин и др., 2021]. Опыт изотопного изучения сидеритов (микрозондовый анализ, Rb-Sr и U-Pb методы) показывает, что законченная метасоматическая переработка протолита наблюдается в крупных залежах центральной части Бакальского рудного поля (Кузнецов и др., 2005; Крупенин, 2017). Объекты для изучения Sm-Nd систематики сидеритов, доломитов в экзоконтактах и известняков были выбраны в центре рудного поля: в шуйдинской и гаёвской пачках в Иркутском карьере и в

верхнебакальской пачке в Восточно-Буландихинском карьере (табл. 4.23). Для сравнения из западной части рудного поля (Новобакальский карьер) в березовской пачке были взяты достаточно чистые от терригенной примеси образцы сидерита (проба у-5) и околорудного доломита (у-7).

Данные изучения Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систематик приведены в табл. 4.25. Все изученные сидериты имеют очень низкие содержания Sr (2-3 г/т) и Rb (0.2-1.46 г/т). В контактовых зонах содержание Sr в сидеритах повышается (пробы К-1/5, 39.41 г/т и S-3, 15.05 г/т) и приближается к уровню доломитов. Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сидеритах главной рудной фазы 0.7328-0.7385, но в сидеритах Восточно-Буландихинского карьера понижается до 0.7177-0.7334 (см. табл. 4.25); в строматолитовом доломите $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7084$.

Концентрации Sm и Nd в сидеритах составляют 0.13-0.96 и 0.23-2.86 г/т соответственно, в доломитах – 0.05-0.84 и 0.20-4.84 г/т, а в глинистом строматолитовом известняке – 0.36 и 2.02 г/т (см. табл. 4.25). В чистых известняках концентрации Sm и Nd ещё ниже (<0.06 г/т), такие образцы не пригодны для изотопных исследований. Отношение Sm/Nd в сидеритах значительно выше (0.30-0.66), чем в доломитах (0.20-0.25) и известняке (0.18), что связано с большими концентрациями Sm и близостью его ионного радиуса к Fe, по сравнению с Nd (минералогический контроль, связанный с размерами ионных радиусов катионов). Sm-Nd характеристика известняков ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1297\text{-}0.1501$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51157\text{-}0.51179$) подстилающей саткинской свиты [Крупенин и др., 2016] близка к известнякам и доломитам бакальской свиты, но отличается от сидеритов ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1797\text{-}0.4016$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51179\text{-}0.51322$).

Диапазон величин отношений Sm/Nd в сидеритах Бакала благоприятен для их датирования Sm-Nd методом. Корреляционная зависимость для всех образцов сидерита в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ дает линию с возрастом 998 ± 130 млн лет (СКВО=19). Широкий разброс точек объясняется включением в расчет образцов из контактовых зон и переработанных пострудными процессами. Для сидеритов центральных частей рудных тел в Иркутсканском карьере этот возраст составляет 987 ± 430 млн лет (СКВО=18). Минимальное отклонение демонстрируют образцы сидероплезитов, взятых из одного стратиграфического слоя с низким содержанием терригенной примеси в рудном теле Восточно-Буландихинского карьера (пробы S-2 – S-7), которые не содержат примесь доломита. Эти пробы лежат в Sr-Nd изотопном поле бакальских глинистых сланцев (рис. 4.55).

Если из совокупности для расчета возраста исключить пробу S-3, имеющую повышенное содержание Sr (15.05 г/т), связанное с незавершенностью изотопно-геохимических преобразований в метасоматическом продукте, то получим **более точный возраст 970 ± 40 млн лет, СКВО=1.6** (рис. 4.56). Остальные пробы имеют наиболее чистый состав без

примеси доломита и остаточных от известнякового протолита концентраций Ca и Sr; в них произошел полный перезапуск Sm-Nd изотопной системы, и их возраст наиболее точно отвечает времени метасоматической перекристаллизации, ранее оцененной U-Pb методом в 1010 ± 100 млн лет [Кузнецов и др., 2005].

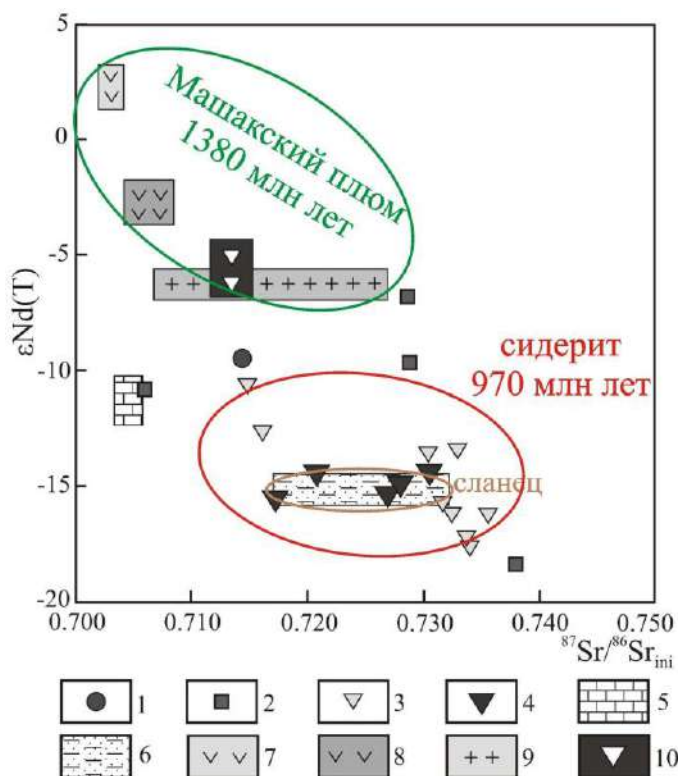


Рис. 4.55. Сравнение $\epsilon_{Nd}(T)$ и $^{87}Sr/^{86}Sr_{ini}$ в карбонатных породах Бакальского рудного поля с рифейскими осадочным известняками, глинистыми сланцами и магматитами машакского плюма [Крупенин и др., 2021]. 1 – известняк, 2 – доломиты, 3 – сидериты, 4 – сидериты центральной части рудного тела в Восточно-Буландихинском карьере, 5 – известняки нижнего рифея, саткинская свита [Крупенин и др., 2016], 6 – глинистые сланцы бакальской свиты [Горохов и др., 1982; Маслов и др., 2003], 7 – габбро Бердяушского массива [Ларин, 2011], 8 – габбро Кузинско-Копанской интрузии [Холоднов и др., 2010], 9 – граниты-рапакиви Бердяушского массива [Ларин, 2011], 10 – жильные сидериты в гранитах Атласских гор [Castorina, Masi, 2008].

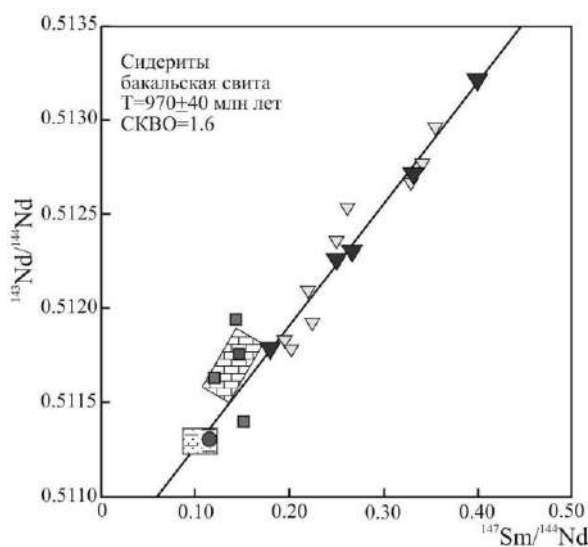


Рис. 4.56. Sm-Nd-изотопные данные для карбонатных пород Бакальского рудного поля. Sm-Nd возраст вычислен по 5 образцам сидеритов без примеси доломита из центральной части сидеритовой залежи в Восточно-Буландихинском карьере (условные обозначения на рис. 4.55).

Таким образом, в Бакальских месторождениях двумя изотопными методами (U-Pb, Sm-Nd) получены сходящиеся датировки для метасоматических сидеритов, что позволяет считать валидным возрастной рубеж формирования сидеритового оруденения – около 1000 млн лет.

Рассчитанное нами для Бакальского рудного поля с учетом оценки возраста железистого метасоматоза 1000 млн лет значение $\epsilon_{Nd}(T)$ в сидеритах центральных частей рудных пачек варьирует от -13.4 до -17.6, а в сидеритах периферийных зон – от -10.5 до -12.6. Значение $\epsilon_{Nd}(T)$ в большинстве доломитов и известняке существенно выше – от -6.8 до -10.9, а в глинистом доломите вблизи терригенной пачки – резко понижается до -18.4 (см. рис. 4.55). Значения $\epsilon_{Nd}(1430)$ для вмещающих глинистых сланцев бакальской свиты составляют –8 (Маслов и др., 2003). Значение $\epsilon_{Nd}(1000)$ для глинистых сланцев бакальской свиты составляет -13.6, что весьма близко к значению $\epsilon_{Nd}(1000)$ для сидеритов. Низкие значения ϵ_{Nd} характерны для пород, возникших при переработке или ассимиляции более древних коровых образований с отношением Sm/Nd ниже, чем в первоначальном хондритовом резервуаре [Фор, 1989]. Мы предполагаем, что **изотопный состав Nd рудоносных флюидов формировался в результате интенсивного взаимодействия захороненных рассолов с глинистыми породами рифейского осадочного бассейна. Данные Sm-Nd систематики отражают коровую природу железорудного флюида, из которого были образованы бакальские сидериты.**

На графике $^{87}Sr/^{86}Sr_{ini}-\epsilon_{Nd}(T)$ положение сидеритов значительно отличается от поля рифтогенных габбро-гранитных интрузий среднего рифея из района Бакальских месторождений (см. рис. 4.55). Даже по сравнению с вмещающими рифейскими морскими известняками (0.7046-0.7048 и -12.3...-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 рассолов с алевроито-глинистыми породами в рифейском осадочном бассейне [Анфимов, 1997; Крупенин, 1999; Кузнецов и др., 2005; Крупенин и др., 2021].

В целом Sm-Nd систематика сидеритов гидротермального генезиса пока слабо изучена. В статье [Prochaska, 2016] приведен график с изохронным возрастом метасоматических сидеритов Эрцберга, но нет содержаний и отношений изотопов Sm и Nd. Полные данные приведены только для Sm-Nd систематики сидеритовых жил полиметаллического месторождения Джебел Авам в Атласских горах [Castorina, Masi, 2008] (см. раздел 4.2.8).

4.2.6. О механизме формирования сидеритов

Полученные данные позволяют связывать метасоматическое сидеритообразование с активизацией тектоно-термальных процессов на границе среднего и позднего рифея, вызвавшей высвобождение и миграцию катагенетических флюидов из глинистых толщ в карбонатные

коллекторы. Высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,728-0,739) в сидеритах свидетельствуют об образовании рудоносных флюидов из обогащенных Rb глинистых пород. Активное флюидообразование, как показано экспериментально [Киссин, Пахомов, 1969; Блох, 1970], происходит на этапе катагенетического обезвоживания при гидрослюдизации смектитов (в основном при $T=80-160^\circ\text{C}$ при погружении на глубины 2-4 км) в различных породных бассейнах, в том числе нефтегазоносных [Соколов, Холодов, 1993; и др.]. Момент образования сидеритов совпадает с перерывом в осадконакоплении (предзильмердакская регрессия, связанная с квази-гренвилевским тектоническим подъемом) на территории современного БМА. В это время рудовмещающая толща бакальской свиты была погружена на глубину не более 4–5 км под отложения среднего рифея [Маслов и др., 2001]. Следовательно, породы в условиях нормального геотермического градиента, имели температуру не более $120-150^\circ\text{C}$. Такие глубины достаточны для катагенетической трансформации глинистых минералов и освобождения их от поровых и связанных вод, обогащенных микрокомпонентами, в том числе железом, и являющихся основой рудогенного флюида. Распределение РЗЭ и сидерит-анкеритовая термометрия указывают на рудоотложение при $T=250^\circ\text{C}-260^\circ\text{C}$ в центральных частях рудных тел и $190-220^\circ\text{C}$ в периферийных зонах [Крупенин, 2017]. Относительно высокие температуры гидротермального процесса позволяют считать, что на границе среднего и позднего рифея Бакальское рудное поле стало областью разгрузки внутрiformационных флюидов, поступавших из более глубоких и более нагретых частей палеогидрогеологического бассейна. Область формирования флюидов располагалась, предположительно, восточнее рудного поля, в Машакской рифтогенной зоне, где мощность перекрывающих среднерифейских отложений резко возрастала (до 6-7 км) при активном формировании вулканогенно-осадочных толщ. Исследования в нефтегазоносных бассейнах показывают, что разгрузка катагенетических флюидов происходит на этапах тектонической активизации, когда накопившиеся в пределах мощных глинистых толщ газо-водные растворы, возникшие при гидрослюдизации смектитов и обуславливающие аномально высокие пластовые давления, прорываются в верхние горизонты осадочной коры. Эти растворы, смешиваясь с инфильтрационными водами, отдают растворенные в них газы и металлы на этапе падения температуры и давления [Лебедев, 1992].

Как предполагается нами, разгрузка **гидротермальных Fe-Mg-обогащенных флюидов** произошла на регрессивном этапе развития среднерифейского осадочного бассейна, около 1000 млн лет назад, когда под действием восходящих движений в предзильмердакское время сформировалась серия разломов, способствующая их миграции из глубоких частей бассейна в зоны пониженных давлений на его периферии (рис. 4.57). Формирование залежей с уникальными запасами сидеритовых руд стало возможно благодаря фокусированию флюидного потока в зоне приподнятого, наклоненного и частично размытого в предзигальгинское время

(начальный период формирования Машакского грабена) тектонического блока, сложенного породами бакальской свиты. К тому моменту в пределах терригенно-карбонатного резервуара бакальской свиты уже была сформирована структурно-литологическая ловушка. Она представляла собой закарстованную поверхность, образованную во время предзигальгинского размыва (1380 млн лет назад), а сверху была ограничена толщей среднерифейских кварцитовидных песчаников зигальгинской свиты.

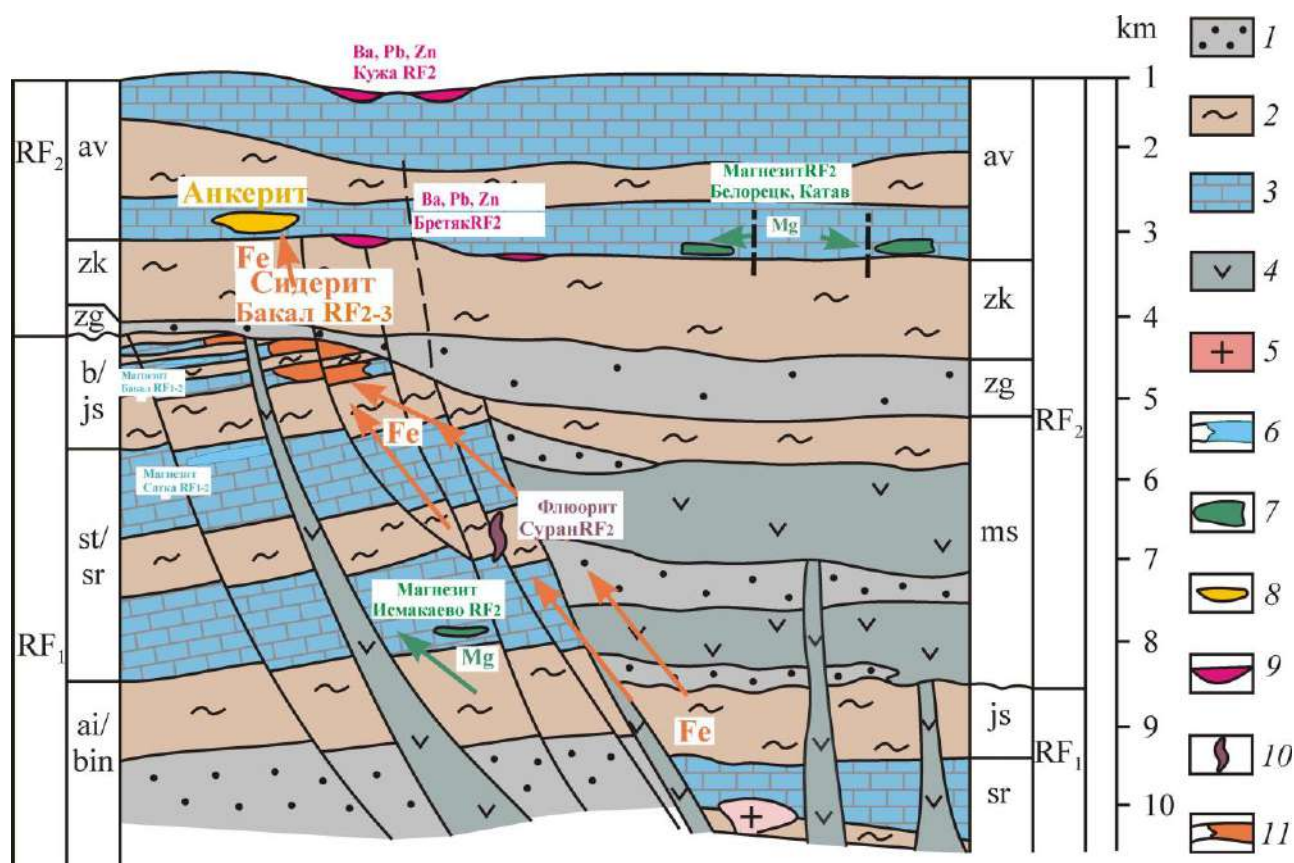


Рис. 4.57. Модель термально-рассольного рудообразования в Приуральской надрифтовой впадине на предзильмердакском этапе.

1 – конгломераты и песчаники; 2 – глинистые сланцы и алевролиты; 3 – карбонаты; 4 – долериты; 5 – гранитоиды; 6 – магнетиты машакского времени (I подтип, 1380 млн лет); 7 – магнетиты авзянского времени (II подтип, 1250 млн лет); 8 – анкериты; 9 – барит и полиметаллы; 10 – флюориты; 11 – сидериты предзильмердакского времени (~970 млн лет).

4.2.7. Преобразование сидеритовых залежей

Сформированные на границе среднего и позднего рифея сидеритовые залежи испытали локальную ремобилизацию во время тектонической активизации в венде. С этим событием на Бакале связано наличие сидерит-анкерит-кварц-доломитовых секущих жил с баритом и сульфидами, зон лиственитизации (возраст фуксита составил 610-615 млн лет, К-Аг метод

[Гаррис, 1964]; 615 ± 6 млн лет, Rb-Sr метод [Ellmies et al., 2000]), зон калишпат-цоизитовых метасоматитов в тектонизированных частях диабазовых даек (610 ± 6 млн лет, Rb-Sr метод [Ellmies et al., 2000]). К этому же этапу приурочены перекристаллизация гидрослюд и образование серицита во вмещающих глинистых сланцах бакальской свиты (636 ± 12 млн лет, K-Ar метод [Крупенин, Калеганов, 1995]), связанные, вероятно, с деформациями сжатия. Изотопный возраст серицитизированных сланцев, вмещающих породы Бакальского рудного поля, совпадает со временем перекристаллизации отложений среднего и нижнего рифея в западной и центральной частях БМА при тектонической активизации [Glasmacher et al., 1999]. Это позволяет предполагать, что в венде породы этой части региона испытали прогрев, превосходивший по температурам как предыдущие (в предзильмердакское время), так и последующие тектонические события (позднепалеозойский орогенез). Вендский этап, как и предзильмердакский, приурочен к инверсии тектонического режима и проявлению регрессивного катагенеза после завершения верхнерифейского этапа погружения осадочно-породного бассейна. Вендские датировки отвечают Тиманскому этапу тектоногенеза, когда на востоке БМА происходило формирование крупного орогена [Пучков, 2000]. Инверсионно-тектонические структурные перестройки, связанные с регрессивным этапом катагенеза пород, усиливают открытость флюидно-породной системы, “способствуют снижению парциального давления CO_2 , и, как следствие, кристаллизации карбонатов из бикарбонатного раствора” [Япаскерт, Сухов, 2000]. Вероятно, одним из проявлений пост-сидеритовой гидротермальной деятельности является развитие кварцевых жил, секущих пятнистую сидеритизацию в нижней части толщи зигальгинских кварцитовидных песчаников над сидеритовыми залежами [Крупенин, 1995].

Частичная десидеритизация (доломитизация, анкеритизация) метасоматических сидеритов (С-2), формирование эпигенетических доломитов (Д-2) и поздних генераций известняков были связаны с тектоно-термальной активизацией на границе позднего рифея и венда (см. рис. 4.52). Этот этап сопровождался циркуляцией гидрокарбонатных Mg-Ca растворов, что привело к развитию в бакальских отложениях жильной сидерит-анкерит-доломит-баритовой минерализации, появлению локальных зон лиственитизации и калишпатизации долеритов в наиболее проницаемой зоне межформационного несогласия, а также к перекристаллизации кварц-гидрослюдистых сланцев. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наиболее переработанных сидеритах - $0.73543\text{--}0.73910$, в доломитах - $0.73765\text{--}0.74168$, вероятно, отражает изотопный состав Sr в гидротермальных растворах, которые формировались в пределах сланцево-карбонатного резервуара Бакальского рудного поля [Горохов и др., 1982]. Существенное различие величин отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в сидеритах рудной генерации С-2 и поздних сидеритах С-3 предполагает, что источники растворов были разными для каждого из этапов эпигенетической

перекристаллизации [Кузнецов и др., 2005]. Однако выявление этих источников требует дополнительного изотопно-геохимического изучения рифейских пород в БМА.

Карбонатные образования, связанные с флюидами, сформированными при ремобилизации, имеют геохимическую специфику. Ранее было показано, что для подобных объектов характерно активное комплексообразование (преобладание лигандов в растворе), приводящее к обогащению жильных наиболее поздних Mg-Fe-карбонатных минералов РЗЭ средней группы [Moeller, Bau, 1992] и крышеподобному хондритнормированному распределению РЗЭ (см. рис. 3.83), не типичному для анкеритов и доломитов первоначальных метасоматических стадий.

Генезис Ахтенского сидеритового месторождения представляется гидротермально-метасоматическим по ряду признаков: секущая форма сидеритовых залежей относительно элементов слоистости, наличие тупых и ступенчатых выклиниваний рудных тел, их экранирование прослойками филлитовидных сланцев, присутствие в сидеритовых залежах останцов доломитов сложной формы, более интенсивное развитие кварцевых жил в сидеритах по сравнению с вмещающими доломитами. На это же указывает и приуроченность кварцевых жил и гнезд к контактовым частям сидеритовых залежей, поскольку субщелочной характер карбонатного метасоматоза способствует растворению и переотложению кварца. Геологические наблюдения показывают, что сидериты смяты в мелкие изоклинальные складки совместно с вмещающими доломитами, то есть образовались ранее формирования складчатой структуры месторождения. Вероятно, они образовались и ранее разлома, по которому рудовмещающая структура сочленяется с александровским метаморфическим комплексом (см. рис. 3.85). В образовании последнего выделяется ряд импульсов сжатия [Пыстин, 1978], в ходе последних сформировались низкотемпературные диафториты [Ленных, Петров, 1978]. Среди них выделяется этап образования бластомилонитов в обстановке эпидот-амфиболитовой фации (1200-1100, до 906 млн лет) и этап рассланцевания при зеленосланцевом метаморфизме (650-400 млн лет) [Ленных, Краснобаев 1978]. Поскольку вмещающие доломиты и глинистые сланцы месторождения изменены на уровне метагенеза, то их тектоническое совмещение с образованиями александровского метаморфического комплекса произошло уже после становления последнего.

Внедрение долеритовых даек в районе Ахтенского месторождения произошло после образования гидротермально-метасоматического оруденения, и можно предполагать связь его с тектоно-магматической активизацией на одном из рубежей верхнедокембрийской эволюции региона. Их известно несколько: на границе раннего и среднего рифея (Машакский грабен), среднего и позднего рифея (квазигренвильское событие, образование бакальских сидеритов),

позднего рифея (Аршинский грабен) и венда (Тиманское событие). Следует иметь в виду, что месторождение приурочено к нижней части карбонатной саткинской свиты, и подстилается более чем полукилометровой толщей черных глинистых сланцев верхней части айской свиты (кисеганская подсвита). К моменту активизации тектонических движений в связи с развитием Машакского грабена данные отложения оказались на глубине более 3 км и попали в зону глубинного катагенеза. Следовательно, в это время (около 1350 млн лет назад) в комплексе карбонатно-глинистых пород могли проходить флюидогенерирующие процессы, аналогичные формированию сидеритонесных флюидов в бакальской свите в более позднее время (около 1000 млн лет назад). Таким образом, формирование Ахтенского месторождения может быть связано с миграцией флюидов в осадочном бассейне в ходе машакского рифтогенного события.

4.2.8. Краткий очерк аналогов метасоматических сидеритов в осадочных толщах России и мира

Впервые типизация условий сидеритообразования была проведена З.В. Тимофеевой [Тимофеева, 1977] и выявила связь с постседиментационными процессами преобразования пород в восстановительных условиях. На основе этого исследования можно выделить 5 геолого-промышленных типов сидеритов [Крупенин, 1999]: 1) седименто-диагенетический гетит-лептохлорит-сидеритовый (Аятское и Лисаковское в Зауралье, мезокайнозойские месторождения Керченского полуострова, бассейн Лотарингия в ФРГ и другие); 2) диагенетический конкреционный сидеритовый в терригенно-глинистых и угленосных толщах (юрская сидеритовая свита, включающая ааленские руды Дагестана и Азербайджана [Геология СССР, 1976], сидеритовые нодулы карбоновых угленосных толщ Англии [Минеральные месторождения..., 1982], западного склона Приполярного Урала (кожимский тип) и многие другие конкреционные сидериты в угленосных толщах [Страхов, 1960], в том числе даже шамозит-сидеритовые конкреции в НГС в основании зигазино-комаровской свиты в районе Бакала); 3) диагенетическо-метасоматический сидеритовый (Березовское сидеритовое в Восточном Забайкалье [Писцов, 1969]), родственный диагенетическому конкреционному типу по источнику Fe^{2+} и механизму рудоотложения; 4) сидеритовый гипергенный в зоне цементации инфильтрационных месторождений бурого железняка (Алапаевские и Зигазино-Комаровские [Кротов, 1947]); 5) гидротермально-метасоматический сидеритовый (сидероплезитовый), поскольку руды представлены изоморфным рядом сидерит-магнезит, как правило, содержат не менее 10% минала $MgCO_3$. К этому типу относятся кристаллические сидериты в морских карбонатных толщах, в том числе и **Бакальские месторождения**, количество, запасы и промышленная значимость этого типа достаточно высокие.

Руды одного из крупнейших в мире Горевского гидротермально-осадочное Pb-Zn месторождение в Енисейском кряже [Шерман, 1968; Ковалев и др., 2023] содержат до трети сидерита в составе запасов кремнисто-сидеритовых полосчатых пород (рудная пачка) и относятся к SEDEX типу. Среднее для месторождения содержание FeCO_3 – 31.16 мас. %, MnO в сидеритах составляет 4.75 мас. %, максимальные значения – 13.53 мас. % [Ковалев и др., 2023]. Комплексные сидерит-полиметаллические руды формировались при разгрузке металлоносных рассолов в рифтогенной депрессии в восстановительной среде при $T=140-250^\circ \text{C}$ [Пономарев и др., 1991]. Месторождение приурочено к ЮЗ части Центрально-Ангарского блока, южной части Большепитского синклиория, в углеродисто-кремнисто-карбонатных породах горевской свиты верхов позднего рифея, возраст известняков которой составил 1020 ± 70 млн лет (Pb–Pb метод, [Кузнецов и др., 2019]). Она формировалась в обстановке реликтового рифтогенного окраинно-континентального морского бассейна на западной окраине Сибирского кратона, субсинхронно с базальт-пикритовым вулканизмом [Ножкин и др., 2021].

Забайкалье

В России кроме Южного Урала в осадочных толщах известно сидеритовое месторождение Березовское в Забайкальском крае, Газимуро-Заводском районе [Писцов, 1969]. Оно представлено 4-мя разобщенными разведанными участками площадью от 0.4 до 2.8 км² — Гора Ягодная, Гора Ольховая, Гора Железный Хребет и Гора Железная (Заключение экспертной комиссии (приложение № 1 к протоколу ТКЗ Забайкалнедра от 29.08.2012 № 907)). Разведанные запасы руды 438 млн тонн, содержание железа 36.6—50.6 %, возможна отработка открытым способом [https://nedradv.ru/nedradv/ru/find_place?obj=ce25858e63a5838402c0bb8d73042622].

Сидериты Березовского месторождения и многочисленных проявлений Fe совместно с бурыми железняками образуют пластообразные залежи сложной формы в вулканогенно-осадочных континентальных отложениях верхнего мезозоя [Писцов, 1969]. Рудовмещающими являются грубообломочные и тонкотерригенные позднеюрско-меловые аллювиально-озерные отложения березовской серии межгорных впадин Шилкинско-Аргунской структурно-фациальной зоны. Домезозойский фундамент, подвергавшийся размыву в юре, представлен верхнепротерозойскими метаморфитами, нижнепалеозойскими известняками и доломитами, в том числе содержащими крупные месторождения полиметаллических и железоколчеданных руд. Все скопления железных руд представлены конкреционными сидеритизированными алевролитами и песчаниками, ассоциирующими с месторождениями бурого угля (Кутинское и др., всего 8). Отложения березовской серии несогласно перекрыты основными вулканитами позднего мела. Железорудная толща расположена в основании впадины и сложена слабоокатанными конглобрекциями с прослоями песчаников и алевролитов. Цементом является

кальцит или замещающий его сидерит. Кроме ожелезнения брекчий и мелкообломочных пород, сидеритизации подвержены карбонатные породы палеозойского фундамента. Выделены Главное и Первое рудные тела сложной линзовидной формы в прибортовой части мезозойской впадины. Протяженность рудных тел достигает 3 км, мощность – 100-200 м. Типы руд – первичные сидеритовые и вторичные бурожелезняковые (окисленные) руды.

