

ИЗОТОПНЫЕ ИНДИКАТОРЫ МАГНЕЗИАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА В НИЖНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

М. Т. Крупенин, А. Б. Кузнецов*, Д. П. Крылов*, Е. С. Смирнова*

Проблема генезиса месторождений кристаллического магнезита (основного источника огнеупорного сырья для металлургии) активно дискутируется в научной литературе. Строение рудных полей, залежей, а также литолого-геохимические особенности руд и вмещающих карбонатных пород показывают эпигенетическое происхождение магнезитовых залежей. Однако, пластообразная форма магнезитовых залежей и приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам, позволяет предполагать седиментогенную природу магнезитов, связываемую с гумидным выветриванием высокомагнезиальных ультраосновных пород [20]. Кроме того, остается полемическим вопрос об источниках магния для рудных растворов и времени их образования. Месторождения кристаллического магнезита (МКМ) в палеозойских толщах Западной Европы также рассматриваются некоторыми исследователями как осадочные, несмотря на признаки метасоматического образования [31], которые считаются наложенными. Решению генетических вопросов образования месторождений кристаллического магнезита может способствовать сравнительное изучение изотопно-геохимических особенностей магнезитов и вмещающих карбонатных пород, которое предпринято для эталонных для России объектов в отложениях нижнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Месторождения метасоматических магнезитов Южно-Уральской провинции по комплексу геолого-геохимических признаков сгруппированы нами в три подтипа: 1 – пластообразные залежи крупнокристаллических магнезитов высокого качества (Саткинская, Бакальская, Сюрюньзская группы в отложениях нижнего рифея); 2 – линзообразных залежей преимущественно мелкокристаллических магнезитов с повышенным содержанием минералов-примесей и железа (Исмакаевское в нижнем рифее); 3 – линзообразных залежей мелкокристаллических магнезитов также часто с примесью доломита, кварца и других минералов и повышенными концентрациями железа (Семибратское и все другие месторождения в карбонатных отложениях среднего рифея) [7]. Для всех изученных месторождений нами установлены несомненные признаки метасоматического происхождения. Месторождения 1 подтипа приурочены к устойчивым стратиграфическим доломитовым горизонтам эвапоритового генезиса в составе саткинской, бакальской и кызылташской свит нижнего рифея, в то время как 2 и 3 подтипов размещены в пачках известняков, доломитизированных в зоне контактов с рудными телами. Отличия имеются в качестве магнезита (МКМ 2 и 3 подтипов характеризуются повышенными концентрациями железа, извести и кремнезема), в характере контактов рудных тел с вмещающими породами (резкие для 1 подтипа и постепенные для остальных), в уровне перекристаллизованности магнезитовых руд (крупнокристаллические “стрельчатые” разновидности в 1 подтипе, мелкозернистые – во 2 и 3) и в распределении петрогенных и малых элементов [6]. Распределение лантаноидов в магнезитах 1 подтипа характеризуется относительным деплетированием ЛРЗЭ, что связывается с высокой степенью перекристаллизованности руд при сравнительно медленной кинетике магнезиального метасоматоза. Отличия определяются физико-химическими закономерностями магнезиального метасоматоза в карбонатных толщах рифея Башкирского мегантиклинория. Минеральный состав зон метасоматических колонок конкретных месторождений соответствует температурным условиям и режиму кислотности-щелочности, возникавшим в процессе миграции высокомагнезиальных флюидов через карбонатные толщи рифея [7].

Выполненное нами изучение состава флюидных включений методом водных вытяжек (сlush-leach analysis) в магнезитах и вмещающих карбонатных породах МКМ всех подтипов на основе изучения **Сl-Br-Na систематики** позволило установить эвапоритовую рассольную природу метасоматизирующих флюидов для Южно-Уральской провинции [11].

С целью получения новой информации по составу флюидов и закономерностям их миграции в карбонатных толщах Южно-Уральской провинции нами в общих чертах изучены изотопные системы **Rb-Sr [8], стабильных изотопов углерода и кислорода** для МКМ в отложениях нижнего рифея – в типовых объектах 1 подтипа (Саткинской и Бакальской групп) и 2 подтипа (Исмакаевского) [9], поскольку в литературе имелись только единичные

