

УДК 552.21:553.682

DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-794-818

О классификации геолого-промышленных типов магнезитовых месторождений

М. Т. Крупенин

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: krupenin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 26.02.2025 г., принята к печати 03.06.2025 г.

Объект исследования. Классификации геолого-промышленных типов магнезитовых месторождений. **Цель.** Детализировать существующую классификацию магнезитовых месторождений на основе комплекса определяющих признаков. **Материалы и методы.** Материалы – комплекс литолого-фациальных, структурно-минералогических и изотопно-геохимических признаков магнезитовых месторождений. Метод – анализ как собственных, так и литературных данных для классификации геолого-промышленных типов и уточнения их генезиса. **Результаты.** Дана авторская генетическая классификация промышленных месторождений магнезита в соответствии с принципами “конкретной классологии” и выделением таксономических (кристаллическая структура, форма рудных тел) и описательных признаков месторождений. Выделены две группы магнезитов: А – яснокристаллические в до-мезозойских отложениях и Б – скрытокристаллические в мезокайнозойских отложениях. В пределах группы А различаются пластообразные залежи кристаллических магнезитов (А-2) в карбонатных толщах и линзы тальк-брейнеритовых камней среди гипербазитов (А-3). Оба типа имеют признаки гидротермально-метасоматического образования. К этой группе отнесены пласты микритовых магнезитов, связанных с субаэральными прибрежно-морскими условиями и микробально-диагенетическими стадиями карбонатакопления (А-1). Вторая группа включает типы, связанные с корой выветривания гипербазитов: инфильтрационно-остаточные штокверковые (Б-1), пластовые кластохемогенные (Б-2) и биохемогенные осадочно-диагенетические (Б-3). Распределение стабильных изотопов образует непрерывающиеся области с пониженными значениями $\delta^{18}\text{O}$ в группе кристаллических магнезитов и максимумом в микритовых и еще более высокими значениями для группы скрытокристаллических. **Выводы.** Принципиальная разница между выделенными группами магнезитовых месторождений заключается в источнике Mg: из морской воды (типы А-1 и А-2) или из гипербазитов (типы А-3, Б-1, Б-2 и Б-3).

Ключевые слова: магнезит, геолого-промышленные типы, крупнокристаллический, микрокристаллический, криптокристаллический, изотопы углерода и кислорода, тайдиальные и морские обстановки карбонатакопления, эвапориты

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6)

On the classification of geological and industrial types of magnesite deposits

Mikhail T. Krupenin

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110,
Russia, e-mail: krupenin@igg.uran.ru

Received 26.02.2025, accepted 03.06.2025

Subject study. Classification of industrial types of magnesite deposits. **Aim.** To detail the existing classification of magnesite deposits based on a set of defining features. **Materials and methods.** Materials – a set of lithological-facies, structural-mineralogical and isotope-geochemical features of magnesite deposits. Method – analysis of both our own and literary data for the classification of industrial types and clarification of their genesis. **Results.** The author’s genetic classification of industrial magnesite deposits is given in accordance with the principles of “specific classiology” and the allocation of taxonomic (crystalline structure, shape of ore bodies) and descriptive features of deposits. Two groups of magnesites are distinguished: A – clear-crystalline in pre-Mesozoic sequences and B – cryptocrystalline in Mesozoic-Cenozoic sequences. Within group A, there are sheet-like deposits of crystalline magnesites (A-2) in carbonate strata and lenses of talc-breunnerite stones among hyperbasites (A-3). Both types have signs of hydrothermal-metasomatic formation. This group includes layers of micritic magnesites associated with subaerial coastal-marine conditions and microbial-dia-genetic stages

Для цитирования: Крупенин М.Т. (2025) О классификации геолого-промышленных типов магнезитовых месторождений. *Литосфера*, 25(4), 794–818. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-794-818>. EDN: UINQNI

For citation: Krupenin M.T. (2025) On the classification of geological and industrial types of magnesite deposits. *Lithosphere (Russia)*, 25(4), 794–818. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-794-818>. EDN: UINQNI

of carbonate accumulation (A-1). The second group includes types associated with the weathering crust of hyperbasites: infiltration-residual stockwork (B-1), sheet clastochemogenic (B-2) and biochemogenic sedimentary-diagenetic (B-3). The distribution of stable isotopes forms non-overlapping areas with reduced $\delta^{18}\text{O}$ values in the group of crystalline magnesites and a maximum in micritic and even higher values for the group of cryptocrystalline. *Conclusions.* The fundamental difference between the identified groups of magnesite deposits lies in the source of Mg: from seawater (types A-1 and A-2) or from hyperbasites (types A-3, B-1, B-2 и B-3).

Keywords: *magnesite, geological and industrial types, coarse-crystalline, microcrystalline, cryptocrystalline, carbon and oxygen isotopes, tidal and marine carbonate accumulation environments, evaporites*

Funding information

The research was conducted in accordance with the topic of the state assignment of the Institute of Geology and Geophysics of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (state registration number 123011800013-6)

Acknowledgements

The author expresses gratitude to an unknown reviewer and V.V. Maslennikov for critical reading and correction of the text, as well as to V.V. Chernykh and M.P. Pokrovsky for a useful discussion on methodological aspects.

Link to video report by M.T. Krupenin "On industrial-genetic types of magnesite deposits": http://www.igg.uran.ru/videoportal/2024_10_14_ULB/archive/

ВВЕДЕНИЕ

Магнезит является важнейшим сырьем для производства металлургических огнеупоров, поскольку получаемый из него периклаз (MgO) имеет температуру плавления 2800°C . Кроме того, из него получают вяжущие высокой прочности (цемент Сореля), ряд химических соединений и металлический магний (Сиваш и др., 2001). Месторождения криптокристаллического магнезита, образованные в приповерхностных условиях в коре выветривания гипербазитов, рассматриваются в контексте биогеохимической модели утилизации CO_2 , основанной на биологических путях осаждения карбоната магния (Lackner et al., 1995; Power et al., 2009). Среди геолого-промышленных типов магнезитовых месторождений обычно выделяют несколько главных: разнообразные скопления криптокристаллических магнезитов, связанных с корой выветривания гипербазитов (как древней, так и современной), достаточно однородная по свойственной группе месторождений кристаллических магнезитов (МКМ) в домезозойских карбонатных толщах (Генетические типы..., 1984), гидротермально-метасоматических тальк-магнезитовых залежей, образованных по гипербазитам. МКМ в карбонатных толщах являются основным геолого-промышленным типом для многих стран, на него приходится основной объем добываемого огнеупорного сырья в мире. Добыча магнезитов всех типов с начала XXI в. стабильно держится на уровне 30 млн т/год (United States..., 2019). В пределах группы кристаллических магнезитов нами предлагается выделить еще один тип микрокристаллических магнезитов, приуроченных к эвапоритовым прибрежным терригенно-сульфатно-карбонатным толщам. В зависимости от условий формирования, которые до

сих пор недостаточно изучены, закономерности размещения и минералого-геохимические признаки выделенных типов месторождений существенно различаются.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу данной работы положены результаты сравнительного анализа основных геолого-промышленных типов магнезитов по комплексу геолого-структурных, литолого-фациальных, структурно-минералогических и изотопно-геохимических признаков с использованием как собственных данных, так и обзора литературных данных для различных регионов мира. Это позволило уточнить классификацию существующих типов магнезитовых месторождений на основе принципов "конкретной классификации" (Покровский, 2014) в применении к месторождениям магнезитов. Такой подход предполагает в качестве основания для классификации выделение иерархии геологических особенностей (признаков). Характеристические признаки называются таксономическими, определяющими различия типов. В нашем исследовании основным таксономическим признаком признана кристаллическая структура магнезитов, позволяющая выделить две группы совокупностей месторождений: А – янокристаллические, Б – скрытокристаллические. Другим таксономическим признаком является форма рудных тел, варьирующаяся для разных типов (пласты, линзы, гнезда, штокерки и т. п.). Для характеристики выделенных типов, всего шесть в пределах двух групп: А-1, А-2, А-3 и Б-1, Б-2, Б-3, рассмотрен набор описательных признаков, которые уточняют различные их свойства и могут быть использованы для генетической интерпретации. Проведенный анализ позволил уточнить ранее вы-

деленные типы геолого-промышленных магнезитовых месторождений. В частности, выделен следующий тип – микритовые пластовые магнезиты (Аделаида), сформированный в субэвральных эвапоритовых условиях в терригенно-карбонатных отложениях различного возраста.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Существуют различные варианты классификаций геолого-промышленных типов магнезитов. Ряд классификаций основан на различиях по каким-либо вещественным признакам: по кристаллической структуре (кристаллические и криптокристаллические), химическому составу (маложелезистые и железистые), геологической позиции вмещающих толщ (морские или континентальные), возрасту (допалеозойские и мезокайнозойские). По предложению ФБУ “ГКЗ” (Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых) среди месторождений магнезита выделяют два формационных типа по условиям образования и парагенезу вмещающих пород – терригенно-карбонатный и ультрамафитовый (Методические рекомендации..., 2007). Ряд классификаций основан не на характеристических признаках, а на генетической трактовке образования магнезита (Генетические типы..., 1984; Смолен, 1991; Главнейшие..., 1993) с выделением гипогенных апогипербазитовых тальк-брейнеритовых камней (А), гипергенных остаточных и осадочных лимнических эвапоритовых и морских магнезитов (Б), которые формировались за счет поступле-

ния магния из кор выветривания. Эти классификации подробные и сложные, но не всегда основаны на фактах, в частности, не отражают существование эпигенетических залежей кристаллических магнезитов в карбонатных толщах. Все криптокристаллические магнезиты формируются в континентальных условиях в интервале мезозой–кайнозой. Кристаллические магнезиты связаны с морскими или прибрежными бассейнами, часто с признаками эвапоритовой седиментации, впрочем и криптокристаллические, как правило, связаны с аридными условиями. В большинстве современных классификаций геолого-промышленных типов магнезитов обычно выделяют две основные группы: I – кристаллических магнезитов, II – криптокристаллических (пелитоморфных) магнезитов (Генетические типы..., 1984; Kralik et al., 1989; Pohl, 1990; Шевелев, Урасина, 1991; Schroll, 2002; Шевелев и др., 2003; и др.). Первая группа содержит два геолого-промышленных типа: кристаллические магнезиты древних осадочных толщ и тальк-магнезитовые (брейнеритовые) камни. Вторая группа объединяет несколько геолого-промышленных типов: магнезиты коры выветривания по серпентинитам и связанные с ними магнезиты кайнозойских осадочных комплексов. Автором суммированы литературные данные по классификациям геолого-промышленных типов магнезитовых месторождений (рис. 1).

Авторская классификация месторождений магнезита основана на классификационном подходе. Выделенные типы различаются как по определяющим признакам кристаллической структуры, фор-

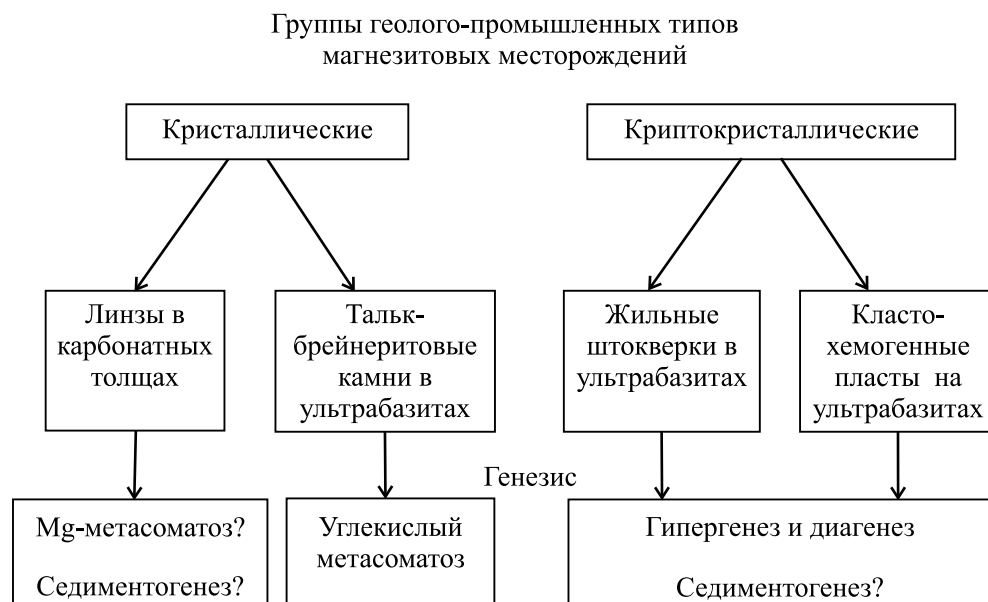


Рис. 1. Классификация геолого-промышленных типов магнезитов на основе обобщения литературных данных.

Fig. 1. Classification of geological and industrial types of magnesites based on a generalization of literary data.

ме залежей, так и по ряду описательных признаков: условиям локализации (фациальные обстановки, климат, парагенез вмещающих пород), возрасту вмещающих толщ, структурно-текстурным и изотопно-геохимическим особенностям. Согласно таксономическому признаку кристаллических структур выделены две группы месторождений магнезита: А – яснокристаллические в древних (домезозойских) отложениях, Б – криптокристаллические (аморфные) магнезиты в мезокайнозойских отложениях. Типы в пределах этих групп основаны на комплексе признаков, установленных как многочисленными предшествующими исследователями, так и в результате наших собственных наблюдений: геологические условия залегания, форма рудных тел, парагенетические породные ассоциации, предполагаемые источники магния и механизмы формирования рудных тел. В первой группе различаются два типа: тип пластообразных залежей кристаллических магнезитов в карбонатных толщах (А-2) и тип тальк-брейнеритовых камней (А-3), образующих тела среди гипербазитов (Еремин, 2007). Оба типа имеют признаки гидротермально-метасоматического образования по соответствующему протолисту: или осадочные морские карбонатные толщи, или массивы серпентинитов в пределах офиолитовых комплексов. Из состава типа кристаллических магнезитов нами предлагается вывести в отдельный (третий) тип залежи микритового магнезита, имеющие особые признаки размещения (пластовая форма, тонкокристаллическая структура, связь с микробиальными и субаэральными прибрежно-морскими условиями) и приуроченные к ранним (биогенно-диагенетическим) стадиям карбонатообразования (А-1). Вторая группа включает различные типы, связанные с корой выветривания гипербазитов: инфильтрационно-остаточные штокверки (Б-1) в щебенистой зоне гипергенеза, кластогенные, класто-хемогенные (Б-2), хемогенные пластовые (Б-3) осадочно-диагенетические; все эти типы формировались в континентальных субаэральных условиях при активном участии микробиалитов.

Линзы кристаллического магнезита (МКМ) в карбонатных толщах. Этот тип является основным геолого-промышленным типом магнезитового сырья, на долю которого приходится до 75–80% мировой добычи магнезительного сырья (Еремин, 2007; United States..., 2019). МКМ образуют провинции в различных регионах мира, большинство из которых приурочено к отложениям палеопротерозоя (Ляонин в СВ Китае и продолжение этой провинции на Северо-Корейском полуострове в КНДР, Восточный Саян в РФ), мезо- и неопротерозоя (Южный Урал, Енисейский кряж в РФ, север Австралии, Брумадо в Бразилии, Малые Гималаи в Индии и Непале, Альберта в Канаде), огромный пояс МКМ (2000 км) в палеозойских толщах

от Словакии, через Италию и Австрию до Испании. Продолжением последнего, вероятно, являются МКМ в верхнем палеозое Мидконтинента в США (Главнейшие..., 1993; см. также ссылки в этой работе; Шевелев и др., 2003), если следовать модели В. Прохаски (Prochaska, 2000) о формировании этих МКМ в пермотриасе еще до отделения Северной Америки от Пангеи. К рифейским нематаморфизованным отложениям типового разреза рифея на западном склоне Южного Урала в Башкирском мегантиклинории (БМА) приурочена Южно-Уральская провинция МКМ, а также широкое разнообразие Mg-Fe карбонатных пород. Огромные запасы магнезитов (90% огнеупорной продукции РФ производится на ПАО “Комбинат Магнезит”, г. Сатка), хорошая доступность, подробная изученность условий залегания дают удобную возможность для разработки генетических моделей. Эти месторождения детально изучены и явились полигоном для разработки генетических моделей для МКМ (Анфимов и др., 1983; Генетические типы..., 1984; Крупенин, Кольцов, 2017; и др.). Месторождения по запасам варьируются от мелких до крупных (от 10 до более 100 млн т).