Сидериты (51% запасов) преимущественно замещают брекчии карбонатных пород нерчинскозаводской свиты фундамента (ордовик-нижний силур). Химический состав руд, (%): Fe (24-39), Mn (0.39-0.77), S (0.39-0.9), P (0.04-0.11), SiO₂ (7.43-21.52), Al₂O₃ (0.03-3.11), CaO (1.99-12.27), MgO (1.31-8.84), TiO₂ (0.03-0.19).

Существуют гидротермально-метасоматическая и вулканогенно-осадочная гипотезы происхождения таких скоплений сидеритовых руд. Более подробно рассмотрена **диагенетическо-метасоматическая** Ю.П. Писцова [1969], основанная на миграции больших количеств закисного железа из алевропелитовых осадков при формировании буроугольных толщ в проницаемые зоны брекчий и закарстованных карбонатных пород фундамента.

Казахстан

В Тюлькубасском районе Южно-Казахстанской области в зоне Сартурской антиклинали расположена группа сидеритовых гидротермальных месторождений: Абаил, Кулан, Ахылбек, Нейман, сопровождаемых серией кварцевых жил с сульфидами меди и золотом. Оруденение приурочено к дислоцированной силурийской сланцево-карбонатной толще, перекрытой грубообломочными породами верхнего девона [Рудные месторождения..., 1974]. В месторождении Абаил (запасы сидеритов – 15 млн т, бурых железняков – 13 млн т) 32 рудных тела расположены вдоль Ведущего разлома на расстоянии 2.4 км в зонах пересечения с тектоническими нарушениями. Рудные тела крутопадающие, линзовидной или штокообразной формы, прослежены на глубину до 200 м и не выклиниваются. Руды сложены сидероплезитом, анкеритом, с примесью кварца, пирита (с содержанием As до 0.8%), в верхней части расположена гидрогематит-гетитовая железная шляпа (глубина 10-150 м). Строение рудных тел зональное: в периферии сидеритовых тел развиты анкериты, сменяющиеся доломитами, в сидеритах обнаружены реликты незамещенных доломитовых известняков. Средний состав сидеритовых руд (мас. %): Fe 35.6, CO₂ 25.2, MgO 6.57, S 2.25, P 0.02, As 0.04.

Центральная Европа

В палеозойских осадочных комплексах Центральной Европы и Средиземноморского пояса, дислоцированных во время герцинской и затем альпийской складчатости, сидеритовые месторождения гидротермального и метасоматического типа проявлены достаточно широко,

активно эксплуатировались и формируют такие горно-рудные регионы как Динариды (Любия в Боснии и Герцеговине [Palinkaš et al., 2009, 2016], Самоборска Гора, Петрова Гора и Трговска Гора в Хорватии [[Borojevic Sostaric et al., 2009], Восточные Альпы (Эрцберг, Австрия [Laube et al., 1995; Prochaska, 2016], полоса сидеритовых месторождений от Штирии до Тироля в Австрии [Zakrewski, 1975], в Каринтии (Южная Австрия) [Schulz, 1979], Сен-Жорж д'Юртьер, Франция [Gasquet et al, 2001]), Рудняны и Тршинец в Западных Карпатах, Словакия [Hurai et al., 2002, 2005; Radvanec et al., 2004]), Кремиковцы в Болгарии, Мораво-Силезский кульм в Чешской Республике [Zimák et al., 2002]), Бетикские Кордильеры и Пиренейский хребет (Маркесадо и Сьерра-Менера, Испания [Fernández-Nieto et al., 2003; Torres-Ruiz, 2006]), горы Гарц в Германии [Schneider et al., 2003] и Атлас в Южном Средиземноморье (Уэнза, Алжир; Джерисса и Хамейма, Тунис) [Bouzenoune and Lécolle, 1997]. Все они имеют ряд сходных признаков, позволяющих относить их к одной генетической группе. Краткий обзор типовых месторождений приведен ниже.

Австрия

К Граувакковой зоне в Восточных Альпах (Штирия) приурочено большое количество как месторождений магнезита (провинция Вайч), так и сидерита, широко проявленных в карбонатных породах палеозойского фундамента герцинид (ордовик-карбон), но отсутствующих в отложениях моложе триаса [Prochaska, 2016]. Все объекты имеют признаки гидротермально-метасоматического образования по известнякам (Эрцберг и др.) или являются жильными гидротермальными сидеритами в терригенных толщах пермотриаса (Грилленберг, Соленальм, Голлрад и Альтенберг и др.) или в палеозойских порфиритах (Шнедлих).

Определение возраста метасоматических сидеритов с помощью Sm-Nd систематики также применено для крупнейшего в Западной Европе (запасы около 400 млн т) месторождения сидеритовых руд Эрцберг в Граувакковой зоне Восточных Альп (Австрия). Оно приурочено к девонской вулканогенно-осадочной толще и разрабатывается уже более 1300 лет – [Redlich, 1916; Обручев, 1935]. Рудные тела крупнокристаллического сидерита сложной формы мощностью до 200 м метасоматически замещают тонкозернистые девонские известняки с образованием маломощной контактовой зоны анкерита и сохранением осадочных текстур во всех типах карбонатных руд. Широкого «конверта» железистых доломитов вокруг сидеритовых залежей, как на Бакале, здесь нет.

Частичной сидеритизации подвержены также известняковые конгломераты в основании несогласно налегающих на девонские известняки отложений пермо-триаса (скифский ярус), но в отложениях триаса оруденение отсутствует. Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, полученные для различных генераций Fe-карбонатов и вмещающих известняков, лежат в диапазоне +14.6...+21.6‰. Среднее значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ известняков варьирует от +0.5 до +1.2‰, соответствует $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$

морских карбонатов фанерозоя. В анкерите и сидерите более низкие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ - $4.2 \pm 0.6\text{‰}$ и $-4.7 \pm 0.7\text{‰}$ соответственно. Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сидеритах составляет в среднем 0.7164 [Frimmel, 1988]. Рассольная эвапоритовая природа растворов подтверждается данными Cl-Br-Na систематики для месторождений сидерита Граувакковой зоны и полиметаллического месторождения Блайберг MVT-типа, также имеющих изначально рассольное происхождение флюидов (**рис. 4.58a**). Возраст сидеритов Эрцберг (208 ± 22 млн лет, СКВО=4.6, Sm-Nd) связан с активизацией захороненных эвапоритовых рассолов на рифтогенной фазе в начале альпийского цикла тектогенеза [Prochaska, Henjes-Kunst, 2009].

По модели В. Прохаски [Prochaska, 2016] в перми (до нижнего триаса) в Альпийской области повсеместно распространились эвапоритовые бассейны. Мощные серии эвапоритов отложились в пермо-триасе Верхнего Австро-Альпийского комплекса. Сильное испарение в этих бассейнах (расчетный индекс эвапорации до 90) произвело остаточные маточные растворы с высокой соленостью и высокой концентрацией Br, Mg, K, SO_4^{2-} в погребенных рассолах, из которых были сформированы бассейновые флюиды. Широкое развитие эвапоритовых условий в перми-раннем мезозое в Альпах обусловило рассольный состав флюидов для будущих гидротермально-метасоматических процессов, для отложения магнезитов и сидеритов.

По мнению В. Прохаски, для формирования месторождений магнезита, а затем сидерита в среднем-верхнем триасе допустимы две генетические модели. 1) Высоконагретый флюид в рифтовой зоне индуцировал системы гидротермальной конвекции, мобилизующие остаточные эвапоритовые рассолы. Литосферное растяжение и длительная термическая деятельность, связанная с магматической и метаморфической активностью, задокументированы в породах фундамента Адриатической пластины [Thöni, 2002]. Возраст эпигенетических минеральных ассоциации (285-225 млн лет) может отвечать времени формирования магнезитового и сидеритового оруденения в верхнем триасе (**рис. 4.59б**). 2) Другой возможностью для мобилизации в верхнем триасе палеорассолов, сформированных ранее ($\text{P}_3\text{-T}_1$), является обезвоживание осадочных бассейнов при росте нагрузки, вызванной осаждением мощных толщ платформенных карбонатов, запускающим подъем флюидов. Впрочем, оба эти два механизма могли работать согласованно.

Первоначально эти флюиды были обогащены Mg и свободны от Fe (окислительная среда седиментогенеза), что сделало возможным преобразование вмещающих карбонатных пород в магнезит при рифтогенном нагреве. Миграция рассолов в земной коре и катагенетические реакции взаимодействия с вмещающими породами преобразовали их в **кислотные и восстановленные флюиды, обогащенные Fe, способствующие формированию метасоматических сидеритов**. Это совместимо с более высокими температурами формирования сидерита, указывающими на формирование их на более глубоких уровнях [Prochaska, 2016].

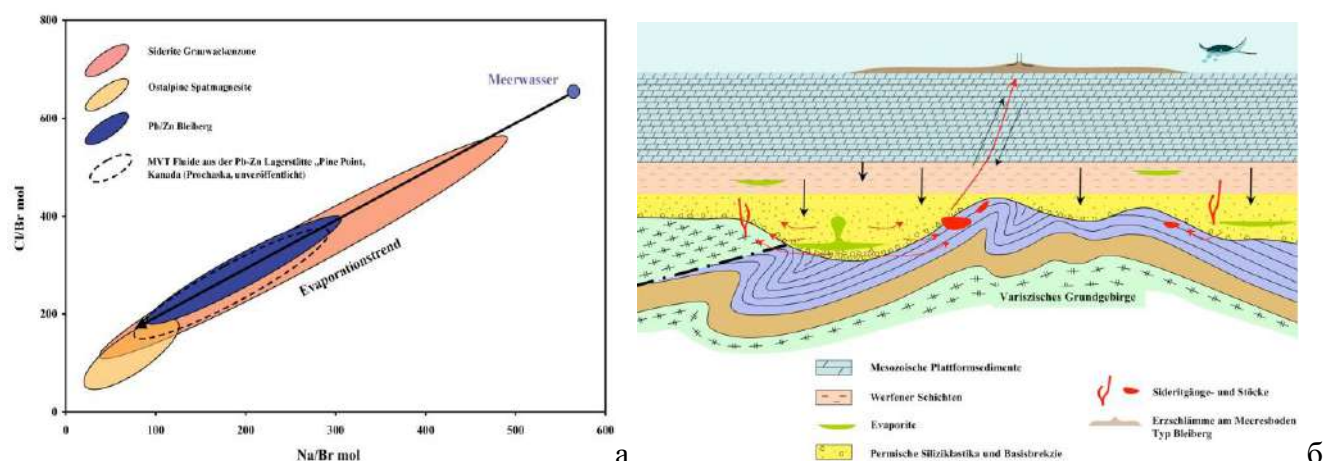


Рис. 4.58. Инфильтрационно-рассольная модель формирования сидерит-полиметаллической минерализации в восточной Граувакковой зоне (вне масштаба).

(а): сравнение соотношений Na-Cl-Br сидеритовых и магнетитовых месторождений и минерализации месторождения Блайберг с рассольными флюидами MVT; (б): стадии формирования сидеритовой минерализации в восточной Граувакковой зоне первоначально эвапоритовыми рассолами пермотриаса, катагенетически мобилизованными в верхнем триасе [Prochaska, Henjes-Kunst, 2009].

Новые данные по составу ФВ и изотопного возраста МКМ в Восточной Граувакковой зоне убедительно свидетельствуют о метасоматическом формировании месторождений при инфильтрации солевых остаточных рассолов, образованных в верхней перми/нижнем триасе (Prochaska, 2000 и др.). Это указывает на генетическое единство месторождений магнезита и сидерита Восточных Альп в целом [Henjes-Kunst et al. 2014; Prochaska, Henjes-Kunst, 2009].

Испания

В разделе 4.1.8 при описании МКМ Испании было указано, что они пространственно связаны с месторождениями сидерита и других Mg-Fe метасоматитов. Формирование тех и других совмещено с тектоникой растяжения в перми-триасе на фоне широкого развития эвапоритовых бассейнов, захоронения эвапоритовых рассолов в отложениях молодого герцинского фундамента, что создавало условия для миграции рассольных флюидов. Это вело к совместному формированию месторождений Pb-Zn-F (SEDEX и MVT) и Mg-Fe метасоматических карбонатов. Месторождения Сьерра-Менера, СВ Испании, к югу от Пиреней, мезититы группы Ибор в центре Иберийского полуострова; Pb-Zn-F-анкеритовое месторождение Баску Кантабриан и гематит-сидеритовое Бильбао (на СЗ от Пиренеев) являются самыми крупным и давно известным в Испании.

Действующий железорудный район Маркесадо (Marquesado) в Бетических Кордильерах на ЮВ Испании изучен сравнительно хорошо [Torres-Ruiz, 2006] и содержит два месторождения железа – Алкифе и Лас Пилетас в метаморфизованной карбонатной толще от перми до триаса (альпийский метаморфизм альмандин-амфиболитовой субфации). Рудная

минерализация в Лас-Пилетасе образует слоистые линзы гематита (спекулярита), тогда как в Алкифе – состоит из тел кристаллического сидерита сложной формы. Рудовмещающая последовательность представлена метапелитами, метаэвапоритами (со скаполитом), кварцитами и мраморами с прослоями ортогнейсов, малыми интрузиями и потоками базитовых лав, являющихся продуктами внутриплитного вулканизма (пермь-нижний триас).

Руда в Лас-Пилетас образует единый слой, внутри которого иногда проявлена ритмичная слоистость (чередование слоев мрамора и гематита). Контакты между рудными пластами и вмещающими мраморами резкие, мощность рудного тела – от нескольких см до 10-12 м. В Алькифе железная руда встречается в виде невыдержанных сидеритовых тел размером до 350 × 100×60 м с резкими контактами. Сидериты и мраморы имеют идентичные слоистые текстуры. В сидеритах встречаются включения незамещенного кальцитового или доломитового мрамора.

РААС- нормированные тренды распределения РЗЭ имеют выпуклую форму, типичную для морских карбонатов и сходную с трендами спекулярита и сидерита, имеющими более сильную позитивную аномалию Eu. Спекулярит и сидерит имеют значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7095-0.7104 и 0.7103-0.7117 соответственно, тогда как Sr в мраморах менее радиогенный ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ =0.7077-0.7085). В сидерите величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -7.6\ldots-7.9$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 18.68-20.00$, а в мраморах $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -1.40\ldots+2.02$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +19.32\ldots+25.11$. Для руд и вмещающих пород проявлена отрицательная корреляция между ^{13}C , ^{18}O и значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Предполагается образование Fe-руд в результате эксгальвативного осаждения и метасоматического замещения при $T=150-200^\circ\text{C}$ из гидротермальных ($>200-250^\circ\text{C}$) восстановленных коровых флюидов. В качестве источника Fe предполагается выщелачивание в кислотных условиях графитсодержащих метапелитов из нижележащего палеозойского фундамента. Стратиформная эксгальвативная железоксидная фация (предшественник спекулярита) в Лас-Пилетас образовалась в окислительных условиях осаждения в триасовом осадочном бассейне. В области Алкифе невыдержанные сидеритовые тела явились результатом метасоматического замещения триасовых карбонатов в восстановительных условиях. Данных по составу и минерализации ФВ в Mg-Fe метасоматитах Испании нет, за исключением исследования ФВ в сидерите Бильбао, показавшем $T_{\text{гом}}=180-250^\circ\text{C}$ и соленость 8–19 мас.% экв. NaCl [Gil, 1991].

Италия

Сидеритовые рудные тела из разных районов Южных Альп (северная Италия) представлены жилами на границе пород герцинского фундамента и вышележащего верхнепермского вулкан-осадочного чехла (формация Коллио). Жилы и сопутствующие пластообразные сидеритовые тела залегают в верхней перми (формации Веррукано и Беллерофон Verrucano) и нижнем триасе (Сервино и Верфен) осадочных толщ Ломбардийских и Венецианских Альп. Все типы месторождений демонстрируют сходный состав главных и

малых элементов, что указывает на генетическое родство. Составы сосуществующих сидерита, Fe-доломита и кальцита предполагают образование гидротермальных флюидов при $T > 250^{\circ}\text{C}$. Анализ типов распределения РЗЭ и изотопных данных ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$), показывает, что флюиды, из которых шло образование сидерита в герцинском фундаменте и в покрывающих пермских отложениях, состояли, в основном, из пресной воды, которая выщелачивала Fe и C из кислых вулканитов (риолитов). На основе микрохимического U-Th-Pb датирования уранинита, сингенетичного с сидеритом в отложениях Вал Веделло (Ломбардийские Альпы), начало гидротермального события ограничено 275 ± 13 млн лет (P_2), а его завершение маркируется сидеритовыми жилами в мелководных карбонатах нижнего триаса. Следовательно, морская вода была компонентом образующих флюидов, ответственных за гидротермальное сидеритоотложение. В отложениях среднего триаса, содержащих следы магматизма, сидериты отсутствуют. По мнению авторов, генезис сидерита в Южных Альпах может быть связан с плутонической активностью, начиная с перми, в геодинамическом сценарии, предшествующем раскрытию океана Нео-Тетис [Martin et al., 2017]. Отметим, что авторами не приведены данные по минерализации ФВ в сидерите и сингенетичных минералах. Но временные рамки проявления сидеритового оруденения и последовательность геологических событий полностью совпадают с данными для сидеритовых месторождений Восточных Альп и Западных Карпат.

Алжир, Тунис

Восточный Сахарский Атлас представляет собой провинцию сидерит-анкеритовых и полиметаллических месторождений [Попов, 1980]. Регион Уэнза является важнейшей зоной минерализации Fe-Pb-Zn (Ba, F, Cu) в Алжире. Полиметаллическая минерализация образована позже сидерита и представлена эпигенетическими жилами и трещинами выполнения. *Месторождение сидерита Уэнза* расположено вблизи эвапоритовых диапиров триасового возраста. Минерализация находится в меловых (апт) неритовых известняках, которые содержат крупные запасы Fe (120–150 млн т). Мелкозернистый анкерит и сидерит замещают известняки, тогда как зернистый анкерит и сидерит образуют жилы. Ограниченные вариации в химическом и изотопном составе анкерита и сидерита указывает на их осаждение из одного флюида. Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$) карбонатов железа и известняков позволил оценить изотопный состав флюида и температуру осаждения: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 7,5\text{‰}$, $T = 100\text{--}120^{\circ}\text{C}$. Более позднее отложение минералов Pb, Zn, Cu, Ba и F контролируется трещинами, ориентированными с СВ на ЮЗ и с ЮВ на СЗ. Исследования ФВ в сингенетичном кварце показали соленость 18–22 мас. % экв. NaCl и $T_{\text{гом}} = 150\text{--}180^{\circ}\text{C}$. Исследование водных вытяжек (crush-leach analysis) в образцах барита, флюорита и сидерита показывает более низкие значения Cl/Br [Bouzenoune, Lécolle, 1997], аналогичные значениям для месторождений типа долины Миссисипи (MVT), которые связаны с миграцией катагенетических бассейновых рассолов в пласты коллекторы.

Восточнее Уэнзы расположен регион Джерисса (Тунис), с одноименным крупным сидеритовым месторождением. Оба региона приурочены к меловой карбонатной платформе, слагающей складчатый пояс Восточного Атласа, расположены в зоне развития триасовых соляных диапиров и считаются результатом одного рудного процесса [Pohl et al., 1986].

В средиземноморском Атласе сидеритовые месторождения Уэнза, Бу-Кхадра (Алжир), также залегающие в породах мелового возраста, приурочены к восточной части северной складчатой зоны, а Заккар – к западной части. В тектонической впадине рядом с двумя первыми объектами расположен нефтегазоносный бассейн Ханда-Бизерта, к западу от Бу-Кхадра – Северо-Атласский нефтегазоносный бассейн. Оба сидериторудных района связаны с крупными полиметаллическими месторождениями экзогенно-гидротермального генезиса [Попов, 1980]. Тектоническая позиция рассмотренных сидеритовых месторождений определяется положением на периферии крупных форландовых структур.

Марокко

Месторождение Джебел Авам вмещает Ag-полиметаллическое оруденение в гидротермальных сидеритовых жилах среди позднепалеозойских глинисто-карбонатных пород Атласа в центральном Марокко (Castorina, Masi, 2008). Оно явилось следствием внедрения гранитов в нижнепалеозойский фундамент 280 млн лет назад. Значения $\epsilon\text{Nd}(280)$ в жильных сидеритах составили -5.7 ± 0.8 и оказались промежуточными между величинами $\epsilon\text{Nd}(T)$ во вмещающих сланцах ($-6 \dots -11$) и прорывающих их гранитах ($-1.5 \dots -3.0$). Это позволило предположить генетическую связь гидротермального постмагматического рудного флюида с коллизионными процессами в альпийскую эпоху складчатости. Рассчитано, что изотопный состав в рудном флюиде мог быть сформирован при экстракции радиогенного Nd из двух источников растворов: вмещающих сланцев и секущих их гранитов. Вывод подкрепляется данными изотопного состава Sr, C и O и наличием четкой позитивной аномалии Eu в сидеритах, указывающей на исходно метаморфогенный генезис флюидов [Castorina, Masi, 2008].

Китай

На Китайской платформе также есть сидеритовые месторождения в карбонатных толщах (КНР, КНДР [Пэк и др., 1973]).

(i) Крупные месторождения Кайюаньци (CYZ) и Ксионксиогъян (XXJ) в западном Гуйчжоу на ЮЗ Китая имеют запасы руды свыше 300 млн т со средним содержанием общего железа 35% [Huang et al., 2015]. Имеются полосчатые и массивные сидеритовые и сульфидно-сидеритовые руды. Основным рудным минералом является магнезиальный сидерит, жильные минералы - анкерит, доломит, каолинит, кварц, примеси: углерод, пирит, халькопирит, реже

галенит, тетраэдрит и энаргит. Данные о поведении РЗЭ и изотопах углерода, кислорода и стронция указывают на морское происхождение вмещающих доломитов и гидротермально-метасоматическое происхождение сидеритовой минерализации. Отмечено деплетирование ЛРЗЭ в сидеритах обоих месторождений, обогащение средними РЗЭ, положительная аномалия Eu в сидерите из месторождения XXJ, возможно, контролируются флюидным составом. Сидерит и кальцит имеют значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от -8 до -4.01 ‰ и от 13.42 до 20.07 ‰ соответственно. Доломиты имеют $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ значения 0.70844-0.70920, тогда как сидерит и кальцит – от 0.71396 до 0.71708. Отрицательная корреляция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ с величинами $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в доломитах, сидеритах и кальцитах показала, что карбонатные минералы являются метасоматическими производными морских карбонатов, образованных путем экстракции гидротермальными флюидами из пород протерозойского фундамента.

(ii) В месторождении серебра Эрдаокан (Erdaokan) карбонат Fe-Mn является доминирующим минералом. Это первое крупное месторождение серебра в позднем триасе в районе сосредоточения Cu-Mo-Au минерализации Дуобаошань в провинции Хэйлунцзян (СВ Китай). Карбонаты Fe-Mn, представляющие полный ряд смесимости (от сидерита до родохрозита) в рудах данного месторождения, часто сосуществуют с минералами Ag и играют решающую роль в процессе рудообразования [Yang et al., 2024]. Карбонаты Fe-Mn-(Ag) имеют сходное распределение микроэлементов (в т.ч. РЗЭ с сульфидами). Для карбонатов характерно, обогащение ЛРЗЭ, заметный дефицит Eu и среднее значение $\text{Y/No}=34,29$. Предполагается, что рудообразующие растворы произошли из глубинных магматических источников. Рудообразование происходило в умеренно- и низкотемпературных условиях. Sm-Nd датировка карбонатного мономинерала Fe-Mn составила $233,7 \pm 1,2$ млн лет ($\text{MSWD} = 1,5$), то есть образование месторождения Ag Эрдаокан произошло в позднем триасе, как дополнительного металлогенического этапа для медно-молибденовой минерализации Дуобаошань.

(iii) В крупном эоценовом Pb-Zn-Ag месторождении Ксию (Xiwu) в Тетических Гималаях (ЮЗ Китая) Sm-Nd возраст сидерита (одного из основных рудных минералов) составил $37,4 \pm 1,1$ млн лет [Cao et al., 2023].

Общие закономерности типизации сидеритовых месторождений

Обзор данных по геологическому размещению, строению и составу сидеритовых месторождений мира показывает, что они распространены не так широко, как МКМ, однако более разнообразны по генезису: экзотические диагенетическо-метасоматические (Березовское, Забайкалье), SEDEX (Горевское сидерит-полиметаллическое), Лас Пилетас (спекуляритовое рядом с сидеритовым). Среди сидеритов в терригенно-карбонатных толщах можно выделить

как типичные гидротермально-метасоматические анкерит-сидеритовые месторождения, так связанные с постмагматическими процессами (Pb-Zn-Ag Джебел Авам в Марокко, Ag-месторождение Эрдаокан в Китае). Чаще всего вывод о связи с постмагматическими флюидами делается из-за отсутствия данных о минерализации рудоносных растворов и Cl-Br-Na систематики, имеющей определяющее значение для данного типа руд.

Также возможно выделение сидеритовых (Эрцберг) и гематит-сидеритовых (Бильбао) подтипов [Pohl et al., 1986], а также тип гематит-сидеритовых залежей, связанных с деятельностью вулканогенных железистых терм (месторождения Лан-Диль, Вареш) [Нет, 1955]. Разнообразие геологических условий образования и размещения сидеритовых месторождений по сравнению с магнезитовыми очевидно. Сидериты приурочены к надрифтовым впадинам, передовым прогибам, зонам тектоно-термальной активизации в осадочных бассейнах различных типов, в том числе и нефтегазоносных, а также вмещающих крупные месторождения барита и полиметаллов. Причина такого набора обстановок может быть в более долговременном формировании железосодержащих восстановленных флюидов по сравнению с первичными захороненными Mg-рассолами, продуцирующими МКМ.

На фоне кажущегося разнообразия условий размещения метасоматических сидеритов можно отметить и признаки сходства: приуроченность к бортовым частям осадочных бассейнов, испытавших тектоно-термальную активизацию или орогенез [Pohl et al., 1986], связь с карбонатно-терригенными комплексами, низкотемпературный гидротермальный (жильный) или метасоматический тип оруденения, метасоматическая зональность (доломит-анкеритовая зона вокруг залежей сидерита), высокая соленость флюидов и их пространственная связь с эвапоритами, увеличение концентраций радиогенного Sr в сидеритах по сравнению с вмещающими известняками.

Последняя особенность особенно выражена в бакальских сидеритах, где отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.73482-0.73876) значительно выше, чем для стратиформных и жильных сидеритов долины Ломбардия (Северная Италия) - 0.7143 и 0.7202 [Cortecchi, Frizzo, 1993], метасоматических сидеритов Шендлек - 0.7215 и Эрцберг - 0.7164 (Восточные Альпы) [Frimmel, 1988], сидеритов из баритового месторождения Вальтон (Канада) - 0.7096-0.7212 [Savard et al., 1998] [Laube et al., 1995], сидеритов Кайюаньци - 0.71708 (Китай, [Huang et al., 2015]). Вероятно, такое различие обусловлено тем, что формирование сидеритов Бакальского рудного поля происходило при участии железосодержащих растворов, поступавших из древних песчано-глинистых породных бассейнов с высокими значениями отношения Rb/Sr. Повышенное отношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в сидеритах рудной генерации С-2 на Бакале указывает на то, что эти резервуары характеризовались и высоким отношением Th/U [Кузнецов и др., 2005].

Таковыми резервуарами могли быть как песчано-глинистые, так и вулканические породы [Schneider et al., 2002; Tosdal et al., 2003].

В ряде провинций наблюдается парагенетическая связь МКМ и Mg-Fe карбонатов. Сидериты, как правило, являются более поздними (провинции Южно-Уральская, Удере́йская, ряд МКМ в палеозое Центральной Европы), (Бакальское рудное поле, Екатерининское МКМ на Енисейском кряже, Эрцберг в Австрии). Это определяется закономерностями эволюции захороненных эвапоритовых рассолов: МКМ формировались при вовлечении в гидротермальные процессы высоко-Mg эвапоритовых рассолов на относительно ранних этапах захоронения, а сидериты – в ходе длительного взаимодействия агрессивных хлоридных рассолов с терригенно-глинистыми породами осадочных бассейнов, где происходило обогащение рядом элементов в результате экстракции. Как было показано В. Прохаской на примере Восточных Альп, [Prochaska, 2016], **по источнику рудоносного флюида МКМ и месторождения сидерита являются «единокровными» – образованными из захороненных эвапоритовых рассолов в ходе их эволюции в катагенезе.**

Возможно, не столь широкое (по сравнению с МКМ) распространение гидротермально-метасоматических месторождений сидерита определяется уникальным сочетанием ряда благоприятных факторов, а именно: наличием захороненных агрессивных хлоридных рассолов, длительным их взаимодействием с Fe-содержащими породами, эпизодами тектоно-термальной активизации, наличием карбонатных коллекторов в зонах разгрузки восстановленных флюидов.

ГЛАВА 5. ГЕОЛОГО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ВЕРХНЕМ ДОКЕМБРИИ И ФАКТОРЫ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ Mg-Fe КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Рассмотренные процессы рудогенеза в осадочных бассейнах Приуральской надрифтовой впадины неразрывно связаны с геодинамическим режимом данной территории в мезопротерозое. Основные закономерности геодинамики кратко рассмотрены ниже.