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

определения состава стабильных изотопов магнетитов и вмещающих пород [1]. В распределении радиогенного стронция основной закономерностью является повышение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при переходе от вмещающих карбонатных пород (известняков и доломитов) к магнетитовым телам, сопровождаемое снижением концентраций стронция и некоторым увеличением содержаний Mn и Fe, что указывает на то, что магнезиальный флюид обогащался названными элементами и радиогенным ^{87}Sr при взаимодействии с алюмосиликатными породами. Магнетиты содержат очень низкие концентрации рубидия, так что поправка на радиогенный стронций, образующийся за счет распада рубидия в магнетитах может быть пренебрежимо мала. В то же время, относительно невысокие содержания железа и марганца и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнетитах Саткинского и Бакальского рудных полей (0.712–0.720) по сравнению с этими параметрами в магнетитах Кызылташского и Исмакаевского месторождений (0.722–0.762) указывают на меньшее взаимодействие магнезиальных флюидов с глинистыми породами разреза. Следовательно, при формировании магнетитов Бакало–Саткинской группы магнезиальные растворы могли мигрировать внутри существенно карбонатных рифейских комплексов, а в МКМ из южной части Башкирского мегантиклинория – за пределами карбонатного резервуара. По данным Sr-изотопии в комплексе с индикаторными концентрациями Sr, Fe, Mn возможно выделение ранней (домагнетитовой, Сатка, возможно Бакал), синрудной (магнетитовой) и поздней (послемагнетитовой в связи с сидеритизацией, Бакал) стадий доломитизации вмещающих пород [8].

Определение изотопного состава С и О в карбонатах проводилось на модернизированном масс-спектрометре МИ-1201В по стандартной методике [4]. Аналитическая погрешность измерений изотопного состава углерода не превышала 0.2‰ (1σ), а кислорода 0.4‰ (1σ). Распределение стабильных изотопов С и О в указанных МКМ имеет как общие закономерности, так и особенности для конкретных рудных полей. Для всех месторождений характерно деплетирование по ^{18}O в ряду доломит–магнетит. Однако относительно вмещающих известняков существуют различные ситуации. В месторождениях 1 подтипа (Саткинского, Бакальского поля) известняки в составе рудовмещающих горизонтов отсутствуют, но существуют известняки в выше и ниже лежащих горизонтах.

В Саткинском рудном поле известняки слагают надрудный горизонт (казымовский St_3^3) и характеризуются минимальной для нижнерифейских отложений степенью вторичных преобразований в литогенезе (на уровне позднего диагенеза). Об этом свидетельствует их очень слабая перекристаллизованность, низкие концентрации железа и марганца, а также самое низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, состав-

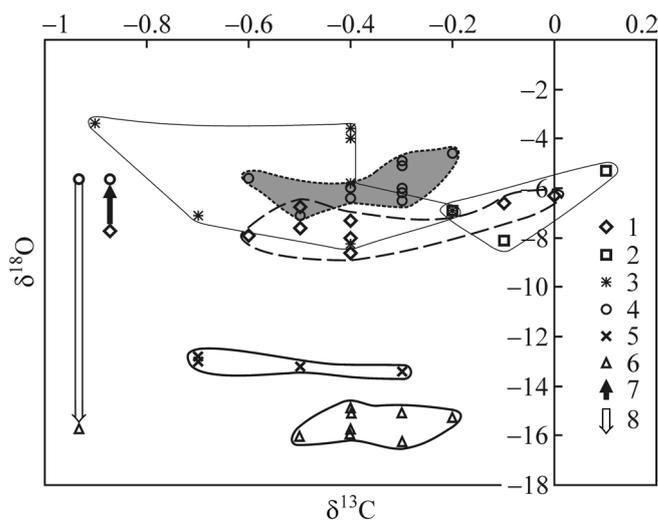


Рис. 1. Сетка, распределение стабильных изотопов в различных типах пород.

1 – известняк; 2–4 – доломит тонкозернистый: 2 – г. Казымовская, контакт карагайской и казымовской пачек; 3 – периферия Саткинского рудного поля; 4 – центр Саткинского рудного поля (Карагайский карьер, шахта “Магнетитовая”); 5 – доломит вторичный; 6 – магнетит; 7 – тренд утяжеления изотопного состава кислорода при эвапоритовой доломитизации; 8 – тренд облегчения изотопного состава кислорода при магнезиальном метасоматозе.

ляющее 0.7046, что позволило использовать данные породы для определения изотопного возраста Pb–Pb-методом (1550 ± 30 млн. лет [13]). В нижней части известняки доломитизированы. В координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ казымовские известняки образуют компактную группу с вариациями соответственно (–0.6...–0‰ здесь и далее PDB) и (–8.6...–6.3‰ здесь и далее PDB). Такие характеристики находятся в пределах колебаний для верхнедокембрийских известняков, для которых в интервале возрастов 2.06–1.25 млрд. лет наблюдался длительный “глобальный стазис” карбонатного углерода ($0 \pm 1\%$) [16, 23, 25], а значения доли тяжелого изотопа кислорода не опускались ниже –10‰ в эпигенетически неизмененных пробах [28, 33]. В доломитах рудовмещающего карагайского горизонта значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ варьируют соответственно (–0.9...–0.2‰) и (–8.1...–3.4‰). В целом, колебания по изотопному составу углерода небольшие, в пределах 0.7‰, в то время как по кислороду наблюдается утяжеление в доломитах в среднем на 1.6‰, причем поля точек известняков и доломитов по кислороду практически не перекрываются (рис. 1). Утяжеление кислорода во вмещающих доломитах можно связывать с воздействием высокомагнезиальных рассолов высокой степени эвапоритизации в процессе раннекатагенетической доломитизации [22]. Известно, что в этих условиях рассолы обогащаются изото-