МКМ образуют крупные залежи мономинерального магнезита в карбонатных толщах, сформированных в различных обстановках шельфовых бассейнов на платформах. Такие месторождения известны в мировой литературе как Вайч-тип, по названию месторождения в Австрии (Pohl, 1990), и характеризуются очень устойчивым типом стрельчатой кристаллической структуры, состоящей из разнонаправленный ромбоэдров размером 1–5 см, редко до 20 см. На примере Южно-Уральской провинции в типе МКМ выделяется несколько подтипов, собственно Саткинский (рис. 2) (протолит – доломит) стрельчатых крупнокристаллических магнезитов (аналоги – Енисейский кряж, Восточный Саян, Ляонин в Китае), Исмакаевский (протолит – известняк), стрельчатый среднекристаллический магнезит (аналоги – палеозойский пояс Центральной Европы), Семибратский (протолит – известняк, магнезит мелкокристаллический гранобластовый с изометричными кристаллами размером до 3 мм, редко 5 мм). Условия образования и характерные признаки МКМ: приуроченность к мощным толщам морских и лагунных карбонатов, пласто- и линзообразная форма и большая мощность залежей (десяtkи м, до 300 м в Ляолине, Китае), признаки метасоматического образования по твердой карбонатной породе (контуры магнезитовых тел пересекают элементы слоистости, микробиальные тонкослоистые и строматолитовые текстуры вмещающих карбонатов).

МКМ имеют высококачественный химический состав, близкий к стехиометрии магнезита (MgO – 47.8%), а содержание вредных для производства огнеупоров примесей CaO , SiO_2 , FeO составля-

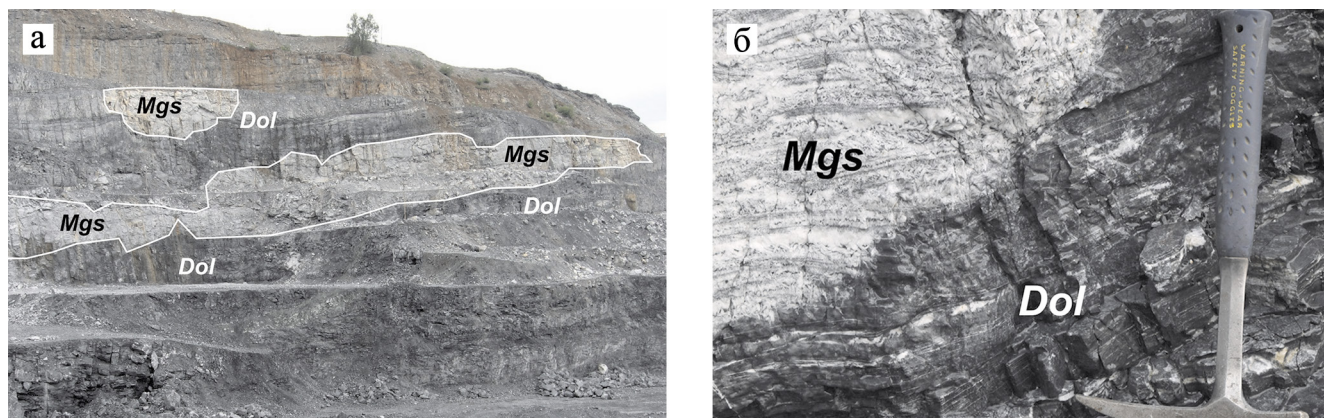


Рис. 2. Секущие метасоматические латеральные контакты магнезита (*Mgs*).

а – крупные пластообразные и гнездообразные тела в слоистой толще доломита (*Dol*), СЗ борт Карагайского карьера, Саткинское месторождение; б – кососекущий контакт слоистого доломита и полосчатого магнезита.

Fig. 2. Cross-cutting metasomatic lateral contacts of magnesite (*Mgs*).

а – large sheet-like and nest-like bodies in the layered dolomite sequence (*Dol*), NW side of the Karagay quarry, Satka deposit; б – obliquely cutting contact of layered dolomite and banded magnesite.

ет <1%. Наиболее высококачественные магнезиты приурочены к свитам с мощными доломитовыми пластами (Ляонин, Восточный Саян, Сатка, Енисейский кряж, месторождение Рубиан в Испании). В переслаивающихся терригенно-карбонатных толщах выделяют различные сорта магнезитов по содержанию примесей железа: низкожелезистые ($\text{Fe}_2\text{O}_3 < 1\%$), железистые ($\text{Fe}_2\text{O}_3 - 3-5\%$) и брейнериты ($\text{Fe}_2\text{O}_3 < 10\%$) (Главнейшие..., 1993). Также выделяются и сорта по содержанию кремнезема.

Пласты микрокристаллического магнезита в терригенно-карбонатных толщах. Этот тип предлагается выделить в качестве самостоятельного в группе кристаллических магнезитов, связанных с терригенно-карбонатными отложениями. Крупный промышленный объект таких магнезитов разрабатывается на юге Австралии на месторождении Миртл-Спрингс, синформа Аделаида (Frank, Fielding, 2003; Keeling et al., 2019). Синформа Аделаида – неопротерозойский рифтогенный осадочный бассейн с мощностью вмещающих толщ 5–15 км, состоящий из серии мелководных суббассейнов растяжения со значительными латеральными вариациями мощности. Маломощные магнезитовые пласты приурочены к терригенно-доломитовой неопротерозойской толще эвапоритовых отложений формации Скиллогали. Пачка доломитов с пластами магнезитов, достигающая мощности 100 м, простирается вдоль западной окраины хребтов Флиндерс на 120 км. Доломиты имеют возраст 790 млн лет (U-Pb, циркон из прослоев вулканокластике (Keeling et al., 2019)) и генетически связываются с лагунной седиментацией и привносом высокощелочных вод с континента (Полезные ископаемые..., 1980). Месторождения относятся к мелким по запасам (до 10 млн т).

Доломиты формации Скиллогали содержат повторыющиеся, латерально выдержанные слои внутриформационных магнезитовых конгломератов, микробиальных слоистых доломитов и строматолитовых доломитовых биостромов с небольшими прослоями силикокластических пород. Пласты магнезита в общем количестве более 30, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров могут составлять более 20% осадочного пакета. Магнезитовые конгломераты – гравелиты и тонкообломочные пласты – переслаиваются с магнезит-доломитовыми и доломитовыми слоями, с незначительными слойками кварцевых алевролитов, с лититовыми косослоистыми песчаниками в биоламинитовых доломикритах. Магнезит широко распространен в качестве второстепенного компонента в верхней части мелководно-морских доломитов Скиллогали, в виде тонких обломочных прослоев грязепеллетового конгломерата, реже – в виде тонкослоистого микритового магнезита с эвапоритовыми типичными структурами (шатровые текстуры деформации слоя при диагенетическом росте эвапоритовых минералов), переслаивающегося с микробиальным микритовым и строматолитовым доломитом плоских дельт.

Мелкозернистые циклы (парасеквенсы) в сочетании с укрупняющимся вверх размером зерен указывают “на неоднократное проградирование крупнозернистого осадка в стоячую воду” (Frank, Fielding, 2003, p. 1003). Признаки этого – наличие псевдоморфоз по шортиту (или гипсу?), трещин усыхания, типичных структур, каналов стока, грязевых (магнезит-доломитовых) прослоев, развитие мелкой волновой ряби в режиме низкой энергии и отсутствие перекрестной слоистости типа хаммоки

(штормовых волн высокой энергии). Это позволяет предположить частое повторение субаэральных условий супралиторали, глубины не более нескольких метров и “быстрое внедрение крупнозернистого осадка в мелководную среду потоками, способными размывать полуконсолидированный субстрат и переносить крупные обломки” (Frank, Fielding, 2003, p. 1003).

Структура магнезитов микритовая, неоднородная: преобладающий размер кристаллов магнезита в обломках обычно составляет 1–8 мкм, но наблюдаются и кристаллы размером до 100 мкм. Маломощные слои кремнистого магнезита (MgCO_3 – 72, SiO_2 – 21.6, CaCO_3 – 6.5%) постепенно переходят в осадочные конгломератобрекчии. Содержание магнезита в отдельных слоях варьируется от 80 до 88 мас. % MgCO_3 с примесями до 20%, состоящими из очень мелкозернистого доломита (6–14 мас. %), талька (1–5%) и кварца (0.1–15 мас. %), со следами альбита и калиевого полевого шпата. Содержание оксида железа низкое ($\text{Fe}_2\text{O}_3 < 0.3$ мас. %), но содержание бора может превышать 200 мг/кг, что отражает прибрежно-морской эвапоритовый генезис. Эвапоритовые супратайдиальные условия образования магнезита подтверждаются обогащением ^{18}O магнезита ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 29\text{--}32\text{‰}$) по сравнению с доломитом ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 28\text{--}30\text{‰}$) (Frank, Fielding, 2003).

По мнению Дж. Киллинга с соавторами (Keeling et al., 2019), циклическое отложение тонких богатых магнезитом илов проходило в широкой супралиторали (себхе). Карбонатные образования были высушены, переработаны во время паводков и снесены в зону литорали в виде грязевых конгломератов и гравелитов (микситовых гравелитов) толщиной 0.1–5.0 м, смешанных с морским доломитовым илом. Магнезитовые селевые потоки превышали ширину 1 км и простирались на десятки километров вдоль береговой линии неоптерозойских отложений. Осадки были литифицированы и смяты в широкие открытые складки, но не перекристаллизованы. Фациальный состав карбонатных отложений характеризуется широким развитием строматолитов и микробиалитов, которые могли иметь значение для формирования первичных микритовых скоплений магнезита. Важно отметить, что магнезиты образовались в субаэральных условиях супралиторали, а не в субаквальных условиях сублиторали или открытого шельфа, к карбонатным отложениям которых приурочено большинство месторождений кристаллического магнезита. Несмотря на микрокристаллическое сложение, магнезиты этого типа не имеют связи с телами гипербазитов, в то же время приурочены к терригенно-карбонатным толщам. Это одна из причин отнесения их к особому типу. Тем не менее генезис данного типа месторождений является не до конца понятным.

Выделяемый нами тип представляет уникальный пример образования обломочного тонкозернистого магнезита, для образования которого определенную роль сыграла микробиальная активность и особые (неморские) обстановки карбонатообразования. К этому типу также можно отнести небольшие месторождения микритовых магнезитов, образованных в эвапоритовых терригенно-карбонатных прибрежных бассейнах как палеопротерозоя (ятулий Карелии) (Melezhik et al., 2001), а также и в сульфатно-доломитовых бассейнах триаса, к примеру Касвассаграбен, Грёден и другие в Австрии, Бурано в Италии (Lugli et al., 2002), формации Саладо в Нью-Мексико, США (Garber et al., 1990)). Для всех перечисленных объектов отмечается сходный набор признаков: микритовые структуры, пластчатая форма тел и невысокая мощность, цикличность размещения пластов магнезита в терригенно-карбонатных, часто красноцветных отложениях супралиторали (себхи и плаи), наличие признаков субаэральной седиментации вмещающих доломитов (трещины усыхания, типи-структуры), обилие микробиальных текстур, псевдоморфозы доломита по сульфатам, утяжеленный изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 17\text{--}30\text{‰}$) по сравнению с крупнокристаллическими магнезитами. Мы предлагаем выделить месторождения и проявления подобных магнезитов как **тип Аделаида**.

Тальк-магнезитовые (брейнеритовые) камни. Этот тип представлен тальк-магнезитовыми залежами, связанными со среднетемпературным углекислым метасоматозом ультраосновных массивов (Курс месторождений..., 1975). Источником углекислоты могут являться блоки карбонатных пород, подвергающиеся высокотемпературной диссоциации, при повышенном давлении CO_2 серпентинит становится неустойчивым. В областях развития гипербазитов, к примеру в пределах шовных зон в орогенах, этот тип месторождений представлен широко (Шабровский тип в России). В зоне Главного Уральского разлома расположены Шабровское месторождение в 20 км к югу от г. Екатеринбург и серия ему подобных (Сысертское, Медведевское, Сыростанское и другие в Миасской провинции). Месторождения относятся к крупным по запасам (более 100 млн т).

Шабровское месторождение представлено серией субсогласно расположенных линз тальк-магнезитовых камней неправильной формы общей мощностью до 90 м и протяженностью до 1.2 км (Огородников и др., 2000), контролируемых зонами крутопадающих разломов и разделенных участками реликтовых серпентинитов, реже апосерпентинитовых тальцитов и тальк-хлоритовых сланцев. Само тело серпентинитов локализовано в толще филлитов с прослоями мраморизованных известняков и серицит-кварцевых сланцев. Месторождение обрабатывалось открытым способом: непосред-

ственно в забое выпиливали блоки для футеровки металлургических печей (отсюда название этого типа сырья “тальк-магнезитовые камни”), отходы дробили для получения талька флотационным методом, брейнерит использовали как агросырье (Еремин, 2007).

По данным В.Н. Сазонова (1976), тальк-брейнеритовые камни Шабровского месторождения содержат (среднее по 21 анализу, в мас. %): CO_2 – 22.20, Fe_2O_3 – 2.31, FeO – 3.5, MgO – 32.7, CaO – 2.32, Al_2O_3 – 1.17 и SiO_2 – 33.30. Содержание FeCO_3 в брейнерите составляет, по данным рентгеноструктурного анализа, от 7 до 15 мол. % (Огородников и др., 2000). В этом типе Fe-магнезит составляет 40–60% от массы тальк-карбонатной породы, примесями, кроме талька, являются магнетит, серпентин, хлорит, доломит, сульфиды. Распределение стабильных изотопов углерода и кислорода в тальк-брейнеритовых камнях образует поле, перекрывающееся с карбонатами, что указывает на связь этих элементов с мантийными источниками (Kralik et al., 1989).

Инфильтрационно-остаточные жильные штокверки криптокристаллического (аморфного) магнезита. Этот тип распространен в щебенистой коре выветривания гипербазитов, в основном в аридной климатической зоне. В Европе данный тип известен как эвбейский, широко представлен в Греции (Вавдос, Эвбея и др.), Югославии (Голеш, Бела Камен и др.) и других странах на Балканах, в Турции, Иране, где широко развиты офиолиты (Шевелев, Урасина, 1991). Присутствуют они и в других областях развития гипербазитов (Нью-Идрия, Калифорния; Бушвельд, Южная Африка (Pohl, 1990)). В Австрии к этому типу относится месторождение Кроубат на гипербазитах, в России это халиловский тип, представленный серией небольших месторождений в нижней части щебенистой коры выветривания Халиловского гипербазитового массива в Оренбуржье (Щербакова, 2017). Качество магнезита может быть очень высоким ($\text{MgO} > 46\%$), но запасы его ограничены, как правило, узкой зоной в коре выветривания и добыча малопроизводительна (предполагает ручную разборку). Месторождения относятся к мелким по запасам (до 10 млн т). По ряду признаков в этом типе мы выделяем два подтипа: Халиловский и Кроубат/Вавдос.

Халиловское месторождение (270 км к востоку от г. Оренбурга) приурочено к одноименному крупному массиву серпентинизированных гарцбургитов. Полный нонтронитовый тип разреза коры выветривания гипербазитов (Гинзбург, Рукавишников, 1951) представлен последовательностью (сверху вниз): 1 – охра (гидроокислы железа с примесью магнезита, опала); 2 – глинизированный серпентинит (нонтронит); 3 – силицитизированный серпентинит (халцедон, опал, серпентин, примесь магнезита); 4 – серпентинит кавернозный с желва-

ками и прожилками магнезита. В районе рудного поля разрез коры выветривания неполный, представлен зонами интенсивно раздробленных серпентинитов до глубины 5–6 м. В плотных темно-зеленых серпентинитах до глубины 17.5 м развиты многочисленные разнонаправленные прожилки аморфного магнезита, иногда уплощенные гнезда мощностью до 2 м, в целом образующие штокверк. Среднее количество магнезита в этой зоне до 3% (Еремин, 2007). Магнезит имеет колломорфную структуру, характерную почковидную поверхность (литотип “капустник”, назван так из-за внешнего сходства с кочаном цветной капусты), раковистый излом, цвет белый, плотность и твердость повышенные из-за плотного сложения и примеси кремнезема. Химический состав магнезита неоднородный: от чистого магнезита с низким содержанием железа до повышенных содержаний кремнезема (опал, халцедон, сепиолит) и CaO (доломит). Вариации содержания порообразующих компонентов составляют, мас. %: SiO_2 – 0.63–2.21, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ – 0.04–1.17, MgO – 42.57–45.52, CaO – 2.41–4.31, п. п. п. – 49.32–50.58 (Шевелев, Урасина, 1991).