5.1. Геодинамические этапы развития Приуральской надрифтовой впадины

Развитие Приуральской надрифтовой впадины (ПНВ) неразрывно связано с геодинамическим режимом в восточной части палеоконтинента Балтика в позднем докембрии. Как показано в главе 1, осадочные бассейны эволюционировали от интракратонных в раннем и среднем рифее (мезопротерозой) до перикратонного – в позднем рифее, с формированием пассивной окраины, протягивающейся (в современных координатах) от Южного Урала до Скандинавии. В мезопротерозое развитие ПНВ было тесно связано с авлакогенами Волго-Уральской области (Камско-Бельский (КБА), Серноводско-Абдулинский). Во всех этих структурах сохранялась одна этапность развития осадочных бассейнов: сохранение литологической последовательности смены свит, их петро- и геохимических особенностей [Маслов, 2024 и др.] и даже типоморфизма некоторых акцессорных минералов, что предполагает единые источники питания для общего седиментационного бассейна [Сергеева и др., 2021]. Единое геодинамическое развитие Волго-Уральской области и БМА проявилось в чередовании рифтовых этапов с синеклизными в мезопротерозое (бурзяний и юрматиний).

Присутствие рифтогенных этапов в развитии ПНВ связывается с глобальными плюмовыми процессами, проявленными в мезопротерозое на континенте Балтика (составной части суперконтинента Нуна (Колумбия) [Ernst, 2014, Puchkov et al., 2013 и др.]). Как правило, с плюмами связано не только образование LIPs (крупных изверженных провинций), но и становление крупных куполовидных поднятий, что полностью соответствует характеру рифтогенных процессов в Волго-Уральской области. Здесь образовались континентальные и прибрежно-морские локальные бассейны с вулканогенно-терригенным выполнением, где U-Pb датировки вулканогенных цирконов отвечают этапам 1800 и 1400 млн лет [Пучков, 2013, 2018 и ссылки там]. Геодинамические обстановки формирования данных бассейнов напоминали условия генерации современных рифтов восточно-африканского типа [Маслов, 1994]. В начале бурзяния сформировались навыйский (БМА) и норкинский (Камско-Бельском авлакоген) рифтогенные уровни [Козлов и др., 1995]. Юрматиний начался с машакского уровня – в БМА и надеждинского – в Волго-Уральской области. Машакский рифтовый бассейн линейного типа

сопровождался мощным грубообломочным осадконакоплением в рифтовом трогe (до 3 км толщиной) в восточной части БМА, чем он заметно отличается от маломощных локальных депрессий, выполненных отложениями надеждинской свиты (0-250 м) в пределах КБА.

Эти рифтогенные импульсы были связаны с крупными геодинамическими перестройками как на палеоконтиненте Балтика, так и в ряде других кратонов. На Балтике субщелочной базальтоидный магматизм с возрастом 1750–1780 млн лет, связанный с заложением авлакогенов, проявился во всех трех палеопротерозойских микроконтинентах, сгруженных и образовавших континент Балтика примерно 2060 млн лет назад [Terentiev et al., 2020; Хераскова и др., 2023]. В Волго-Уралии это навьшский и норкинский уровни, в Карелии – базальтоиды силла Ропручей [Lubnina et al., 2012], в Сарматии – позднепалеопротерозойский долеритовый дайковый комплекс на Украинском щите [Bogdanova et al., 2012]. Одновозрастные базальтоидные дайковые рои известны и на других палеоконтинентах, считающихся фрагментами суперконтинента Нуна: на Сибирской и Северо-Китайской платформах [Meert, 2012], в Лаврентии, Северо-Китайской платформе и Северо-Западной Африке [Пучков, 2013; Youbi et al., 2013]. На юрматинском этапе рифтогенеза распространенность базитового магматизма на востоке Балтики оказалась шире, чем на бурзянском. Помимо базитовых и риолитовых (багрушинские) дайковых роев, мощных интрузий габбро (Кусинская) и гранитоидов (Бердяушский плутон рапакиви, Рябиновская, Ахмеровская) в нижнерифейских отложениях центральной части БМА, долеритовые силлы такого же возраста зафиксированы в скважинах, пересекающих отложения бурзяния в Волго-Уральской области (Мензелино-Актанышская-183 и Восточноаскинская-1), а также на Тимане [Puchkov et al., 2013]. За пределами Балтики синхронные машакским вулканиды обнаружены в Лаврентии (Мидсомерсо силл и Зиг Заг Дал вулканизм в северной Гренландии), также это дайки Виктория Лэнд и Харт Ривер в Канаде), Чиэрэсский рой долеритовых даек на Сибирском кратоне (Анабарский выступ [Ernst, 2014]). Указанные события связаны с этапом активного распада суперконтинента Нуна-Колумбия [Puchkov et al., 2013].

Формирование синеклиз в ходе бурзяния и юрматиния также имело некоторые различия. Нижнерифейская надрифтовая впадина распространялась на всю площадь восточной Балтики, где шло накопление преимущественно мелководно-морских теригенно-карбонатных отложений. Судя по более высокой их мощности (песчаники сарапульской и прикамской подсерий кыргинской серии) [Сергеева и др., 2021], в Волго-Уральской области было максимальное погружение фундамента (почти на 10 км) в начале бурзяния, которое компенсировалось большим приносом псаммитового материала. Мощности глинисто-карбонатных отложений в КБА (калтасинско-кабаковское время) и БМА (саткинско-бакальское время) примерно выровнялись и составили суммарно около 4-5 км. В этом временном отрезке

истории ПНВ в разных ее частях отмечаются признаки мелководного эвапоритового накопления, причем в карбонатно-терригенных пестроцветных отложениях КБА имеются находки ангидрита, в то время как в терригенно-карбонатных сероцветных отложениях БМА сульфаты редки, и сохранились косвенные признаки эвапоритовых условий (коллапс-брекчии, псевдоморфозы вторичного доломита), что предполагает активное проявление биосульфатредукции в редокс-условиях раннего диагенеза. Юрматинский синеклизный бассейн также занимал широкое пространство на востоке Балтики, но его отложения имели максимальную мощность на территории современного БМА, где, в отличие от существенно тонкообломочного характера осадков Волго-Уральской области, широко развиты карбонатные отложения, в том числе более 500-метровая толща эвапоритовых доломитов в верхах авзянской свиты, завершающей разрез юрматинской надрифтовой впадины.

Расчеты мощности и времени осадконакопления (см. раздел 1.4) показали, что существование среднерифейской синеклизы завершилось значительно ранее конца юрматиния. Следовал длительный, до 250 млн лет, перерыв в седиментации. По нашим данным, именно в это время в надрифтовой впадине, имевшей к этому времени огромную мощность (до 10-13 км), было несколько импульсов тектоно-термальной активности, с которой связано формирование разных типов оруденения в карбонатных породах нижнего и среднего рифея. Последующее развитие осадочных бассейнов на данной территории связано со сменой тектонического режима и формированием крупного перикратонного прогиба в этой части Балтики, рассматриваемого как пассивная окраина [Маслов и др., 2022]. Несмотря на накопление здесь мощных терригенно-карбонатных толщ, оруденение в карбонатных породах каратавия практически отсутствует. Импульс рифтогенеза (восток БМА, аршиний, 720 млн лет [Краснобаев и др., 2012]) ознаменовал закрытие верхнерифейского осадочного бассейна в связи с подъемом территории, развитием вулканизма и терригенного осадконакопления в узком грабене (аршиний), но почти не отразился на минерагеническом профиле региона. Это может быть связано с отсутствием эвапоритовых захороненных агрессивных рассолов в отложениях каратавия, которые могут быть основой рудоносных флюидов, приуроченных к этапам тектоно-термальной активизации.

Некоторые детали развития континента Балтика в позднем мезопротерозое

В мезопротерозое, согласно палеогеодинамическим реконструкциям, суперконтинент Нуна (Колумбия) являлся ансамблем кратонов, ядро которых состояло из Балтики, Лаврентии, Сибири [Meert, 2012]. В интервале 1270-1235 млн лет в ядре Нуны широко проявился базитовый магматизм, прежде всего в кратоне Лаврентия (крупная вулканическая провинция

Макензи, 1267 млн лет назад [LeCheminant and Heaman, 1989], Баффинова Земля, Садбери, Гардар, Сил Лэйк и др. [Ernst, Bleeker, 2010]), также Центрально-Скандинавский комплекс в самой Балтике [Evans and Mitchell, 2011]. Этот интервал содержал 6 импульсов, имеющих, вероятно, плюмовую природу; продукты их рассеяны по площади Нуны. По мнению ряда исследователей, с рифтогенным событием Макензи связан распад ядра Нуны – отделение Сибири от Балтики, которое началось 1380 млн лет назад и сопровождалось появлением двух центров вулканизма в Лаврентии (Гренландия) и Балтике (БМА), а также в Сибири (Анабарский выступ), а завершилось 1270 млн лет назад и сопровождалось открытием океана Посейдон [LeCheminant and Heaman, 1989]. Следующим этапом рифтогенной активности в Лаврентии было формирование рифтовой системы Кивинаван на Мид-континенте (1115-1085 млн лет) и провинции долеритовых даек на ЮЗ США (1100-1070 млн лет) [Ernst and Bleeker, 2010]. Все эти события по времени совпадают с минерагеническими проявлениями в БМА и могут быть связаны с распадом суперконтинента Нуна и сборкой нового суперконтинента Родиния. Важно отметить, что интенсивная тектоническая активность, начавшаяся в Волго-Уралии 1380 млн лет назад в связи с образованием Машакского грабена [Puchkov et al., 2013], имела своё продолжение здесь же в связи с окончательным отделением Сибири (1270 млн лет назад), и далее до 1100-1070 млн лет, когда в ПНВ появились крупные месторождения в осадочных толщах, и была широко проявлена и в разных частях ядра Нуны.

Анализ распределения возрастов детритовых цирконов из отложений мезо-неопротерозойских бассейнов, в том числе в Волынском и Оршанском (PR₃) суббассейнах на ЮЗ Балтики позволил уточнить геодинамические особенности формирования гренвиллид при образовании Родинии и последствия этого события для самой Балтики [Shumlyansky et al., 2023]. В ряде публикаций высказано предположение [Bogdanova et al., 2008; Baluev, 2006; Evans, Mitchell, 2011; Salminen et al., 2023], что в диапазоне ~1,2—0,9 млрд лет назад Балтика (вместе с Амазонией или отдельно) повернулась на ~90° по часовой стрелке и столкнулась с Лаврентией, и в результате образовались гренвильско-свеконорвежско-сунсасские орогенные пояса. Эти процессы, вероятно, привели к значительным касательным напряжениям, сосредоточенным вдоль палеопротерозойских швов [Baluev, 2006] и могли произвести локальные растяжение и опускание, но не вызвали магматической активности или значительной тектонической перестройки. Кроме того, вращение кратона с глубокими мантийными киями по направлению к орогенам, создающим локальные напряжения, вдоль точки опоры с центром в северо-западной Фенноскандии, должно привести к большей степени *растяжения вдоль восточной окраины Балтики (в ее нынешнем положении)* по сравнению с западной [Shumlyansky et al., 2023].

Указанные *растяжения вдоль восточной окраины Балтики* являются очень важным событием в верхней части мезопротерозоя, которое в общем виде на основе наблюдений уже было описано [Семихатов и др., 2002]. В работе [Shumlyansky et al., 2023] приведен конкретный механизм такого растяжения. Причем, *«напряжения могли вызвать локальное растяжение и опускание, но не привели к магматической активности или значительным тектоническим перестройкам»* [Shumlyansky et al., 2023, стр. 10], что вполне вписывается в уральскую ситуацию, где тектоническое растяжение на уровне 1000 млн лет не сопровождалось заметным магматизмом. Однако сам факт активизации таких движений способствовал разгрузке глубинных флюидов ПНВ и может объяснять этапы рудоотложения в это время.

По мнению М.А. Семихатова с соавторами [Семихатов и др., 2002, с. 35] *«такие эпизоды следовали сразу за пиками метаморфизма и протекали на фоне растяжений, что способствовало подъему разогретых литотектонических единиц на верхние уровни в коре»*. Как показано на ряде примеров, эксгумация метаморфизованных комплексов происходила на коротких импульсах растяжения. *«Эти процессы наиболее активно происходили -1200 и -1000 млн лет назад сопровождаясь неравномерным остыванием высокотемператных комплексов и их частичным надвиганием на менее измененные породы... Во время Риголетского импульса (1000-980 млн лет назад), завершившего Гренвилльские события, в условиях растяжения и остывания орогена произошло опускание слабо метаморфизованных пород на более низкие уровни в коре»*.

Гренвилльский этап растяжений в восточной части Балтики, сопровождавшийся подъемом метаморфических комплексов, хорошо совпадает со временем выведения на поверхность метаморфитов тараташского комплекса (1200-1000 млн лет) [Тевелев и др., 2017]. Ранее об этапе диафтореза (эпидот-амфиболитовый метаморфизм) в этом архей-раннепротерозойском комплексе (1100 млн лет) писали В.И. Ленных и В.И. Петров [1978]. Поскольку разрез рифея налегает непосредственно на кристаллические породы Тараташа, то метаморфические преобразования в нем и в БМА имели одинаковые тектонические причины и сходные Р-Т параметры.

Индикатором тектоно-термальных событий в регионе в это время являются данные по К-Аг возрасту жильных магматических образований, секущих отложения среднего рифея в БМА и в Волго-Уральской области, - 1215-1110 млн лет [Стратотип рифея, 1983; Холоднов и др., 2017]. В это же время (с учётом погрешности) шло внедрение даек базитов с К-Аг возрастами 1080 ± 30 и 1000 ± 20 млн лет [Овчинников, Гаррис, 1960; Овчинников и др., 1964]. По мнению [Холоднов и др., 2017], в это время в зоне Машакского грабена имело место кратковременное открытие небольшого Назямского рифта. На активность процессов в интервале 1200-900 млн лет указывают датировки этапов преобразований в цирконах из ряда гранитных массивов БМА

(см. раздел «1.3 Магматизм»), в частности, регенерационных оболочек (1097 ± 20 млн лет) в цирконах Авашлинского сиенитового комплекса, комагмата машакских вулканитов на юге БМА, [Краснобаев и др., 2017]. Также имеются новые данные о повышенных значениях ϵ_{Nd} в базальных терригенных слоях каратавия (бирьянская подсвета зильмерадакской свиты) относительно этого параметра в нижележащих толщах среднего рифея [Маслов и др., 2022]. Всё это можно рассматривать как свидетельства магматической активности на фоне формирования источников обломочного материала на границе мезо- и неопротерозоя в отложениях БМА.

5.2. Факторы рудообразования

Разработанные нами модели рудообразования в терригенно-карбонатных толщах нижнего и среднего рифея могут быть реализованы только при сочетании ряда факторов, к основным из которых относятся геотектонический, климатический, литогенетический и структурный.

5.2.1. Геотектонический фактор

Геодинамика как научная синтезирующая дисциплина «о силах и процессах, возникающих в результате эволюции Земли как планеты и определяющих изменения в её строении, составе и рельефе» [<https://bigenc.ru/c/geodinamika-dccacd>] использует данные всего спектра геологических данных, характеризующих геологическое развитие исследуемой территории. Приуральская надрифтовая впадина представляет собой долгоживущую интракратонную геотектоническую депрессионную структуру, вовлеченную в палеозое в процессы орогенеза. С геодинамическими этапами развития этого бассейна неразрывно связаны и минерагенические события. На **рис. 5.1** для иллюстрации этого вывода совмещены основные параметры эволюции ПНВ (стратиграфия, литология, палеогеография, магматизм, геохронология, рудогенез).

Машакский, второй в истории ПНВ рифтогенный этап, инициирующий бимодальный магматизм, совпадает с возрастом крупных МКМ высокого качества (Саткинское и Бакальское рудные поля) в отложениях бурзяния. Как выяснено при анализе мощностей и времени накопления отложений среднего рифея, седиментация в юрматинской синеклизе, вероятно, закончилась на уровне 1200-1250 млн лет в связи с подъемом территории и длительным периодом без осадконакопления (до 250 млн лет [Маслов и др., 2018; Kuznetsov et al., 2017]). К тому же имел место частичный размыв отложений авзянской свиты, достигавших 500-700 м (до пестроцветных сланцев куткурской подсветы) [Ларионов и др., 2006; Маслов, Анфимов, 2000], что косвенно указывает на возможные тектонические перестройки в регионе.

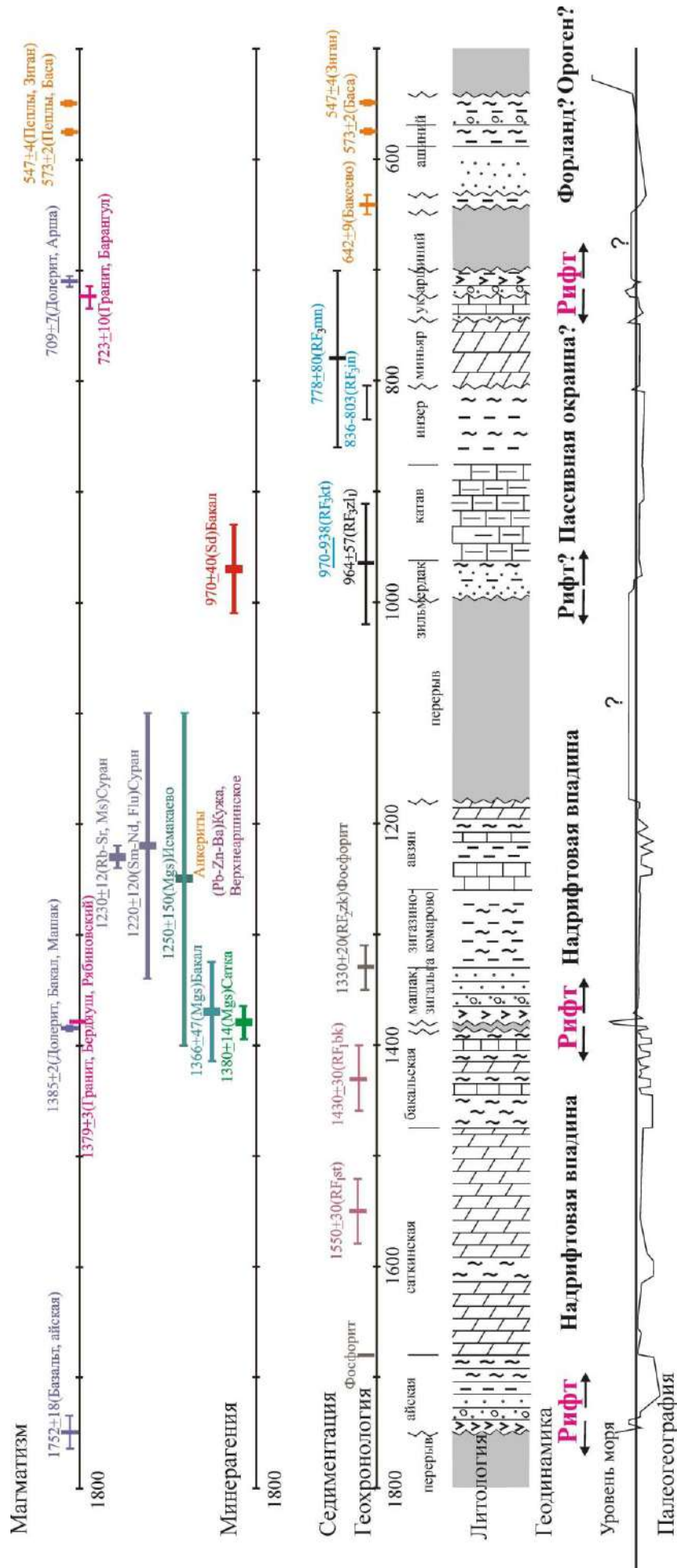


Рис. 5.1. Последовательность геологических процессов в Приуральской надрифтовой впадине в верхнем протерозое: седиментогенез, палеогеография, магматизм, геодинамика и этапы минерализации. Возраст долеритов, гранитов и вулканических пеплов определен U-Pb методом по цирконам, возраст флюоритов (Flu) Sm-Nd методом и Rb-Sr по мусковиту (Ms), возраст магнетитов (Mgs) Исмакеево Sm-Nd методом, возраст известняков саткинской, бакальской, инзерской свит, доломитов миньярской свит, сидеритов (Sd) и фосфоритов – Pb-Pb методом, сидеритов – Sm-Nd методом, возраст зильмердакской свиты по детритовым цирконам U-Pb методом. Выделено 3 минерализационных этапа: I – машакский, II – позднеавзянский, III – предзильмердакский.

С этим этапом связаны важные минерагенические события в БМА [Крупенин, 2004 и др.]: образование барит-полиметаллической минерализации в отложениях авзянской свиты, по некоторым признакам относимой к типу SEDEX (Верхне-Аршинская и Кужинская группы), формирование флюоритов в карбонатных толщах суранской свиты нижнего рифея и Суранского гидротермально-метасоматического селлаит-флюоритового месторождения (1230 ± 120 млн лет [Крупенин и др., 20126]). Этому же этапу соответствует возраст крупного Исмакаевского МКМ (1250 ± 150 млн лет [Крупенин и др., 2016]). О времени окончания перерыва и начала образования осадочного бассейна верхнего рифея нет точных данных. Самый молодой детритовый циркон из базальных песчаников каратавия (бирьянская подсвита зильмердакской свиты) имеет возраст 964 ± 57 млн лет [Маслов и др., 2018], что можно принимать за начало осадконакопления (каратавий). Наши данные по двум изотопным системам (U-Pb [Кузнецов и др., 2005] и Sm-Nd [Крупенин и др., 2021]) подтверждают, что с этим рубежом связано формирование крупнейшего в мире скопления сидеритов Бакала.

Таким образом, в интервале от 1400 до 1000 млн лет в истории ПНВ можно выделить два рифтогенных и три рудных этапа. I рудный этап связан с Машакским (плюм-зависимым) рифтогенезом, II и III – приходятся на начало и конец длительного континентального интервала в конце существования Приуральской надрифтовой впадины, и они не связаны с проявлениями магматизма. В то же время, не вызывает сомнения активизация тектоно-термальных событий в ПНВ, инициирующая гидротермально-метасоматические процессы.

Магматизм машакского рифтогенного этапа способствовал общему нагреву осадочной толщи нижнего рифея, сопровождался разуплотнением пород, развитием системы сбросов и сдвигов, что способствовало миграции захороненных в недрах осадочного бассейна эвапоритовых рассолов, протеканию Mg-метасоматоза при внедрении этих нагретых рассолов в проницаемые толщи эвапоритовых доломитов.

Инверсия геотектонического режима после спокойной синеклизной стадии развития в юрматинии с закрытием НОБ на рубеже 1200 млн лет, вероятно, явилась знаковой для геологической эволюции восточной окраины Балтики. В период 1240-1000 млн лет («распад и вращение Балтики по [Piper, 2000]») в связи с Гренвильской орогенцией и формированием Родинии процессы термальной активизации усилились [Хаин, 2001]. На фоне коллизионных этапов Шавиниган (1190 млн лет), Оттава (1090 млн лет) и Риголетто (1000-980 млн лет) предполагается наличие импульсов растяжения в интервале 1200 и 1000 млн лет, которые могли иметь влияние и на флюидную активизацию в восточных районах Балтики [Rivers, 1997, 2008; Семихатов и др., 2002; Li et al., 2008; Shumlyansky et al., 2023 и др.].

Геотектоническая структура ПНВ к началу длительного среднерифейского перерыва оказалась благоприятной для локализации разнообразных типов оруденения в отложениях как

бурзяния (Fe-магнезиты Исмакаево, флюориты Сурана, сидериты Бакала), так и юрматиния (магнезиты в авзянской свите, полиметаллы и барит). Условия формирования рудных скоплений определялись положением в надрифтовой впадине, в западном борту относительно трога Машакского рифта. На этапе тектоно-термальной активизации разгрузка рудоносных растворов могла происходить из глубоко погруженных участков надрифтовой впадины по зонам сбросовых дислокаций, сформированных ещё во время машакского рифтогенного этапа. Вероятно, полезные компоненты в составе рудоносных флюидов извлекались агрессивными захороненными хлоридными рассолами (в Р-Т-условиях позднего катагенеза). Глубина погружения отложений бурзяния могла достигать 5-10 км в основании надрифтовой впадины. Активно мигрировать в составе рассолов мог не только Mg, которым рассолы были обогащены изначально, но и полиметаллы, барит, фтор, железо как результат взаимодействия рассолов с вмещающими терригенными и изверженными породами.

5.2.2. Климатический фактор

Климатический фактор определяет источник Mg и природу рудного флюида. Анализ условий на территории континента Балтика в мезопротерозое показывает преобладание теплого климата в течение гигантского промежутка времени (от палеопротерозоя до неопротерозоя, около 1.5 млрд лет). Такие периоды способствуют длительному высокому стоянию моря и формированию теплых мелководных надплатформенных морей, образованию широких шельфовых зон с эвапоритовой седиментацией [Warren, 2016]. Эпизоды эвапоритовой седиментации в раннем (саткинская, бакальская свиты) и среднем (авзянская свита) рифее приводили к формированию толщ раннедиагенетических эвапоритовых доломитов с конкреционными сульфатами (см. главу 2, разделы 2.3 и 2.4, главу 4, разделы 4.1.3 и 4.1.4). Эвапоритовый рассол имеет высокое отношение Mg/Ca вследствие потери кальция при осаждении гипса в начале эвапоритового сгущения морской воды. При последующем сгущении Mg/Ca растет, поскольку минералы Mg (бишофит и др.) выпадают на последних стадиях эвапоритового процесса [Валяшко, 1962; McCaffrey et al., 1987]. Таким образом, эвапоритовые рассолы являются крупнейшим в стратисфере аккумулятором магния, не сравнимым по запасам и концентрации Mg с другим источниками (метаморфогенный, постмагматический, гипергенный).

Высокая плотность эвапоритовых рассолов всегда обеспечивает их опускание в нижние горизонты осадочного бассейна [Валяшко и др., 1965] и захоронение до момента активной миграции. В поровом пространстве пород рассолы попадали в редокс-условия катагенеза, и, поскольку изначально содержали мало кальция и железа, то становились потенциальным реагентом для формирования залежей метасоматического магнезита в карбонатных толщах.

5.2.3. Литогенетический фактор

Захороненные рассолы явились основой для формирования высокомагнезиальных флюидов, которые при миграции в катагенезе способствовали как доломитизации известняков, так и формированию метасоматических магнезитовых залежей в специфических рифтогенных условиях нагрева карбонатных толщ [Крупенин, Кольцов, 2017]. В процессе взаимодействия агрессивных хлоридных рассолов с глинистыми породами в термодинамических условиях глубинного катагенеза происходит обмен магния на железо [Ellis, 1968; Drever, 1971; Мейнард, 1985]. Длительное взаимодействие рассолов с терригенно-глинистыми породами в катагенетическом породном бассейне приводит к смене их состава на железисто-магнезиальный. Как показало физико-химическое моделирование, в результате возможно образование метасоматических Fe-магнезитов и брейнеритов [Крупенин, Кольцов, 2017; Крупенин и др., 2019]. В этой же последовательности нами рассматривается и образование залежей сидерита [Крупенин и др., 2021].

Предполагается, что разгрузка гидротермальных Mg-Fe-обогащенных флюидов произошла на регрессивном этапе развития среднерифейской синеклизы, когда под действием восходящих движений в конце юрматинского времени (предзильмердакский перерыв в осадконакоплении), сформировалась серия разломов, служивших проводниками миграции флюидов из глубоких частей бассейна в зоны пониженных давлений на его периферии.

По данным Б.Д. Ярдли и Р.Дж. Боднера [Yardley, Bodnar, 2014], соотношение металл/хлорид изменяется на 5 порядков при изменении температуры гидротерм в диапазоне 60-400°C (рис. 5.2., на графики нанесены анализы проб растворов из скважин и из ФВ в минералах). Флюиды образуют ряд от магматических рассолов к водам осадочных бассейнов. Несмотря на разброс величин, вероятно, отражающий изменения в рН, наблюдается резкий рост отношения металл/хлорид между приповерхностными и надкритическими (магматическими) температурами. То есть количество мобилизованного рассолами Fe и других металлов в редокс условиях недр при повышении температуры рассольного флюида резко возрастает, и в глубоких горизонтах надрифтовой впадины, в более высокотемпературной части бассейна, из захороненного в седиментогенезе существенно магнезиального рассола формируется магнезиально-железистый хлоридный рассол.

При тектонической активизации происходит миграция модифицированного рассола и разгрузка в более холодные бортовые части надрифтовой синеклизы. При внедрении рассольного флюида в карбонатные породы, Fe сбрасывается в условиях падения растворимости и обеспечивается максимально благоприятный режим для Fe-метасоматоза с формированием сидероплезита (см. модель образования сидеритов Бакала, разделы 4.2.2-4.2.6).

Вероятно, подобный механизм созревания рудоносных рассолов применим и для месторождений полиметаллов в карбонатных толщах (MVT), для которых с помощью изучения Cl-Br-Na систематики тоже доказана рассольная эвапоритовая природа флюида, переносившего из глинистых толщ в карбонатные коллекторы металлы для формирования сульфидно-полиметаллических залежей в восстановительных условиях катагенеза [Kesler et al., 1996; Leach et al., 2010].