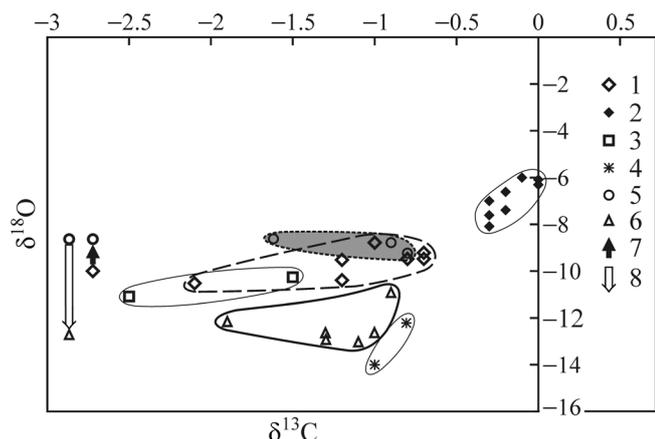


Рис. 2. Бакал, распределение стабильных изотопов ^{13}C и ^{18}O в известняках (1, 2), доломитах (3–5) и магнезитах (6).

1 – гаевская пачка (Иркускан), 2 – березовская пачка, 3 – гаевская (около сидеритов, Иркутскан), 4 – шуйдинская (около сидеритов, Иркутскан), 5 – шуйдинская (около магнезитов, Петлинский), остальные обозначения на рис. 1

пом ^{18}O в результате предпочтительного испарения ^{16}O [14, 18, 19, 30]. В магнезитах при слабых колебаниях $\delta^{13}\text{C}$ ($-0.5 \dots -0.2\text{‰}$) значения $\delta^{18}\text{O}$ резко понижены ($-14.9 \dots -16\text{‰}$). Различия $\delta^{18}\text{O}$ между доломитами и магнезитами в Саткинском МКМ могут быть более 10‰ и в среднем составляют 9.6‰ . Кроме того, к группе магнезитов тяготеют вторичные доломиты из гнезд в тонкозернистых вмещающих доломитах (см. рис. 1), имеющие также пониженные значения ^{18}O ($-13.4 \dots -12.9\text{‰}$). Как было ранее установлено, вторичные доломиты весьма близки к магнезитам и по ряду других геохимических характеристик (отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, содержанию железа, марганца) [8]. Вероятно, вторичные доломиты и магнезиты связаны одним метасоматическим процессом внедрения высокомагнезиальных рассолов в толщу тонкозернистых доломитов, имеющих повышенную проницаемость в результате формирования эвапоритовых коллапс-брекчий. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах и магнезитах саткинской свиты составляют не более 0.7‰ , а более легкие значения характерны для поздних генераций доломита. Возможно, это связано с возрастанием роли органического углерода при низких значениях редокс-потенциала во время катагенетических трансформаций и перекристаллизации (формирование CO_2 при окислении CH_4 в результате термического разложения органики).

В Бакальском рудном поле также магнезиты приурочены к устойчивому доломитовому горизонту (шуйдинскому), известняки известны только в выше и ниже лежащих пачках бакальской свиты. Ниже лежащие известняки березовской пачки образуют в координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ компактную группу