Месторождение Вавдос, образующее рудное поле размером 5×10 км на п-ове Калкилики (Греция), приурочено к массиву серпентинизированных дунитов и пироксенитов в позднемеловом гипербазитовом поясе протяженностью до 100 км. До 90% магнезитов локализовано в коре выветривания зеленых дунитов и бурых серпентинитов. С поверхности площадь покрыта прочной коркой измененного серпентинита с тонкодисперсным агрегатом кварца, магнезита и доломита, завершающей преобразования дунитов минералообразующими флюидами (Dabitzias, 1980). Ниже этой зоны расположены неправильной формы штокверки разнонаправленных магнезитовых жил мощностью до 2 м, в среднем до 0.7 м, глубиной до 80 м без признаков выклинивания. Магнезит имеет высокое качество, до 97–99% – MgCO_3 , остальное – примесь кальцита и доломита. В местах выклинивания жил в магнезитах наблюдается примесь талька и тремолита (Еремин, 2007). Химический состав Эвбейского месторождения, мас. %: MgO – 46.44, CaO – 0.8, SiO_2 – 0.3, Al_2O_3 – 0.8, Fe_2O_3 – 0.4 (Шевелев и др., 2003). По данным (Dabitzias, 1980), формирование магнезитовых жил началось сразу после образования гипербазитового пояса: тектонические трещины заполнялись гипогенными горячими растворами из зоны, находящейся значительно ниже современного эрозионного среза. Образование магнезита связано с падением давления CO_2 в гидротермальной системе в приповерхностных условиях. Таким образом, в данном месторождении предполагается глубинный источник углекислоты для формирования магнезитового штокверка, вероятно, из блоков карбонатных пород, расположенных ниже гипербазитового покрова.

Месторождение Кроубат в Восточных Альпах (Австрия) представлено жилами криптокристаллического магнезита мощностью до 4.5 м, образующими в верхней части месторождения штокверк в серпентинизированных гипербазах. Наиболее крупные рудные жилы простираются до 4 км и прослежены на глубину более чем 300 м (Pohl, 1990). Магнезит снежно-белый и криптокристаллический; с характерными колломорфными текстурами типа “капустник”, связанными с почковидным заполнением жил (почки отделены друг от друга пленками мелкозернистого кремнезема, доломита, сепиолита, серпентина и талька). Часто магнезит массивный или брекчированный, сцементированный более поздней генерацией магнезита, иногда с тонкими прожилками магнезита с волокнистой структурой (рост во время деформации). В верхней части жил отмечается присутствие гидромагнезита. Содержание железа и кальция ниже 1 мас. %, кремнезем варьируется более широко при сохранении высокого качества сырья. Значения стабильных изотопов магнезита типа Кроубат дают широкий разброс $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ – между –20 и –5‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ – от 10 до 30‰ (Kralik et al., 1989). Отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ свидетельствуют об участии органического вещества при формировании углекислоты магнезитов. Широкие вариации изотопии кислорода указывают на сложный механизм образования магнезита, предполагающий как участие метеорных вод, образованных в эвапоритовых условиях, так и возможного участия гидротермальных флюидов.

Перечисленные признаки позволили предложить модель происхождения магнезитовых месторождений типа Кроубат в результате развития приповерхностной эпитермальной системы (Pohl, 1990; см. также ссылки в этой работе). В этой модели гипогенные растворы умеренной температуры и низкой солености, несущие CO_2 , воздействуют на ультраосновную вмещающую породу посредством реакций гидратации и карбонатизации (рис. 3). Формирование гидротерм могло быть результатом или литогенетического/метаморфического обезвоживания осадков под офиолитовыми покровами, или вулканической деятельности в грабенах (Dabitzias, 1980). При подъеме флюидов на фоне падения давления и температуры в трещинах происходит кипение и активное минералообразование, ближе к поверхности весьма вероятно смешивание с метеорной водой. Большая часть железа и кремния, полученных в результате разложения гипербазитов, переносится к поверхности, образуя тонкодисперсную серпентинит-кварцевую корку, в то время как карбонат магния (магнезит и гидромагнезит) осаждается почти на месте в виде геля (Pohl, 1990).

Несомненным источником магния для месторождений этого, как и других типов аморфного магнезита, является кора выветривания гипербази-

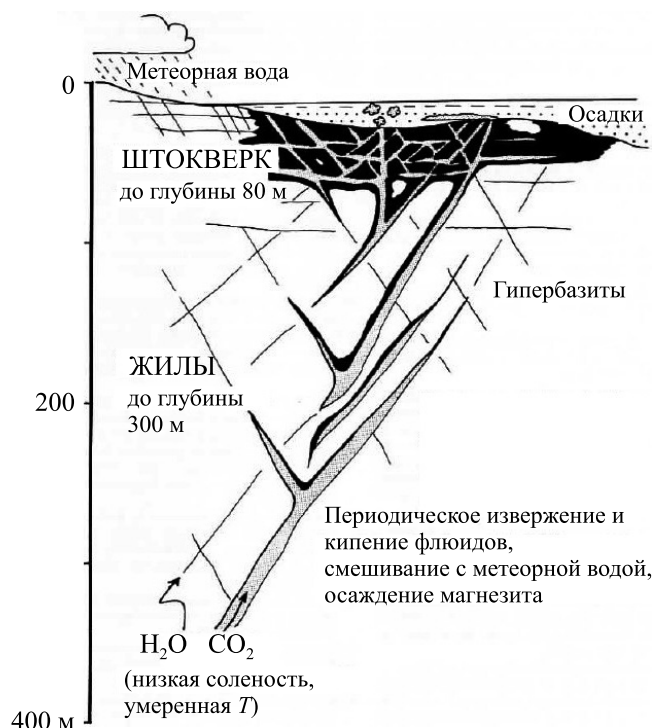


Рис. 3. Эпитермально-гипергенная модель формирования штокверка криптокристаллического магнезита на гипербазах, тип Кроубат; по (Pohl, 1990) с изменениями.

Fig. 3. Epithermal-hypergene model for the formation of cryptocrystalline magnesite stockwork on ultramafic rocks, Craubath type, according to (Pohl, 1990) with modifications.

тов. Механизм отложения магнезита предполагает два варианта: 1) гидролиз минералов ультраосновных пород при инфильтрации метеорных вод и связывание магния в магнезит в трещинах нижней части коры выветривания; 2) поступление углекислых термальных вод снизу и образование магнезита в приповерхностной зоне разгрузки снижения температуры и давления. Детали физико-химических процессов в обоих вариантах при этом до конца не выяснены, проблему представляет как источник углекислоты, так и направление движения и другие параметры рудоносных растворов (Pohl, 1990).

Класто-биохеогенные аллювиально-лимнические пласты переотложенных магнезитов. Этот тип связан с эвбейским типом. Он образован при размыве кор выветривания по гипербазитам и последующем накоплении как обломков аморфного магнезита из штокверков, так и цементирующего их магнезитового ила, представлен прослоями криптокристаллического магнезита в терригенных полимиктовых аллювиально-озерных отложениях. В образовании магнезитовых слоев участвуют

процессы диагенетического конкреционного обогащения в кайнозойских терригенных континентальных бассейнах в семиаридном климате. В отложениях кайнозоя выделено четыре стратиграфических уровня, к которым приурочено накопление магнетита подобного типа: миоцен, нижний плиоцен, плиоцен-плейстоцен, голоцен, а по способу накопления выделены подтипы кластогенный, хемогенный и промежуточный (Шевелев, Щербакова, 1991). Такие месторождения широко развиты в зонах выветривания гипербазитовых массивов на Балканах (Сервия в Греции, Бела Стена в Сербии (Еремич, 2007)), Кубе (Реденсион). В последнем случае геологический профиль месторождения, расположенного в депрессии, представляет собой зеркальное отражение профиля коры выветривания гипербазитов на соседних возвышенностях (“обратная стратиграфия” с охристо-глинистым горизонтом в основании депрессии) (Финько, 1991). Месторождения этого типа образуют офиолит-магнетитовую провинцию Тетис, простирающуюся от бывшей Югославии на западе до Пакистана на востоке, в том числе в Иране и Турции, и являющуюся крупнейшей в Евразии (Zedef et al., 2000; Mirnejad et al., 2015). Месторождения относятся к крупным по запасам (до 100 млн т).

Мощность магнетитовых пластов варьируется от 1–2 до 20–25 м (Сервия, Греция). В одном из самых известных месторождений Бела Стена в Сербии мощность пластов массивного и слоистого почти чистого магнетита (>90%) в третичных озерных отложениях составляла 15 м, примеси представлены доломитом, глиной и углистым веществом. В других подобных объектах в примесях к магнетиту присутствуют анкерит, кварц, магнетит, хромит, сфен, палыгорскит, раковины остракод и моллюсков, водоросли. Как правило, подстилающими породами являются полимиктовые песчаники с карбонатным цементом, мергели и аргиллиты с лигнитами, а перекрывающие представлены в основном доломитами. Прослой кластогенного магнетита представлены брекчиями, конгломератами, гравелитами разной степени сортировки в зависимости от принадлежности русловым или озерным фациям аллювиального фациального комплекса (Сербия, Греция). Более мелкозернистые структуры часто затушеваны вторичными процессами активного *слипания* мелких обломков и появлением почковидных, бобовых, нодулярных текстур, более характерных для озерных (щелочные озера Турции) и аллювиально-озерных (Кунварара (Канвеара), Австралия) отложений. Маломощные (дециметры) и мощные (метры) прослой класто-хемогенных магнетитов слагают пакеты мощностью до 70–90 м среди преимущественно терригенных озерных отложений, часто пересыхающих. Как правило, магнетитовые пласты занимают верхнюю часть разрезов в периферийных частях кайнозойских прогибов

и впадин на регрессивной стадии их формирования (Шевелев, Щербакова, 1991). Магнетиты накапливаются как в гумидном, так и в аридном климате. В гумидном (пресные аллювиальные системы) преобладают магнетит-гидромагнетитовые с хантитом (хунтит, $(\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4)$) залежи в обломочно-глинистых карбонатно-терригенных отложениях (доломитовые мергели и полимиктовые песчаники). В аридном климате преобладают кальцит-доломит-гидромагнетитовые отложения соленых озер с очень низкой железистостью, с пластами нодулярных аморфных магнетитов и кремнистыми конкрециями. Хемогенный механизм отложения магнетита в аллювиально-озерных условиях усматривается в инфильтрационном (или гипогенном) подтоке метеорных/грунтовых вод с высоким содержанием магния в кластогенные магнетитовые пласты (Шевелев, Щербакова, 1991). Источником магния всегда являются коренные гипербазиты. Для данного механизма необходимыми признаются “высокий баланс минералообразующих компонентов (Mg, CO_2), повышенный тепловой режим, периоды наибольшей испаряемости (сезонной) воды, наибольшей активности биогенной среды” (Щербакова, 2017, с. 23). Последний аргумент прямо отсылает нас к участию биогенного фактора в генезисе магнетита данного типа.

В класто-хемогенном типе магнетитов, приуроченном к щелочным озерам на гипербазитовом основании в аридном климате более заметно проявлены биохемогенные процессы формирования магнетитовых диагенетических залежей. Основой, как и для кластогенного типа, является магнетитовый и гидромагнетитовый материал коры выветривания гипербазитов. В щелочных озерах (Салда-Гёлю и другие в Турции) на мелководье широко развиты строматолитовые биогермы, сложенные гидромагнетитом (Zedef et al., 2000; Щербакова, 2017). Как отмечено В.Г. Кузнецовым, микробиальные сообщества цианей “образуют толстые желатиноподобные обволакивания, “рубашки” на субстрате, и гидромагнетит находится только внутри этих рубашек и отсутствует там, где их нет” (Кузнецов и др., 2003, с. 91). При разрушении биогермов накапливаются рыхлые гидромагнетитовые осадки, служащие основой для береговых отложений, при диагенетическом преобразовании последних формируются залежи аморфного магнетита (Щербакова, 2017). Высокая щелочность таких озер, с вариациями pH 8.8–10.7, и высокие концентрации углекислоты в микробиальном субстрате являются благоприятными факторами для образования магнетитальных гидрокарбонатов (Braithwaite, Zedef, 1996). В месторождении Кунварара (Квинсленд, СВ Австралии) по переотложенным штокверкам аморфных магнетитов из кор выветривания гипербазитов, в аллювиально-озерных условиях образуются тела вторичных комковатых и нодулярных крип-

токристаллических магнезитов с огромными запасами (Schmidt, 1987). Как и для кластогенного типа аморфных магнезитов, месторождения данного типа приурочены преимущественно к зонам с теплым, часто аридным климатом. Определенные перспективы прироста запасов магнезитов связываются с этим типом и в РФ (области развития гипербазитов: Алтае-Саянская область, Горный Алтай, Восточное Забайкалье, Сихоте-Алинь), а также Казахстане, Монголии и др. (Шевелев, Щербакова, 1991; Щербакова, 2017).

Магнезиты этого типа характеризуются высоким качеством ($\text{MgO} - 47\%$, $\text{CaO} - 0.9-1.2\%$) с низким содержанием железа ($<1\%$), однако концентрации SiO_2 и CaO могут варьироваться в зависимости от минеральных примесей. На месторождении Кунварара лучшие сорта магнезитового концентрата (белый плотный магнезит) имеют состав, мас. %: п. п. п. – 51.20, $\text{MgO} - 47.20$, $\text{CaO} - 1.10$, $\text{SiO}_2 - 0.35$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.05$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.04$, $\text{MnO} - 0.08$ (Schmidt, 1987).

Состав стабильных изотопов этого типа сходен с магнезитами штокверкового типа и занимает обширную область с отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ и повышенных значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от 25 до 35‰ (Kralik et al., 1989).

Биохеогенные пласты в озерных отложениях на коре выветривания ультрабазитов. Данный специфический тип, в отличие от аллювиально-озерных магнезитов и гидромагнезитов, не содержит перемещенный кластогенный компонент, а только аутигенные минералы гидрокарбонатов магнезия и магнезит, образованные на месте.

Ледниковые мелководные озера и плайи в ледниковом канале Медоу-Милк-Альберта на плато Карибу в районе г. Атлин (север Британской Колумбии и Альберты в Канаде) содержат крупнейшие в мире континентальные скопления низкотемпературного полурыхлого гидромагнезита и магнезита в отложениях голоцена. Как показали исследования, 21 из 33 озер и 20 из 22 пересыхающих болот (плайи) содержат минералы карбоната магнезия. Эти месторождения разведаны и использовались как огнеупорное сырье (Power et al., 2009, 2014; см. также ссылки в этой работе). Они представляют интерес как уникальная природная *континентально-озерная карбонатная фабрика* с высокой скоростью карбонатакопления. Ее изучение привлекает внимание также в связи с рассмотрением актуальных процессов утилизации атмосферной углекислоты (Lackner et al., 1995). Кроме того, это до конца не исследованный, несмотря на обилие публикаций (Raudsepp et al., 2024; см. также ссылки в этой работе), объект формирования раннедиагенетического магнезита, значение которого важно в связи с существованием “проблемы магнезита”, поскольку магнезий является уникально гидрофильным катионом, не образующим кар-

бонат в атмосферных условиях по данным экспериментов.

Район месторождений приурочен к офиолитовому покрову, представленному серпентинизированными гарцбургитами, реже – дунитами с зонами гидротермального кварц-магнезитового изменения (Mavromatis et al., 2021). Рудные тела сложены магнезиальными гидрокарбонатами, магнезитом и арагонитом, образующими острова (отдельные холмы и крупные курганы) в мелководных озерах и плайях. Последние представляют собой пологие впадины, вырезанные ледниками в гипербазитах во время оледенения 16.5–11.0 тыс. лет назад. Магнезиальные карбонаты развиваются над слабопроницаемыми ледниковыми отложениями, покрывающими гипербазитовое коренное основание впадин. Возраст озерной системы более 8000 лет, в настоящее время озера сильно заболочены с широким развитием как микробиалитов, так и высших растений (травяные луга). В истории развития озер можно выделить три основных этапа, отражающих модель образования магнезита (Power et al., 2014).