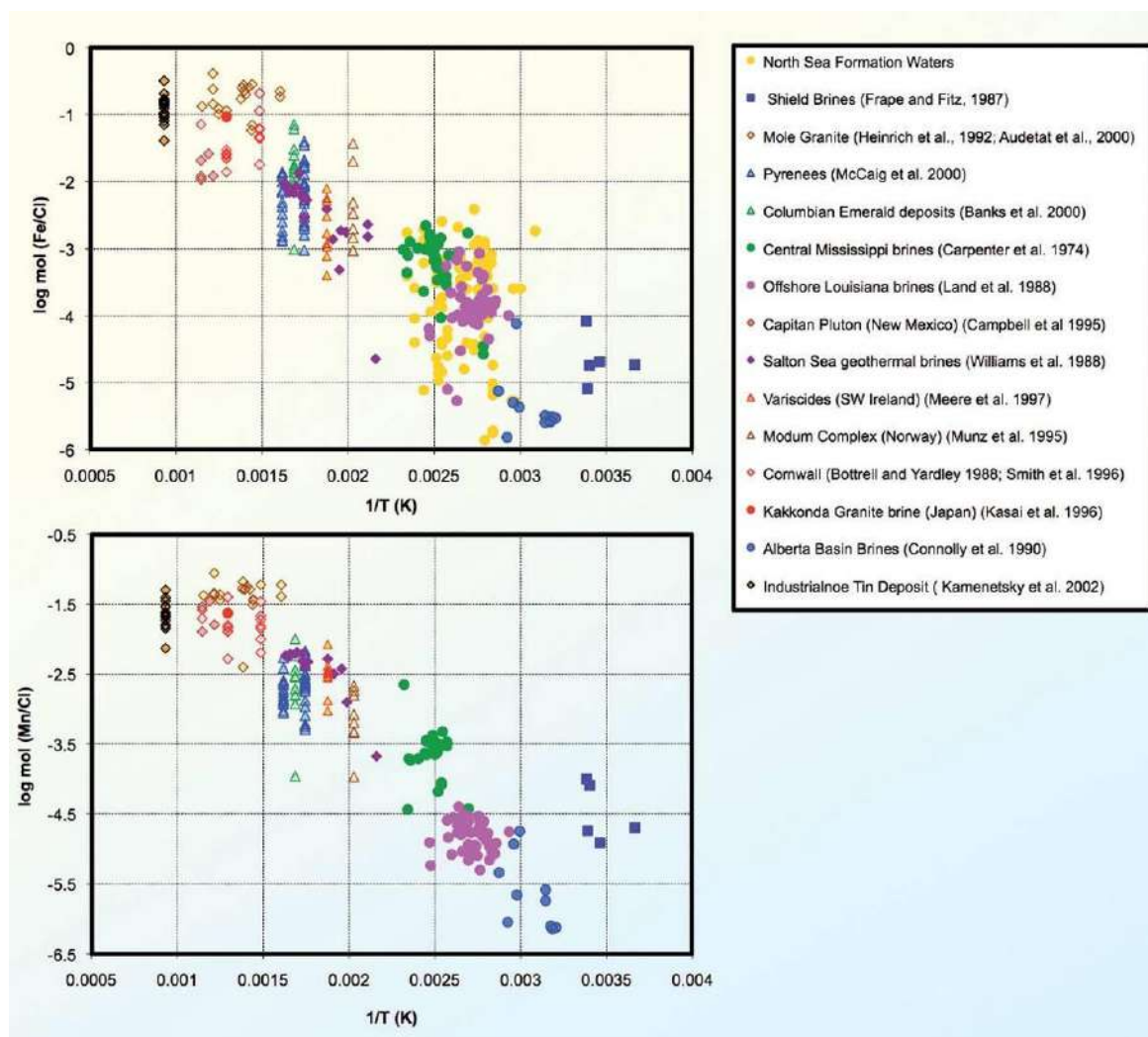


Рис. 5.2. Графики зависимости отношения металл/хлор от температуры в интервале 60-400°C для широкого диапазона коровых флюидов (по [Yardley, Bodnar, 2014]).

Присутствие среди поровых растворов в отложениях ПНВ агрессивных захороненных рассолов и длительная их эволюция в осадочном бассейне привели к разнообразию продуктов метасоматоза в карбонатных протолитах (табл. 5.1). Изученные нами типы метасоматической зональности допускают в качестве протолита и известняк, и раннедиагенетический доломит (Dol-1). По известняку могут метасоматически развиваться доломит, магнезит (в т.ч. Fe-магнезит), в МКМ II подтипа – и брейнерит (в последнем случае анкерит не является членом метасоматического ряда). По известняку также образуются Fe-доломит и анкерит (авзянская

свита) или Fe-доломит, анкерит и сидерит (Бакал). По раннедиагенетическому доломиту образуются магнезит (Сатка, Бакал) или анкерит, сидерит (Ахтенское).

Таблица 5.1

Установленные тренды метасоматической зональности в карбонатных породах рифея ПНВ

Возраст, свита	Месторождение	Протолит		Зоны метасоматоза				
RF ₂ кужинская	Кужинское	Cal	Dol-1	Dol-2	Mgs-2		Brn	
RF _{2av5} реветская	Верх.Катав		Dol-1	Dol-2		Brn		
RF _{2av1} авзянская	Белорецкая группа	Cal		Dol-2	Mgs-2			
RF _{2av} авзянская	Семибратское	Cal		Dol-2	Mgs-2			
RF _{2av1} авзянская	Катав-Ивановское	Cal		Dol-2	Mgs-2		Brn	
RF _{2av1} авзянская	Авзян, Тукан	Cal		Dol-2		Ank		
RF _{1kz1} кызылташская	Кызылташ	Cal		Dol-2	Mgs-2			
RF _{1sr1} суранская	Юшинское	Cal		Dol-2	Mgs-2			
RF _{1sr1} суранская	Богряшка	Cal		Dol-2			Brn	
RF _{1sr1} суранская	Исмакаевское	Cal		Dol-2	Mgs-2			
RF _{1bk2} ^{1,5,7,9} бакальская	Бакальское	Cal		Dol-2		Ank	Brn	Sd
RF _{1bk2} ³ бакальская	Шуйдинское		Dol-1	Dol-2	Mgs-1		Brn	Sd
RF _{1bk2} ³ бакальская	Шуйдинское		Dol-1	Dol-2	Mgs-1			
RF _{1st5} саткинская	Саткинское		Dol-1	Dol-2	Mgs-1			
RF _{1st1} саткинская	Ахтенское		Dol-1			Ank	Brn	Sd

Cal – известняк; Dol-1 – доломит раннедиагенетический; Dol-2 – доломит катагенетический; Mgs-1 – магнезит I подтипа; Mgs-2 – Fe-магнезит II подтипа; Ank –анкерит; Brn – брейнерит; Sd – сидерит.

Взаимодействие флюидов с песчано-глинистыми породами, как известно, приводит к увеличению доли радиогенного Sr в растворах [Горохов и др., 1982, 2007, 2019]. Как правило, эпигенетические доломиты в рифейском разрезе Южного Урала имеют более высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем вмещающие известняки [Кузнецов и др., 2008, Семихатов и др., 2009; Kuznetsov et al., 2017]. Удалось выделить стадии доломитизации: раннюю домагнезитовую (раннедиагенетический доломит в карагайской на Сатке и шуйдинской – на Бакале), синрудную магнезитовую (Исмакаево) и позднюю послемагнезитовую (Бакал) при сидеритизации вмещающих пород. В метасоматических магнезитах, железистых магнезитах и сидеритах величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ еще выше [Frimell, 1988; Cortecchi, Frizzo, 1993; Крупенин, Кузнецов, 2009]. Например, на Саткинских МКМ осадочные известняки, вмещающие доломиты и магнезиты имеют среднее отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, соответственно, 0.7046, 0.7076 и 0.7137, а для вмещающих известняков, доломитов и железистых магнезитов Исмакаевского месторождения составляют

0.7057, 0.7163 и 0.7180. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в бакальских доломитах (среднее 0.7277) и сидеритах (среднее 0.7336) ещё выше (см. раздел 4.1.6, рис. 4.23), демонстрируя синхронный рост концентраций Fe и количества радиогенного Sr метасоматитах, отражающий все более интенсивное взаимодействие захороненных рассолов и вмещающих терригенных толщ.

По мнению ряда исследователей, причиной формирования железистых карбонатов после магнезиальных на месторождениях в палеозойских терригенно-карбонатных толщах Центральной Европы явилась эволюция магнезиальных рассолов в Mg-Fe флюиды [Frimmel, 1988; Radvanec et al., 2004; Prochaska, 2016]. Геохимические доказательства, приведенные В. Прохаской [2016], показывают происхождение рудных растворов сидеритового месторождения Эрцберг из погрузившихся в палеозойские толщи рассолов эвапоритовых бассейнов триаса на этапе рифтогенного растяжения (см. раздел 4.1.8). Железоносные гидротермальные флюиды формировались при взаимодействии агрессивных рассолов с вулканогенно-терригенными вмещающими породами в редокс-условиях катагенеза [Prochaska, 2016].

Сходные условия, вероятно, были при формировании Fe-Mg метасоматических карбонатов в рифейских толщах ПНВ. На примере того же Бакальского рудного поля видно, что низкожелезистые магнезиты в шуйдинской пачке бакальской свиты сформировались в связи с машакским рифтогенезом в начале среднего рифея, в то время как сидериты – значительно позже, на границе с поздним рифеем [Крупенин, 1999; Овчинникова и др., 2018]. Другим примером является Исмакаевское МКМ с FeO до 5 мас. %, образующее залежь мощностью до 400 м в отложениях раннего рифея, однако по Sm-Nd данным время формирования магнезитов приходилось на конец среднего рифея, около 1250 млн лет [Крупенин и др., 2016]. Кроме того, в 10 км южнее Исмакаево в той же толще известняков обнаружена залежь брейнеритов (FeO до 20.5 мас. %) [Крупенин и др., 2019] (рис. 5.3).

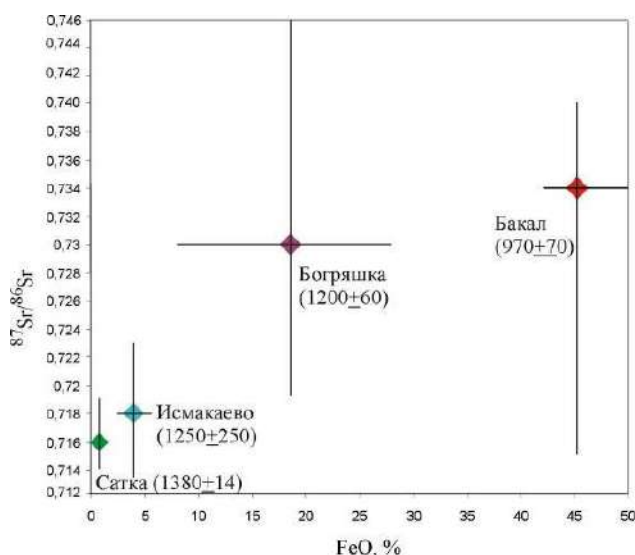


Рис. 5.3. Зависимость средних значений и пределов колебаний $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{перв}}$ от FeO, % в типовых Fe-Mg метасоматитах Южно-Уральской провинции (возраст метасоматоза, млн лет, Сатка по Pb-Pb, другие по Sm-Nd данным).

В наборе процессов Fe-Mg-метасоматоза в карбонатных породах нижнего рифея БМА просматривается закономерность: чем моложе продукты метасоматоза, тем большую железистость они имеют. Мы считаем, что в нижнерифейском НОБ были широко развиты эвапоритовые условия, формировались и захоронялись большие массы рассолов, которые периодически вовлекались в процессы тектоно-термальной активизации в разных частях ПНВ. Существует прямая корреляция между временем существования захороненных рассолов, то есть временем их взаимодействия с вмещающими терригенно-глинистыми породами, и величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Fe в метасоматитах (см. рис. 5.3).

Очень показательно время перехода от седиментогенной генерации рассолов, нахождения в захороненном состоянии до нагрева в карбонатной толще и метасоматоза. Немногие пока примеры датировок вмещающего протолита и метасоматических Fe-Mg карбонатов указывают на определённую связь длительности пребывания рассола в недрах и степени насыщения Fe метасоматического продукта (**табл. 5.2**). Условно принято, что время захоронения рассолов примерно совпадает с временем седиментации вмещающих карбонатных пород, то есть в случае ПНВ представляет собой или саткинский (1550 млн лет) или бакальский (1430 млн лет) уровень. Расчет показывает, что время взаимодействия захороненного рассола и вмещающих пород может составлять 60 млн лет, но может достигать 460 млн лет (сидериты Бакальского рудного поля). Это указывает на широкий временной размах эпигенетических процессов в надрифтовых впадинах.

Таблица 5.2

Длительность захоронения рассолов в осадочном бассейне от седиментогенеза до рудогенеза

Объект	Время образования и тип протолита, млн лет	Время метасоматоза, млн лет, тип метасоматита	Время внедрения рассолов в протолит	Длительность захоронения рассолов, млн лет	Ссылка
Приуральская надрифтовая впадина					
Бакал	1430, доломит	1370, магнезит	1430	60	[Овчинникова и др., 2018]
Сатка	1550, доломит	1380, магнезит	1550	170	[Овчинникова и др., 2014]
Исмакаево	1550, известняк	1250, Fe-магнезит	1550	300	[Крупенин и др., 2016]
Бакал	1430, известняк	970, сидерит	1430	460	[Крупенин и др., 2021]
Рифтогенный мегабассейн в акватории Палеотетиса (палеозой-мезозой) Австрия					
Сунк	346-330 (визе), известняк	288+37/-16, магнезит	~330	~40	[Amir Zadeh et al., 2015]
Брайтенау	440-360 (силур-девон), доломит	222.5 ± 9.8, Fe-магнезит	252	~30	[Hen'es-Kunst et al., 2014]
Эрцберг	420-360 девон, известняк	208±22, сидерит	252	~44	[Prochaska, 2016]

Аналогичные расчеты, сделанные для Fe-Mg метасоматических карбонатов в палеозойских толщах Центральной Европы, демонстрируют молодой возраст сидеритового оруденения относительно магнезитового. Следовательно, более длительное взаимодействие захороненного рассола с вмещающими породами до образования сидерита, по сравнению с интервалом времени для образования магнезита, сохраняется и здесь. Однако для данного региона наблюдается более сложная картина, чем для уральского рифея. Предполагается, что в месторождении Сунк рассолы формировались в том же интервале времени, что и седиментация вмещающих эвапоритовых карбонатов. Ориентировочное время от седиментации до образования магнезитов составляет около 40 млн лет. В месторождении Fe-магнезитов Брайтенау рассолы погрузились в S-D-толщи на этапе раннетриасового рифтогенеза, а возраст оруденения составил ~222 млн лет. В сидеритовом месторождении Эрцберг рассолы поступили в карбонаты девона на этом же этапе рифтогенеза в раннем триасе, но находились в захороненном состоянии на глубоких горизонтах рифтогенного бассейна более длительное время, чем при формировании магнезитов Брайтенау. [Prochaska, 2000 и др.]. Если условно принять время рифтогенеза в раннем триасе как 252 млн лет, то время взаимодействия рассола с породами в Брайтенау составит ~30 млн лет, а в Эрцберге ~44 млн лет. Разница не велика, но она подтверждает общую закономерность.

Эволюция рассольных рудоносных флюидов хорошо иллюстрируется данными распределения стабильных изотопов в продуктах метасоматоза. Характерное для Саткинского рудного поля 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‰) вызвано изотопным неравновесием между двумя фазами, которое объясняется разным временем и механизмом образования (раннедиагенетические доломиты и эпигенетические гидротермально-метасоматические магнезиты). Расчет изотопного состава флюида по кислороду для метасоматического магнезита составляет +1 ‰ [Prochaska, Krupenin, 2013], что указывает на сходство с первичным морским составом флюида. Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ сидеритов Бакала и вмещающих доломитов варьируют слабо (от 21.0 до 21.5 ‰). При расчетной температуре формирования сидерита ~ 250°C флюид в равновесии с сидеритом должен иметь состав $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от 13 ‰ [Prochaska, Krupenin, 2013], что находится в диапазоне значений для катагенетических/метаморфических флюидов (5-25 ‰ [Taylor, 1974]) и отражает уравнивание с вмещающими алюмосиликатными породами.

Соотношение изотопов водорода является относительно стабильным и надежным индикатором источника флюида. Как и бром, δD может рассматриваться как трассер эвапоритовых рассолов [Knauth, Roberts, 1991]. Соотношения D/H не сильно различаются для

разных типов пород: значения δD изученных растворов из магнезитов, сидеритов и вмещающих доломитов лежат в диапазоне от -30 до -70 ‰. С учетом вековых колебаний состава морской воды и увеличения значения δD в ней со временем (Knauth, Roberts, 1991), наблюдаемые величины вполне могут отражать состав протерозойской эвапоритовой морской воды. Доказательств наличия метеорной воды как компонента исходного рассола нет. Повышенные значения $\delta^{18}O$ для сидеритообразующих флюидов могут отражать модификацию их при взаимодействии с силикатными породами. Анализ поведения изотопов С, О, Н 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. 5.4).

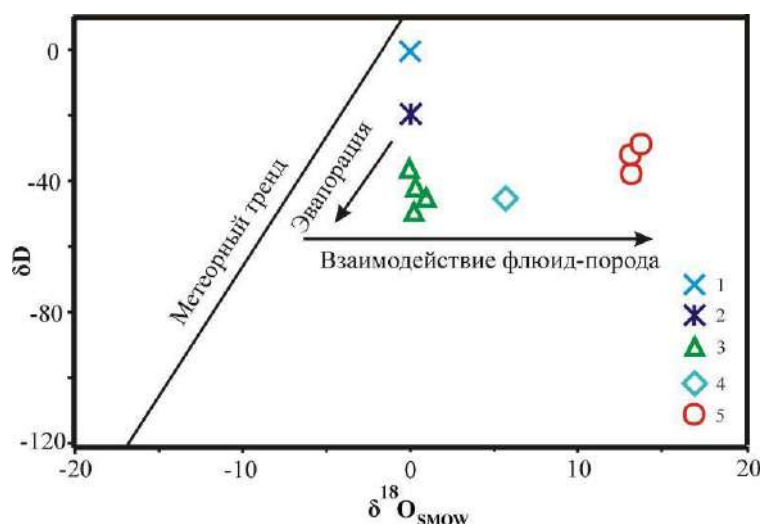


Рис. 5.4. δD_{SMOW} vs $\delta^{18}O_{SMOW}$
Схема эволюции рудоносных флюидов в нижнерифейских толщах Ю. Урала. Значения магнезитообразующих флюидов из эвапоритовой морской воды эволюционирует в сторону метаморфических флюидов, обогащенных $\delta^{18}O$ в сидеритообразующей системе [Prochaska, Krupenin, 2013]. 1, 2 – морская вода: 1 – современная, 2 – протерозойская; 3-5 рудообразующие флюиды: 3 – для магнезитов Сатки; 4 – для магнезитов Бакала; 5 – для сидеритов Бакала.

Комплекс геологических и изотопно-геохимических данных позволяет рассматривать образование всего спектра имеющихся Mg-Fe карбонатных метасоматитов в нижнерифейских отложениях БМА как ряд последовательного образования из одинакового источника «единокровных» эвапоритовых рассолов [Prochaska, Krupenin, 2013]. Эволюция составов этого рассола определялась длительностью химического взаимодействия с вмещающими породами, типом пород (в терминах метасоматического процесса мы выделяем «доломитовый» и «сланцевый» рассол, см. раздел 4.1.7), соотношением вода/порода, а также температурами их взаимодействия.

5.2.4. Структурный фактор

Роль структурного фактора при формировании магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции не всегда чётко проявлена, особенно для МКМ саткинского подтипа.

В Саткинском рудном поле магнезитовые залежи локализованы на трех уровнях карагайской пачки, однако крупные промышленные залежи приурочены лишь к нижнему; в остальных уровнях преобладают мелкие гнездообразные выделения магнезита. Вероятно, пластообразная форма залежей и их согласное со слоистостью размещение (полоса длиной до 12 км) связаны с высокой проницаемостью вмещающих доломитов. Наиболее благоприятными для латерального движения Mg-рассолов были доломитовые коллапс-брекчии, развитые преимущественно в нижней части карагайской пачки. Но брекчии не образуют хорошо стратифицированных горизонтов, поэтому их проницаемость для Mg-рассолов была весьма неравномерной. Этим объясняются заливчато-ступенчатые контакты метасоматических тел магнезита, особенно сложен верхний контакт. Ниже нижнего контакта магнезитовых тел исчезают и брекчии. Нет данных относительно рудоподводящего канала для Саткинских месторождений. Предполагается латеральное движение растворов в нижней части карагайской пачки: в верхних частях этого мощного (500-700 м) горизонта в доломитах имеется примесь кальцита. В ЮЗ направлении рудные тела постепенно выклиниваются; на СЗ и СВ магнезиты подвержены современному размыву, а на ЮВ срезаны крупным сбросом.

В Бакальском рудном поле ещё более сложная картина распределения магнезитовых пластообразных залежей, образующих два отдельных поля: в южной и северной частях территории распространения доломитов шуйдинской пачки. Причем с юга южное поле срезается предзигальгинским размывом, а на севере – современной денудацией.

Более определенно можно говорить о связи со структурным фактором магнезитовых тел исмакаевско-семибратского подтипа. Более сложная, часто линзо- или штокообразная форма позволяет предполагать внедрение Mg-рассолов и метасоматоз в зонах трещиноватости. На Исмакаевском МКМ суммарная мощность магнезитов в одном разрезе достигает 400 м, а в латеральном направлении на север через 500 от зоны контакта метасоматические доломиты переходят во вмещающие известняки. Подобные соотношения наблюдаются и на Семибратском МКМ; в нём отмечается формирование магнезитовых тел на разных стратиграфических уровнях в карбонатных (доломитизированные известковые мраморы) прослоях уреньгинской свиты.

Важнейшую роль играл структурный фактор для формирования сидеритов Бакала. К моменту рудообразования отложения бакальской свиты были погружены под отложения среднего рифея на глубины не более 2.5-3 км, и под влиянием геотермического градиента вмещающие породы были нагреты до $T=120-150^{\circ}\text{C}$. В то же время, распределение РЗЭ в рудах и сидерит-анкеритовая термометрия маркируют $T=250^{\circ}\text{C}-260^{\circ}\text{C}$ в центральных частях рудного поля и $T=180-220^{\circ}\text{C}$ в периферических зонах [Крупенин, 2017]. Такие температуры гидротермального процесса указывают на то, что Бакальское рудное поле стало на границе среднего и позднего рифея областью разгрузки внутриформационных флюидов, поступавших из глубоких, более нагретых частей палеогидрогеологического бассейна. Область формирования флюидов располагалась в отложениях нижнего рифея, вероятно, восточнее рудного поля в Машакской рифтогенной зоне, где мощность перекрывающих среднерифейских вулканогенно-осадочных отложений (машакская свита) резко возросла до 6-7 км (см. раздел 4.2.6).

Структура Бакальского месторождения определила концентрацию залежей с уникальными запасами сидеритов в едином небольшом рудном поле (10x15 км). Это стало возможно благодаря фокусированию флюидного потока в зоне приподнятого, наклоненного и частично размывтого в предзигальгинское время (начало формирования Машакского грабена) тектонического блока, сложенного породами бакальской свиты. В результате образовалась поверхность примыкания карбонатных пачек бакальской свиты к вышележащим кварцитовидным песчаникам зигальгинской свиты (см. рис. 3.74). Поднимающиеся растворы задерживались под толщей этих пород, которые к этому времени (конец среднего рифея) были уже заметно уплотнены и слабо проницаемы [Крупенин, 1999]. Гидротермальные Fe-Mg хлоридные растворы с низким pH производили метасоматическое замещение в карбонатных породах бакальской свиты в зоне примыкания вдоль поверхности межформационного несогласия, которая являлась рудораспределяющим каналом, и формировали зональность сидерит-анкерит-доломит в известняковом протолите [Крупенин, 2021].

5.2.5. Прогнозные критерии поиска месторождений Mg-Fe метасоматических карбонатных руд

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 часто приурочены к отложениям надрифтовых впадин. Подобным условиям соответствуют магнезитовые месторождения в палеопротерозойских толщах Карелии, Восточного Саяна, провинции Ляонин

(Китай), мезопротерозойских – Енисейского кряжа, Рам-Джангл (Австралия), магнезитовые и сидеритовые месторождения в палеозойском поясе Центральной Европы (Испании, Италии, Австрии и Словакии). Для всех этих объектов предлагается сходная модель образования метасоматических карбонатных залежей на дивергентной стадии развития осадочных бассейнов с участием захороненных эвапоритовых рассолов.

Кроме того, перспективными могут оказаться и другие типы магнезитов, например, тип микрозернистых магнезитов Аделаида, аналоги которого встречены в палеопротерозойских толщах Карелии. Малоизученными, но перспективными могут оказаться тонкозернистые магнезиты и бруситы Восточного Забайкалья, провинции Малого Хингана.

Перспективным объектом на территориях, расположенных вблизи уже действующих предприятий, являются магнезитовые залежи в северной части Бакальского рудного поля, установленные в результате детальных геологосъемочных работ. Высокое качество руд с низким содержанием изоморфного железа в кристаллических магнезитах здесь обусловлено расположением вне зоны влияния Fe-метасоматоза. Запасы там, вероятно, невысокие, но для их оценки требуется внимательная доразведка, тем более что в северной части рудного поля отложения магнезитовмещающей шуйдинской пачки расположены близко к поверхности. Другим перспективным объектом в Южно-Уральской магнезитовой провинции является район Семибратского месторождения, где возможно выявление новых магнезитовых залежей в породах авзянской (уреньгинской) свиты.

Заключение

Комплексное геолого-литологическое и минералого-геохимическое изучение типовых магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции и сидеритов, вмещающих их терригенных и карбонатных пород позволило создать картину эволюции Приуральской надрифтовой впадины, выявить источники флюида для рудного процесса, установить время прохождения Fe-Mg метасоматоза, а также выяснить некоторые его параметры.

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

Впервые с помощью ионной хроматографии и микротермометрии показано, что источником гидротермальных растворов для образования магнезитов и сидеритов явились захороненные эвапоритовые рассолы. Впервые выделены и детально описаны литолого-геохимические признаки пород в горизонтах с лагунно-эвапоритовой седиментацией в типовом разрезе рифея. Рассолы явились источником магния для образования магнезита. Рассольные флюиды обогащались железом в результате длительного катагенетического взаимодействия рассол – глинистые породы.

Впервые подтверждена существенно коровая природа метасоматизирующего флюида для пород и руд типовых магнезитовых месторождений Саткинского и Исмакаевского, а также сидеритового Бакальского с помощью данных по радиогенным изотопам U, Pb, Sr и Nd, а также стабильным изотопам C, O, D, S. Показано, что примесь мантийного флюида по данным U-Pb и Sm-Nd изотопных систематик отмечается в Саткинском поле.

Изотопным U-Pb методом установлен возраст раннего диагенеза вмещающих известняков саткинской (1550 ± 30 млн лет) и бакальской (1420 ± 30 млн лет) свит нижнего рифея, так и метасоматических залежей в них магнезита (соответственно 1380 ± 16 и 1366 ± 47 млн лет) и сидерита (1010 ± 100 млн лет); возраст сидерита подтвержден и Sm-Nd методом – 970 ± 40 млн лет. Возраст Fe-магнезитов Исмакаевского МКМ оценен на уровне 1250 млн лет (Sm-Nd).

Длительность захоронения рассолов в породах осадочного бассейна до момента их метаморфизма составляет для магнезитовых месторождений саткинского подтипа 60-170 млн лет, для Fe-магнезитов исмакаевского – до 300 млн лет. Длительность эволюции магнезиальных рассолов в железистые при образовании сидеритов Бакала достигает 400 млн лет.

Как показало физико-химическое численное моделирование, метасоматическое формирование магнезитов типовых месторождений (Саткинская группа, Исмакаевское)

произошло в результате разных вариантов нагрева потока рассольного высокомагнезиального флюида с низким редокс-потенциалом во вмещающих карбонатных толщах на тектоно-термальных этапах. В основе процесса магнезиального метасоматоза карбонатных пород лежит эффект смещения вправо равновесия реакции доломита с катионом Mg^{2+} при нагревании.

На основе результатов моделирования взаимодействия раствор – порода и их сопоставления с данными исследования МКМ были выделены необходимые предпосылки формирования кристаллического магнезита. Определяющим является наличие солевых растворов морского происхождения с высоким отношением Mg/Ca . Необходимо нагревание растворов до начала или в процессе их взаимодействия с вмещающими карбонатными породами. Другие особенности процесса менялись в зависимости от конкретных геологических условий, что создавало специфические черты каждого отдельного месторождения. К наиболее важным относится режим изменения температуры вдоль потока, вклад различных по составу источников растворов (из доломитов или из сланцев), соотношение концентраций CO_2 и H_2S в растворе. Эти факторы определяют характер метасоматической зональности и форму нахождения примесей в магнезите. Эффективному метасоматическому образованию магнезита способствовало участие в качестве флюида эвапоритовых рассолов с высоким Mg/Ca отношением; восстановление сульфатной серы в этом растворе, препятствующее образованию сингенетичного ангидрита; предварительное взаимодействие раствора с бедными Ca породами при повышенной температуре; нагревание потока растворов после их отделения от источника; большая разность температур между источником и протолитом.

Образование крупнейшего скопления сидеритов в Бакальском рудном поле явилось результатом метасоматического замещения вмещающих известняков при подъеме гидротермального флюида (200-250°C) из глубокопогруженной части Машакского грабена на этапе активизации на границе среднего и верхнего рифея.

Выделены три новых крупных этапа тектоно-термальной и рудной активности в регионе: машакский (~1400 млн лет, рифтогенный), авзянский (~1250 млн лет) и предзильмердакский (~1000 млн лет), второй и третий этапы амагматичные. Эти этапы в существенной степени определили минерагенический облик типовой последовательности рифея, включающий формирование низкотемпературных гидротермально-метасоматических месторождений, типичных для надрифтовых впадин: магнезиально-железистых карбонатов, барита и полиметаллов, флюорита.

Разработанные модели формирования термально-рассольного 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.

Доказательства формирования кристаллических магнезитов из захороненных эвапоритовых рассолов, эволюции флюида из Mg-рассола в Fe-Mg рассольный флюид в процессе взаимодействия с вмещающими терригенно-глинистыми породами разреза подтверждается на многих конкретных примерах из других магнезитовых провинций мира, совмещенных с брейнеритами и сидеритами. В частности, это показано на МКМ и месторождениях сидеритов в Граувакковой зоне (Восточные Альпы, Австрия) [Prochaska, 2000, 2016], МКМ и сидеритов Западных Карпат (Словакия) [Radvanec et al., 2004; Хурай, 2008], МКМ группы Ибор, Астуретта, Пиренеи, сидеритах и брейнеритах Бильбао и Сьерра-Менера (Испания) [Herrero et al., 2011; Fernandez-Nieto et al., 2003].

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 кристаллического магнезита и сидерита могут быть использованы для прогноза и поисков новых месторождений в перспективных провинциях.

Возможные направления дальнейших минерагенических исследований с помощью перспективных методов изучения вещества подразумевают развитие изотопных исследований. Они включают ряд направлений, прежде всего, накопление статистических данных по стабильным изотопам C, O, S, δD , радиогенным U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, а также привлечение новых систем, прежде всего изотопии магния для решения генетических вопросов формирования магнезитовых месторождений. Следует продолжать использовать радиогенные изотопные систематики для уточнения возрастных рамок формирования месторождений Mg-Fe метасоматических карбонатов, учитывая отсутствие других методов для карбонатных пород. Другим направлением является более широкое использование методов ионной и газовой хроматографии при изучении ФВ в метасоматитах. Целью такого комплексного изучения должно стать уточнение влияния глубинного мантийного и осадочного корового (бассейнового) факторов на формирование рудоносных флюидов, а также роли захороненных эвапоритовых рассолов для различных продуктов метасоматоза на примере отложений Приуральской надрифтовой впадины. Перспективным может стать направление установление изотопно-геохимических признаков химической зрелости бассейновых рассолов в зависимости от степени взаимодействия с вмещающими терригенными и карбонатными породами (влияние длительности взаимодействия и повышенных температур). Разработанные методы можно применить к уточнению моделей формирования МКМ других провинций, прежде всего Удереиской (Енисейского кряжа), Восточно-Забайкальской и Малого Хингана.

Список принятых сокращений

БМА – Башкирский мегантиклинорий
БМК – Белорецкий металлургический комбинат
БСР – биосульфатредукция
ВЕП – Восточно-Европейская платформа
ГЖВ – газово-жидкие включения
КБА – Камско-Бельский авлакоген
ККМ — Кваркушско-Каменногорский антиклинорий
КР –комбинационное рассеяние (Рамановская спектроскопия)
ЛЭТ – линия эвапоритового тренда
ЛРЗЭ – легкие редкоземельные элементы
МКМ – месторождения кристаллического магнезита
МПИ – месторождения полезных ископаемых
НГС – низкоуглеродистые глинистые сланцы
НОБ – надрифтовый осадочный бассейн
ОВ – органическое вещество
ПНВ – Приуральская надрифтовая впадина
РЗЭ – редкоземельные элементы
СВ – северо-восток
СЗ – северо-запад
Т - температура
ТРЗЭ – тяжелые редкоземельные элементы
Тгом – температура гомогенизации газово-жидких включений
Тэвт – температура эвтектики
ФВ – флюидные включения
УГВ – углеродисто-глинистое вещество
УХВ – углеродисто-хлоритовое вещество
ШШВ — Шкаповско-Шиханская впадина
ЮВ – юго-восток
ЮЗ – юго-запад
Cal – кальцит
Dol – доломит
Mgs – магнезит
W/R – отношение раствор/порода (“water/rock”)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука. 1982. 140 с.
2. Акимова Г.Н. О направлении и источниках сноса обломочного материала в отложениях верхнерифейской зильмердакской свиты Южного Урала // *Докл. АН СССР*. 1964. Т.158. № 5. С. 1099-1101.
3. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
4. Алексеев А.А., Ковалёв С.Г., Тимофеева Е.А. Белорецкий метаморфический комплекс. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. 210 с.
5. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2003. 171 с.
6. Андреев Н.И., Тектоника Тараташского моноклиория, структуры рудного поля и околорудные ореолы Саткинского месторождения кристаллического магнетита (Южный Урал): автореф. Дис. Канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1995. 24 с.
7. Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю.Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.
8. Анфимов Л.В. Магнетитоносные старатифицированные уровни и их литологическая природа в рифейских доломитовых толщах Южного Урала // *Литология и полез. ископаемые*, 2007. № 1. Стр. 33-44.
9. Анфимов Л.В. Формации и рудоносность в Бакало-Саткинском горно-рудном районе на Южном Урале//*Докл. АН СССР*, 1982. Т.265, № 5. С. 1227-1230.
10. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д. Южноуральская магнетитовая провинция. Препринт, 1982. 70 с.
11. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинское месторождение магнетитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983. 86 с.
12. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Крупенин М.Т. Закономерности распределения железа в породах рифейской сидеритовой формации Бакал (Южный Урал) // *Литология и полез. ископаемые*. 1984. № 4. С. 136-143.
13. Анфимов Л.В., Гринштейн Н.В. Масштаб сидеритового метасоматоза и его возможная природа на Бакальских сидеритовых месторождениях (Южный Урал) // *Геология и генезис железорудных месторождений*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 85-89.

14. Анфимов Л.В., Демчук И.Г. Парагенез хлоритов и гидрослюд в осадочных породах стратотипа рифея на Южном Урале – минеральные ассоциации предельно измененных глин при литогенезе // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 159-160.
15. Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Вострокнутов Г.А. и др. Микроэлементы в карбонатных толщах рифея Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УИФ “Наука”, 1993. 73 с.
16. Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Демчук И.Г., Наумова В.М. Глинистые породы рифейских отложений на Южном Урале как индикаторы позднепротерозойского лито- и рудогенеза // *Ежегодник-1986*. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1987. С. 27-28.
17. Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Петрищева В.Г. Микроэлементы и их корреляционное значение в карбонатных породах рифея Башкирского мегантиклинория на Южном Урале // *Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала*. Свердловск: УрО РАН, 1987. С. 47-56.
18. Анфимов Л.В., Филонов В.П., Никольская Н.А. Некоторые особенности химизма формирования окисленных руд железа в Туканском районе Башкортостана // *Ежегодник-1994*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 27-30.
19. Аполлонов В.Н., Барсанов Г.П., Блинов В.А., Борисенков В.И., Иванов А.Г., Соколов В.Н. О полевоом шпате галопелитов Верхнекамского месторождения // *Докл. АН СССР*. 1975. Вып. 225. С. 908-910.
20. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2 – карбонатные породы. Редактор А.В. Хабаков. «Недра». 1968. 700 с.
21. Афонин Ю.А., Марясев И.Г., Ковалев А.М., Неоднородности качественного состава Саткинских магнезитов // *Минеральное сырье Урала и его использование*. Вып. 3. Екатеринбург: Уральский институт минерального сырья, 2009. С. 3–18.
22. Афолина Г.Г., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Барий- и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты. Наука. Новосибирск. 1978. 109 с.
23. Басков Е.А., Беленицкая Г.А., Романовский С.И. и др. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А.Д. Щеглова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
24. Бейтс Р.Л., Геология неметаллических полезных ископаемых. М.: Мир. 1965. 545 с.
25. Беккер Ю. Р. О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1975, № 6, с.125–129.

26. Беккер Ю.Р., Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра. 1968. 160 с.
27. Беленицкая Г.А. Опыт мелкомасштабного литогеодинимического районирования и картирования осадочного чехла территории России // *Литосфера*. 2007. № 5. с. 3-37.
28. Беленицкая Г.А. Опыт мелкомасштабного литогеодинимического районирования и картирования осадочного чехла территории России // СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 2009. 75 с.
29. Белоусов В.И. Толковый геологический англо-русский словарь. 2009. 1182 с.
30. Белянкин Д.С., Лапин В.В. К минералогии и геохимии железных руд и вмещающих их горных пород Бакальского месторождения на Южном Урале // Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.-Л. Изд-во АН СССР, 1937.
31. Бердников П.Г. Перспективы золотого оруденения Муртыктинского и Авзянского типов (Южный Урал)//Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1987. С. 96-101.
32. Блох А.М., Дагаева И.В. Критерии отличия аутигенной и эндогенной фельдшпатизации в неметаморфизованных осадочных толщах // *Известия АН СССР. Сер. Геол.* 1984. № 9. С. 90-100.
33. Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 224 с.
34. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Лазур О.Г. и др. Изотопное ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) исследование сидеритов и Бакальского и магнезитов Саткинского месторождений // Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981. С. 195-202.
35. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Лазур О.Г. и др. Изотопный состав углерода и кислорода Бакальских и Саткинских месторождений // Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1978. С. 98-100.
36. Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 259 с
37. Бочаров Л.Д. Коптелов В.Н. Перепелицын В.А. Афонин Ю.А. Марясев И.Г. Павлова Н.Ю. Устьянцев В.М. Мосейкин Д.Ж. Особенности вещественного состава Саткинских магнезитов. Углеродисто-хлоритовое вещество // *Огнеупоры и техническая керамика*. 2001, № 10. С. 21-30.

38. Бояркин А.П. Термобарогеохимические исследования минерального состава руд и вмещающих пород сидеритовых и магнезитовых месторождений Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // *Литология и полез. ископаемые*, 1981. № 6. С. 118-122.
39. Бояркин А.П., Хайретдинов И.А. О температурах гомогенизации газовой-жидких включений в магнезитах месторождения Сатка // *Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала*. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1976. С. 74-77.
40. Бровков Г.Н., Мирошников А.Е., Охалкин Н.А. Минералого-геохимические особенности свинцово-цинковых месторождений Енисейского края и их поисковое значение // *Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края*. Новосибирск: Наука, 1983. С. 33-39
41. Бургеля Н.К. Минералого-петрографическая характеристика Бакальского железорудного месторождения // *Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород*. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 14-122.
42. Бургеля Н.К. О возрастном соотношении сидеритовых руд и диабазов в районе Бакальских месторождений // *Докл. АН СССР*, 1958. Т. 118, № 5. С. 1007-1009.
43. Бусыгин Б.Д. Магнезитовая формация нижнего рифея в Саткинском районе на Южном Урале. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, ИГиГ УрО АН СССР, 1991. 17 с.
44. Варлаков А.С. К вопросу о дедоломитизации и образовании магнезитов // *Докл. АН СССР*, 1960, т. 134, № 2.
45. Варлаков А.С. Метаморфизм в связи с диабазами в районе Бакальского рудного поля. М. Недра, 1967. 141 с.
46. Вахрушев Г.В. Пестроцветная кора выветривания на территории СССР. СГУ. Саратов, 1949. 230 с.
47. Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлокоген) // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2000. Т. 8. № 5. С. 3-28.
48. Виноградов В.И. Некоторые черты эпигенеза с позиций изотопной геохимии // *Литология и полез. ископаемые*. 2003. № 4. С. 391-411.
49. Гальянов А.В., Яковлев В.Л. Сырьевая база промышленного комплекса чёрной металлургии. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 297 с.
50. Гарань М.И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1946. С. 3–28.

51. Гарань М.И. Геологическое строение и полезные ископаемые Бакало-Саткинского района // Вопросы развития Бакальской рудной базы. Сборник трудов Бакальского совещания (8-11 июня 1955 г.). Свердловск, 1957. УФАН АН СССР. С. 23-55.
52. Гарань М.И. Магnezит. Минеральные ресурсы Урала. Свердловск, 1934
53. Гарань М.И. Нижний и средний докембрий // Геология СССР. Т. 12. Ч. 1. Кн. 1: Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. М.: Недра, 1969. С. 64–149.
54. Гарань М.И. Саткинские месторождения магнезита. Уральская экскурсия // XVII сессия Международного геологического конгресса. Л., М., 1937.
55. Гареев Э.З. Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М: ГЕОХИ. 1989. 23 с.
56. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
57. Гаррис М.А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным калий-аргонового метода) // МГК. XXII сессия. Проблема 3: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С. 128-157.
58. Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.
59. Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита / П.П. Смолин, А.И. Шевелев, Л.П. Урасина и др. М.: Наука, 1984. 317 с.
60. Геологическая карта Енисейского кряжа, масштаб 1:500 000. Авторы Качевский Л.К., Качевская Г.И, Грабовская Ж.М. Красноярск, ПГО Красноярскгеология. 1998.
61. Геологическая карта Российской Федерации 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-40 (41) – Уфа. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 356 с.
62. Геологический словарь. В трех томах. Изд-е третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т.2. К-П. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2011. 480 с.
63. Гибшер Н.А, Томиленко А.А., Сазонов А.М., Бульбак Т.А., Рябуха М.А., Сильянов С.А., Некрасова Н.А., Хоменко М.О., Шапаренко Е.О. Олимпиадинское золоторудное месторождение (Енисейский кряж): температура, давление, состав рудообразующих флюидов, $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов, $^3\text{He}/^4\text{He}$ флюидов, Ar-Ar возраст и продолжительность формирования // *Геология и геофизика*. 2019. Т.60. № 9. С.1310-1329.
64. Главнейшие магнезитовые месторождения / Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин. М.: Наука, 1993. 157 с.
65. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 520 с.

66. Горожанин В.М. Геохронология нижнего венда Южного Урала // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд): Тез. докл. Всесоюз. совещ. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 51–52.
67. Горожанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР. 1988. С. 41–45.
68. Горожанин В.М. Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Екатеринбург, 1995. – 23 с.
69. Горожанин В.М., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита уфской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1986. – С. 60–63.
70. Горожанин В.М., Мичурин С.В. Литологические, геохимические и изотопные признаки эвапоритизации в раннем рифее Южного Урала // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Материалы 7 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 68–71.
71. Горожанин В.М., Мичурин С.В., Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Генезис сульфатов в нижнерифейских отложениях (СКВ. 1 Сарапульская, Камско-Бельский авлакоген) по изотопным данным // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана. Материалы VI Межрегион. Науч.-практ. Конф. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 2006. С. 73–76.
72. Горожанин В.М., Носова А.А., Горожанина Е.Н. Новые Rb-Sr и геохимические данные по Ахмеровскому гранитному массиву (Башкирский мегантиклинорий) // Геологический сборник № 6. Информационные материалы. // ИГ УНЦ РАН. Уфа: ООО «ДизайнПолиграфСервис», 2007. С. 17–20.
73. Горохов И.М., Дубинина Е.О., Кузнецов А.Б., Левицкий В.И., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Левицкий И.В. Изотопный состав стронция, углерода и кислорода в магнезиальных карбонатах Онотского зеленокаменного пояса // Докл. АН., 2014, том 455, № 3, с. 323–327.
74. Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., и др. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, юго-восточная Карелия // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 533–536.
75. Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах

риффея, венда и нижнего кембрия Сибири // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1995. Т. 3. № 1. 3-33.

76. Горяинова О.П., Дорофеев Н.В., Наливкин Б.В., Наливкин Д.В., Петров А.М., Рябинин В.Н., Фалькова Э.А. Стратиграфия древних немых толщ западного склона Ю. Урала // *Изв. ВГРО*, 1931, вып. 70.

77. Горяинова О.П., Фалькова Э.А. Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР // *Тр. геол. упр-я Башкирской АССР*, 1940, вып. 9. С. 3-114.

78. Горяинова О.П., Фалькова Э.А. К стратиграфии свит древнего палеозоя западного склона Южного Урала // *Зап. ВМО*, 1935, № 2.

79. Грановская Н. В., Кочергин А. В. Структурно-морфологические типы и условия локализации апокарбонатного талькового сырья в Белорецком районе Западно-Уральской провинции // *Геология руд. месторождений*, 2020, Т. 62, № 6, стр. 529-547.

80. Гринштейн Н.В., Давыденко Ю.А., Сергеев О.П., Тимесков В.А. О положении бакальских сидеритов во вмещающих породах. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1960, № 7, С. 95-98.

81. Давыденко Ю.А. Угловые стратиграфические несогласия как фактор локализации эндогенного оруденения // *Тр. Иркут. Горно-металлург. Ин-та*. Благовещенск, 1956. Вып. 10. Сер. Геол. С. 33-39.

82. Давыденко Ю.А. О некоторых особенностях бакальской свиты и распространении ее верхних горизонтов на рудном поле Бакала (Южный Урал) // *Тр. Иркут. Горно-металлург. Ин-та*. Благовещенск, 1958. Вып. 15. Сер. Геол. С. 63-99.

83. Давыденко Ю.А. Стратиграфический разрез рудоносной свиты Бакала (Южный Урал) // *Докл. АН СССР*, 1962 Т. 144, № 5. С. 1109-1112.

84. Давыденко Ю.А. О взаимоотношениях сидеритовых руд Бакала (Урал) со слоистыми породами // *Докл. АН СССР*, 1972, Т. 206, № 3. С. 705-703.

85. Демчук И.Г. Способ определения индекса кристалличности вещества на примере слюд осадочных пород // *Ежегодник-1997*, Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 1998. С. 140-141.

86. Демчук И.Г., Крупенин М.Т., Иванов К.С., Калеганов Б.А. Зональность изменения кристалличности и К-Аг возраста диоктаэдрических слюд из глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория (вдоль сейсмопрофиля Урсейс-95) // *Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минерагения / Материалы 4 регионального Уральского литологического совещания*. Екатеринбург: УрО РАН, 2000 С. 64-65.

87. Демчук И.Г., Крупенин М.Т., Сазонов В.Н. Механизм полистадийного образования сидерита в Бакальском рудном поле (Южный Урал) // *Зап. ВМО*, № 5, 2003. С. 86-93.
88. Демчук И.Г., Крупенин М.Т., Сазонов В.Н., Эльмис Р. Об образовании анкеритов в карбонатных породах авзянской свиты рифея Башкирского мегантиклинория (Туканский район)//*Ежегодник-2000*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 114-116.
89. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4. Каркасные силикаты. М.: Мир. 1966. 481 с.
90. Доброхотов М.Н., Бурдюгов И.С., Золотарёв Л.И, Панкуль Л.И, Утехин Д.Н. Зигазино-Комаровское железорудное месторождение Башкирской АССР // *Тр.геол. упр-я Башкирской АССР*, 1940, вып. 9. С. 115-370.
91. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: ГИН АН СССР.1991. 174 с.
92. Дружинин И.П. О генезисе пластовых сидеритовых рудных тел Бакала (Южный Урал) // Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии // Ростов-на-дону, 1978. С. 160-161.
93. Дуб С.А., Гражданкин Д.В., Литология и обстановки осадконакопления карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея (неопротерозой) Южного Урала // *Литология и полез. ископаемые*, 2021, № 6, с. 513–537
94. Дунаев В.А. Закономерности размещения сидеритов в Бакальском районе (Юж. Урал). *Литология и полез. ископаемые*, 1983, № 4. С. 129-133.
95. Дьяконова, О.Б. Эволюция литогенеза рифейских отложений юга Камско-Бельского авлакогена. Автореферат диссертации кандидата геолого-минералогических наук, 2009 (<http://www.dissercat.com/content/evolyutsiya-litogeneza-rifeiskikh-otlozhenii-yuga-kamsko-belskogo-avlakogena>).
96. Ерёмин Н.И. Неметаллические полезные ископаемые: 2-е изд. испр. и доп. М.: Издательство Московского Университета, 2007. 464 с.
97. Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. Отв. Ред. А.Л. Яншин. М.: Недра. 1974. 392 с.
98. Жарков М.А. Эвапоритовый седиментогенез в истории Земли // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени: Седименто- и литогенез: Докл. Сов. геологов на XXVIII сессии Междунар. Геол. Конгр. (Вашингтон, июль 1989). М.: Наука, 1989. С. 59-67.

99. Жарков М.А. Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава мирового океана. Ст. 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2005. Т. 12, № 2. С. 19–29.
100. Забияка А.И., Гусаров Ю.В. Гипергенный фактор рудогенеза в Нижнем Приангарье // *Геология и полезные ископаемые Красноярского края*. Красноярск: КНИИГИМС, 2002. С. 1-15.
101. Заварицкий А.Н. Результаты исследований магнетитовых месторождений в Саткинском районе в 1918 г. // *Горное дело*, 1920, № 2/3. С. 37-39.
102. Заварицкий А.Н. К вопросу о происхождении железных руд Бакала. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 40 с.
103. Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракелянц М.М., Яковлева О.В. (2008) Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb-Sr, K-Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. **16**(3), 3–25.
104. Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В. Основание венда на Южном Урале: Rb-Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 2019, т. 27, № 5, с. 82–96.
105. Земятченский П.А. О генезисе железных руд на Урале // *Записки Мин. об-ва*, часть XXXVII, вып. 2. СПб. 1901.
106. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. 1990. Кн. 1. 328 с.
107. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М: Наука, 1989. 214 с.
108. Иванов А.И. Возраст древних свит западного склона Южного Урала // *Тр. Башк. геол. упр.* 1946. С. 3–90.
109. Иванов С. Н. Байкалиды Урала и природа метаморфических комплексов, обрамляющих эвгеосинклинали. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 74 с.
110. Иванов С. Н., Краснобаев А. А., Русин А. И. Проблемы геологии докембрия Урала // *Геология и палеонтология Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 50–68.
111. Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н, Розина Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра. 1974. 399 с.
112. Иванова Т.В., Дьяконова О.Б. Литолого-геохимические особенности слоистых толщ нижнего рифея Камско-Бельской грабенной впадины/ Мат-лы 7 Уральского регионального совещания. Екатеринбург, 2006. С. 99-101.

113. Иванова Т.В., Лозин Е.В., Масагутов Р.Х., Дьяконова О.Б., Иванов Д.И. Геохимические и геодинамические факторы формирования коллекторов в рифейско-вендских отложениях камско-бельской грабенной впадины // *Георесурсы*, 2005. №1 (16). С. 34-36.
114. Иванова Т.В., Масагутов Р.Х., Андреев Ю.В. Литологические толщи-реперы в составе рифейских отложений платформенного Башкортостана // Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспектива / Материалы Республиканской научно-практической конференции. Уфа, 5-6 апреля 2002 года. Уфа: Тау. 2002. С. 155–170.
115. Ивлёв И.Ф., Пустыльников А.М., Чеканов В.И. О региональном распространении магнезитов в отложениях соленосной формации юга Сибирской платформы // *Геология и геофизика*, 1985, № 11. С. 16-24.
116. Ициксон Г.В., Чеботарев М.В., Распределение интрузивных комплексов и сопутствующей им минерализации // История геологического развития и магматизма Малого Хингана. Л.: ВСЕГЕИ, 1961. С. 123-173.
117. Кагарманова Н.И. Глинистые породы рифея Башкирского мегантиклинория. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 158 с.
118. Казаков А.В., Тихомирова М.М., Плотникова В.И. Система карбонатных равновесий (доломит, магнезит) *Тр. ИГН*, вып. 152, геол. Серия (64), 1957. С. 13-58.
119. Казаков Р.С. Баритовые месторождения Башкирского мегантиклинория // Барит. М.: Наука, 1986. С.157-163.
120. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука. 1974. 228 с.
121. Карагодин С.С., Макаров А.Б., Малахов И.А., Рысин В.А. Метасоматически изменённые породы рифея в восточном крыле Башкирского мегантиклинория // Геология метаморфических комплексов: Межвуз. Науч. Темат. Сб. Свердловск: Свердловский горный институт. 1989. С. 92-101.
122. Карбонаты: минералогия и химия: пер. с англ. / под ред. Р.Дж.Ридера. М.: Мир, 1987. 496 с.
123. Каргатъев В.А. Ангидрит в диопсидовых районах // *Минеральное сырьё*. Вып. 22. Минералогия и петрография. М.: Недра, 1970. С. 65-74.
124. Карпова Г.В., Тимофеева З.В. Литогенез и стадии изменения рифейских отложений Южного Урала // *Литология и полез. ископаемые*. 1975. № 2. С. 45-55.
125. Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями): масштаб 1: 2 500 000: Объяснительная записка. Отв. ред. Ю.Р. Беккер. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.

126. Кац Ш.Н. Металлогенические аспекты регионального метаморфизма рифейских отложений западного склона Башкирского Урала // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория и их металлогения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С.49-55.

127. Кей Л.С., Крофорд Д.С., Бартли Д.К. и др. С- и Sr-изотопная хеостратиграфия как инструмент для уточнения возраста рифейских отложений Камско-Бельского авлакогена Восточно-Европейской платформы // *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 2007. № 1. С. 15–34.

128. Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // *Изв. АН СССР. Сер. Геол.* 1984. № . С. 119-124.

129. Кепежинскас К.П. Статистический анализ хлоитов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965. 154 с.

130. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. редакторы: М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. - М.: Наука, 2004. - 299 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550)

131. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Лобанов К.В., Наумов Е.А., Боровиков А.А., Сухоруков В.П. Горевское полиметаллическое месторождение (Сибирь, Россия): минеральный состав руд и особенности рудоотложения // *Геология руд. месторождений*, 2023, Т. 65, № 4, стр. 302-336.

132. Ковалёв С.Г., Высоцкий И.В., Крупенин М.Т. Геохимическая специализация терригенных пород шатакского комплекса (западный склон Южного Урала) // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований. Материалы 9 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 56-58.

133. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПресс, 2013. 268 с.

134. Козионов А.Е. Генетические типы и процессы формирования пустотного пространства отложений аладынской свиты рифея и ее аналогов в пределах Енисейского кряжа и прилегающих территорий зоны Ангарских складок. Диссертация ... кандидата г.-м. наук. ВНИГНИ. 2015.

135. Козлов В. И. Геологическая карта Южно-Уральского государственного природного заповедника. Масштаб 1:100 000: Объяснительная записка. Уфа: ДизайнПресс, 2014. 48 с.

136. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

137. Козлов В.И. Стратиграфия додевонских осадочных толщ западного Башкортостана // *Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Первые Тимергазинские чтения*. Уфа: Тау, 2004. С. 45-83.

138. Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатияттулин Н.С., Генина Л.А., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н., Михайлов П.Н., Баранов В.В. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 1995. 218 с.
139. Козлов В. И., Пучков В. Н., Краснобаев А. А., Нехорошева А. Г., Бушарина С. В. Аршиний — новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // *Геологический сборник № 9* / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 3-8.
140. Конюшевский Л.И. Геологические исследования Зигазиных и Комаровских железорудных месторождений (Южный Урал) // *Тр. Геол. Ком-та. Нов. Сер.*, вып. 21. 1906. 86 с.
141. Конюшевский Л.И. и Ковалёв П.Е. Бакальские месторождения железных руд. *Тр. Геол. Ком-та. Нов. Сер.*, вып. 6. 1903.
142. Коренбаум С.А. Минеральные парагенезы тальковых месторождений. М.: Наука. 1967. 277 с.
143. Корень Т.Н. Международная стратиграфическая шкала докембрия и фанерозоя: принципы построения и современное состояние. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 40 с.
144. Коржинский Д.С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация // *Докл. АН СССР*, 1958, т. 122, № 2.
145. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. Москва: Наука, 1979. 263 с.
146. Кочергин А.В. Взаимоотношения и последовательность образования железоокисных пигментных руд ЗКРР // *Руды и металлы*. 2008. № 6. С. 55–61.
147. Кочергин А.В., Прогнозно-генетическая модель пигментного оруденения Зигазино-Комаровского железорудного района: Южный Урал: автореферат дис. ... кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.11. Ростов-на-Дону. ЮФУ. 2010
148. Кочергин А.В., Грановская Н. В., Шефер В.А., Чернов А.Л. Природные пигменты и наполнители Башкортостана – состояние МСБ и перспективы освоения // *Отечественная геология*. 2000. № 3. С. 3–7.
149. Краснобаев А.А. Альфа-свинцовый возраст и особенности строения цирконов из очковых гнейсов тараташской и песчаников зильмердакской свит // *Минералы изверженных горных пород и руд Урала*. Л.: Наука, 1967. С. 3-7.
150. Краснобаев А.А. Реликтовые цирконы в докембрийских отложениях Урала - как показатель эпох размыва, возраста и состава пород областей сноса//*Литология и осадочная геология докембрия*. Тез. докл. V Всес. литологического совещ. М.: 1973. С. 158-161.

151. Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Бушарина С. В. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // *Литосфера*, 2012, №4, с. 127–139.
152. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная А.Г. О возрасте Барангуловского габбро-гранитного комплекса Южного Урала // *Геологический сборник № 6. Информационные материалы.* / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ООО «ДизайнПолиграфСервис», 2007. С. 7-16.
153. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Родионов В.Н., Нехорошева А.Г., Кисеева К.Н. Ахмеровский массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // *Докл. АН*, 2008. 418. 2. С. 241-246.
154. Краснобаев А. А., Попов В.С., Беляцкий Б.В. Хронологические и генетические соотношения интрузивных пород Бердяушского плутона (Южный Урал) в свете новых U_Pb и Sm_Nd изотопных данных // *Зап. ВМО*. 2011. Ч. CXXXX. № 2. С. 59–73.
155. Краснобаев А. А., Пучков В. Н., Козлов В. И., Сергеева Н. Д., Бушарина С. В., Лепехина Е. Н. Цирконология навыйских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // *Докл. АН*, 2013, том 448, № 4, с. 437–442.
156. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. Полихронная цирконология навыйских вулканитов айской свиты (Южный Урал). *Докл. АН*, 2018. 478(1), 74-80.
157. Краснобаев А. А., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Бушарина С. В., Фаррахова Н. Н., Дьякова С.А. Полихронная (360–2940 млн лет) цирконология “рифейских” метабазальтов хребта Большой Миасс (Южный Урал). *Литосфера*, 2022, том 22, № 3, с. 277–283
158. Краснобаев А. А., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Шокальский С. П., Бушарина С. В. Полихронная цирконология сиенитов Авашлинской интрузии в Кургасской антиклинали (Южный Урал) // *Докл. АН*. 2017. 473, № 2, с. 195-200.
159. Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В., Цирконовый архей Урала // *Докл. АН*, 2005. Т. 400. № 4. С. 510-514.
160. Краснопольский А.А. Бакальские, Инзерские, Белорецкие, Авхзяно-Петровские месторождения железных руд на Южном Урале // *Известия Геол. Комитета*, т. XX. № 1-2. 1901
161. Краузе С. Н., Маслов В. А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала / БФАН СССР. Уфа. 1961. 95 с.
162. Крупенин М.Т. Связь формирования бурых железняков с этапами выветривания рифейских осадочных толщ Южного Урала // *Ежегодник-1990*, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Свердловск, 1991. С. 134.