На первом этапе произошло образование и заполнение гляциальных впадин слоем тиллитов и пресной водой. Второй этап начался со смены водного питания с метеорного на грунтовое с привносом магнезия и части (HCO_3^-) в результате выветривания коренных гипербазитов. Источником озерной воды стали высокомагнезиальные щелочные грунтовые воды, поскольку окружающие вмещающие породы представлены серпентинитами. В итоге произошел переход от терригенного силикокластического к хеогенному карбонатному осадконакоплению с развитием микробиальных матов, формированием вначале арагонит-доломитовых отложений в восстановительных придонных условиях, появлением пирита и диагенетического анкерита в процессе биосульфатредукции (БСР), последующим бентосным образованием дипингита $(\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O})$ и гидромагнезита $(\text{Mg}_4(\text{CO}_3)_3(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O})$ в условиях повышенной щелочности в пресноводных озерах.

Третий этап связан с заполнением озерных впадин аутигенным полурыхлым гидрокарбонатом магнезия и магнезитом. В карбонатообразование активно включились микробиальные процессы, в том числе подщелачивание водной среды цианобактериями, БСР и удаление кремния из гипербазитов диатомовыми водорослями (Power et al., 2009). После заполнения озер осадком процесс карбонатакопления не прекратился, а только продолжился выходом гидрокарбонатов магнезия в надводную зону за счет привноса Mg^{2+} при капиллярном подъеме грунтовых вод и испарении, которое способствует концентрированию растворенных катионов. Процесс интенсивного образования гидрокарбонатов магнезия и магнезита продолжался, несмотря на невысокие температуры в

летний период (в июле в среднем $+15^{\circ}\text{C}$ при невысоком уровне атмосферных осадков: сумма дождевой влаги около 300 мм/год). В результате сформированы надводные гидромагнетитовые холмы (острова), постепенно объединяющиеся в крупные курганы (рис. 4). В таких благоприятных условиях скорость седиментации может достигать до 1 см/год рыхлого осадка. Средняя скорость осадконакопления от 0.4 до 3.0 мм/год, что соответствует накоплению полуконсолидированных магнезит-гидромагнетитовых отложений мощностью несколько метров (оценка скорости основана на радиоуглеродном анализе остаточной растительности) в течение последних 8000 лет.

Установлена закономерность строения и условий образования карбонатных курганов: минералы гидрокарбоната магния и магнезит (снежно-белый, типа “капустника” с коллоидной структурой) формировались в субэвальной зоне, в то время как арагонит (его скопления приурочены к основанию карбонатного разреза, серый или бурый из-за примеси анкерита, пирита) образован в субаквальных частично дисокисных условиях (Power et al., 2014). Интересно, что наблюдаются обломки сер-

пентинита на поверхности аутигенного гидромагнетита (обломок как бы “всплывает”, поднимается растущим снизу карбонатом). Рост идет не только вверх, но и латерально, что приводит к смыканию соседних холмов в крупные курганы. В теле кургана на глубине 1–2 м на уровне грунтовых вод карбонатные отложения цементируются слоем лансфордита ($\text{Mg}(\text{CO}_3) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), который со временем переходит в конкреционный несквегонит ($\text{Mg}_5(\text{HCO}_3)(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Магнезит является единственным минералом, который встречается как в отложениях гидрокарбонатов магния, так и в подстилающих отложениях Ca-Mg карбонатов (арагонит, доломит, анкерит). Содержание магнезита варьируется по разрезу от 5–50% в верхней части (выше уровня грунтовых вод) до 20–80% в нижней. Особенности усадки, связанные с формой выделения магнезита (данные СЭМ), позволяют предположить, что магнезит образовался в результате трансформации комплекса гидрокарбонатов магния, хотя вопрос дискуссионный. Консистенция карбоната варьируется от глинистой до рассыпчатой, вблизи уровня грунтовых вод наблюдались твердые конкреции. Изучение на СЭМ доказывает важную роль микро-

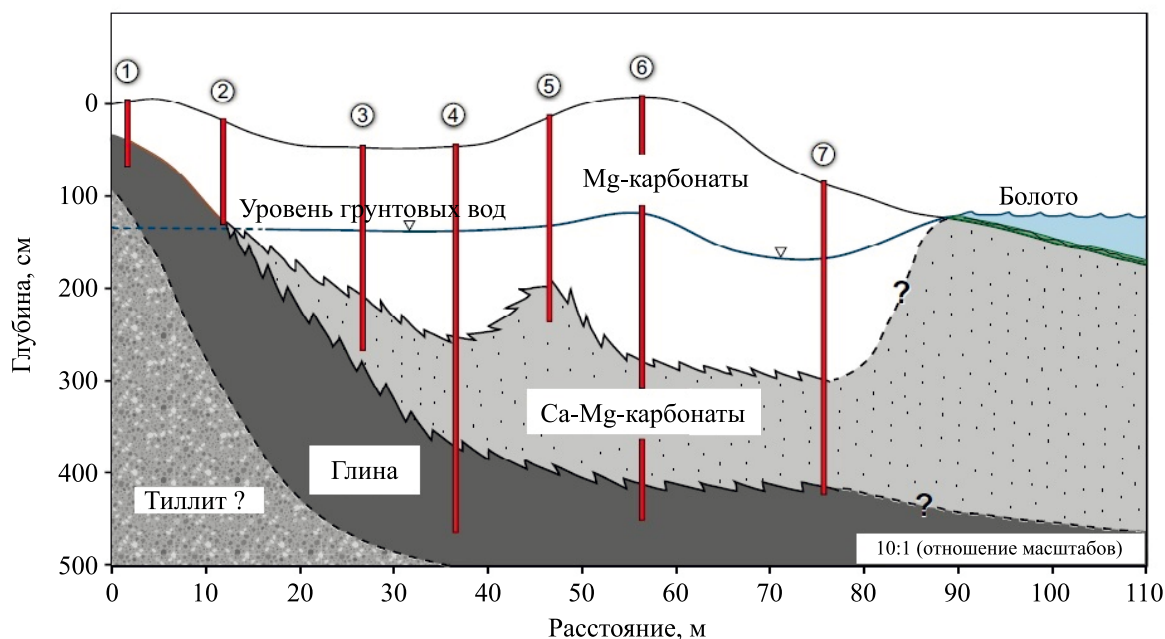


Рис. 4. Схематический разрез осадконакопления в озерах Атлин (Канада) по семи буровым профилям, по (Power et al., 2014) с упрощением.

Уровень грунтовых вод находится в верхнем основном литотипе (гидрокарбонаты магния и магнезит), ниже литотип Ca-Mg карбонатов (арагонит, анкерит и магнезит), силикокластические илы. Сплошные линии основаны на данных, штриховые линии являются интерпретацией.

Fig. 4. Schematic sedimentary section of the Atlin Lakes (Canada) along seven borehole profiles according to (Power et al., 2014) with simplification.

The water table is in the upper main lithotype (magnesium hydrocarbonates and magnesite), below is the Ca-Mg carbonate lithotype (aragonite, ankerite and magnesite), siliciclastic silts. Solid lines are based on data, dashed lines are interpretation.

биалитов (нитчатые цианобактерии) в ощелачивании водной среды и осаждении хлопьевидного гидромагнезита и/или дипингита (Power et al., 2009).

Качество карбонатного магнезиального сырья в данном типе месторождений высокое, несмотря на примесь рассеянных частиц голоценового вулканического пепла, а в нижней части разреза – арагонит-доломитовой примеси и панцирей диатомовых водорослей. Высокодисперсная структура этого типа магнезиального сырья способствует легкому обжигу для получения огнеупорного порошка.

Распределение стабильных изотопов в основных минералах соответствует предполагаемым условиям их образования. В арагоните, магнезите и анкерите ниже уровня грунтовых вод $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 12\text{--}16\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 1\text{--}3\text{‰}$, что можно объяснить диагенетическим осаждением доломита и/или анкерита из грунтовых вод, относительно обедненных ^{18}O и ^{13}C по сравнению с поверхностными водами. В Mg-карбонатных отложениях и наблюдается заметное обогащение ^{18}O и ^{13}C относительно нижележащих Ca-Mg-карбонатных отложений, связанное с испарением и дегазацией CO_2 при субаэральном карбонатообразовании (Power et al., 2014). В лансфордите, приуроченном к переходной зоне грунтовых вод, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 14\text{--}16\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 2\text{--}4\text{‰}$, а в вышележащей зоне субаэральных гидрокарбонатов – $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 15\text{--}20\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = 2\text{--}8\text{‰}$.

Предполагаемый механизм отложения этого необычного сырья гидрокарбонатов магнезия и магнезита рассматривается исследователями преимущественно с позиций чисто хемогенного генезиса (Raudsepp et al., 2024) или с привлечением биохемогенного, также недостаточно разработанного, механизма (Power et al., 2009). Источник Mg не вызывает вопросов в отличие от понимания химизма этого примера карбонатообразования и возможных источников мобилизации углекислоты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Обзор геолого-промышленных типов магнезитов показывает, что проблемы объяснения тех или иных особенностей формирования существуют почти для каждого генетического типа. Большинство вопросов вызывает или источник магнезия, или углекислоты, или детали механизма карбонатакопления, поэтому существуют противоположные модели.

Для генезиса МКМ предлагались различные, в том числе альтернативные, гипотезы. Осадочная гипотеза предполагала источник Mg для МКМ из кор выветривания (Главнейшие..., 1993; Schroll, 2002; Шевелев и др., 2003) или эвапоритовых лагун (Siegl, 1984; Dong et al., 2016). Гидротермально-метасоматическая гипотеза предлагала разные варианты источника: гидротермальный в связи внедрением как базитов (Pohl, 1989), так и грани-

тов (*постмагматическая*), масштабная доломитизация толщ при метаморфизме (Möller, 1989; Kili-as et al., 2006) (*метаморфогенная*), тонкорассеянный магнезит вмещающих доломитовых толщ, мобилизованный в рудные тела в катагенезе (Анфимов, 1997) (*элизионно-катагенетическая*). Каждая из гипотез была достаточно декларативна как по предполагаемому источнику магнезия, так и механизму минералоотложения. В начале текущего века для МКМ предложен непротиворечивый источник магнезия и флюида – эвапоритовый рассол, захороненный в осадочных толщах. Этот механизм впервые доказан для МКМ Австрии с использованием данных ионной хроматографии флюидных включений в магнезитах (*инфильтрационно-рас- сольная модель*) (Prochaska, 2000; и др.). По модели В. Прохаски, метасоматические магнезитовые залежи сформированы в ходе рифтогенного растяжения при расколе Пангеи в пермотриасе (пермскитий) и опускании высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов из засоленных бассейнов формирующегося Неотетиса в зоны слабометаморфизованных нагретых при рифтогенезе терригенно-карбонатных пород молодого герцинского фундамента (Prochaska, 2000, 2016). Этому не противоречит позднетриасовый возраст магнезитов (222.5 ± 9.8 млн лет, Sm-Nd метод, MSWD 3.1 (Henjes-Kunst et al., 2014)).

Модель основана на микротермометрических и хроматографических исследованиях флюидных включений в магнезитах, которые показали их рассольную природу: высокую соленость на уровне 25–30% NaCl экв., высокое содержание галогенов (F, Cl, Br) с распределением вдоль линии эвапоритового тренда, предполагающую образование рассола в эвапоритовых бассейнах (Prochaska, 2000; Prochaska, Krupenin, 2013; и др.). Известно, что эвапоритовые рассолы имеют высокую магнезиальность (McCaffrey et al., 1987) и, таким образом, являются уникальным в стратифере источником магнезия для формирования магнезита, по объему несопоставимо большим по сравнению с другими ранее рассмотренными источниками. Данные по минералогической зональности и физико-химическому моделированию процесса образования различных подтипов МКМ позволили уточнить условия, необходимые для образования гидротермально-метасоматических залежей кристаллического магнезита по карбонатному протоли-ту: восстановительная среда, высокое отношение Mg/Ca, температуры 150–250°C в открытой системе с отношением флюид/порода более 30–40 (Крупенин, Кольцов, 2017). Формирование рудоносных флюидов, образованных из захороненных эвапоритовых рассолов, могло происходить как в пределах вмещающих карбонатных резервуаров, так и в результате длительного взаимодействия с терригенно-глинистыми толщами. Последнее сыграло важ-

ную роль в увеличении содержаний железа, доли радиогенного стронция и ряда других компонентов в составе формирующихся катагенетических рассольных флюидов и, соответственно, продуктов метасоматоза (Крупенин и др., 2016, 2019; Prochaska, 2016). Резкое деплетирование по кислороду ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} < 15\text{‰}$) в магнезитах всех месторождений этого типа связано, вероятно, с температурной перекристаллизацией в процессе гидротермального метасоматоза (Kralik et al., 1989). Последующие метаморфические изменения оказывают малое воздействие на систематику стабильных изотопов в магнезитах (Крупенин, Кольцов, 2017). Для семирбатского подтипа среднезернистых гранобластовых магнезитов Южно-Уральской провинции предполагается пониженная температура метасоматоза, связанная с погружением высокомагнезиальных рассолов на относительно незначительные глубины во вмещающих карбонатных толщах бассейна породообразования.

Подход, основанный на доказательствах рассольной эвапоритовой природы флюидных включений в кристаллических магнезитах и предложенный для МКМ в палеозойских толщах Австрии и Словакии, адаптирован для Южно-Уральской провинции (*термально-рассольная модель*) (Крупенин, Кольцов, 2017). Доказательства рассольной эвапоритовой природы флюидных включений в магнезитах получены для основных МКМ Южного Урала (Крупенин и др., 2013; Prochaska, Krupenin, 2013). Отличием термально-рассольной модели от инфильтрационно-рассольной является стадийность. На первой стадии происходило захоронение эвапоритовых высокомагнезиальных рассолов в терригенно-карбонатных породах, сформированных в обстановках мелководного шельфа надрифтовых бассейнов. На стадии рифтогенной/тектонотермальной активизации и подогрева вмещающих толщ региона рассолы превращались в Mg-рассольные гидротермальные флюиды, мигрировали по тектоническим зонам разуплотнения надрифтовой впадины и производили метасоматическое образование низкожелезистого магнезита ($\text{FeO} < 1\%$) около 1400 млн лет назад (Овчинникова и др., 2018) в Саткинском и Бакальском рудных полях в проницаемых горизонтах карбонатных пород. Месторождения формировались на глубинах не менее 2 км в надрифтовом бассейне. Длительное взаимодействие рассолов с терригенно-глинистыми породами способствовало формированию Mg-Fe флюидов. Последующие тектонотермальные этапы сопровождалось формированием сначала Fe-магнезитов и брейнеритов, а затем и сидероплезитов. Всего в Приуральской надрифтовой впадине выделено три рудных этапа в интервале 1400–1000 млн лет с последовательным насыщением продуктов метасоматоза железом (Крупенин, 2024).

Комплекс перечисленных особенностей подтверждает, что тип МКМ формировался в совершенно иных условиях, чем микрокристаллические магнезиты надприливных себх и, тем более, криптокристаллические магнезиты в зоне гипергенеза ультрабазитов.

Рассмотрение условий формирования вмещающих терригенно-доломитовых толщ для микритовых магнезитов выделяемого нами типа Аделаида определенно указывает на комплекс различий по сравнению с условиями формирования как вмещающих пород, так и магнезитов Саткинского типа. В табл. 1 на ряде примеров месторождений типов Аделаида и Сатка (Вайч) показано сравнение геологических признаков, довольно однозначно устанавливающих различия выделяемых типов. Это, прежде всего, микроструктуры (микрит в первом типе и крупные кристаллы во втором). Другой признак – условия залегания и форма залежей: маломощные пласты брекчий в первом и мощные линзовидные тела в слоистых морских карбонатах. Для второго типа (Сатка) характерно образование пластообразных залежей, для которых отличием от осадочных пластов являются секущие метасоматические латеральные контакты с вмещающими карбонатными породами. Различаются и парагенезы вмещающих отложений (красноцветные доломиты с маломощными прослоями алевролитов в первом типе и сероцветные известняки и доломиты разнообразных морских обстановок во втором). Различия в отношении фациальной позиции: приуроченность пластов магнезитовых конгломератов к косослоистым песчаникам паводковых потоков на супралиторали среди биоламинитовых доломитов в типе Аделаида и афациальный характер размещения рудных тел, зависящий только от факторов проницаемости карбонатных пород для рудоносных флюидов в типе Сатка. Различия в механизмах образования типов Аделаида и Сатка подтверждаются изотопным составом кислорода магнезитов. В микритовых магнезитах, сформированных в эвапоритовых условиях супралиторали, наблюдается увеличение доли ^{18}O , а в крупнокристаллических – значения $\delta^{18}\text{O}$ уменьшаются при температурном фракционировании.