163. Крупенин М.Т. Условия образования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал) Екатеринбург. УрО АН, 1999. 256 с.
164. Крупенин М.Т. Особенности дислокаций рифейского стратотипа на раннесреднерифейском этапе растяжения// Рифты литосферы: Эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые. Тез. Докл. Междунар. Науч. конф. (VIII Чтения А.Н.Заварицкого) Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2002. С. 301-304.
165. Крупенин М.Т. Минерагеническое и геодинамическое значение среднерифейского времени на западном склоне Южного Урала // *Докл. РАН*, 2004, Т.399, № 4. С.503-505
166. Крупенин М.Т., Сравнение геохимических свойств кристаллических магнетитов Южно-Уральской и Удереиской провинций // *Ежегодник-2004*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 179-184.
167. Крупенин М.Т. Геолого-геохимические типы и систематика РЗЭ месторождений Южно-Уральской магнетитовой провинции // *Докл. АН*. 2005. Т 405. № 5. С. 243–246.
168. Крупенин М.Т. Диагенетические брекчии в доломитах саткинской свиты нижнего рифея: следы эвапоритового бассейна? // *Ежегодник-2006*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 78-84.
169. Крупенин М.Т. Модель метасоматического магнетитообразования в Саткинском рудном поле в связи с рифтогенным подогревом высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов // *Ежегодник-2009*, ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2010. С. 224-228.
170. Крупенин М.Т. Коллапс-брекчии как признак бывшего присутствия эвапоритов (саткинская свита нижнего рифея, Южный Урал) / *Вестник Пермского Университета. Геология*. 2018. Т. 16. № 2. С. 167–178.
171. Крупенин, М.Т. Приуральская перикратонная впадина в раннем и среднем рифее – надрифтовый осадочный бассейн с эвапоритами: минерагенические особенности // *Ежегодник-2019*. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 167, Екатеринбург. 2020. с. 31–37.
172. Крупенин М.Т., Анфимов Л.В. Взаимоотношения сидеритового и магнетитового оруденения в Бакальском рудном поле // *Ежегодник-1984*, Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1985. С. 121-123.
173. Крупенин М.Т., Дуб С.А.К вопросу о границе мезо- и неопротерозоя в типовом разрезе Южного Урала. *Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения*. 2021. Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (Санкт-Петербург, 21–24 сентября 2021 г). — Санкт-Петербург: Свое издательство. 89-91.

174. Крупенин М.Т., Дуб С.А. Неактуалистические обстановки седиментации в мезопротерозойских бассейнах: особенности климата и минерализации. // Стратиграфия докембрия: проблемы и пути решения. Материалы VIII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2023 г.) [Электронный ресурс]. — СПб: Свое издательство, 2023. С.80-83.

175. Крупенин М.Т., Гараева А.А. Источники флюидов для метасоматических магнетитов Исмакаевского месторождения Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений) // *Литосфера*, 2015, № 2. С. 133-139.

176. Крупенин М.Т., Гараева А.А. Ограничения параметров флюидного режима сидеритового метасоматоза на Бакальских месторождениях (Южный Урал) по данным изучения флюидных включений // XIX Всероссийская конференция по термобарогеохимии, посвященная памяти И. Т. Бакуменко: Тез. докл. / Отв. ред. С.З. Смирнов; Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. – Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2022. С. 53-54.

177. Крупенин М.Т., Гараева А.А. Процессы преобразования карбонатных эвапоритов аладьинской свиты рифея Енисейского края // *Ежегодник-2015*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 155-163.

178. Крупенин М. Т., Гараева А. А., Клюкин Ю. И., и др. Флюидный режим магнетитового метасоматоза на Саткинских месторождениях Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений) // *Литосфера*, 2013а, 2. С. 120-134.

179. Крупенин М.Т., Гуляева Т.Я., Галахова О.Л., Моканов С.В., Хиллер В.В., Замятин Д.А. Генетические особенности доломитов Саткинского магнетитового месторождения по данным рентгенографии и микрозондирования // *Ежегодник-2012*, ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2013б. С. 207-213.

180. Крупенин М.Т., Гуляева Т.Я., Котляров В.А. Микроклины в доломитах авзянской свиты среднего рифея Южного Урала // *Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. № 6. С. 70-78.

181. Крупенин М.Т., Гуляева Т.Я., Щапова Ю.В. Кристаллохимические особенности вмещающих и вторичных доломитов Саткинских магнетитовых месторождений по данным рентгеновской дифракции и ЭПР // Минерала: строение, свойства, методы исследования. V Всероссийская молодёжная научная конференция. Екатеринбург, 2013в. С. 98-101.

182. Крупенин М.Т., Иванов К.С., Маслов А.В. Особенности формирования тектонической структуры Башкирского мегантиклинория // Глубинное строение и

геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография. Тверь: Издательство ГЕРС, 2001. С. 179-183.

183. Крупенин М.Т., Ковалев С.Г. Фоновые и аномальные концентрации микроэлементов в карбонатных породах и стратиформных рудах типового разреза нижнего и среднего рифея // Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск: ИНГГ, 2013а. Т.2. С. 109-113.

184. Крупенин М.Т., Ковалев С.Г. Геохимические различия фоновых и метасоматических карбонатов Саткинского месторождения кристаллических магнезитов (Южно-Уральская провинция) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского. Перм. Ун-т. Вып. 16. Перм. Гос. Ун-т. Пермь, 2013б. С. 292-298.

185. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. Стадийность магнезиального метасоматоза в различных типах магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции (по данным микроанализа) / *Литосфера*. 2008а. № 3. С. 98-120.

186. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г., Шалагинов А.Э. Магнезиальный хлорит в терригенно-карбонатных отложениях в авзянской свиты (западный склон Южного Урала) – следствие средне-рифейской эвапоритовой седиментации? // *Вестник Уральского отделения минералогического общества РАН*, 2008б. № 5. С. 42-57.

187. Крупенин М.Т., Крылов Д.П. Кузнецов А.Б. Изотопный состав кислорода и водорода как индикатор условий образования талька и кварца при магнезитовом метасоматозе // *Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества*. № 9. Екатеринбург: ИИГ УрО РАН, 2012г. С. 75-83.

188. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б. Sr-изотопная характеристика магнезитов и вмещающих карбонатных пород, нижний рифей, Южно-Уральская провинция // *Литосфера*, 2009 № 5. С. 56-71.

189. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б. Изотопная систематика стронция и геохимия магнезитов и вмещающих карбонатов Кардаканского месторождения (Енисейский кряж) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2015. № 18. С. 358-368.

190. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б. Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. Особенности поведения радиогенного Sr, стабильных изотопов С и О в магнезитах и вмещающих карбонатных породах Енисейского кряжа // *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского*. Пермь, 2012а. Перм. Ун-т. Вып.15. с. 366-379.

191. 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.
192. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Крылов Д.П., Маслов А. В. Стабильные изотопы углерода и кислорода как индикаторы магнезиального метасоматоза в отложениях нижнего рифея Южного Урала // *Докл. РАН*. 2011. Т. 439. № 5. С. 660-664.
193. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Смирнова Е.С. Изотопно-геохимические индикаторы магнезиального метасоматоза в среднерифейских магнезитах Южно-Уральской провинции // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Перм. Ун-т. Вып. 13. Перм. Гос. Ун-т. Пермь, 2010. С. 285-293.
194. Крупенин М.Т., Ларионов Н.Н., Гуляева Т.Я., Демчук И.Г. Новые данные об особенностях седиментации в бассейнах авзянского времени среднего рифея // *Ежегодник-2001*, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2002. С.43-49.
195. Крупенин М.Т., Ларионов Н.Н., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. Минералого-геохимические особенности глинистых сланцев из западных районов развития авзянской свиты стратотипического разреза среднего рифея // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения. Материалы 5 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002б. С. 105-108.
196. Крупенин М.Т., Маслов А.В., Козлов П.С. Сравнение геологических условий размещения магнезитовых месторождений Южно-Уральской и Удереиской провинций // *Ежегодник-2003*, Екатеринбург, 2004, ИГГ УрО РАН. С. 325-333.
197. Крупенин М.Т., Маслов А.В., Петрищева В.Г. и др. Низкоуглеродистые глинистые сланцы нижнего рифея Южного Урала как сырье для получения пористого щебня // *Литология и полезн. ископаемые*. 2000. No 3. С. 308 -319.
198. Крупенин М.Т., Маслов А.В., Ятлук Г.М. К оценке палеосолёности рифейских бассейнов Урала по геохимическим данным (C/S метод, первые результаты) // *Ежегодник-1994*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 41-44.
199. Крупенин М.Т., Меллер П., Дульски П. Редкоземельные и малые элементы во флюоритах и вмещающих доломитах суранской свиты (нижний рифей, Южный Урал) // *Геохимия*. 1999. 11. С. 1165-1177.
200. Крупенин М.Т., Мичурин С.В. Изотопно-геохимические характеристики сульфидов из магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции // *Геология. Известия отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ*. 16. 2011. С. 64-80.

201. 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. N 3. С. 262-277
202. 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.
203. Крупенин, М.Т., Мичурин С.В., Гуляева Т.Я., Юлдашбаева В.Ф. Анкеритовые метасоматиты в карбонатных отложениях авзянской свиты среднего рифея: минералогия и геохимия // *Ежегодник-2018*. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 166, Екатеринбург, 2019, с. 59–67.
204. Крупенин М.Т., Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // *Докл. РАН*, 2005, Т 403. 5. С 661-663.
205. Крупенин М.Т., Прохаска В. Cl-Br-Na систематика в магнезитах и вмещающих карбонатных породах Удережской провинции (Енисейский кряж) // *Актуальные вопросы литологии: мат-лы 8 Урал. литол. совещ.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 169–171.
206. Крупенин М.Т., Прохаска В., Маслов А.В. Cl-Br-Na-систематика флюидных включений в магнезитах Южно-Уральской провинции // *Докл. РАН*. 2009. Т. 426. № 3. С. 351–354.
207. 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*, 2012б, 5. С. 126-144.
208. Крупенин М.Т., Степанов А.И. Стадийность эпигенетических и минерагенических процессов в метаосадочных толщах Башкирского мегантиклинория в зоне сочленения с Уралтау // *Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Мат. международной научной конференции*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 63-67.
209. Крупенин М.Т., Чередниченко Н.В., Адамович Н.В. Проявления минералогической и геохимической метасоматической зональности во вмещающих доломитах Саткинского месторождения кристаллических магнезитов (Южно-Уральская провинция) // *Ежегодник-2011*, ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2012в. С. 169-176.
210. Крупенин М.Т., Шардакова Г.Ю., Кузнецов А.Б. Формирование «сланцев перемыва» как один из заключительных этапов рифтогенного развития (Бакальский район) // *Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Мат. международной конференции*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2007. С. 165-169.

211. Крупенин М.Т., Эльмис Р., Основные этапы образования стратифицированного оруденения в рифейских толщах Башкирского мегантиклинория (к созданию генетических моделей) // *Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерализации*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 117-123.

212. Крупенин М.Т., Шатило А.А. О наличии послерудных диабазовых даек на Бакальских сидеритовых месторождениях // *Ежегодник-1985*. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 62-64.

213. Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В. Sr-хемостратиграфия и Pb-Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий. *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 2019. 27. 5, 46-62.

214. Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в нижнерифейских карбонатных породах магнезитсодержащей саткинской свиты, Южный Урал // *Докл. АН*. 2007. Т. 414. № 2. С. 233–238.

215. 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.

216. 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. 391. № 6. С. 794-798.

217. 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.

218. Кузнецов В.Г. Карбонатные отложения докембрия. Состав, условия образования, нефтегазоносность. М.: И.П.Матушкина И.И., 2010. 151 с.

219. Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. М.: Недра, 1992. 240 с.

220. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.

221. Кузнецов В.Г., Сухы В. Приливно-отливные и себховые отложения в вендекембрии юга Сибирской платформы // *Литология и полез. ископаемые*, 1990. № 6. С. 82-93.

222. Кузнецов Н. Б., Романюк Т. В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника, 2021, № 4, с. 3–40.

223. Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийская-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы: автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 2009. 49 с.

224. Ларионов Н.Н. Сидеритовое оруденение в рифейских толщах Ямантауского антиклинория на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ АН СССР, 1988. С. 10-15.

225. Ларионов Н.Н. Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале: Автореф. ... дис. канд. г.-м. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 19 с.

226. Ларионов Н.Н. Литолого-фациальная характеристика авзянской терригенно-карбонатной рудоносной формации на Южном Урале / Естественные и математические науки в современном мире / Сб. ст. по материалам XXIX междунар. науч.-практ. конф. 4 (28). Новосибирск. Изд. «СибАК», 2015. С. 186-196.

227. Ларионов Н.Н., Бергазов И.Р. и др., Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Лист N-40-XXII (объяснительная записка). Уфа: 2006. 185 с.

228. Ларионов Н.Н., Настасиенко Е.В., Смолянский П.Л., Сомов М.М. О новом типе селлаит-флюоритовой минерализации // *Минералогический журнал*. 1987. Т.9. С. 22-25.

229. Ларионов Н.Н., Чебан С.Г., Шефер В.А., Москвин Г.Е. Магнетиты Башкирии // Геологические и минерально-сырьевые ресурсы республики Башкортостан. Материалы совещания. Уфа: Ин-т геологии УНЦ РАН. 1994. С. 33–35.

230. Легенда Южно-Уральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Санкт-Петербург, 1999. 160 с.

231. Ленных В. И., Панков Ю. Д., Петров В. И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения мигматитового комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–45.

232. Ленных В.И., Петров В.И. Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса // Тр. Ильмен. заповедника. 1978. В. 19. С. 59–67.

233. Ленных В.И., Петров В.И. Стратиграфия айской свиты и проблема ее возраста // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 33-43.

234. Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., и др. Возраст и термическая история Максютковского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // *Петрология*, 2006. Т. 14. № 1. С. 1-18.
235. Лицарев М.А., Виноградов В.И., Кулешов В.Н. О соленосности раннекембрийских отложений ваханской серии (Юго-Западный Памир) // *Докл. АН СССР*, 1977. Т. 234. № 6. С. 1425-1428.
236. Лотце Ф., Распространение эвапоритов в пространстве и времени // М.: Мир, 1968. Науки о Земле. Т.6. Проблемы палеоклиматологии. С. 321-335.
237. Магадеев Б.Д., Грешилов А.И., Радченко В.В. Рудные и нерудные месторождения республики Башкортостан // *Отечественная геология*. 1997. № 7. С. 5-10.
238. Малахов А.Е. Новые данные по геологии Бакальской группы месторождений // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1956, № 11. С. 77-90.
239. Малахов А.Е. Основные вопросы геологии Бакала // Вопросы развития Бакальской рудной базы. Свердловск: УФАН СССР, 1957, с. 56-85.
240. Малахов А.Е., Булатов Д.И. Текстуры карбонатных железных руд Бакала // Вопросы геологии Урала. Свердловск, 1959. С. 93-112.
241. Малахова Н.П., Панков Ю.Д., Чебыкин Н.Я., Петров В.И. Новые данные о возрасте надвига вдоль западной границы Тараташского комплекса // *Ежегодник-1977*. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР. 1978. С. 25–26.
242. Малюга В.И. Первичные руды Зигазино-Комаровского месторождения и их преобразование в древней коре выветривания // *Советская геология*, 1961, 2. С. 68-85.
243. Малюга В.И. Природные разновидности первичных руд Зигазино-Комаровских месторождений и их стратиграфическое положение. Уфа: Географическое общество Союза ССР, Башкирский филиал, 1957. 36 с.
244. Маракушев А.А., Ким Хак Дзе, Ким Хенсо, Мишкин М.А. Докембрийские метаморфические комплексы Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М.: Наука. 1966. 224 с.
245. Мартынов К.В. Топологический анализ и экспериментальное изучение минеральных равновесий в системе $\text{CaO-MgO-FeO-H}_2\text{O-CO}_2\text{-O}_2$ при 250–450°C и P 1000 бар // *Геохимия*, 1988. № 9. С. 1319-1329.
246. Мартынов К.В. Экспериментальное изучение распределения Mg и Fe между твёрдыми растворами анкерита и брейнерита в системе $\text{MgCO}_3\text{-CaCO}_3\text{-FeCO}_3$ при 250-450°C и термодинамические свойства анкерита // *Геохимия*, 1990. № 12. С. 1688-1695.
247. Масагутов Р.Х. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. М.: Недра, 2002. - 224с.

248. Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.

249. Маслов А.В., Осадочные комплексы в разрезах рифтогенных структур. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1994. 162 с.

250. Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.

251. Маслов А.В. Среднерифейский бассейн осадконакопления области сочленения Русской платформы и Южного Урала: литологические и фацильные особенности отложений, палеогеография и основные черты эволюции // *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 2000. Т. 8. 1. С. 17-34.

252. Маслов А.В. Крупные осадочные комплексы различного состава и генезиса в разрезах венда востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы и западной мегазоны Урала // *Ежегодник-2005*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 68-84.

253. Маслов А.В. Некоторые литогеохимические и изотопно-геохимические особенности глинистых пород и перерывы в стратотипе рифея // *Литосфера*, 2024. 24, 1. С. 29–48.

254. Маслов А.В., Анфимов Л.В. Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (литостратиграфия, условия образования, минерогения). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 132 с.

255. Маслов А.В., Гареев Э.З. К созданию комплексных моделей формирования среднерифейских осадочных последовательностей Южного Урала // *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского*. Пермь: Перм гос. Нац. Исслед. Ун-т. 2016. Вып. 19. С. 184-191.

256. Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Осадочные последовательности рифея типовой местности (ретроспективный обзор седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований). Уфа: ГП “Принт”, 1998. 225 с.

257. Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Терригенные осадочные последовательности типового разреза рифея: соотношение процессов рециклинга и привноса «first cycle» материала // *Геохимия*. 2005. № 2. С. 158-181.

258. Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г. Тонкая алюмосиликоккластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 324 с.

259. Маслов А.В., Горожанин В.М. Нижнеульский уровень каратавия типовой местности: особенности палеогеографии и параметров среды осадконакопления (по данным изучения глауконита) // *Ежегодник-1997*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 15-20.

260. Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. Первые результаты U–Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // *Докл. АН*. 2018. Т. 482. № 5. С. 558–561.

261. Маслов А.В., Ишерская М.В. Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и фациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 286 с.

262. Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 172 с.

263. Маслов А.В., Крупенин М.Т. Новые данные по геологии и седиментологии верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений в зоне сочленения Башкирского мегантиклинория и Зилаирского мегасинклинория к югу от широты с. Кага // *Палеогеография венда – раннего палеозоя северной Евразии*. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 113–125.

264. 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*, 2003а, 38, № 5. С. 427-446.

265. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Некоторые аспекты геологической истории рифея западного склона Южного Урала в рамках реального времени // *Ежегодник-2000*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 42-51.

266. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Т.1. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 351 с.

267. Маслов А. В., Кузнецов А. Б., Крамчанинов А. Ю., Шпакович Л. В., Гареев Э. З., Подковыров В. Н., Ковалев С.Г. // Источники сноса верхнедокембрийских глинистых пород Южного Урала: результаты геохимических и Sm–Nd изотопно-геохимических исследований. *Стратиграфия. Геол. Корреляция*, 2022, том 30, № 1, с. 33–54.

268. Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М., Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Кузнецов Н.Б., Крупенин М.Т., Федорова Н.М., Ипатьева И.С. Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала // *Докл. АН*. 2013. Т. 449, № 3. С. 322–327.

269. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Бадида Л.В., Крупенин М.Т., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л. Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Преуральского прогиба. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. 308 с.

270. Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Лепехина О.П. Источники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных // *Докл. АН*. 2003б. Т. 39. № 2. С. 219-222.

271. Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала // *Литосфера*, 2002. 2. С. 54-95.

272. Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.

273. Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. Минск: БГУ, 2000. 255 с.

274. Мизенс Г. А. Верхнепалеозойский флиш западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.

275. Минералы: Справочник. М.: Наука, 1960. Т.5. Каркасные силикаты. Вып. 1: Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты. 2003. 583 с.

276. Миропольский Л.М. Сидерит и пистомезит в качестве первичных железных руд на Бакале (Юж. Урал) // *Докл. АН СССР*, 1933, № 7. С. 104-108.

277. Мичурин С.В., Горожанин В.М. Гипс из среднерифейских карбонатных отложений Башкирского антиклинория (Южный Урал) // XI Съезд Российского минералогического общества «Современная минералогия: от теории к практике». СПб, 2010. С. 47-49.

278. Мичурин С. В., Ковалев С. Г., Горожанин В. М. Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. 192 с.

279. Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. Генезис сульфидов и сульфатов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. Уфа: ООО ДизайнПолиграфСервис, 2009. 192 с.

280. Мичурин С.В., Шарипова А.А. Изотопно-геохимические особенности рудопроявления золота Богряшка (Южный Урал) // Геологический сборник № 12. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. – СПб: Свое издательство, 2015. С. 144-159.

281. Мокшанов Г.М. Бакальское железорудное месторождение // Минеральные ресурсы Урала. Свердловск. Уральское издательство. 1934.

282. Морозов А.Ф., Хахаев Б.Н., Петров О.В. и др. Толща каменных солей в разрезе палеопротерозоя Онежского прогиба Карелии (по данным онежской параметрической

скважины) // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 2. С. 230-233.

283. Мушкетов И.В., Материалы для изучения геологического строения и рудных богатств Златоустовского горного округа в Южном Урале // Горный журнал. Т. 4. № 10. 1887.

284. Наливкин Д.В. О геологическом строении Бакала // Тр. УралНИГРИ. За недра Урала, Свердловск, 1934. С. 101-111.

285. Наливкин Д.В. Об условиях образования древних немых толщ западного склона Южного Урала // Изв. ВГРО. вып. 70, 1931. С. 1100-1103.

286. Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т.1, 2.

287. Настасиенко Е.В. Стратиформные месторождения барита Урала // Барит. М.: Наука, 1986. С. 153 -157.

288. Настасиенко Е.В., Сомов М.М. // Структурная позиция флюоритового оруденения Западно-Уральского региона и условия локализации рудных тел. //Условия локализации сурьмяно-ртутного и флюоритового оруденения в рудных полях. Новосибирск: Наука. 1991. С. 141.

289. Настасиенко Е.В., Сомов М.М. Поиски и оценка оптического флюоритового сырья при геологической съемке масштаба 1:50 000. методические рекомендации. // СПб.: 1992. 63 с.

290. Нет Л. Железорудные месторождения Югославии // Железорудные месторождения мира. Т. 2. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. С. 275-306.

291. Нечаев В. П. Особенности гидротермально-метасоматического процесса на некоторых золоторудных проявлениях западного склона Южного Урала // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 52–56.

292. Нечухин В.М. Металлогения палогеодинимических систем верхнего протерозоя Северной Евразии // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 64-70.

293. Нижний рифей Южного Урала / В.И.Козлов, А.А.Краснобаев, Н.Н.Ларионов, и др. М.: Наука, 1989. 208 с.

294. Ножкин А. Д., Козлов П. С., Лиханов И. И., Зиновьев С.В., Крылов А. А. Раннепротерозойская метапикрит-базальтовая ассоциация приангарской части Енисейского кряжа: геохимия, обстановки формирования и Pb–Zn минерализация // Геохимия. 2021. том 66, № 5, с. 387–406.

295. Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*. 2011. 52, 1, 158-181.

296. Носова А. А., Сазонова Л. В., Каргин А. В., Ларионова Ю. О., Горожанин В. М., Ковалев С. Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // *Петрология*, 2012. Том 20. № 4. с. 392–428.

297. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200 000 / Н.Н. Ларионов, И.Р. Бергазов, Л.А.Генина и др. Издание второе. Серия Южноуральская. Лист N-40-XXII (Тукан). Уфа, 2006. 185 с.

298. Овчинников Л.Н., Гаррис М.А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья // *Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций*. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 195-207.

299. Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала//Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С. 157-171.

300. Овчинников Л.Н., Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 348 с.

301. Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. Возможности Pb-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 2000. Т. 8. № 6. С. 3-19.

302. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Pb-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика среднерифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала // *Докл. АН*. 2013. Т. 451. № 4. С. 430-434.

303. Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К. U-Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал. // *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 1998. Т. 6. № 4. С. 20-31.

304. Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов: Сарат. Гос. Ун-т, 1948. 414 с.

305. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерализация) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011, 431 с.

306. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. (Под ред. Ю.Г.Леонова, Ю.А.Воложа). М.: Научный мир, 2004. 526 с. (Тр.ГИНРАН, вып. 543)
307. Павлов А.Л. О химизме образования сидерита гидротермальных месторождений // *Геология и геофизика*, 1964, № 4. С. 73-87.
308. Парначев В.П. Калиевые метасоматиты айской свиты западного склона Южного Урала // *Ежегодник-1976*. ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск: 1977. С. 49-50
309. Парначев В.П. Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала / Автореф. дис. ... докт. г.-м. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1988. 33 с.
310. Парначев В.П. Фтор и хлор в позднедокембрийских осадочных породах Башкирского мегантиклинория в связи с вопросами их седиментации // *Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1987. С. 35-46.
311. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 105 с.
312. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.
313. Петров В.И., Шалагинов А.Э., Пунегов Б.Н. Фосфориты в саткинской свите нижнего рифея Южного Урала // *Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии*. Екатеринбург: УрО РАН 1995. С. 78-79.
314. Петров П.Ю. Molar tooth structures: механизм формирования и специфика карбонатного диагенеза в позднем докембрии (сухотунгусинская свита рифея Туруханского поднятия Сибири) // *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 2011. Т. 19. № 3. С. 3-26.
315. Писаренко В.М., Афонин А.И, Харин Г.С. Магнезит-брейнериты Айского месторождения // *Новые данные по геол. и геогр. Кузбасса и Алтая*. Новокузнецк, 1969.
316. Писцов Ю.П. Сидериты березовского типа и условия их образования // *Литология и полез. ископаемые*. 1969, № 1. С. 32-51.
317. Подковыров В.Н., Гареев Э.З. Эволюция составов терригенных пород юрматинской серии рифея Южного Урала // *Геологическое изучение и использование недр*. Научно-техн. Информ. Сб. М.: АОЗТ «Геоинформарк»1995. Вып. 1 С. 25-36.
318. Полевая Н.И., Казаков Г.А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению Ar^{40}/K^{40} в глауконитах // *Вопросы геохронологии и геологии*. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 103-122.

319. Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980. Т.2. 702 с.
320. Полезные ископаемые республики Башкортостан (железные руды) / Д.Н. Салихов, С.Г. Ковалев, Н.Н. Ларионов, Г.И. Беликова. Уфа: Гилем, 2008. 148с.
321. Пономарев В.Г., Акимцев В.А., Сараев С.В., Доильницын Е.Ф. Изотопно-геохимические индикаторы стратиформного свинцово-цинкового оруденения Ангарского рудного района на Енисейском кряже // Изотопные исследования процессов рудообразования. Новосибирск: Наука, Сиб. Отделение, 1991. С. 56–83.
322. Пономарев В.Г., Забиров Ю.А. Поисковые признаки и оценочные критерии свинцово-цинкового оруденения Енисейского кряжа. Новосибирск: ИГГ СОАН СССР, 1988. 141 с.
323. Попов В.В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1980. 248 с.
324. Попов В.Г., Абдрахманов Р. Ф., Пучков В. Н. Природа и геохимическая роль процессов плотностной конвекции в Восточно-Европейском эвапоритовом бассейне // *Докл АН*, 2015, том 464, № 1, с. 96–99.
325. Попов В.Г., Носарева С.П. Геохимическая зональность и происхождение рассолов Предуралья. Уфа: АН РБ; Гилем, 2009. 272 с.
326. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
327. Пучков В. Н. Структурные соотношения докембрия и палеозоя на периферии Башкирского антиклинория // *Докл. АН*. 1997а. Т. 352. № 5. С. 667–671.
328. Пучков В.Н. Тектоника Башкирского мегантиклинория // Природный комплекс Южно-Уральского государственного природного заповедника и сопредельных территорий. Труды ЮУГПЗ; Вып. 1. Уфа: Принт, 2008. – С. 163–178.
329. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
330. Пучков В.Н. Плюмы в истории Урала. *Бюлл. МОИП*. 2013. Отд. геол., 4. С. 64–73.
331. Пучков В. Н. Плюмы – новое слово в геологии Урала // *Литосфера*. 2018. Т. 18. № 4. С. 483–499.
332. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Родионов Н.В., Баянова Т.Б. Архейские метабазиты в основании рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // *Докл. АН*, 2014, том 457, № 1, с. 85–91

333. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Шокальский С.П. Цирконы, возраст и геологическое положение риодацитовых порфиров Багрушинского комплекса (Южный Урал) // *Докл. АН*. 2017. Т.477. №1. С. 75-80.
334. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург. 2002. 166 с.
335. Рассказов А.А. Минералы глин калиеносных отложений (район Старобинского месторождения). М.: Наука, 1984. 72 с.
336. Романов В.А., Ишерская М.В. Рифей платформенного Башкортостана: стратиграфия, тектоника и перспективы нефтегазоносности. Уфа: Гилем, 2001. 125 с.
337. Романюк Т. В., Маслов А. В., Кузнецов Н. Б., Белоусова Е. А., Ронкин Ю. Л., Крупенин М. Т., Горожанин В. М., Горожанина Е. Н., Серегина Е. С. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // *Докл. АН*, 2013, том 452, № 6, с. 642–645.
338. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Крупенин М.Т. Геохимическая и Lu/Hf (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея Южного Урала // *Докл. АН*, 2014, том 459, № 3. С. 340-344.
339. Ронкин Ю. Л., Тихомирова М., Маслов А. В. ~1380 млн лет LIP Южного Урала: прецизионные U–Pb ID-TIMS-ограничения // *Докл. АН*, 2016, том 468, № 6, с. 1–6.
340. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Маслов А.В. и др., Древнейшие (3.5 млрд. лет) цирконы Урала: U-Pb (SHRIMP-II) и TDM-ограничения // *Докл. АН*, 2007. Т. 415. № 5. С. 651-657.
341. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // *Литосфера*, 2012, № 5, с. 50–76.
342. Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин // *Геохимия*, 1961. № . С. 449-469.
343. Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Особенности геологического строения полиметаллических месторождений и проявлений Тирлянского рудного района // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Южном Урале и их металлогения. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1978. С. 63-71.
344. Рудные месторождения СССР. Под общей редакцией В.И. Смирнова. Т. 1. М., Недра. 1974. 328 с.
345. Русин А. И. Поздневендская коллизия в зоне Урала: миф или реальность? // *Ежегодник–1997 / ИГГ УрО РАН*. Екатеринбург. 1998. С. 56–61.

346. Рыкус М.В., Сначев В.И. Золото западного склона Южного Урала. – Уфа: УНЦ РАН, 1999. 170 с.
347. Савченко В.А., Кочергин А.В., Тохташев В.С., Грановская Н.В., Калистратова Е.О., Галимов Н.Р., Хаматов А.А., Саетгалеева Я.Я. Открытие апокарбонатных тальцитов в Белорецком метаморфическом комплексе и перспективы их использования // «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий» 11 Межрегиональная научно-практическая конференция. Уфа, ДизайнПресс, 2016. С. 151-153.
348. Сазонов А.М., Некрасова Н.А., Звягина Е.А., Тишин П.А. Геохронология гранитов, вмещающих сланцев и руд месторождения золота «Панимба» (Енисейский кряж) // *J. Sib. Fed. Univ. Eng. technol.*, 2016, 9(2), 174-188.
349. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1999. 570 с.
350. Самойлов Я.В. К минералогии Бакальского железорудного месторождения в Южном Урале // *Записки Всерос. Мин. об-ва, сер. 2*, ч. 39. 1901.
351. Семихатов М. А., Кузнецов А. Б., Горохов И. М., Константинова Г. В. Мельников Н. Н., Подковыров В. Н., Кутявин Э. П. Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвильском и постгренвильском палеоокеане: определяющие факторы // *Стратиграфия. Геол. Корреляция*. 2002. Т. 10, N 1. с.3-46.
352. Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 241 с.
353. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В. и др. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2009. Т. 17. № 6 // С. 17–45.
354. Сергеев В.Н. Окремнённые микрофоссилии докембрия Урала и Средней Азии. М. Наука. 1992. 139 с.
355. Сергеев В.Н. Окремнённые микрофоссилии докембрия: природа, классификация и биостратиграфическое значение. М. ГЕОС. 2006. 280 с.
356. Сергеев О.П. Геологическая изученность Бакальских месторождений и перспективы их разведки в шестой пятилетке // Вопросы развития Бакальской рудной базы. Сборник трудов Бакальского совещания (8-11 июня 1955 г.). Свердловск, 1957. УФАН АН СССР. С. 9-22.
357. Сергеева Н.Д. Акцессорные минералы терригенных пород стратотипических разрезов рифея на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ АН СССР, 1988. С. 46-53.

358. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-Принт. 2021. 196 с.
359. Сеславинский К.Б. О скоростях осадконакопления в геологическом прошлом // *БМОИП. Отд. Геол.* 1983. Т. 58. 4. С. 29-48.
360. Сиваш В.Г., Перепелицын В.А., Матюшов Н.А. Плавленый периклаз. Екатеринбург: «Уральский рабочий», 2001. 584 с.
361. Сидкина Е.С., Рассолы западной части Тунгусского артезианского бассейна // *Геохимия*, 2015. № 8. С. 743-756.
362. Сидоренков А.И. Литология саткинской свиты на Южном Урале (район Саткинских месторождений магнезитов). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1966. 18 с.
363. Сидоренков А.И. О локализации и генезисе магнезитового оруденения в Саткинском районе // *Геология и полезные ископаемые Урала*. Свердловск, Тр. СГИ, вып. 48. 1966.
364. Сидоренков А.И. Геохимия отложений саткинской свиты на Южном Урале // *Материалы по геологии и геохимии осадочных образований Урала*. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1971. С. 3-28.
365. Смирнов Г.А., Развитие научных взглядов на динамику Уральской горной системы. Екатеринбург. Наука. Уральское отделение. 1992. 294 с.
366. Смолин П.П. К вопросу о генезисе Саткинских магнезитов // *Тез. Докл. Уральск. Петрогр. Совещ.* Свердловск, 1961.
367. Смолин П.П. Условия формирования месторождений магнезита, талька и брусита в эволюции магнезиально-карбонатных толщ // *Геохимия, минералогия, петрография МГК. XXV сес. Докл. Сов. Геол. М.: Наука.* 1976.
368. Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.В., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Геология, петрохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 2012. 208 с.
369. Соболев И.Д., Автонеен С.В., Белковская Р.П., Петрова Т.Ю., Сюткина Р.А. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 (объяснительная записка). Свердловск, Уралгеология, 1986, 168 с.
370. Созинов Н.А. О сидеритах в отложениях позднего докембрия Кокчетавского массива (Сев. Казахстан) // *Литология и полез. ископаемые*, 1975, № 2. С. 104-107.

371. Соколова Т.Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения (на примере пермских бассейнов юго-востока Русской платформы). М.: Наука, 1982. 164.
372. Сонненфельд П. Рассолы и эвапориты. М.: 1988. Изд-во Мир. 480.
373. Старостина З.М. Сидеритоносная формация рифея западного склона Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 106 с.
374. Стащук М.Ф. Термодинамика и ее применение в литологии. М.: Наука, 1985. 220 с.
375. Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области / В.И.Козлов, Е.М.Аксёнов, Н.Д.Сергеева и др. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. 81 с.
376. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 172 с.
377. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология/Под ред. Б.М. Келлера и Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. Труды ГИН АН СССР; Вып. 377. 184 с.
378. Страхов Н.М., Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, М., 1960. Т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. 550 с.
379. Страхов, Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Изд-во АН СССР. М.: 1962. 210 с.
380. Сульман А.М., Демчук И.Г. Глинистые минералы в рифейских осадочных отложениях Башкирского мегантиклинория // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 16-24.
381. Сунгатуллин Р.Х., Кулешов В.Н., Кадыров Р.И. Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) доломитов из пермских эвапоритовых толщ востока русской плиты (на примере Сюкеевского месторождения гипса) // *Литология и полез. ископаемые*. 2014. № 5. С. 432-446.
382. *Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
383. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 (объяснительная записка). Свердловск, Уралгеология, 1986, 168 с.
384. Тимесков В.А. Минералогия карбонатных руд и вмещающих их карбонатных пород Бакальского железорудного месторождения на Южном Урале. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1963. 213 с.
385. Тимесков В.А. К научным основам прогноза и поисков магнезитовых месторождений// *Советская геология*, 1983. С. 73-80.
386. Тимофеев П.П. Проблемы литологии // *Вестн. АН СССР*. 1984. № 9. С. 69-77.

387. Тимофеева З.В. Сидеритообразование в протерозое и позднем докембрии // *Геохронология и проблемы рудообразования*. М.: Наука, 1977. С. 112-117.
388. Тугаринов А.И., Бергман И.А., Гаврилова Л.К. Фациальная природа железистой формации Кривого Рога // *Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира*. Киев: Наукова думка, 1972. С. 27-32.
389. Уилсон Д.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М. Недра. 1980. 463 с.
390. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Издание: Свердловск, 1980 г., 418 стр.,
391. Ушаков Н.А. Краткая характеристика руд и основные черты генезиса Бакальских сидеритовых месторождений // *За недра Урала*. Свердловск, 1934. С. 5-63.
392. Федорова Н. М., Левашова Н. М., Меерт Дж. Дж., Маслов А. В., Крупенин М. Т. Новые палеомагнитные данные для Восточно_Европейской платформы по верхневендским отложениям западного склона Среднего Урала // *Докл. АН*, 2014, том 456, № 1, с. 77–81.
393. Феоктистов В.П., Миркина С.Л, Беккер Ю.Р. и др., Изотопный состав рудных свинцов полиметаллических месторождений западного склона Южного Урала // *Докл. АН*, 1978, том 238, № 5, с. 1214–1217.
394. Филиппов В.А. Закономерности тектонической ритмичности в баритовой зоне Кужинского метсорождения // *Доклады АН СССР*, 1981. 260. 3. С. 706-709.
395. Филиппов В.А. Отношение Mn/Fe в железных рудах и железисто-карбонатных породах западного склона Южного Урала // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 265. № 2.С. 428-431.
396. Филиппов В.А. Формационные комплексы Башкирского мегантиклинория и их металлогения // *Докл. АН*. 1983. Т.271. № 4. С. 935-938.
397. Филиппов В.А. Кужинская серия и палеотектонические условия ее образования // *Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии*. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 191-201.
398. Филиппов В.А. Кужинское барит-полиметаллическое месторождение // *Геология руд. месторождений*, 2008. Т. 50. № 5. С. 445-458.
399. Фор Г. Основы изотопной гелогии. М.: Мир., 1989. 589 с.
400. Хабаров Е.М. Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*. 1994. № 10. С. 44–54.
401. Хабаров Е.М., Варакина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52, № 8. С. 1173–1198.

402. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ. 1995. 480 с.

403. Хаматов А.А., Калистратова Е.О. Геологические особенности Матинского проявления талька (Белорецкий район РБ) // «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий» 11 Межрегиональная научно-практическая конференция. Уфа, ДизайнПресс, 2016. С. 166-167.

404. Хераскова Т. Н., Волож Ю. А., Антипов М. П., Быкадоров В. А., Сапожников Р. Б. Корреляция позднедокембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // *Геотектоника*. 2015. № 1. с. 31–59.

405. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Патина И.С., Сапожников Р.Б. 2023 Строение зоны сочленения микроконтинентов Сарматия, Волгоуралья и Фенноскандия в составе фундамента Восточно-Европейской платформы. *Литосфера*, 23(3), 309-324.

406. Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И. Строение Сибирской платформы и ее западной окраины в рифее-раннем палеозое // *Геотектоника*, 2009. 2. 37-56.

407. Холоднов В. В., Ферштатер Г. Б., Шагалов Е. С., Шардакова Г. Ю. Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала) // *Литосфера*. 2017. том 17. № 2. с. 5–26.

408. Холоднов В. В., Ферштатер Г. Б., Ронкин Ю. Л., Бородин Н. С., Прибавкин С. В., Лепихина О. П. Sm–Nd, Rb–Sr возраст габброидов, гранитоидов и титаномagnetитовых руд из расслоенных интрузий Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // *Докл. АН*. 2010. Т. 432. 5. С. 650-654.

409. Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю. Сидеритообразование и эволюция осадочного железорудного процесса в истории Земли // *Геология руд. месторождений*. 2008. Т. 50. № 4. С. 338–361.

410. Холодов В.Н., Геохимия осадочного процесса. М. Геос. 2006. 607 с.

411. Храменкова Д.П. К вопросу о фациальной изменчивости карбонатных руд и пород Рудничного месторождения на Бакале // *Советская геология*, 1965, № 11. С. 19-27.

412. Храменкова Д.П. О некоторых особенностях текстур карбонатных пород Рудничного месторождения сидеритов на Бакале // *Изв. ВУЗ. Геол. и разв.*, 1967, № 8. С. 49-56.

413. Хурай В., Хурайова М., Кодера П., Прохаска В., Возарова А., Дианишка И. Ограничения, накладываемые данными изучения флюидных включений и стабильных

изотопов С и О на генезис месторождений метасоматического магнезита в Западных Карпатах (Словакия) // *Геология и геофизика*. 2011. Т 52. № 11. С. 1868-1890.

414. Чайковский И.И., Чиркова Е.П. Аутигенные полевые шпаты Верхнекамского месторождения солей // *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении*. Сб. науч. статей. Вып. 16. Перм. гос. нац. иссл. ун-т. Пермь, 2013. С. 68–74.

415. Чернышев Ф.Н. Общая геологическая карта России, лист 139. *Труды Геол. Комитета*. Т. 111, № 4. 1889.

416. Чувашов Б.И. История развития и биономическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М.: Наука. 1968. 132 с.

417. Чумаков Н.М. Оледенения Земли. История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: Геос. 2015. 161 с.

418. Чумаков Н.М., Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. редакторы: М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. 299 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 550).

419. Шардакова Г.Ю. Геохимические особенности и изотопный возраст гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой // *Геохимия*, 2016. 7. С. 607-622.

420. Шардакова Г.Ю. Отражение гренвильских событий в разных изотопных системах гранитов и метаморфитов западного склона Урала // *Ежегодник-2017*. Вып. 164. Екатеринбург. 2018. С. 193-198

421. Шардакова Г.Ю., Крупенин М.Т. U-Pb возраст и петрогеохимические особенности гранитоидов семибратского комплекса (с-в часть Башкирского мегантиклинория) как показатели их раннеорогенной природы // *Докл. АН*. 2009. Т. 425. № 6. С. 351-354.

422. Шварцев С.Л. Источники кальция, стронция и бария крепких и сверхкрепких рассолов хлоридно-кальциевого типа // *Геология и геофизика*, 1973. № 6. С. 23-30.

423. Шевелёв А.И., Зуев Л.В., Фёдоров В.П. Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань: ЗАО «Новое знание», 2003. 161 с.

424. Шевченко В.В. Удере́йская магнезитоносная провинция // *Высокомагнезиальное сырье*. М.: Наука, 1991. С. 91-95.

425. Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск: УрО РАН, 1992. 137 с.

426. Щербаков А.Ф., Полетаев И.А. Магнетитовые руды Савинского месторождения // *Литология и полез. ископаемые*. 1977. 6. С. 16-27.
427. Щербань И.П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов (на примере Алтае-Саянской области). Новосибирск, Наука, СО АН СССР, 1975. 197 с.
428. Эльмис Р., Крупенин М.Т., Богатов В.И., Чаплыгина Н.В. Раннесреднерифейский возраст основной генерации диабазовых даек в нижнерифейских породах района Бакала (Южный Урал) // Мат-лы 2 Всерос. петрограф. совещания. Петрография на рубеже XXI века (итоги и перспективы). Кн. 4. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2000. С. 228-230.
429. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар. Геопринт. 2008. 564 с.
430. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геоприинт, 2011. 742 с.
431. Юдович Я.Э., Терешко В.В., Гареев Э.З. Стронциевые геохимические горизонты в рифейских карбонатных отложениях востока Европейской платформы и севера Урала // *Литология карбонатных пород севера Урала, Пайхоя и Тимана*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1988. С. 88-104.
432. Якобсон К.Э., Казак А.П. О возможной природе конгломератов в айской свите Урала и их значение для стратиграфии // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1978. № 3. С. 91-97.
433. Яницкий А.Л., Сергеев О.П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 112 с.
434. Ясаманов Н. А. Популярная палеогеография. - М.: Недра, 1985. 136 с.
435. Яшунский Ю.В., Новиков И.А., Шкурский Б.Б., Гришин С.В., Кривоконева Г.К., Дубинчук В.Т. Аутигенный калиевый полевоый шпат из известняков верхнего карбона Московской области // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 2016. т. 91, вып. 6. С. 49-61.
436. Ackermann R. V., Schlische R. W. and Olsen P. E. Synsedimentary collapse of portions of the lower Blomidon Formation (Late Triassic), Fundy rift basin, Nova Scotia // *Can. J. Earth Sci.* 1995. 32. P. 1965-1976.
437. Aharon P. A Stable-isotope study of magnesites from the Rum Jungle Uranium Field, Australia: Implications for the origin of strata-bound massive magnesites. // *Chem. Geol.* 1988. 69. P. 127-145.
438. Almeida T.I.R., Filho H.B., Moreira M.Z, The genesis of the Campo de Dentro magnesite deposit: Stable isotopes and major, minor and trace elements // Source, transport and deposition of metals. Pagel and Leroy (eds). 1991. Balkema. Rotterdam. P. 297-303.

439. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar // *Geochim et Cosmochim Acta*, 1989, Vol. 53. P. 197-214.
440. Annovitz L.M. & Essene E.J., Phase equilibria in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ // *Journal of Petrology*, 1987. Vol. 28. Part 2. P. 389-414.
441. Azim-Zadeh A.M., Ebner F., Jiang S.-Y. Mineralogical, geochemical, fluid inclusion and isotope study of Hohentauern/Sunk sparry magnesite deposit (Eastern Alps/Austria): implications for a metasomatic genetic model // *Mineral. Petrol.* 2015. 109. 3. P. 555-575.
442. Badiozamani, K. The Dorag dolomitization model - Application to the Middle Ordovician of Wisconsin // *J. Sediment. Res.*, 1973. 43, P. 965–984.
443. Baluev, A.S. Geodynamics of the Riphean stage in the evolution of the northern passive margin of the East European Craton // *Geotectonics*. 2006, 40, P. 183–196.
444. Bartley Ju.K., Kah L.C., McWilliams Ju.L., Stagner A.F. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): Signal recovery in a fold-and-thrust belt // *Chem. Geol.* 237. 2007. P. 211–232.
445. Baskin Y. A study of authigenic feldspars // *Journal Geology*, 1956. 64. 132.
446. Bau M. Rere-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // *Chem. Geol.* 1991. 93. P. 219-230.
447. Bau, M., Moeller P. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite // *Mineral. Petrol.* / Springer-Verlag, 1992. V. 45. P. 231-246.
448. Becker F., & Bechstadt T., Sequence stratigraphy of a carbonate-evaporite succession (Zechstein 1, Hessian Basin, Germany) // *Sedimentology*, 2006, 53. P. 1083-1120.
449. Bekker A., Slack J.F., Planavsky N. et al. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes // *Economic Geol.* 2010. V. 105. P. 467–508.
450. Bogdanova S.V., Gintov O.V., Lubnina N.V. 1.80-1.75 Ga mafic dykes in the Ukrainian shield – key to the paleogeography of Baltica within Columbia // *Supercontinent Symposium. Programme and Abstract.* Helsinki, 2012. P. 22-23
451. Bogdanova, S.V.; Bingen, B.; Gorbatshev, R.; Kheraskova, T.N.; Kozlov, V.I.; Puchkov, V.N.; Volozh, Y.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Res.* 2008, 160, 23–45.
452. Borojevic Sostaric, S., Palinkaš, L.A., Strmić Palinkaš, S., Bermanec, V., Neubauer, F., Spangenberg, J., Prochaska, W., 2009. Origin of siderite mineralisation in Petrova and Trgovska Gora Mts., NW Dinarides // *Mineral. Petrol.* 97, 111–128.

453. Bouzenoune A., Lécolle P. Petrographic and geochemical arguments for hydrothermal formation of the Ouenza siderite deposit (NE Algeria) // *Mineral. Deposita*, 1997. 32. 2. 189-196.
454. Buchanan, D.L., Nolan, J., Suddaby, P., Rouse, J.E., Viljoen, M.J., and Davenport, W.J., 1981, The genesis of sulfide mineralization in a portion of the Potgietersrus Limb of the Bushveld Complex: *Econ. Geol.* V. 76, p. 568–579.
455. Buik R., The antiquity of oxygenic photosynthesis: evidence from stromatolites in sulfate deficient Archean lakes // *Science*, 1992. V. 25. P. 74-77.
456. Cao H.-W., Pei Q.-M., Yu X., et al. Discovery of the large-scale Eocene Xiwu Pb–Zn–Ag deposit in the Tethyan Himalaya: Geochronology, geochemistry, and C–H–O–S–Pb–Sr–Nd isotopes // *Gondwana Research*. 2023. 124. 7. P. 165-187.
457. Castorina F., Masi U. REE- and Nd-isotope evidence for the origin of siderite from the Jebel Awam deposit (Central Morocco) // *Ore Geol. Rev.* 2008. V. 24. P. 337–342.
458. Chaye d'Albissin M., Guillou J.J., Letolle R. (1988) Final proof of sparry magnesites colloidal syngenetic origin // *Mineral. Deposita* 23, 309-312.
459. Chen C., Jiang S. Cai K. Ore-forming fluids of talc deposits in the Early Proterozoic Dashiqiao Formation, Eastern Liaoning province, China // IGCP 443 annual meeting and field correlation 2003. Nanjing University, China. S1-44 – S1-46.
460. Chen C., Lu A., Cai K., Zhai Yu. Sedimentary characteristics of Mg-rich carbonate formations and minerogenic fluids of magnesite and talc occurrences in early Proterozoic in eastern Liaoning Province, China // *Science In China (Series B)* 2002. Vol. 45 Supp.
461. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.*, 1993. V. 104. P. 1-37.
462. Condie K.C., Wronkiewicz D.J. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. V. 97. 3–4. 1990. P. 256-267.
463. Crick I.H., Muir M.D., Evaporite and uranium mineralization in Pine Creek Geosyncline // Intern. Uranium symposium on the Pine Creek Geosyncline. Australia. Extended Abstr. 1979. P. 30-33.
464. Cullers R.L., Podkovyrov V.N., The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia // *Precamb. Res.* 2002. V. 117. P. 157-183.
465. Daly, J.S., Balagansky, V.V., Timmerman, M.J., Whitehouse, M.J., 2006. The Lapland- Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere, in: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), European Lithosphere

Dynamics. *Geological Society of London*. volume 32 of Memoirs, pp. 579–598. doi: 10.1144/gsl.mem.2006.032.01.35.

466. Desrocher S., Hutcheon I., Kirste D., et al. Constraints on the generation of H₂S and CO₂ in the subsurface Triassic, Alberta Basin, Canada // *Chem. Geol.*, 2004. V. 204. P. 237-254.

467. Diloreto, Z.A., Garg, S., Bontognali, T.R.R., & Dittrich, M. Modern dolomite formation caused by seasonal cycling of oxygenic phototrophs and anoxygenic phototrophs in a hypersaline sabkha. *Sci. Rep.* 2021. 11(1). P. 4170 doi:10.1038/s41598-021-83676-1

468. Palinkaš L.A., Damyanov Z.K., Šoštarić S.B., Palinkaš S.S., Marinova I. Divergent drift of Adriatic-Dinaridic and Moesian carbonate platforms during rifting phase witnessed by Triassic MVT Pb-Zn and SEDEX deposits; a metallogenic approach // *Geologia Croatica*. 2016. P. 75–78.

469. Dong A., Zhu X., Li S., Kendall B., Wang Y., Gao Z. Genesis of a giant Paleoproterozoic strata-bound magnesite deposit: constraints from Mg isotopes // *Precamb. Res.*, 2016. Vol. 281. P. 673-683

470. Ellmies R., Krupenin M.T., Glodny J. A metallogenic model for the sediment-hosted deposits of the Proterozoic Bashkir basin. Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Всероссийский съезд геологов. Кн. 2. Минерально-сырьевая база России. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000. С. 6-7.

471. Ellmies R., Voightlaender G., Germann K., Krupenin M.T., Moeller P., Origin of giant stratabound deposits of magnesite and siderite in Riphean carbonate rocks of the Bashkir mega-anticline, western Urals // *Geologische Rundschau*, 1999, 87. P. 589-602.

472. Elmore R.D. The Copper Harbor conglomerate: a Late Precambrian fining upward alluvial fan sequence in the northern Michigan // *Geol.Soc.Am. Bull.*, 1984. V. 95, 5. P.610-617.

473. Encyclopedia of Geobiology / Edited by Joachim Reitner and Volker Thiel, Springer Science and Business Media B.V. 2011. 908 p.

474. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton V. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 119-161.

475. Ernst, R.E., 2014. In: Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, p. 633 p.

476. Ernst, R.E., Bleeker, W., 2010. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites. Mineral. Petrol. 98, 55–76.

477. Ernst, R.E., Buchan, K.L., Hamilton, M.A., Okrugin, A.V., Tomshin, M.D. Integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology of mafic dikes of the Eastern Anabar shield region,

Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with aurantia // *Journal of Geology*. 2000. 108. P. 381–401.

478. Ernst, R.E., Wingate, M.T.D., Buchan, K.L., Li, Z.X., Global Record of Large Igneous Provinces (LIPs) during evolution of the Rodinia supercontinent (1600–700 Ma). *Precamb. Res.* 2008. 160. P. 159–178.

479. Evans D.A.D. Proterozoic low orbital obliquity and axial-dipolar geomagnetic field from evaporate palaeolatitudes // *Nature*. 2006. Vol. 444, № 7115. P. 51–55.

480. Evans D.A.D., Mitchell R.N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology*, 2011. 5. P. 443–446.

481. Fernandez-Nieto C., Torres-Ruiz J., Subias-Perez I., Fanlo-Gonzalez I., Gomzalez-Lopez J.M. Genesis of Mg–Fe carbonates from the Sierra Menara magnesite-siderite deposits, northeast Spain: evidence from fluid inclusions, trace elements, rare earth elements, and stable isotope data // *Econ Geol* 2003. 98. P. 1413–1426.

482. Frank T.D., Fielding C.R. Marine origin for Precambrian, carbonate-hosted magnesite // *Geology*. 2003. 31.1101–1104.

483. Frimmel H. Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps // *Mineral. Deposita*. 1988. V. 23. № 2. P. 268–275.

484. Garber R.A., Harris P.M., Borer J.M. Occurrence and significance of Magnesite in Upper Permian (Guadalupian) Tansill and Yates Formations, Delaware basin, New Mexico // *AAPG Bull.* 1990. V. 74. № 2. P. 119–134.

485. Gasquet, D., Beuchat, S., Moritz, R., Bertrand, J.M., Origin, evolution et age de la formation géologique contenant les minéralisations des Hurtières (Série Satinée de Belledonne). In: Bailly-Maitre, M.C., Ploquin, A., Garioud, N. (Eds.), “Le fer dans les Alps” Actes du Colloque international de St. Georges d’Hurtières (22–25 octobre 1998). 2001. Temps modernes 4. Ed. M. Mergoil, pp. 9–17.

486. Geologic Time Scale. Elsevier. 2020. Edited by Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.

487. German, C.R., Elderfield, H., Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: the ground rules. *Paleoceanography* 1990. 5, 823. <http://dx.doi.org/10.1029/PA005i005p00823>.

488. Gil P.P. Las mineralizaciones de hierro en el anticlinal de Bilbao: Mineralogía, geoquímica y metalogénia. 1991. Ph D Thesis University of País Vasco, Bilbao.

489. Glasmacher U. A., Reynolds P., Alekseev A. A., Puchkov V. N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R. 40Ar/39Ar Thermochronology west of the Main Uralian Fault, southern Urals Russia // *Geol.Rdsch.* 1999. 87. P. 515–525.
490. Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Puchkov V., Stroink L., Alekseyev A., Willner A.P. The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia — a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution // *Precambr. Res.* 2001. 110. 185–213.
491. Golding L.G., Walter M.R., Evidence of evaporate minerals in the Archean Black Fleg beds Kalgoorlie, Western Australia // *Bur. Miner. Res. J. Aust. Geol. Geoph.* 1979. № 4. p.67-72
492. Grader, G.W., and Dehler, C.M, Devonian stratigraphy in east-central Idaho: New perspectives from the Lemhi Range and Bayhorse area // Hughes, S.S., and Thackray, G.D., eds., 1999, *Guidebook to the Geology of Eastern Idaho: Idaho Museum of Natural History*. P. 29-54.
493. Gregg J.M., Bish D.L., Kaczmarek S.E. and Machel H.G. Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review // *Sedimentology*. 2015. 62, 1749–1769
494. Grotzinger J.P., Kasting J.F. New constraints on Precambrian Ocean composition // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 235-243.
495. Halverson G., Porter S. and Shields G. The Tonian and Cryogenian Periods // *Geologic Time Scale 2020*. Vol. 1. 2020, Felix M. Gradstein, James G. Ogg, Mark D. Schmitz and Gabi M. Ogg. Published by Elsevier BV. P. 495-521
496. Haneef M., Wardlaw B.R., Lithofacies and Deposition history of the Tessey Formation, Frenchman Hills, West Texas // *The Guadelupian symposium* / B.R. Wardlaw, R.E. Grant and D.M. Rohr, editors. Smithsonian Institution Press, Washington, D.C. 2000. P. 373-380.
497. Hansen H., Slagstad T., Bergh S.G., Bekker A. Geochronology and chemostratigraphy of the 2.46–1.96 Ga rift-related volcano-sedimentary succession in the Karasjok Greenstone Belt, northern Norway, and its regional correlation within the Fennoscandian Shield // *Precambr. Res.* 2023. 107166
498. Hanski, E.J., Huhma, H., Melezhik, V.A., New isotopic and geochemical data from the Palaeoproterozoic Pechenga Greenstone Belt, NW Russia: Implication for basin development and duration of the volcanism // *Precambr. Res.* 2014. 245, 51–65. doi: 10.1016/j.precamres.2014.01.008.
499. Hardie L.A. Perspectives dolomitization: A critical view of some current views // *J. Sedim. Petrol.*, 1987, vol. 57, # 1, p. 166-183.