Предлагается различная интерпретация механизма образования: биохемогенное раннедиагенетическое в субэвральных эвапоритовых условиях с последующим переотложением в маломощных пластах конгломератов в зоне литорали для типа Аделаида и катагенетическое метасоматическое образование мощных линз в литифицированных карбонатных толщах, сформированных в широком спектре обстановок шельфа для типа Сатка (Вайч). Предполагается, что важными факторами образования микритового магнезита в обстановках супралиторали явились как активное развитие в этих обстановках цианей, так и аридный климат с

Таблица 1. Сравнительный анализ геологических признаков месторождений магнезита типов Аделаида и Сатка (Вайч)

Table 1. Comparative analysis of geological features of magnesite deposits of the Adelaide and Satka (Vaich) types

Тип пласты микрокристаллического магнезита в терригенно-карбонатных толщах	Тип пластообразные тела кристаллических магнезитов в карбонатных толщах
Скиллогали (неопротерозой, Аделаида), Бурано (триас, Италия), Касвассаграбен (пермотриас, Австрия), Туломозерское (?) (ятулий, Карелия), Сафониha (?) (венд, М. Хинган)	Сатка (рифей, Ю. Урал), Киргитей (рифей, Енисейский край), Вайч (карбон, Австрия), Ляонин (палеопротерозой, КНР), Брумадо (мезопротерозой, Бразилия)
Микрокристаллическая структура магнезита	Крупнокристаллическая структура магнезита
Пластовая форма залежей	Пластообразная и линзовидная форма залежей
Малая мощность пластов до $n \cdot 0.1 - n \cdot 10.0$ м	Большая мощность пластообразных залежей до $n \cdot 10 - n \cdot 100$ м
Наличие пластов переотложенных обломочных магнезитов	Секущие слоистость вмещающих карбонатных пород метасоматические контакты рудных тел
Парагенез с красноцветными карбонатно-терригенными породами (трещины усыхания, псевдоморфозы по сульфатам), строматолитами и другими микробалитами, субаэральные условия формирования (супралитораль, себха)	Парагенез с сероцветными морскими и лагунными карбонатными отложениями с разнообразной биотой, субаквальные условия формирования (литораль, все зоны шельфа)
Цикличность расположения пластов магнезита в терригенно-карбонатном разрезе	Отсутствие связи с цикличностью и осадочными фациями вмещающих карбонатных отложений
Утяжеление $\delta^{18}\text{O}$, типичное для эвапоритовых карбонатов	Деплетирование $\delta^{18}\text{O}$ в шпатовых магнезитах относительно вмещающих морских известняков или эвапоритовых доломитов
Магнезиты образованы на ранних стадиях литификации карбонатного осадка биохемогенным путем в раннем диагенезе с частичным переотложением	Магнезиты образованы после литификации вмещающих карбонатных пород гидротермально-метасоматическим путем

редкими, но катастрофическими по интенсивности дождями. Это сочетание могло способствовать как подготовке благоприятного высокощелочного субстрата при разложении гликокаликса (полисахаридного субстрата цианей) и выработке гидрокарбоната, так и высоких значений Mg/Ca для формирования гидрокарбонатов Mg и магнезита. Детальный механизм такого биохемогенного (раннедиагенетического?) осаждения магнезита пока недостаточно разработан. Для нас важно отметить, что обстановки сурпалиторали с обилием микробальных процессов наилучшим образом отвечают условиям образования магнезита, вероятно, благодаря сочетанию повышенной влажности (но не в водной среде) и солнечной радиации.

Существует предположение о принадлежности к выделенному типу Аделаида пластообразных залежей микрокристаллических магнезитов в терригенно-доломитовой мурандавской свите венда в хр. Малый Хинган в Хабаровском крае. Для уверенного отнесения микритовых магнезитов данного региона к этому типу, как и к типу МКМ, в литературе недостаточно данных прежде всего из-за слабой изученности признаков метасоматического образования рудных тел. Известно, что тела микритовых магнезитов имеют линзовидную форму, при этом крупные залежи достигают мощности

10–58 м при протяженности до 540 м (Первая Сафониha) и тел мощностью до 10 м и протяженностью до 2100 м (Вторая Сафониha) (Степанов, Усанов, 1991). Про возможные признаки связи с мелководными эвапоритовыми отложениями данных недостаточно, кроме доломитового состава вмещающих пород мурандавской свиты венда и наличия в них карбонатных проблематических органических остатков, что может указывать на относительную мелководность карбонатообразования. Сходство с типом магнезитов Аделаида, кроме микритовой структуры магнезитов и парагенеза с доломитами при отсутствии гипербазитовых источников магния, определяется также повышенным содержанием SiO_2 и наличием талька в магнезитах обоих объектов, кроме того, наблюдается парагенез залежей магнезитов с кремнистыми сланцами в обеих провинциях. Известно, что окремнение может быть связано как с вулканогенными эксгальациями, так и с лагунными условиями переменной солености (от рассольных до опресненных) с возникающими при этом высокими градиентами режима щелочности (Кузнецов, Скобелева, 2005), особенно в эвапоритовых доломитах, содержащих раннедиагенетический ангидрит, который может полностью замещаться конкрециями халцедона (Henchiri, Slim-S’Himi, 2006). Кроме того, во вмещающих доломи-

тах мурандавской свиты описаны горизонты брекчий, генезис которых не указан, но вполне может быть связан с растворением горизонтов эвапоритовых минералов. Кстати, в обоих объектах, как и в туломозерской свите Карелии, не отмечено присутствие ангидрита, но указано на псевдоморфозы доломита по эвапоритовым минералам (Keeling et al., 2019; Melezhik et al., 2001). Отсутствие ангидрита объясняется его растворением в процессе БСР. Вероятно, к этому же типу относятся протяженные (до 700 км), но маломощные проявления микрокристаллического магнезита в ассоциации с доломит-ангидритами подсолевых отложений верхнего венда в Непско-Ботуобинской антеклизе на юге Сибирской платформы (Ивлев и др., 1985). С ними соседствуют талькосодеждающие доломиты подсолевых отложений оскобинской свиты венда.

Седиментационное образование магнезита проблематично по критериям термодинамики и кинетики: по данным экспериментов, осаждение магнезита затруднено из-за кинетического ингибирования сольватированными ионами Mg (Scheller et al., 2021; и др.). В экспериментах А.В. Казакова с соавторами (1957) магнезит получен только при повышении температуры до 60°C. Образованию седиментогенного магнезита препятствует его уникальная гидрофильность (устойчивая ионная связь катиона Mg^{2+} с гидроксидом водной среды), не позволяющая получить магнезит в атмосферных условиях. Для начала кристаллизации магнезита требуется нуклеация гидратированного Mg^{2+} (образование наноразмерных зародышей). Для проведения нуклеации и осаждения магнезита из раствора необходимо повышение температуры, давления CO_2 и величины Mg/Ca (Möller, 1989). Физико-химические расчеты указывают на метасоматическое образование магнезита в карбонатном субстрате только при увеличении температуры, значений отношения Mg/Ca, давления CO_2 (Крупенин, Кольцов, 2017). Однако в нескольких генетических типах магнезит формируется на ранних стадиях литификации. Это позволяет многим исследователям предполагать седиментогенное его образование, что представляется парадоксальным. Сложность объяснения широкого развития тел кристаллического магнезита в древних карбонатных толщах и их отсутствие в карбонатных мезокайнозойских толщах породили “проблему магнезита” (Ahagon, 1988). Кроме того, в экспериментах с получением магнезита из морской воды при повышенных параметрах среды (как в лабораторных экспериментах, так и при численном физико-химическом моделировании) его осаждение всегда сопровождается выпадением $CaSO_4$ (гипс, ангидрит), что не соответствует наличию природных залежей мономинерального магнезита.

Существование разных моделей образования криптокристаллических (аморфных) магнези-

тов в коре выветривания гипербазитов (гипергенная и эпипермальная модели) обозначает сохранение “проблемы магнезита” и для группы промышленных типов месторождений аморфного магнезита. Одной из проблем здесь является источник CO_2 , поскольку весьма низкое содержание углекислоты в современной (мезокайнозойской, соответствующей времени выхода гипербазитовых массивов на поверхность) атмосфере явно недостаточно для формирования промышленных объемов аморфных магнезитов. Предлагаются два альтернативных наиболее релевантных механизма: биохемогенный (Шевелев и др., 2003; Щербакова, 2017) и гипогенно-эпипермальный (Dabitzias, 1980; Pohl, 1990), у каждого из которых есть свои критерии применения к конкретным объектам (возможно также, что существуют объекты с разными механизмами образования со сходным результатом – наличием штоков аморфного магнезита). Биохемогенный механизм, вероятно, может объяснять формирование скоплений аморфного колломорфного магнезита в ограниченной по мощности зоне щебенистой коры выветривания гипербазитов (не более 20 м от поверхности), быстро затухая на глубину (Халиловский тип). Качество магнезита неустойчивое, наряду с мономинеральными жилами и гнездами встречаются участки, обогащенные как серпентином, так и халцедоном, доломитом, глинистыми минералами. Гипергенно-эпипермальный механизм логично объясняет глубокое (до 300 м) распространение жил высококачественного магнезита (Pohl, 1990). В этом случае источник гипогенного CO_2 подобен таковому для знаменитых травертинов Памукалле, где, как доказано (Zedef et al., 2000), причиной обширного современного образования кальцитовых травертинов является гипогенный подток термальных вод, обогащенных CO_2 . Разница получаемых продуктов глубинных эксгаляций заключается в составе вмещающих пород областей разгрузки: мраморы являются источником кальция, гипербазиты – магния (рис. 5). Кстати, этот фактор может оказывать влияние на всем протяжении Тетического пояса (Mirnejad et al., 2015) как молодого альпийского орогена с остаточными проявлениями вулканогенно-гидротермальной деятельности и разгрузкой вод, обогащенных углекислотой (в том числе и природные минводы типа нарзан в Грузии). Различие моделей – инфильтрационно-остаточная и гипергенно-эпипермальная (приповерхностная эпипермальная система) – не вносит существенного различия в состав стабильных изотопов углерода и кислорода соответствующих месторождений магнезитов. Они характеризуются широким полем пониженных значений $\delta^{13}C$ и слабо повышенными – $\delta^{18}O$ относительно осадочных морских карбонатов. Вероятно, это связано с участием в обеих моделях органического вещества с изотопно легким углеродом (в биохемогенном источнике углекислоты –

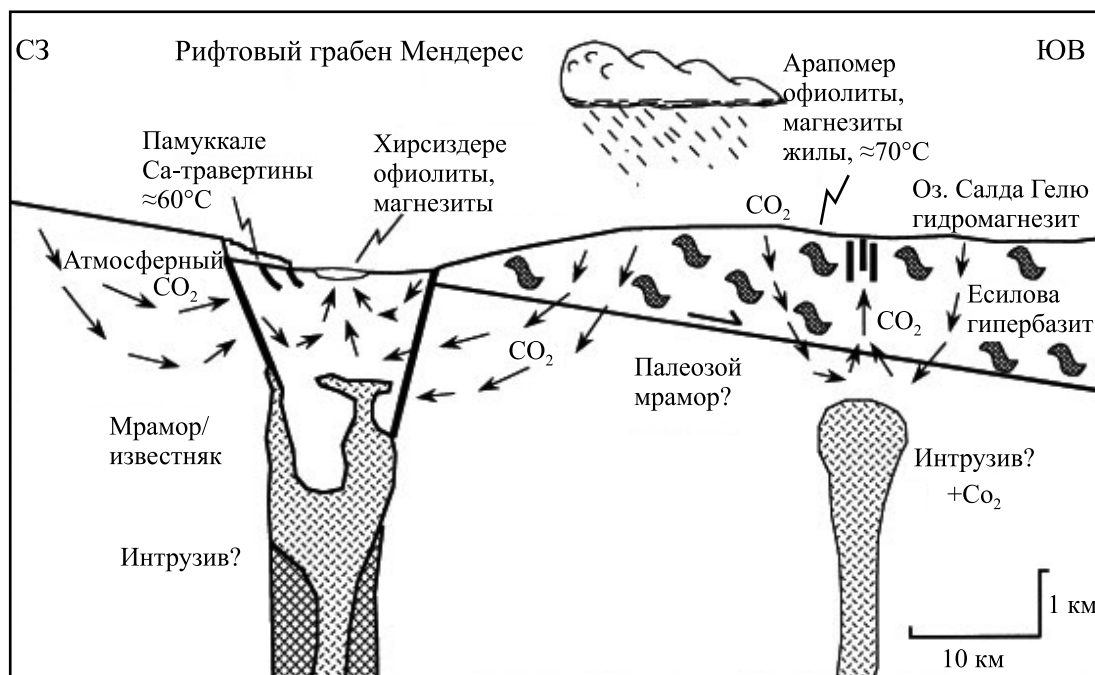


Рис. 5. Генезис известковых травертинов в СЗ части грабена Мендерес, в том числе Памуккале, на карбонатном фундаменте, штокерковых магнезитовых месторождений (центр), а также гидромагнезитов содового оз. Салда-Гелю (ЮВ) на офиолитах в Западной Анатолии в субмеридиональном разрезе. По (Zedef et al., 2000) с добавлениями.

Fig. 5. Genesis of calcareous travertines in the NW part of the Menderes graben, including Pamukkale, on a carbonate basement, stockwork magnesite deposits (center), and hydromagnesites of the Salda-Gelu soda lake (SE) on ophiolites in Western Anatolia in a submeridional section. According to (Zedef et al., 2000) with additions.

“*in situ*”, в гипогенном – аутигенной “катагенетической” углекислоты) и аридными условиями формирования криптокристаллического магнезита.

Повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ в магнезитах остаточной коры выветривания определенно указывают на формирование в условиях аридного климата, что соответствует распределению таких месторождений на поверхности Земли: они совпадают с аридными зонами, причем как в северном (Тетический пояс класто-хемогенных аморфных магнезитов), так и в южном (Австралия) полушариях. Показателен пример с Уральской складчатой системой, в которой в меридиональном поясе протяженностью до 2000 км широко представлены основные и ультраосновные породы. Однако месторождения (и даже проявления) гипергенно-остаточных магнезитов известны только южнее широты г. Миасса, на Южном Урале, в зоне перехода гумидного климата в семиаридный и южнее в аридный. В Оренбуржье (Халилово) и южнее, в Казахстане (Шевелев, Щербакова, 1991), Монголии (Бэгзсурен и др., 1991) такие месторождения часто приурочены к массивам гипербазитов. Вероятно, зоны гумидного климата неблагоприятны для накопления промышленных концентраций остаточного магнезита, по-

скольку магний при гидролизе просто выносится растворами. Возможно, именно поэтому месторождения данного геолого-промышленного типа играют для РФ незначительную роль в отличие от более южных стран.

Все криптокристаллические типы магнезита развиты в климатических условиях с периодическими засушливыми периодами, преобладанием испарения над осадками (эвапоритовые условия, даже в субарктическом климате, как в Британской Колумбии). Принципиально важно обязательное участие микробиоты в процессе образования криптокристаллического магнезита (Кузнецов, 2004). Пример с озерными магнезитами в Британской Колумбии (Атлин) показывает, что при отсутствии микробных процессов, в том числе на скальных выходах гипербазитов, магнезиальные карбонаты не образуются в отличие от озер с активной микробной деятельностью, при участии которой формировался гидромагнезит (Power et al., 2009).

Критическая роль цианобактерий в процессе осаждения гидромагнезита подтверждена в серии экспериментов (Shirokova et al., 2013). Экспериментально показана роль микробных процессов, создающих благоприятную среду для об-

разования гидромагнезита (ощелачивание и продуцирование дополнительного CO_2) на гипербазитовом субстрате на примере месторождений Южного Урала (Халилово) (Щербакова, 2017). Наличие микробного органического вещества может быть ключевым фактором, ограничивающим гидрофильные свойства катиона Mg^{2+} и являющимся природным катализатором аккумуляции магния в гидрокарбонаты (гидромагнезит и другие кристаллогидраты карбоната магния), а в диагенезе — и в магнезит. Магнезит в современных отложениях найден в различных фациальных обстановках с участием микробных сообществ, прежде всего цианобактерий, как прибрежно-морских (супралитораль, себха), так и внутриконтинентальных, в том числе гидромагнезит обнаружен в карбонатно-сапропелевых отложениях соленых озер Зауралья (Novoselov et al., 2019).

Остается также нерешенным вопрос о первичном образовании магнезита, наряду с гидромагнезитом, в озерных обстановках или вторичном образовании магнезита в результате обезвоживания метастабильных гидрокарбонатов. Ряд исследователей приходят к выводу о присутствии обоих механизмов и предполагают существование двух способов кристаллизации магнезита: классического и неклассического (Raudsepp et al., 2024). В классической теории постулируется кристаллизация через нуклеацию *в пересыщенном растворе из-за спонтанной концентрации отдельных мономеров в растворе с образованием зародыша критического размера, дальнейший рост* происходит путем присоединения мономера к мономеру на поверхности кристалла (Lutsko, 2017). При неклассическом способе “рост водных комплексов в растворе, называемых предзародышевыми кластерами, приводит к их агрегации в достаточно большие кластеры, что приводит к отдельной жидкой или аморфной фазе” (Raudsepp et al., 2024, p. 10). Другими словами, кристаллизация магнезита неклассическим путем может проходить из аморфного прекурсора при особом сочетании гидрохимии вод (Lutsko, 2017). Исследование показало, что “на плато Карибу гидромагнезит (с небольшим количеством магнезита) осаждается в озерах с самой низкой щелочностью, магнезит осаждается в озерах со средним диапазоном щелочности, а высокомагнезиальный кальцит осаждается в трех озерах с самой высокой щелочностью” (Raudsepp et al., 2024, p. 11). В то же время данный чисто химический подход к объяснению образования магнезита экспериментально неподтвержденным седиментогенным путем представляется странным и недостаточным при наличии широкого развития цианобактерий в карбонатных аутигенных отложениях плато Карибу.

Сходный механизм образования рассеянного гидромагнезита и магнезита описан для современных доломитовых илов лагуны Куронг на юге

Австралии. 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 (Von der Borch, 1965).

Вследствие сходных условий образования все перечисленные типы криптокристаллического магнезита характеризуются сходством ряда признаков: криптокристаллическая структура, примесь доломита и минералов кремнезема. Характерным является обогащение изотопно тяжелым кислородом ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ до 25–30‰ и более), подтверждающим связь образования магнезита с эвапоритовыми условиями формирования вмещающих толщ (или зон гипергенеза) (Kralik et al., 1989; Schroll, 2002). Причем это были не морские условия, а континентальные субаэральные: коры выветривания гипербазитов, прибрежные пересыхающие озера, себхи или зоны супралитораля (Melezhik et al., 2001; Frank, Fielding, 2003; Keeling et al., 2019). Перечисленные признаки заметно отличают криптокристаллические, связанные с гипербазитами, и микритовые магнезиты в тайдиальных (приливных) терригенно-карбонатных отложениях от геолого-промышленного типа МКМ в морских карбонатных толщах.

Распределение стабильных изотопов ^{13}C и ^{18}O в магнезитах различных геолого-промышленных типов позволяет провести разбивку типов по кластерам (рис. 6). При этом основная масса криптокристаллических магнезитов расположена в области изотопно легких значений углерода. Возможно, это связано с биохемогенным формированием магнезитов в поверхностных условиях при активных процессах фотосинтеза и развитии цианобактериальных сообществ. Вероятно, эти процессы проходили в щелочных условиях, благоприятных для нуклеации магнезита (Möller, 1989), сопровождались масштабным синтезом аутигенной углекислоты из органического углерода, генерированного экзополисахаридами (ЭПС) вещества цианей. Аутигенная углекислота, синтезированная из ЭПС в гипергенных условиях, могла быть определяющим агентом для инфильтрационно-остаточного или раннедиагенетического образования кристаллогидратов гидрокарбоната магния (хантит, несквегонит, артинит и другие нестабильные разновидности гидромагнезита). В процессе диагенеза в аридном климате происходило постепенное обезвоживание гидромагнезита и формирование скоплений литифицированного криптокристаллического магнезита.

Относимые нами к типу Адеалида магнезиты в туломозерской свите палеопротерозоя (ятулий, 2.1 млрд лет) образуют поле $\delta^{13}\text{C}$, заметно сдвинутое в сторону положительных значений (см.

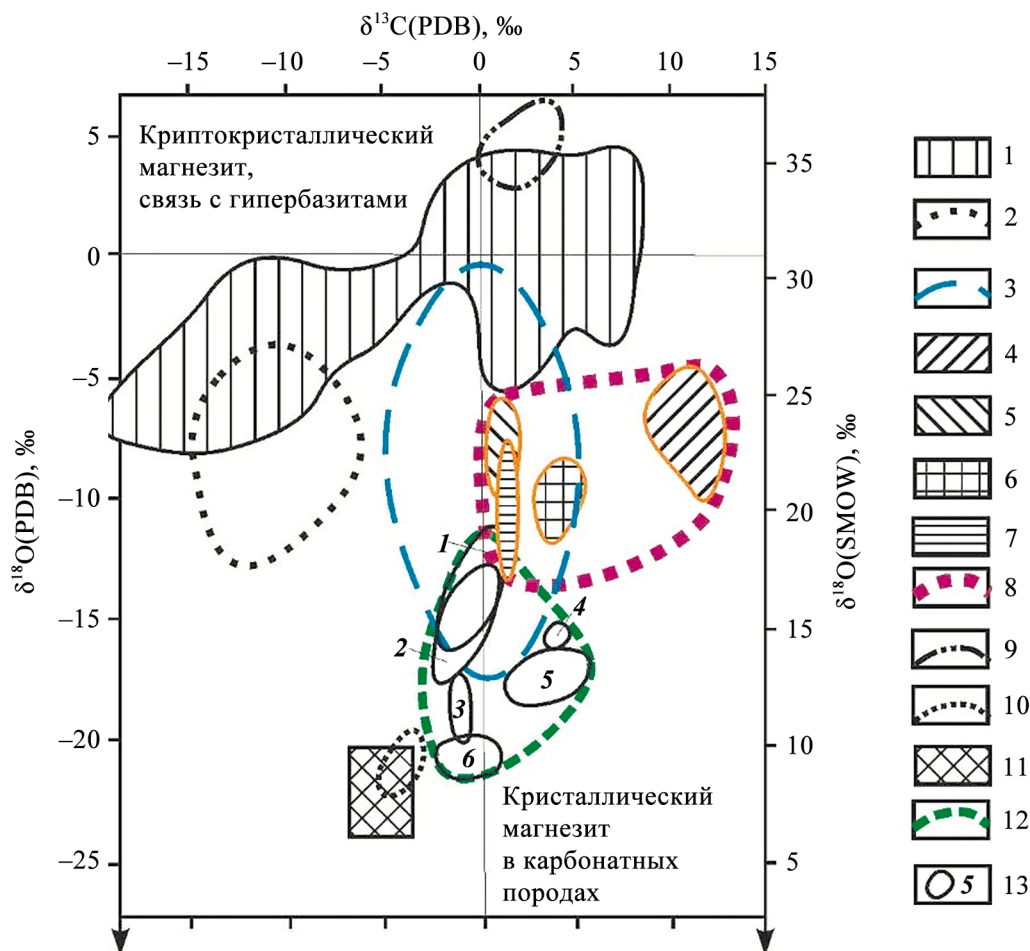


Рис. 6. Диаграмма $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для магнезитов различных генетических типов, по (Kralik et al., 1989; Schroll, 2002) с добавлениями).

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 (перм-триас Австрии); 6 – неопротерозой 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 кряжа, 4 – Ойги-Астуретта (палеозой Испании), 5 – Рам-Джангл (мезопротерозой С. Австралии), 6 – Дашичао (палеопротерозой (PR₁), Ляонин, СВ Китая).

Fig. 6. $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ diagram for magnesites of different genetic types, according to (Kralik et al., 1989; Schroll, 2002) with additions.

1 – fine-grained magnesites from modern soda lake deposits on hyperbasites (Greece, Serbia, Turkey); 2 – cryptocrystalline magnesites in the weathering crust of hyperbasites; 3 – modern marine carbonates; 4–8 – micritic magnesites in evaporitic dolomites: 4 – Tulomozero Formation Jatulia (PR₁), Karelia; 5 – Kaswassagrabben (Permian-Triassic of Austria); 6 – Neoproterozoic of Adelaide, S. Australia; 7 – Burano, Triassic, Italy; 8 – micritic magnesite area; 9 – fine magnesite dissemination in evaporite dolomites of the Coorong Lagoon (Australia); 10 – metasomatic talc-magnesite rocks after serpentinites; 11 – carbonatites; 12 – area of crystalline magnesites in Precambrian and Paleozoic carbonate strata; 13 – provinces of crystalline magnesite: 1 – Weitsch type (Paleozoic of Austria), 2 – Riphean of the Southern Urals, 3 – Riphean of the Yenisei Ridge, 4 – Oigii-Asturetta (Paleozoic of Spain), 5 – Ram Jungle (Mezoproterozoic of N. Australia), 6 – Dashiqiao (Paleoproterozoic (PR₁), Liaoning, NE China).

рис. 6). Для этого отрезка геологической истории (2.2–2.0 млрд лет) характерно значительное утяжеление изотопного состава углерода, связанное с событием Ломагунди (Галимов и др., 1968; Schidlowski et al., 1975). Согласно данным изучения этого

геологического этапа истории Земли, интенсивная микробная деятельность обусловила достаточно резкое увеличение кислорода в атмосфере, которое спровоцировало активное увеличение биопродуктивности и интенсивное захоронение органики

с изотопно легким углеродом, что, в свою очередь, также способствовало росту содержания кислорода в атмосфере и увеличению биопродуктивности. Как следствие, образующиеся в это время морские карбонаты имели утяжеленный изотопный состав углерода (легкий углерод захоронялся в органике). Остальные объекты, относимые нами к этому типу, находятся в области слабоположительных значений $\delta^{13}\text{C}$ (0–5‰), характерных и для современных морских карбонатов. По $\delta^{18}\text{O}$ эта группа расположена в области несколько утяжеленных значений, примыкающих к области значений изотопно тяжелого кислорода из месторождений криптокристаллического магнезита, сформированного в эвапоритовых условиях. Последнее соответствует фациальным субаэральным условиям супралитора-лей, признаки которых описаны для вмещающих отложений различных месторождений микритовых магнезитов выделяемого нами типа Аделаида.

В аквальной среде нормально морского бассейна трудно создать такие высокие значения отношения Mg/Ca , которые могут достигаться в аэральных условиях засоленных себх или в лагунных рассолах. Известно, что рассолы после выпадения из них гипса резко обогащаются магнием. Кроме того, в себхах при активном развитии цианобактериальных сообществ накапливается большой резерв органики, обеспечивающей высокое содержание CO_2 и высокую общую щелочность. Все это создает благоприятную среду для образования гидрокарбонатов Mg с pH до 9–10 (Braithwaite, Zedef, 1996; Кузнецов и др., 2003). В диагенезе они превращаются в микритовый магнезит. Во время паводков магнезит размывается в виде карбонатных илисто-гравелитовых потоков и сносится в понижения рельефа, образуя пласты доломит-магнезитового состава. Отсутствие сульфатов можно объяснить как растворением при размывах паводками, так и последующей БСР после захоронения. В последнем случае должно происходить образование пирита, который отмечается в составе отложений.

Причина накопления мощной толщи магнезиальных гидрокарбонатов в озерах вблизи Атлин связана с увеличением значений отношений Mg/Ca в воде (сейчас около 150) с начала питания за счет грунтовых вод из гипербазитов, но не только. В Атлине лучшим объяснением предлагается факт изменения среды осадконакопления: “арагонит, а не минералы карбоната Mg , является основным компонентом осадков под бентосными матами водно-болотной зоны, тогда как осаждение гидромагнезит-магнезитовых осадков происходит в субаэральной среде” (Power et al., 2014, p. 1727). Аналогичная закономерность выявлена для оз. Чаппис в Альберте (Канада): периоды засухи, отмеченные трещинами усыхания, содержат карбонатные слои с большим содержанием гидромагнезита (Vance et al., 1992), вероятно также связанного с капиллярным подъе-

мом и испарением воды. Подобный пример задокументирован также в оз. Восточный Бассейн на юге Австралии, где хардграунды содержат гидромагнезит и магнезит (Last, 1992). Другим примером являются позднеголоценовые отложения оз. Афургах (Марокко), где прибрежная субаэральная зона состоит преимущественно из магнезита и гидрокарбоната магния (Detriche et al., 2013).

Принципиальная разница между выделенными типами магнезитовых месторождений заключается в источнике Mg . Для магнезитов, парагенетически связанных с гипербазитами, сами вмещающие породы являются источником Mg , мобилизуемого в процессах гипергенеза или метаморфизма. Для магнезитов в карбонатных толщах источник Mg не очевиден. Наиболее вероятный в этом случае может быть эвапоритовый рассол. По комплексу признаков магнезит или непосредственно связан с субаэральными эвапоритовыми фациями (раннедиагенетические биохемогенно-кластогенные магнезиты типа Аделаида), или опосредованно, через эпигенетический (катагенез) процесс гидротермального метасоматоза захороненными в осадочных толщах эвапоритовыми рассолами (Вайч-тип). Гидротермальный (повышенная температура) процесс и метасоматическая перекристаллизация, вероятно, определяют деплетирование ^{18}O для МКМ. Эвапоритовый процесс объединяет разные типы месторождений магнезитов, вероятно, потому, что способствует формированию высокого Mg/Ca в растворах, что является важным условием осаждения магнезита вне зависимости от источника Mg .

Анализ условий размещения и характеристических признаков выделенных геолого-промышленных типов магнезитов показывает возможность существования различных вариантов их генезиса, которые до сих пор недостаточно изучены. При этом намечилось более четкое понимание условий образования кристаллических магнезитов саткинского и шабровского типов, явно сформированных в условиях повышенных температур и давлений. В то же время во многом еще загадочным являются конкретные условия формирования микритовых магнезитов выделяемого нами типа Аделаида. Кроме того, имеются вопросы относительно условий формирования магнезитов на земной поверхности в принципе. Некоторые исследователи, сопоставляя наблюдаемые условия размещения промышленных магнезитовых скоплений в лимнических осадках с результатами экспериментов по седиментогенному осаждению магнезита в атмосферных условиях, делают вывод, что необходимо применение “неклассических моделей” (Raudsepp et al., 2024). Вероятно, дальнейшее изучение с применением комплекса современных методов позволит увязать физико-химические и биохемогенные процессы при формировании магнезитов в экзогенных условиях.