500. Harnois L., The CIW index: new chemical index of weathering // *Sedimentary geology*, 1988. V. 55. N 3.4. P. 319-322.
501. Hemley J.J. Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ // *American Journal of Science*, 1959. V. 257. P. 241-270.
502. Henchiri, M.& Slim-S'Himi N. Silicification of sulphate evaporates and their carbonate replacements in Eocene marine sediments, Tunisia: two diagenetic trends // *Sedimentology*. V. 53, Issue 5. P. 1135-1159.
503. Henjes-Kunst F., Prochaska W., Niedermayr A. et al. (2014) Sm-Nd dating of hydrothermal carbonate formation: An example from the Breitenau magnesite deposit (Styria, Austria). *Chem. Geol.*, 387, 184-201.
504. Herrero M.J., Martín-Pérez A., Alonso-Zarza A.M., Gil-Peña I., Meléndez A., Martín-García R. Petrography and geochemistry of the magnesites and dolostones of the Ediacaran Ibor Group (635 to 542 Ma), Western Spain: Evidences of their hydrothermal origin // *Sedimentary geology*, 2011. 240. 71-84.
505. Hofman P.F., Bel I.R., Hildebrand R.S., Thorstad L., Geology of Atapuscow Aulocogen, East arm of Great Slave Lake, District Mackenzie, in Current research. Part A // *Geol. Surv. Can. Paper* 81-1A. 1977/ P. 117-146.
506. Hofman, P.F., Shallow and deepwater stromatolites in Lower Proterozoic platform-to-basin faces change, Great Slave Lake, Canada // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1974. V. 58. № 5. P. 856-867.
507. Hood A.v.S., Wallace M. Neoproterozoic marine carbonates and their paleoceanographic significance // *Global and Planetary Change*. 2018. 160. 28–45.
508. Huang X.-W., Qi L., Meng Y.-M., Chen D., Ling H.-D. Origin of siderite mineralization in western Guizhou, SW China: Constrains from REEs, C, O, Sr and S isotopes // *Ore Geol. Rev.*. 2015. 66. P. 252-265
509. Hurai, V., 2005. Siderite mineralization of the Gemericum superunit (Western Carpathians, Slovakia): review and a revised genetic model // *Ore Geol. Rev.* 24, 267-298 – a discussion. *Ore Geol. Rev.* 26, 167–172.
510. Hurai, V., Harčová, E., Huraiová, M., Ozdín, D., Prochaska, W., Wiegerová, V. Origin of siderite veins in the Western Carpathians I. P-T-X- $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$ relations in oreforming brines of the Rudňany deposits // *Ore Geol. Rev.* 2002. 21, 67–101.
511. Jochannes, W. Siderit-Magnesit-Mishkristallbildung in System $Mg^{2+}-Fe^{2+}-CO_3^{2-}-Cl_2^{2-}-H_2O$ // *Contr.Mineral. Petrol.* 1969, 21. P. 3113-318.

512. Johnston, D.T., Wolfe-Simon, F., Pearson, A., and Knoll, A.H., Anoxygenic photosynthesis modulated Proterozoic oxygen and sustained Earth's middle age, *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 2009. V.106. № 40. P. 16925–16929.

513. Joshi M.N., Bhattacharia A.K., Anantharamann M.S. Origin of sparry magnesite deposits around Bauri, Almora district, Uttar Pradesh, India // *Mineral. Deposita*. 1993. 28. P. 146-152.

514. Kah, L.C., Lyons, T.W. and Chesley, J.T. Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate-evaporite succession, northern Baffin and Bylot Islands: implications for Mesoproterozoic marine evolution // *Precamb. Res.* 2001. V. 111. № 1-4. P. 203-234.

515. Kastner M., Siever R., Low temperature feldspars in sedimentary rocks // *American Journal of Science*. 1979. V. 279. P. 435-479

516. Keeling J.L., Horn R., Wilson I. New kiln technology expands market opportunities for cryptocrystalline magnesite // *MESA Journal*. 89. 2019 – Issue 1. P. 22-38

517. Kendall C.R G. ST. C., and Warren J. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics // *Sedimentology* (1987), 34, 1007-1027.

518. Kendall, A. C., Late diagenetic calcitization of anhydrite from the Mississippian of Saskatchewan, western Canada // *Sedimentology*. 2001. V. 48, p. 29–55.

519. Kiliass S.P., Pozo M., Bustillo M., et al., Origin of the Rubian carbonate hosted magnesite deposit, Galicia, NW Spain: mineralogical, REE, fluid inclusion and isotope evidence // *Mineral. Deposita*, 2006. 41. P. 713-733.

520. Kisch H.J. Illite crystallinity: recommendations on samples preparation, X-ray diffraction settings and interlaboratory samples // *J. Metam Geol.* 1991. 9. 665-670.

521. Kralik M., Aharon P., Schroll E., Zachmann D. Carbon and oxygen isotope systematics of magnesite: a review // Moeller P. (ed) *Magnesite: geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg-carbonates*. Monograph series on mineral deposits. 1989. 28. Gebruder Borntraeger, Berlin-Stuttgart. P. 197-223.

522. Kriscautzky A., Kah L.C., Bartley J.K. Molar-Tooth Structure as a Window into the Deposition and Diagenesis of Precambrian Carbonate // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2022. 50:205–230.

523. Krupenin M.T., Michurin S.V., Sharipova A.A., Gulyaeva T.Ya., Petrishcheva V.G. Mineralogical and Geochemical Features of Magnesia-Ferruginous Carbonates of the Avzyan Ore Region of the Southern Ural in Connection with Metasomathosis Regularities // *Известия Уральского Государственного Горного Университета*. 2017 46 (2), 34–42.

524. Kumar S. A note of oxygen and carbon isotopes of magnesite and dolostone of Mezoproterozoic Gandolihat dolomite (formation), Pithoragarh district, Uttar Pradesh // *Jornal Geological Society of India*. 1998, Vol. 51. P. 367-370.
525. Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // *Precambr. Res.* 2017. V. 298. P. 157–173.
526. Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian (?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the Southwestern Urals: A test of an Australia-Baltica connection within Rodinia // *Precambr. Res.*, 2014. 244. P. 288–305.
527. Large, R.R., Bull, S.W., McGoldrick, P.J., Walters, S., Stratiform and strata-bound Zn-Pb-Ag deposits in Proterozoic sedimentary basins, northern Australia // *Econ. Geol.* 2005. 100. P. 931–963.
528. Laschet C. On the origin of Cherts // *Facies*. 1984. V. 10. P. 257-290
529. Laube N., Frimmel H.E., Hoernes S. Oxygen and carbon isotopic study on the genesis of the Erzberg siderite deposit (Austria) // *Mineral. Deposita* 1995. 30, P. 285-293.
530. Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Ross, R.L., Garven, G., Allen, C.R. Sediment-hosted Pb-Zn deposits: a global perspective // *Econ. Geol.* 2005. 100, 561–608.
531. LeCheminant, A.N., and Heaman, L.M., Mackenzie igneous events, Canada: Middle Proterozoic hotspot magmatism associated with ocean opening. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1989. V. 96. P. 38–48.
532. Lee G., Shin D., Lee S., et al., Ore genesis and tectonic implication of the Daeheung-Ryongyang magnesite deposits in the East Jiao-Liao-Ji Belt, North Korea // *Lithos*/ 2021. V. 400–401, 1. P. 106402.
533. Leitner C. Authigenic K-feldspar in salt rock (Haselgebirge Formation, Eastern Alps) // *Geophys. Res. Abstr.* 2015. Vol. 17. EGU2015-7010.
534. Lloyd R.M. Oxygen isotope enrichment of sea water by evaporation // *Geochim et Cosmochim. Acta*. 1966. V. 30. P. 801–814.
535. Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Soderlund U. et al., New palaeomagnetic and geochronological data from the Roprukey sill (Karelia, Russia): implication for Late Palaeoproterozoic palaeogeography // *Supercontinent Symposium. Programme and Abstract*. Helsinki, 2012. P. 81-82.
536. Lugli S., Morteani G., Blamart D., Petrographic, REE, fluid inclusion and stable isotope study of magnesite from the Upper Triassic Burano Evaporites (Secchia Valley, northern

Appenines): contributions from sedimentary, hydrothermal and metasomatic sources // *Mineral. Deposita*, 2002, 37. P. 480-494.

537. Lumsden D.N., Lloyd R.V. Three dolomites // *J. Sediment. Res.* 1997. V.67. No.3. P.391-396.

538. Lyons T.W., Reinhard C.T. & Planavsky N.J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere // *Nature*. 2014. V. 506. P. 307-315. DOI: 10.1038/nature13068

539. Martin A., Nisbet E.G., Bickle M.Y. Archean stromatolites of Belingwe greenstone belt, Zimbabwe (Rodesia) // *Precamb. Res.* 1980. V. 13. №3. P. 337-362.

540. Martin C. Origin of crystalline magnesite deposits // *Bull. Of Geol. Soc. Of America*. 1960. V. 71. № 12. Part. 2. P.1921-1922.

541. Martin S., Toffolo L., Moroni M., Montorfano C., Secco L., Agnini C., Nimis P., Tumati S. Siderite deposits in northern Italy: Early Permian to Early Triassic hydrothermalism in the Southern Alps // *Lithos* (2017) 284–285. P. 276–295.

542. Martin, H., Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas // *Geology*, 1986. 14, 753–756.

543. Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R. Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals // *Ore Geol. Rev.*, 2012. 47, 5–41.

544. Maslov A.V., Ivanov K.S., Ivanov S.N., Krupenin M.T., Erdtmann B.-D. The main tectonic events, depositional history, and the palaeogeography of the Southern Urals during the Riphean-early Palaeozoic // *Tectonophysics*. 1997. T. 276. № 1-4. C. 313-335.

545. McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D. The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br^- and K^+ with halite // *J. Sedim. Petrol.* 1987. V. 57. N 5. P. 928 – 937.

546. McCaig A. M., Tritlla J., Banks D. A. Fluid mixing and recycling during Pyrenean thrusting: evidence from fluid inclusion halogen ratios // *Geochim et Cosmochim Acta*, Vol. 64, No. 19, pp. 3395–3412, 2000.

547. Meert, J.G., 2012. What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Research* 21, 987–993.

548. Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V. Palaeoproterozoic magnesite-stromatolite-dolostone-” red bed” association, Russian Karelia: palaeoenvironmental constraints on the 2.0 Ga-positive carbon isotope shift // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 2000. Vol. 80. 163-186. Oslo. ISSN 0029-196X.

549. Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V. (2001) Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments // *Sedimentology*. 48. 379-397.

550. Moeller P. (1989) Minor and trace elements in magnesite. In: P. Moeller (Ed.). On the formation of magnesite. Monograph ser. Mineral Dep. 29. Borntraeger: 173-195.
551. Morrow, D.W. Diagenesis II. Dolomite—Part II: Dolomitization Models and Ancient Dolostones // *Geoscience Canada*. 1982. 9. P. 95-107.
552. Muir V.D., A sabkha model for the deposition of part of the Proterozoic McArthur group of the Northern Territory, and its implications for mineralization // *BMR J. Austr. Geol. Geoph.* 1979. № 4. P. 149-162.
553. Nesbitt H.W., Young G.M., Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 515-517.
554. Nessbitt B.E., Prochaska W., Solute chemistry of inclusion fluids from sparry dolomites and magnesites in the Middle Cambrian carbonate rocks of the southern Canadian Rocky Mountains // *Can. J. Earth Sci.* 1998. 35. P. 546-555.
555. Newell, N. D., Rigby, J. K., Fischer, A. G., Whitemen, A. J., Hickox, J. E., and Bradley, J. S., 1953. The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico—A study in paleoecology: San Francisco (Freeman).
556. Niedermayr V.G., Die magnesite im Perm und Skyth des Drauzuges // *Carintia II*. 179./99 Jahrgang. Klagenfurt, 1989. P. 391-399.
557. Orti F., Salvany J.Ma., Coastal salina evaporates of the Triassic-Liassic boundary in the Iberian Peninsula: the Alakon borehole // *Geologica Acta*, 2004, vol. 2, № 004. P. 291-304.
558. Page R.W., Depositional ages of the stratiform base metal deposits at Mount Isa and Mc Arthur River, Australia, based on U-Pb zircon dating of concordant tuff horizons // *Econ Geol.* V. 76. 1981. P. 648-658.
559. Page R.W., Time of superposed volcanism in the Proterozoic Mount Isa Inlier, Australia // *Precamb. Res.* V. 21. 1983. P. 223-245.
560. Palinkaš, S.S., Spangenberg, J.E., Palinkaš, L.A., 2009. Organic and inorganic geochemistry of Ljubija siderite deposits, NW Bosnia and Herzegovina. *Mineral. Deposita* 44, 893–913.
561. Pankrushina E.A., Krupenin M.T., Shchapova Y.V., Kobuzov A.S., Garaeva A.A., Votyakov S.L. The Study of Fluid Inclusion Salinity in Minerals by Raman Spectroscopy Revisited. In: Votyakov S., Kiseleva D., Grokhovsky V., Shchapova Y. (eds). 2020. *Minerals: Structure, Properties, Methods of Investigation*. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. (pp. 175-183). https://doi.org/10.1007/978-3-030-49468-1_23.

562. Parente, C.V., Ronchi, L.H., Sial, A.N., Guillou, J.G., Arthaud, M.H., Fuzikawa, K., Verissimo, C.U.V., 2004. Geology and geochemistry of Paleoproterozoic magnesite deposits (1.8 Ga), state of Ceara, Northeastern Brazil // *Carbonates and Evaporites* 19, 28–50.
563. Piper J.D.A. The Neoproterozoic supercontinent/ Rodinia or Palaeopangea? // *Earth Planet Sci. Lett.*, 2000, v. 176, p. 131-146.
564. Pohl W., Amouri M., Kolli O., Scheffer R., Zachmann D., A new genetic model for the North African metasomatic siderite deposits // *Mineral. Deposita*, 1986. 21. 228-233.
565. Pomoni-Papaioannou F. and Karakitsios V. Facies analysis of the Trypali carbonate unit (Upper Triassic) in central-western Crete (Greece): an evaporite formation transformed into solution-collapse breccias // *Sedimentology*. 2002. 49. P. 1113–1132.
566. Prochaska, W., Die Bedeutung der chemischen Zusammensetzung von Einschlussfluiden und laugbaren Salzen für die Genese von hydrothermalen und sedimentären Karbonatgesteinen der Ostalpen // *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 1999. 90, 175–183.
567. Prochaska, W., 2000. Magnesite and talc deposits in Austria // *Mineral. Slovaca* 32, 543–548.
568. Prochaska, W., Henjes-Kunst, F. Genese der Siderit-Vererzungen der östlichen Grauwackenzone - aktueller Stand der Forschung.– Arbeitstagung Geol. B.-A., 2009, Blatt 101 Eisenerz, 153–169.
569. Prochaska, W., Henjes-Kunst, F., Inclusion fluid chemistry of sparry magnesite mineralizations in the Eastern Alps. From Sea to Sky — Goldschmidt 2008, Goldschmidt Conference Abstracts.
570. Prochaska W., Krupenin M.T., Evidence of Inclusion Fluid Chemistry for the Formation of Magnesite and Siderite Deposits in the Southern Urals // *Mineral. Petrol.* 2013. V.107, № 1. P. 53–65.
571. Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Vingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*. 2013. **174**, 109-124.
572. Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt // *Precamb. Res.* 2021. 361. 106186.
573. Purvis K., Zoned autigenic magnesites in the Potllegend Lower Permian, southern North Sea // *Sedimentary Geology*. 1989. 65. P. 307-318.
574. Radvanec, M., Grecula, P., Žák, K., 2004. Siderite mineralization of the Gemericum superunit (Western Carpathians, Slovakia): review and a revised genetic model. *Ore Geol. Rev.* 24, 267–298.

575. Radvanec M., Nemeth Z., Bajtos P. Magnesite and talc in Slovakia – genesis and geoenvironmental models. Bratislava, 2010. 206 p.
576. Radvanec M., Prochaska, W. Successive replacement of Upper Carboniferous calcite to dolomite and magnesite deposit (Western Carpathian, Slovakia), *Mineral. Slovaca* 2001. 33. P. 517–525.
577. Rasmussen B., Bekker A., Fletcher I.R. Correlation of Paleoproterozoic glaciations based on U–Pb zircon ages for tuff beds in the Transvaal and Huronian Supergroups // *Earth and Planetary Science Letters*. 382 (2013) 173–180.
578. Reid, S.T., Bass, R.O., and Welch, P., eds., Guadalupe Mountains Revisited, Texas and New Mexico: Midland, TX, *West Texas Geological Society Publication*. 1988, 88–84, 200 p.
579. Replacements in Eocene marine sediments, Tunisia: two diagenetic trends // *Sedimentology*, 2006, 53. P. 1135–1159.
580. Romanek C.S., Jimenez-Lopez C., Navarro A.R., Sanchez-Roman M., Sahai N., Coleman M. Inorganic synthesis of Fe-Ca-Mg carbonates at low temperature // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. 73.5361–5376.
581. Ronchi L.H., Parente C. V., Fuzikawa K., Neto A.C.B. Genetic and metamorphic conditions constrained by fluid inclusions from Paleoproterozoic (c. 1.8 Ga) magnesite ore deposits, NE Brazil // *Journal of South American Earth Sciences*. 25. 2008. 492–500.
582. Rosenberg P.E. Subsolidus relations in system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ between 350 and 550°C // *American Mineralogist*. 1967. Vol.52. № 5–6. P. 787–797.
583. Rychliński T. & Szulc J. Facies and sedimentary environments of the Upper Scythian–Carnian succession from the Belanské Tatry Mts., Slovakia // *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 2005, vol. 75: 155–169.
584. Salminen, J.; Elming, S.-Å.; Layer, P. Timing the break-up of the Baltica and Laurentia connection in Nuna—Rapid plate motion oscillation and plate tectonics in the Mesoproterozoic. *Precamb. Res.* 2023, 384, 106923.
585. Schneider, J., Haack, U., Stedingk, K., 2003. A Sr isotope study on fluorite and siderite from post-orogenic mineral veins in the eastern Harz Mountains, Germany // *Mineral. Deposita* 38, 984–991.
586. Shannon R. D. Revised Effective Ionic Radii and Systematic Studies of Interatomic Distances in Halides and Chalcogenides // *Acta Cryst.* 1976. A32, 751–767.
587. Shen Y, Cranfield D.E., Knoll A.H. Middle Proterozoic ocean chemistry: evidence from the McArthur basin, northern Australia // *American Journal of Science*. 2002. 302. 81–109.
588. Shumlyanskyy, L.; Bekker, A.; Tarasko, I.; Francovschi, I.; Wilde, S.A.; Melnychuk, V. Detrital Zircon Geochronology of the Volyn-Orsha Sedimentary Basin in Western Ukraine:

Implications for the Meso-Neoproterozoic History of Baltica and Possible Link to Amazonia and the Grenvillian—Sveconorwegian—Sunsas Orogenic Belts // *Geosciences* 2023, 13, 152.

589. Sloss L.L and Laird W.M. Devonian system in central and northwestern Montana, *AAPG Bull.* 1947. V. 31. P. 1404-1430.

590. Smith L. The Michigan Basin: Then and Now - or was it? // *Canadian Society of the exploration geophysicist*, 2000. Abstracts of conference. P.804-806.

591. Sperling E. A., Rooney A. D., Hays L., Sergeev V. N., Vorob'eva N. G., Sergeeva N. D., Selby D., Johnston D. T. and Knoll A. H. Redox heterogeneity of subsurface waters in the Mesoproterozoic ocean // *Geobiology*. 2014. V. 12. 5. P. 373–386. DOI: 10.1111/gbi.12091

592. Stacey J.S., Kramers J.D. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 225–246.

593. Stüeken E.E, Kuznetsov A.B., Vasilyeva I.M., Krupenin M.T., Bekker A. (2021) Transient deep-water oxygenation recorded by rare Mesoproterozoic phosphorites, South Urals // *Precambr. Res.* 360(15), 106242

594. Tang H.-S., Chen Y.-J., Santosh M., Zhong H., Wu G., Lai Y. C–O isotope geochemistry of the Dashiqiao magnesite belt, North China Craton: implications for the Great Oxidation Event and ore genesis // *Geological Journal*/ 2013. 48. 467-483.

595. Taylor H.P. The application of oxigene and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition // *Econ. Geol.* (1974). 69. 843-883.

596. Taylor S.M., McLennan S.M. // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 241–265.

597. Terentiev R.A., Savko K.A., Petrakova M.E., Santosh M., Korish E.H. Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications // *Precambr. Res.* 2020. 346. 105790.

598. Thöni, M. Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm–Nd chronometry // *Chem. Geol.* 2002) 185, 255–281. doi: 10.1016/ S0009-2541(01)00410-7

599. Torres-Ruiz, J. Geochemical constraints on the genesis of the Marquesado iron ore deposits, Betic Cordillera, Spain: REE, C, O, and Sr isotope data // *Econ. Geol.* 2006. 101, 667–677.

600. Tostevin R., Shields G., Tarbuck G., He T., Clarkson M., Wood R. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings // *Chem. Geol.* 2016. 438. 146–162. (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)

601. Toulkeridis, T., Ehrenbring, B. P., Kroener, A. and Schidlowski, M. 1993. Geochemistry and timing of magnesite formation in the Barberton greenstone belt. In: Abstracts

16th Colloquium African Geology (Edited by Maphalala, R. and Mabuza, M.) pp345- 347. Mbabane, Swaziland.

602. Turpin M., Nader F.H., Kohler E. Empirical Calibration for Dolomite Stoichiometry Calculation: Application on Triassic Muschelkalk-Lettenkohle Carbonates (French Jura) // Oil Gas Science and Technology. *Rev. IFP Energies nouvelles*. 2012. V. 67. No. 1. P. 77-95.

603. Valdia K.S., Origin of the magnesite deposits of southern Pithoragar, Kumaun, Himalaya, India // *Econ. Geol.* 1968. 8. P. 924-934.

604. Vernhet, E., 2005. Sedimentary processes, evolution, and paleoenvironmental reconstruction of the southern margin of the Ediacaran Yangtze platform (Doushantuo Formation, central China). PhD Thesis, Freie Universität Berlin, 175 pp.

605. Vitaliano C.J., Callaghan E, Geological map of the Gabbs magnesite and brucite deposits, Nye County, Nevada // *U.S. Geol. Survey Map*. 1956. MF 52.

606. Walker J.C.G., Brimblecombe P., Iron and sulfur in the prebiologic ocean // *Precamb. Res.* 1985. V. 28. P. 202-222.

607. Walker J.C.G., Possible limits on the composition of the Archean ocean // *Nature*. 1983. V. 302. P. 518-520.

608. Ward J. H. W. Geology and metallogeny of the Barberton greenstone belt: a survey // *Journal of African Earth Sciences*, 1995. Vol. 21, No. 2, pp. 213-240,

609. Warren J.K. Evaporites. A Geological Compendium. Second Edition. Springer International Publishing. Switzerland. 2016. 1822 p.

610. Wells A.T., Evaporites in Australia // *Bur. Miner. Res. Aust. Bull.* 1980. № 198. 104 p.

611. Wells A.T., Ranford L.C., Stewart A.J., et al., Geology of the North-Eastern part of the Amadeus basin, Northern Territory. *Bur.Min. Resources Australia, Rep.* 113, 1967. 93 p.

612. Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // *Precamb. Res.* 2001. V. 110. 4. P. 215–239.

613. Wright D. T., Kirkham A. The role of bacterial sulphate reduction in carbonate replacement of vanished evaporites: examples from the Holocene, Jurassic and Neoproterozoic // SP43 - Quaternary carbonate and evaporite sedimentary facies and their ancient analogues. Christopher G. St C. Kendall, Abdulrahman Alsharhan (Eds). Wiley, 2010. P. 362-379.

614. Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: cratonic evolution during the Early Proterozoic // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. P. 343–354.

615. Yang, Y.; Li, C.; Wang, Z.; Gu, H.; Yang, W.; Yuan, M.; Fu, A.; Zheng, B.; Cheng, Z.; Liu, B. Characteristics and Metallogenic Significance of Fe-Mn Carbonate Minerals in the Erdaokan Ag Deposit, Heilongjiang Province, Northeast China: Constraints from Sm-Nd Geochronology and Trace Elements // *Minerals* 2024, 14, 655.
616. Yoder H.S. The $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system and related metamorphic facies // *Amer. Journ. Sci. Bowen Volume*, 1952. P. 569-627.
617. Youbi N., Kouyaté D., Söderlund U., Ernst R., Soulaïmani F., Hafid A., Ikenne M., El Bahat A., Bertrand H., Chaham K.R., Abbou M.B., Mortaji A., El Chorfi M., Zouhair M., El Janati M. The 1750 Ma Magmatic Event of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco) // *Precamb. Res.*, 2013. 236. P. 106-123.
618. Yudovskaya M.A., Sluzhenikin S.F., Costin G., Shatagin K.N., Dubinina E.O., Grobler D.F., Ueckermann H., Kinnaird A. Anhydrite Assimilation by Ultramafic Melts of the Bushveld Complex, and Its Consequences to Petrology and Mineralization. 2018 // *Society of Economic Geologists, Inc. SEG. Special Publications*, no. 21, pp. 177–206.
619. Zhao, G., Zhai, M., 2013. Lithotectonic elements of Precambrian basement in the North China Craton: Review and tectonic implications // *Gondwana Research* 23, 1207-1240.
620. Zimák, J., Losos, Z., Novotný, P., Dobeš, P., Hladíková, J., Study of vein carbonates and notes to the genesis of the hydrothermal mineralization in the Moravo-Silesian Culm // *Journal of Geosciences*. 2002. 47(3-4). P. 111-122.

Ресурсы Интернета:

<https://stratigraphy.org/chart>

www.stratigraphy.org

https://nedradv.ru/nedradv/ru/find_place?obj=ce25858e63a5838402c0bb8d73042622

(Березовское месторождение сидеритовых руд, Забайкальский край)

<http://www.bashnedra.ru/contests-auct/414/> (данные по Суранскому флюоритовому месторождению)

<https://bigenc.ru/c/geodinamika-dccacd> (Большая Российская энциклопедия)

Фондовая литература

Андрианова О.С. и др. Отчет о детальной разведке Кызыл-Ташского месторождения магнезита в Белорецком районе БАССР за 1953-1954 гг. Уфа, 1954. Башгеолфонд, № 3438.

Андрианова О.С. Промежуточный отчет по поисково-разведочным работам на магнезит в Белорецком районе БАССР Кызыл-Ташской геологоразведочной партии в 1956 году. Уфа, 1956. Башгеолфонд, № 3484.

Базурин А.З. и др. Перспективы промышленного освоения магнезитов Белорецкой группы месторождений в БАССР (ТЭД). Уфа, 1962. Башгеолфонд. 6006.

Бодунов В.С., Сердобова Т.Н. Отчет Кзылташской ГРП по поискам и разведкам месторождений магнезитов в Белорецком районе БАССР за 1955-1957 гг. Уфа, 1958. Южно-Уральское Геологическое Управление. Башгеолфонд, № 3028.

Бусыгин Б.Д. Магнезитовая формация нижнего рифея в Саткинском районе на Южном Урале. Диссертация ... канд. геол.-мин. наук., Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого. Свердловск 1991. Т. 1, 181 с. Т. 2, 63 с.

Глызин Ю.С., Малков Ю.Н., Бобков М.Ф., и др., Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:50000 на площади планшетов N-40-46-Б (вост. пол.), N-40-46-Г (сев.-вост. четв.), и N-40-47-А (без юго-вост. четв.), проведенного Юрюзанским отрядом в 1973-1977 гг. (Саткинский р-н Челяб. обл.). т. 1. Рукопись. Челябинск, УТГУ. 1978.

Крупенин М.Т., Маслов А.В. Отчет по научно-исследовательской работе «Разработка концепции использования минерально-сырьевых ресурсов района Бакальских сидеритовых месторождений» Бакальское рудоуправление. 1996 г. 44 с.

Парначев В.П. Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала. Диссертация ... доктор геолого-минералогических наук. Свердловск: ИГГ УФАИ СССР, 1987.

Петров В.И. Отчет «Геологическое доизучение м-ба 1:50000 Саткинской площади, общие поиски кристаллического магнезита в пределах Березовского участка и полиметаллов на Чернореченском участке». ЧГГПИ. Челябинск. 1995.

Сидоренков А.И. Литология саткинской свиты на Ю. Урале. Район Саткинских месторождений магнезитов. Диссертация ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, Свердловский горный институт им. В.В. Вахрушева. 1966. Т. 1, 355 с.

Савченко В.А. и др. Поисковые работы на маложелезистые талькиты в пределах Белорецкой площади (Республика Башкортостан). Отчёт за 2013-2015 гг. Башкирский филиал ФГУ «ТФГИ по Приволжскому федеральному округу». Уфа, 2015. 339 с.

Стариков К.И., Костенко Л.Ф., Грознецкий Д.Л. и др. Отчет по теме 121/68: "Обобщение материалов поисково-разведочных работ 1962-1968 гг. на магнезиты в Златоустовском районе с составлением сводного отчета и подсчетом запасов по Семибратскому месторождению". Миасс. 1970.

Сухарев Н.Д. Отчет о поисково-разведочной работе на магнезит в районе Белорецка. Уфа. Башгеолтрест. 1931. 40 с.

Сухарев Н.Д. Отчет о результатах работ геологоразведочной партии на магнезит в 1932 г. Месторождения магнезита на р. Сюрюньяз, БАССР. Уфа. Башгеолтрест. 1933.

Фаткуллин Н.А. Отчет о предварительной разведке Исмакаевского месторождения магнезитов за 1992-1997 гг с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1998 (2 кн., 2 папки), Кн. 1 Текст. ОАО «Башкиргеология». Уфа. 1997 г.

Швецов П.Н. Ямаев Ф.А. и др. Геологическое строение центральной части Ямантауского антиклинория в среднем течении рек Бол. и Мал.Инзер. N-40-68-Б, Г; N-40-80-Б. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1972.