Таким образом, из всей совокупности геолого-промышленных типов можно выделить в двух общих группах (А, Б) **шесть основных типов магнезитовых месторождений** (табл. 2). В группе янокристаллических (А) выделяются: 1) раннедиагенетические биогенно-связанные в терригенно-карбонатных эвапоритовых прибрежных толщах (А-1 Аделаида); 2) катагенные термально-рассольные метасоматические в морских и лагунных карбонатных толщах (А-2 Сатка (Вайч)). 3) тип талькмагнезитовых пород, образованных в процессе углекислого среднетемпературного метасоматоза по гипербазитам (А-3 Шабровский), для которых

деплетирование по ^{18}O еще сильнее, чем для МКМ, и приближается по значениям к карбонатитам (см. рис. 6). К группе криптокристаллических континентальных в парагенезе с гипербазитами и биогенно-связанных (Б) относятся: 4) гипергенные/гипогенные остаточные (к сожалению, разделить механизмы образования этих месторождений сложно, не исключено, что в некоторых объектах они действуют совместно), сформированные в эвапоритовых условиях (Б-1 Халилово/Кроубат); 5) гипергенно-кластогенные, переотложенные в эвапоритовых условиях (Б-2 Кунварара, Тетический пояс); 6) гипергенно-биохемогенные, седиментогенно-диаге-

Таблица 2. Классификация геолого-промышленных типов месторождений магнезита

Table 2. Classification of geological and industrial types of magnesite deposits

Параметры	Группа А			Группа Б		
Таксономические признаки						
Структура	Яснокристаллическая			Скрытокристаллическая		
	Микритовая	Крупнокристаллическая				
Форма тел	Пласты	Пластообразные залежи, линзы	Линзы и гнезда	Штокверки, жилы, гнезда	Пласты	Пласты, холмы
Тип месторождений	А-1	А-2	А-3	Б-1	Б-2	Б-3
Название типа	Аделаида	Сатка	Шабры	Кроубат/Халилово	Кунварара	Атлин
Форма тел	Пласты микритового магнезита в терригенно-карбонатных толщах	Линзы кристаллического магнезита в карбонатных толщах	Тальк-брейнеритовые камни в ультрабазитах	Инфильтрационно-остаточные штокверки в гипербазитах	Класто-биохемогенные аллювиально-лимнические пласты	Биохемогенные лимнические пласты и холмы
Описательные признаки						
Вмещающие породы	Терригенно-сульфатно-карбонатные, микститовые гравелиты	Терригенно-карбонатные комплексы	Серпентиниты	Элювий гипербазитов	Терригенные, делювий и аллювий гипербазитов	Элювий гипербазитов
Возраст вмещающих пород	PR ₁ –MZ	PR ₁ –PZ	–	MZ–KZ	KZ	
Фациальные комплексы	Прибрежно-морские	Морские	–	Континентальные		
Фациальные обстановки	Субаэральные, супралитораль	Шельф, лагуны	–	Зона гипергенеза	Аллювиально-лимнические	Лимнические
Климат	Аридный	Аридный, гумидный	–	Аридный/семиаридный	Аридный, гумидный	Субарктический/семиаридный
$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}, \text{‰}$	0–12/17–30	–3...5/10–18	–5...–3/7–11	–20...–5/10–30	(<0)/25–35	2–8/15–20
Источник CO ₂	Микробиалиты	Карбонатные породы	Гипогенный	Гипогенный/микробиалиты	Микробиалиты	
Источник Mg	Морская вода			Гипербазиты		
Генезис	Биогенно-связанный ранний диагенез	Низкотемпер-й Mg-метасоматоз термально-рассольный	Средне-темпер-й углекислый метасоматоз	Эпитермальные гидротермы/биогенно-связанный гипергенез	Биогенно-связанный гипергенез + диагенез	

нетические сформированные в эвапоритовых субаквальных/субаэральных условиях (Б-3 Атлин). Заметим, что все типы, сформированные в континентальных условиях, в том числе и микритовые магнезиты прибрежно-морских толщ (А-1 Аделаида), приурочены к субаэральным микробиаально-связанным обстановкам, где создавались уникальные условия для раннедиагенетического образования магнезита и его эфемерных кристаллогидратов. Принципиальная разница между выделенными группами магнезитовых месторождений заключается в источнике Mg: из морской воды (типы А-1 и А-2) или из гипербазитов (типы А-3, Б-1, Б-2 и Б-3).

Благодарности

Автор выражает благодарность неизвестному рецензенту и В.В. Масленникову за критическое прочтение текста, а также В.В. Черных и М.П. Покровскому – за полезную дискуссию по методическим аспектам.

Ссылка на видеодоклад М.Т. Крупенина “О промышленно-генетических типах магнезитовых месторождений”: http://www.igg.uran.ru/videoportal/2024_10_14_ULB/archive/

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В. (1997) Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 290 с.
- Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. (1983) Саткинское месторождение магнезитов на Южном Урале. М.: Наука, 86 с.
- Бэгзсурен Б., Лицарев М.А., Тяжелов А.Г., Финько В.И., Церендорж Ж. (1991) Месторождение магнезита Бидерийн-Гол в коре выветривания ультрабазитов Западной Монголии. *Высокомagneзиальное минеральное сырье*. М.: Наука, 145-153.
- Галимов Э.М., Кузнецова Н.Г., Прохоров В.С. (1968) К вопросу о составе древней атмосферы Земли в связи с результатами изотопного анализа углерода докембрийских карбонатов. *Геохимия*, (11), 1376-1381.
- Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита. (1984) П.П. Смолин, А.И. Шевелев, Л.П. Урасина и др. М.: Наука, 317 с.
- Гинзбург И.И., Рукавишников И.А. (1951) Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 714 с.
- Главнейшие магнезитовые месторождения. (1993) Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин. М.: Наука, 157 с.
- Еремин Н.И. (2007) Неметаллические полезные ископаемые. 2-е изд. испр. и доп. М.: Изд-во Моск. ун-та, 464 с.
- Ивлев И.Ф., Пустыльников А.М., Чеканов В.И. (1985) О региональном распространении магнезитов в отложениях соленосной формации юга Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, (11), 16-24.
- Казаков А.В., Тихомирова М.М., Плотнокова В.И. (1957) Система карбонатных равновесий (доломит, магнезит). М.; Л.: Изд-во Акад. наук СССР. (Тр. Ин-та геол. наук, вып. 152. Геол. сер., (64), 13-58).
- Крупенин М.Т. (2024) Этапы геологического развития осадочных бассейнов рифея стратотипической местности (Южный Урал) и их отражение в минерогении. *Тр. ИГТ УрО РАН*, вып. 168, 27-36. <https://doi.org/10.24930/0371-7291-2024-168-027-036>
- Крупенин М.Т., Гараева А.А., Клюкин Ю.И., Балтыбаев Ш.К., Кузнецов А.Б. (2013) Флюидный режим магнезитового метасоматоза на Саткинских месторождениях Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений). *Литосфера*, (2), 120-134.
- Крупенин М.Т., Кольцов А.Б. (2017) Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала. *Геология руд. месторождений*, 59(1), 17-40.
- Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. (2016) Сравнительная Sr-Nd систематика и распределение РЗЭ в типовых магнезитовых месторождениях нижнего рифея Южно-Уральской провинции. *Литосфера*, (5), 58-80.
- Крупенин М.Т., Мичурин С.В., Шарипова А.А., Гараева А.А., Замятин Д.А., Гуляева Т.Я. (2019) Условия формирования Fe-Mg метасоматических карбонатов в нижнерифейских терригенно-карбонатных отложениях Южного Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 262-277. <https://doi.org/10.31857/S0024-497X20193262-277>
- Кузнецов В.Г. (2004) Связь эволюции цианофитов и стратиграфического размещения магнезитов. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (4), 30-35.
- Кузнецов В.Г., Беляков М.А., Скобелева Н.М., Соколова Т.Ф. (2003) Магнезит и кальцит в рифейских отложениях Юрубчено-Тохомской зоны. *Докл. РАН*, 392(1), 89-91.
- Кузнецов В.Г., Скобелева Н.М. (2005) Процесс окремнения рифейских карбонатных отложений (Юрубчено-Тохомская зона, Сибирская платформа). *Литология и полез. ископаемые*, (6), 637-650.
- Курс месторождений твердых полезных ископаемых. (1975) (Под ред. П.М. Татарина, А.Е. Карякина). Л.: Недра, 631 с.
- Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Магнезит и брусит. (2007) М.: ФГУ ГКЗ, 32 с.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Каурова О.К. (2018) Pb-Pb возраст рифейских магнезитов Бакальского рудного поля. *Докл. РАН*, 481(5), 529-533.
- Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А., Григорьев В.В. (2000) Шабровский рудный район (Средний Урал). *Геологическая позиция, продуктивные вещественные комплексы, оруденение-минерализация*. Екатеринбург: УГГГА, 80 с.
- Покровский М.П. (2014) Введение в классиологию. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 484 с.
- Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. Т. 2. (1980) М.: Мир, 702 с.
- Сазонов В.Н. (1976) Соотношение железистости сосуществующих минералов из метасоматитов березитлиственитовой формации Урала как показатель их физико-химических условий формирования. *Пробле-*

- мы биминеральной термобарометрии. Свердловск, 41-57.
- Сиваш В.Г., Перепелицын В.А., Митюшов Н.А. (2001) Плавный периклаз. Екатеринбург: Уральский рабочий, 584 с.
- Смолин П.П. (1991) Минерагения, проблемы развития сырьевых баз и рационального использования магнезита, брусита и талька. *Высокомагнезиальное сырье*. М.: Наука, 16-61.
- Степанов О.А., Усанов Г.Е. (1991) Малохинганская магнезит-бруситовая провинция и потенциальные ресурсы высокомагнезиального сырья. *Высокомагнезиальное сырье*. М.: Наука, 157-171.
- Финько В.И. (1991) Магнезитовые месторождения в терригенных осадочных породах. *Высокомагнезиальное минеральное сырье*. М.: Наука, 129-145.
- Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. (2003) Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань: Новое знание, 161 с.
- Шевелев А.И., Урасина Л.П. (1991) Промышленно-генетические типы магнезитовых месторождений. *Высокомагнезиальное минеральное сырье*. М.: Наука, 82-91.
- Шевелев А.И., Щербакова Т.А. (1991) Геологическое строение и локализация кайнозойских магнезитов. *Высокомагнезиальное минеральное сырье*. М.: Наука, 153-157.
- Щербакова Т.А. (2017) Магнезитообразование в кайнозойских осадочных комплексах. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. 25.00.06. Казань, КФУ.
- Aharon P.A. (1988) Stable-isotope study of magnesites from the Rum Jungle Uranium Field, Australia: Implications for the origin of strata-bound massive magnesites. *Chem. Geol.*, **69**, 127-145.
- Braithwaite C.J.R., Zedef V. (1996) Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Golu, Turkey. *J. Sediment. Res. Sect. A*, **66**(5), 991-1002.
- Dabitzias S.G. (1980) Petrology and genesis of the Vavdos cryptocrystalline magnesite deposits, Chalkidiki Peninsula, northern Greece. *Econ. Geol.*, **75**, 1138-1151.
- Dettriche S., Breheret J.G., Karrat L., Hirschberger F., Maccaille J.J. (2013) Environmental controls on the Late Holocene carbonate sedimentation of a karstic lake in the Middle-Atlas Mountains (Lake Afourghagh, Morocco). *Sedimentology*, **60**, 1231-1256.
- Dong A., Zhu X., Li S., Kendall B., Wang Y., Gao Z. (2016) Genesis of a giant Paleoproterozoic strata-bound magnesite deposit: constraints from Mg isotopes. *Precambrian Res.*, **281**, 673-683.
- Frank T.D., Fielding C.R. (2003) Marine origin for Precambrian, carbonate-hosted magnesite. *Geology*, **31**, 1101-1104.
- Garber R.A., Harris P.M., Borer J.M. (1990) Occurrence and significance of Magnesite in Upper Permian (Guadalupian) Tansill and Yates Formations, Delaware basin, New Mexico. *AAPG Bull.*, **74**(2), 119-134.
- 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.
- Henchiri M., Slim-S'Himi N. (2006) Silicification of sulphate evaporates and their carbonate replacements in Eocene marine sediments, Tunisia: two diagenetic trends. *Sedimentology*, **53**(5), 1135-1159.
- Keeling J.L., Horn R., Wilson I. (2019) New kiln technology expands market opportunities for cryptocrystalline magnesite. *MESA J.*, **89**(1), 22-38.
- Kilias S.P., Pozo M., Bustillo M., Stamatakis M.G., Calvo J.P. (2006) Origin of the Rubian carbonate hosted magnesite deposit, Galicia, NW Spain: mineralogical, REE, fluid inclusion and isotope evidence. *Miner. Depos.*, **41**(7), 713-733. <https://doi.org/10.1007/s00126-006-0075-5>
- Kralik M., Aharon P., Schroll E., Zachmann D. (1989) Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites. *Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates*. (Ed. P. Möller). Monogr. Ser. Miner. Depos., **28**, 197-223.
- Lackner K.S., Wendt C.H., Butt D.P., Joyce E.L., Sharp D.H. (1995) Carbon dioxide disposal in carbonate minerals. *Energy*, **20**, 1153-1170.
- Lugli S., Morteani G., Blamart D. (2002) Petrographic, REE, fluid inclusion and stable isotope study of magnesite from the Upper Triassic Burano Evaporites (Secchia Valley, northern Apennines): contributions from sedimentary, hydrothermal and metasomatic sources. *Mineral. Depos.*, **37**, 480-494.
- Last W.M. (1992) Petrology of modern carbonate hardgrounds from East Basin Lake, a saline maar lake, southern Australia. *Sediment. Geol.*, **81**, 215-229.
- Lutsko J.F. (2017) Novel paradigms in nonclassical nucleation theory. *New perspectives on mineral nucleation and growth*. Springer, 25-41. [http://refhub.elsevier.com/S0009-2541\(24\)00031-7/rf0200](http://refhub.elsevier.com/S0009-2541(24)00031-7/rf0200)
- Mavromatis V., Power I.M., Harrison A.L., Beinlich A., Dipple G.M., Bénézech P. (2021) Mechanisms controlling the Mg isotope composition of hydromagnesite-magnesite playas near Atlin, British Columbia, Canada. *Chem. Geol.*, **579**, 120325. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120325>
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarihin V.V. (2001) Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments. *Sedimentology*, **48**, 379-397.
- Mirnejad H., Aminzadeh M., Ebner F., Unterweissacher T. (2015) Geochemistry and origin of ophiolite hosted Derakht-Senjeh magnesite, NE Iran. *Mineral. Petrol.*, **109**(6), 693-704. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00710-015-0408-0>
- McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D. (1987) The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite. *J. Sediment. Petrol.*, **57**(5), 928-937.
- Möller P. (1989) Nucleation processes of magnesite. *Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates*. (Ed. P. Möller). Monogr. Ser. Miner. Depos., **28**, 287-292.
- Novoselov A., Konstantinov A., Lim A., Goetschl K., Loiko S., Mavromatis V., Pokrovsky O. (2019) Mg-rich authigenic carbonates in coastal facies of the Vtoroe Zasechnoe Lake (Southwest Siberia): First Assessment and Possible Mechanisms of Formation. *Minerals*, **9**(12), 763. <https://doi.org/10.3390/min9120763>
- Pohl W. (1990) Genesis of magnesite deposits – models and trends. *Geol. Rund.*, **79**(2), 291-299.
- Power I.M., Wilson S.A., Thom J.M., Dipple G.M., Gabites J.E., Southam G. (2009) The hydromagnesite playas of Atlin, British Columbia, Canada: a biogeochemi-

- cal model for CO₂ sequestration. *Chem. Geol.*, **260**, 286-300. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.012>
- Power I.M., Wilson S.A., Harrison A.L., Dipple G.M., McCutcheon J., Southam G., Kenward P.A. (2014) A depositional model for hydromagnesite–magnesite playas near Atlin, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, **61**, 1701-1733. <http://dx.doi.org/10.1111/sed.12124>
- Prochaska W. (2016) Genetic concepts on the formation of the Austrian magnesite and siderite mineralizations in the Eastern Alps of Austria. *Geologia Croatica*, **69**(1), 31-38. <http://dx.doi.org/10.4154/GC.2016.03>
- Prochaska W. (2000) Magnesite and talc deposits in Austria. *Mineral. Slovaca*, **32**, 543-548.
- Prochaska W., Krupenin M., (2013) Evidence of Inclusion Fluid Chemistry for the Formation of Magnesite and Siderite Deposits in the Southern Urals. *Mineral. Petrol.*, **107**(1), 53-65. <http://dx.doi.org/10.1007/s00710-012-0251-5>
- Raudsepp M.J., Wilson S., Zeyen N., Arizaleta M.L., Power I.M. (2024) Magnesite everywhere: Formation of carbonates in the alkaline lakes and playas of the Cariboo Plateau, British Columbia, Canada. *Chem. Geol.*, **648**, 121951. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.121951>
- Scheller E.L., Swindle C., Grotzinger J., Barnhart H., Bhattacharjee S., Ehlmann B.L. (2021) Formation of magnesium carbonates on Earth and implications for Mars. *J. Geophys. Res.: Planets*, **126**, 32. e2021JE006828. <http://dx.doi.org/10.1029/2021JE006828>
- Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. (1975) Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope chemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Res.*, **2**, 1-69.
- Schmidt H. (1987) Turkey's Salda Lake: a genetic model for Australia's newly discovered magnesite deposits. *Industr. Minerals*, August, 19-29.
- Schroll E. (2002) Genesis of magnesite deposits in the view of isotope geochemistry. *Boletim Paranaense de Geociências*, **50**, 59-68. <http://dx.doi.org/10.5380/geo.v50i0.4158>
- Shirokova L.S., Mavromatis V., Bundeleva A., Pokrovsky O.S., Bénézeth P., Gérard E., Pearce C.R., Oelkers E.H. (2013) Using Mg Isotopes to Trace Cyanobacterially Mediated Magnesium Carbonate Precipitation in Alkaline Lakes. *Aquatic Geochemistry*, **19**(1), 1-24. <https://doi.org/10.1007/s10498-012-9174-3>
- Siegl W. (1984) Reflections on the origin of sparry magnesite deposits. *Singenesis and epigenesis in the formation of mineral deposits*. (Ed. A. Waschkuhn). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 177-182.
- United States Geological Survey 2019. (2019) Magnesium compounds. *Mineral commodity summaries 2019*. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 100-103.
- Vance R.E., Mathewes R.W., Clague J.J. (1992) 7000-year record of lake-level change on the northern Great Plains: a high-resolution proxy of past climate. *Geology*, **20**, 879-882. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.015>
- Von der Borch C. (1965) The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Corong area, South Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 781-799.
- Zedef V., Russell M.J., Fallick A.E. (2000) Genesis of Vein Stockwork and Sedimentary Magnesite and Hydromagnesite Deposits in the Ultramafic Terranes of Southwestern Turkey: A Stable Isotope Study. *Econ. Geol.*, **95**, 429-446. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.95.2.429>

REFERENCES

- Aharon P.A. (1988) Stable-isotope study of magnesites from the Rum Jungle Uranium Field, Australia: Implications for the origin of strata-bound massive magnesites. *Chem. Geol.*, **69**, 127-145.
- Anfimov L.V. (1997) Lithogenesis in Riphean sedimentary strata of the Bashkir megaanticlinorium (South Urals). Ekaterinburg, Izd-vo UrO RAN Publ., 290 p. (In Russ.)
- Anfimov L.V., Busygin B.D., Demina L.E. (1983) Satka magnesite deposit in the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 86 p. (In Russ.)
- Begzsuren B., Litsarev M.A., Tyazhelov A.G., Fin'ko V.I., Tserendorzh J. (1991) Bideriin-Gol magnesite deposit in the crust of weathering of ultrabasites in Western Mongolia. *High-magnesian industrial minerals*. Moscow, Nauka Publ., 145-153. (In Russ.)
- Braithwaite C.J.R., Zedef V. (1996) Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Golu, Turkey. *J. Sediment. Res. Sect. A*, **66**(5), 991-1002.
- Course of solid mineral deposits. (1975) (Eds P.M. Tatarkin, A.E. Karyakin). Leningrad, Nedra Publ., 631 p. (In Russ.)
- Dabitzias S.G. (1980) Petrology and genesis of the Vavdos cryptocrystalline magnesite deposits, Chalkidiki Peninsula, northern Greece. *Econ. Geol.*, **75**, 1138-1151.
- Detriche S., Breheret J.G., Karrat L., Hinschberger F., Maicaire J.J. (2013) Environmental controls on the Late Holocene carbonate sedimentation of a karstic lake in the Middle-Atlas Mountains (Lake Afourgagh, Morocco). *Sedimentology*, **60**, 1231-1256.
- Dong A., Zhu X., Li S., Kendall B., Wang Y., Gao Z. (2016) Genesis of a giant Paleoproterozoic strata-bound magnesite deposit: constraints from Mg isotopes. *Precambrian Res.*, **281**, 673-683.
- Eremin N.I. (2007) Non-metallic Minerals: 2nd ed. corr. and add. Moscow, Izd-vo Mosk. Universiteta Publ., 464 p. (In Russ.)
- Fin'ko V.I. (1991) Magnesite deposits in terrigenous sedimentary rocks. *High-magnesian industrial minerals*. Moscow, Nauka Publ., 129-145. (In Russ.)
- Frank T.D., Fielding C.R. (2003) Marine origin for Precambrian, carbonate-hosted magnesite. *Geology*, **31**, 1101-1104.
- Galimov E.M., Kuznetsova N.G., Prokhorov V.S. (1968) On the composition of the ancient atmosphere of the Earth in connection with the results of isotopic analysis of carbon in Precambrian carbonates. *Geochem. Int.*, **11**, 1376-1381.
- Garber R.A., Harris P.M., Borer J.M. (1990) Occurrence and significance of Magnesite in Upper Permian (Guadalupian) Tansill and Yates Formations, Delaware basin, New Mexico. *AAPG Bull.*, **74**(2), 119-134.
- Genetic types, distribution patterns and forecast of brucite and magnesite deposits. (1984) P.P. Smolin, A.I. Shevelev, L.P. Urasina et al. Moscow, Nauka Publ., 317 p. (In Russ.)
- Ginzburg I.I., Rukavishnikova I.A. (1951) Minerals of the ancient crust of weathering of the Urals. Moscow, Izd-vo AN SSSR Publ., 714 p. (In Russ.)
- Henchiri M., Slim-S'Himi N. (2006) Silicification of sulphate evaporates and their carbonate replacements in

- Eocene marine sediments, Tunisia: two diagenetic trends. *Sedimentology*, **53**(5), 1135-1159.
- 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.
- Ivlev I.F., Pustyl'nikov A.M., Chekanov V.I. (1985) On the regional distribution of magnesites in the deposits of the salt-bearing formation of the southern Siberian platform. *Russ. Geol. Geophys.*, **11**, 16-24.
- Kazakov A.V., Tikhomirova M.M., Plotnikova V.I. (1957) The system of carbonate equilibria (dolomite, magnesite). Moscow, Leningrad, Publishing house of the USSR Academy of Sciences. (Trudy IGN, vyp. 152. Geol. Ser., (64), 13-58). (In Russ.)
- Keeling J.L., Horn R., Wilson I. (2019) New kiln technology expands market opportunities for cryptocrystalline magnesite. *MESA J.*, **89**(1), 22-38.
- Kilias S.P., Pozo M., Bustillo M. et al. (2006) Origin of the Rubian carbonate hosted magnesite deposit, Galicia, NW Spain: mineralogical, REE, fluid inclusion and isotope evidence. *Mineral. Depos.*, **41**, 713-733.
- Kralik M., Aharon P., Schroll E., Zachmann D. (1989) Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites. *Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates*. (Ed. P. Möller). Monogr. Ser. Miner. Depos., **28**, 197-223.
- Krupenin M.T. (2024) The stages of geological development of sedimentary basins of the Riphean stratotype area (Southern Urals) and their reflection in minerageny. *Trudy IGG UrO RAN*, vyp. 168, 27-36. <https://doi.org/10.24930/0371-7291-2024-168-027-036> (In Russ.)
- Krupenin M.T., Garaeva A.A., Klyukin Yu.I., Baltybaev Sh.K., Kuznetsov A.B. (2013) Fluid regime of magnesite metasomatism at the Satka deposits of the Southern Urals province (thermo-cryometry of fluid inclusions). *Lithosphere (Russia)*, (2), 120-134. (In Russ.)
- Krupenin M.T., Kol'tsov A.B. (2017) Geology, composition, and physicochemical model of sparry magnesite deposits of the Southern Urals. *Geol. Ore Depos.*, **59**(1), 14-35 (translated from *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **59**(1), 17-40).
- Krupenin M.T., Kuznetsov A.B., Konstantinova G.V. (2016) Sr–Nd Systematics and REE distribution in the type magnesite deposits in Lower Riphean of South Urals province. *Lithosphere (Russia)*, (5), 58-80. (In Russ.)
- Krupenin M.T., Michurin S.V., Sharipova A.A., Garaeva A.A., Zamyatin D.A., Gulyaeva T.Ya. (2019) Formation conditions of ferromagnesian metasomatic carbonates in the lower riphean terrigenous-carbonate rocks of the Southern Urals. *Lithol. Miner. Res.*, **54**(3), 248-261 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (3), 262-277). <https://doi.org/10.31857/S0024-497X20193262-277>
- Kuznetsov V.G. (2004) Relation of cyanophyte evolution and stratigraphic placement of magnesites. *Izvestiya vyzov. Geologiya i Razvedka*, (4), 30-35. (In Russ.)
- Kuznetsov V.G., Belyakov M.A., Skobeleva N.M., Sokolova T.F. (2003) Magnesite and calcite in the Riphean strata of Yurubchen-Tokhomsk zone. *Dokl. Earth Sci.*, **392**(1), 89-91.
- Kuznetsov V.G., Skobeleva N.M. (2005) Silicification process of Riphean carbonate strata (Yurubchen-Tokhomsk zone, Siberian platform). *Litol. Polez. Iskop.*, (6), 637-650. (In Russ.)
- Lackner K.S., Wendt C.H., Butt D.P., Joyce E.L., Sharp D.H. (1995) Carbon dioxide disposal in carbonate minerals. *Energy*, **20**, 1153-1170.
- Last W.M. (1992) Petrology of modern carbonate hardgrounds from East Basin Lake, a saline maar lake, southern Australia. *Sediment. Geol.*, **81**, 215-229.
- Lugli S., Morteau G., Blamart D., (2002) 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. Depos.*, **37**, 480-494.
- Lutsko J.F. (2017) Novel paradigms in nonclassical nucleation theory. *New perspectives on mineral nucleation and growth*. Springer, 25-41. [http://refhub.elsevier.com/S0009-2541\(24\)00031-7/rf0200](http://refhub.elsevier.com/S0009-2541(24)00031-7/rf0200)
- Mavromatis V., Power I.M., Harrison A.L., Beinlich A., Dipple G.M., Bénézech P. (2021) Mechanisms controlling the Mg isotope composition of hydromagnesite-magnesite playas near Atlin, British Columbia, Canada. *Chem. Geol.*, **579**, 120325. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120325>
- McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D. (1987) The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite. *J. Sediment. Petrol.*, **57**(5), 928-937.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarihin V.V. (2001) Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments. *Sedimentology*, **48**, 379-397.
- Methodical recommendations for the application of the Classification of Deposit Reserves and Forecast Resources of Solid Minerals. Magnesite and Brucite. (2007) Moscow, FGU GKZ, 32 p. (In Russ.)
- Mineral Resources of Australia and Papua New Guinea. V. 2. (1980) Moscow, Mir Publ., 702 p. (In Russ.)
- Mirnejad H., Aminzadeh M., Ebner F., Unterweissacher T. (2015) Geochemistry and origin of ophiolite hosted Derakht-Senjeh magnesite, NE Iran. *Mineral. Petrol.*, **109**(6), 693-704. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00710-015-0408-0>
- Möller P. Nucleation processes of magnesite. *Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates*. (Ed. P. Möller). Monogr. Ser. Miner. Depos., **28**, 287-292.
- Novoselov A., Konstantinov A., Lim A., Goetschl K., Loiko S., Mavromatis V., Pokrovsky O. (2019) Mg-rich authigenic carbonates in coastal facies of the Vtoroe Zasechnoe Lake (Southwest Siberia): First Assessment and Possible Mechanisms of Formation. *Minerals*, **9**(12), 763. <https://doi.org/10.3390/min9120763>
- Ogorodnikov V.N., Sazonov V.N., Polenov Yu.A., Grigoriev V.V. (2000) Shabrovsky ore district (Middle Urals). Geological position, productive material complexes, mineralization-mineralization: Scientific publication. Ekaterinburg, UGGGA Publ., 80 p. (In Russ.)
- Ovchinnikova G.V., Kuznetsov A.B., Krupenin M.T., Vasilyeva I.M., Kaurova O.K. (2018) Pb–Pb age of the Bakal Ore Field Riphean Magnesite. *Dokl. Earth Sci.*, **481**(2), 1040-1044 (translated from *Dokl. RAN*, **481**(5), 529-533).
- Pokrovskii M.P. (2014) Introduction to classiology. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 484 p. (In Russ.)
- Pohl W. (1990) Genesis of magnesite deposits – models and trends. *Geol. Rund.*, **79**(2), 291-299.

- Power I.M., Wilson S.A., Thom J.M., Dipple G.M., Gabites J.E., Southam G. (2009) The hydromagnesite playas of Atlin, British Columbia, Canada: a biogeochemical model for CO₂ sequestration. *Chem. Geol.*, **260**, 286-300. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.012>
- Power I.M., Wilson S.A., Harrison A.L., Dipple G.M., McCutcheon J., Southam G., Kenward P.A. (2014) A depositional model for hydromagnesite–magnesite playas near Atlin, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, **61**, 1701-1733. <http://dx.doi.org/10.1111/sed.12124>
- Prochaska W. (2016) Genetic concepts on the formation of the Austrian magnesite and siderite mineralizations in the Eastern Alps of Austria. *Geologia Croatica*, **69**(1), 31-38. <http://dx.doi.org/10.4154/GC.2016.03>
- Prochaska W. (2000) Magnesite and talc deposits in Austria. *Mineral. Slovaca*, **32**, 543-548.
- Prochaska W., Krupenin M. (2013) Evidence of Inclusion Fluid Chemistry for the Formation of Magnesite and Siderite Deposits in the Southern Urals. *Mineral. Petrol.*, **107**(1), 53-65. <http://dx.doi.org/10.4154/GC.2016.03>
- Raudsepp M.J., Wilson S., Zeyen N., Arizaleta M.L., Power I.M. (2024) Magnesite everywhere: Formation of carbonates in the alkaline lakes and playas of the Cariboo Plateau, British Columbia, Canada. *Chem. Geol.*, **648**, 121951. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.121951>
- Sazonov V.N. (1976) Ratio of iron content of coexisting minerals from metasomatites of the beresite-listvenite formation of the Urals as an indicator of their physicochemical conditions of formation. *Problems of biminerall thermobarometry*. Sverdlovsk, 41-57. (In Russ.)
- Scheller E.L., Swindle C., Grotzinger J., Barnhart H., Bhat-tacharjee S., Ehlmann B.L., (2021) Formation of magnesium carbonates on Earth and implications for Mars. *J. Geophys. Res.: Planets*, **126**, 32. e2021JE006828. <http://dx.doi.org/10.1029/2021JE006828>
- Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. (1975) Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope chemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Res.*, **2**, 1-69.
- Schmidt H. (1987) Turkey's Salda Lake: a genetic model for Australia's newly discovered magnesite deposits. *Industr. Miner.*, August, 19-29.
- Schroll E. (2002) Genesis of magnesite deposits in the view of isotope geochemistry. *Boletim Paranaense de Geociências*, **50**, 59-68. <http://dx.doi.org/10.5380/geo.v50i0.4158>
- Shcherbakova T.A. (2018) Magnesite formation in Cenozoic sedimentary complexes. *Doct. geol. and min. sci. diss.* Kazan, KFU Publ., 266 p. (In Russ.)
- Shevelev A.I., Shcherbakova T.A. (1991) Geological structure and localization of Cenozoic magnesites. *High-magnesian industrial minerals*. Moscow, Nauka Publ., 153-157. (In Russ.)
- Shevelev A.I., Urasina L.P. (1991) Industrial-genetic types of magnesite deposits. *High-magnesian industrial minerals*. Moscow, Nauka Publ., 82-91. (In Russ.)
- Shevelev A.I., Zuev L.V., Fedorov V.P. (2003) The raw Material base of magnesite and brucite in Russia. Kazan, Novoe Znanie Publ., 161 p. (In Russ.)
- Shirokova L.S., Mavromatis V., Bundeleva A., Pokrovsky O.S., Bénézeth P., Gérard E., Pearce C.R., Oelkers E.H. (2013) Using Mg Isotopes to Trace Cyanobacterially Mediated Magnesium Carbonate Precipitation in Alkaline Lakes. *Aquatic Geochemistry*, **19**(1), 1-24. <https://doi.org/10.1007/s10498-012-9174-3>
- Siegl W. (1984) Reflections on the origin of sparry magnesite deposits. *Singenesis and epigenesis in the formation of mineral deposits*. (Eds A. Waschkuhn). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 177-182.
- Sivash V.G., Perepelitsyn V.A., Mityushov N.A. (2001) The Fused Periclase. Ekaterinburg, Ural'skii Rabotchii Publ., 584 p. (In Russ.)
- Smolin P.P. (1991) Minerageny, problems of development of raw material resources and rational use of magnesite, brucite and talc. *High-magnesian raw materials*. Moscow, Nauka Publ., 16-61. (In Russ.)
- Stepanov O.A., Usanov G.E. (1991) Malokhingian magnesite-brucite province and potential resources of high-magnesian minerals. *High-magnesian industrial minerals*. Moscow, Nauka Publ., 157-171. (In Russ.)
- The General formation-genetic types Magnesite Deposits. (1993) L.P. Urasina, T.A. Drugaleva, P.P. Smolin. Moscow, Nauka Publ., 157 p. (In Russ.)
- United States Geological Survey 2019. (2019) Magnesium compounds. *Mineral commodity summaries 2019*. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia. 100-103.
- Vance R.E., Mathewes R.W., Clague J.J. (1992) 7000-year record of lake-level change on the northern Great Plains: a high-resolution proxy of past climate. *Geology*, **20**, 879-882. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.015>
- Von der Borch C. (1965) The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Corong area, South Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 781-799.
- Zedef V., Russell M.J., Fallick A.E. (2000) Genesis of Vein Stockwork and Sedimentary Magnesite and Hydromagnesite Deposits in the Ultramafic Terranes of Southwestern Turkey: A Stable Isotope Study. *Econ. Geol.*, **95**, 429-446. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.95.2.429>