(рис. 2) и варьируют соответственно ($-0.3 \dots -0\text{‰}$) и ($-8.1 \dots -6\text{‰}$). Эти породы, как и известняки казымовского горизонта наименее изменены и оказались пригодны для определения возраста диагенеза Pb–Pb методом (1430 ± 30 млн. лет [12]). Они формировались в нормальном морском бассейне, и наиболее соответствуют морским карбонатам верхнего докембрия по составу стабильных изотопов ^{13}C и ^{18}O . Известняки выше лежащей гаевской пачки несколько облегчены относительно березовских по обоим изотопам, соответственно ($-2.1 \dots -0.7\text{‰}$) и ($-10.5 \dots -8.8\text{‰}$). Они слабо доломитизированы, поскольку расположены в периферии сидеритовой залежи (месторождение Иркутскан [12]). Доломиты шуйдинской пачки в непосредственной близости от магнезитов (Петлинское месторождение) варьируют по $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ соответственно ($-1.6 \dots -0.8\text{‰}$) и ($-8.5 \dots -9.3\text{‰}$). По составу углерода шуйдинские доломиты сходны с гаевскими известняками, вероятно, также сформированными в условиях ограниченного морского мелководного бассейна с широким развитием строматолитовых биогермов, имеющих и в шуйдинском горизонте. Относительно известняков гаевской пачки они несколько тяжелее по кислороду, по аналогии с доломитами карагайского, вмещающего магнезиты, горизонта саткинской свиты. Образование карагайских доломитов предполагается как раннекатагенетический процесс под действием высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов. В то же время, шуйдинские доломиты отличаются от доломитов в гаевской пачке, образованных в процессе метасоматической сидеритизации (значительно позже процессов первичной доломитизации шуйдинских известняков и образования магнезита [8, 12]). Последние доломиты имеют близкие к известнякам изотопные характеристики, соответственно ($-2.5 \dots -1.5\text{‰}$) и ($-11.1 \dots -10.3\text{‰}$), некоторое облегчение параметров связывается с перекристаллизацией и возрастанием роли органического углерода в восстановительных условиях сидеритового метасоматоза. Это подтверждается еще большим изотопным облегчением углерода сидеритов (до $-3.7 \dots -3.3\text{‰}$) при незначительных вариациях по кислороду ($-9.5 \dots -9.1\text{‰}$). Магнезиты Петлинского МКМ соответствуют вмещающим доломитам шуйдинского горизонта по изотопному составу углерода ($-1.3 \dots -0.9\text{‰}$), но имеют пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$ ($-13.1 \dots -10.9\text{‰}$). Таким образом, средние значения $\delta^{18}\text{O}$ доломитов и магнезитов для Петлинского МКМ в бакальской свите различаются на 3.5‰ , что заметно меньше, чем аналогичный параметр в Саткинском рудном поле.

В Исмакаевском месторождении (2 подтип) магнезиты образуют серию линзообразных залежей общей мощностью до 400 м. Они окружены зоной метасоматических доломитов, прослеженных по простиранию до 500 м, имеющих метасоматические переходы во вмещающие известняки. Состав

стабильных изотопов в известняках в координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ варьирует соответственно (–0.7...+0.1) и (–15.3...–13.3) и демонстрирует заметное деплетирование ^{18}O по сравнению с известняками других горизонтов нижнего рифея – саткинской и бакальской свит в северной части Башкирского мегантиклинория (рис. 3). Это необычно и требует специального объяснения. Данные известняки представлены тонкослоистыми и косоволнистослоистыми разностями, с примесью кварц-полевошпатового алевритового материала, тонкокристаллические, очень слабо перекристаллизованные. Содержание железа и марганца невысокое, величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует в пределах 0.7058–0.7110. Следовательно это слабо (неравномерно) измененные в катагенезе морские известняки. Для объяснения резкого облегчения изотопного состава кислорода известняков в периферии Исмакаевского месторождения мы сравнили их с известняками суранской свиты (относимых к лапыштинской подсвите) из урочища Карталинская Запань. Известняки здесь перекристаллизованы, характеризуются несколько повышенными концентрациями железа и марганца, повышенной величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70625–0.70843), то есть, подвержены катагенетическим преобразованиям [16]. В координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ они образуют поле, перекрывающееся как с известняками, так и доломитами района Исмакаевского месторождения. Можно предполагать, что известняки суранской свиты или изначально имели относительно пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$, или приобрели их в результате регионального термального прогрева осадочного бассейна, находящегося в непосредственной близости от вулканогенно-осадочных пород Машакского грабена. Метасоматические доломиты очень слабо варьируют по величине $\delta^{13}\text{C}$ (–1.4...+0.5) и $\delta^{18}\text{O}$ (–13.5...–12.5). Магнезиты еще менее варьируют по указанным параметрам, соответственно (–1.5...–0.3) и (–16.8...–16.3), что можно связывать с равновесными условиями прохождения гидротермальной метасоматической перекристаллизации. По изотопному составу кислорода доломиты тяжелее магнезитов в среднем на 3.7‰.

Выполненное изучение стабильных изотопов углерода и кислорода в МКМ из отложений нижнего рифея Южно-Уральской провинции показало, что изотопный состав С и О кристаллических магнезитов соответствует магнезитам Veitsch-type из месторождений Австрии и Словакии [29]. Особенностью метасоматоза в различных подтипах МКМ Южно-Уральской провинции является существование двух трендов изотопных изменений в 1 подтипе и одного тренда – во 2 подтипе. Сходство изотопного состава углерода в месторождениях 1 подтипа (при очень слабых вариациях доли ^{13}C от $\pm 0.7\text{‰}$ в Сатке до $\pm 2\text{‰}$ в других объектах) предполагает, что формирование магнезитов происходило путем замещения доломитов. Последние сформировались

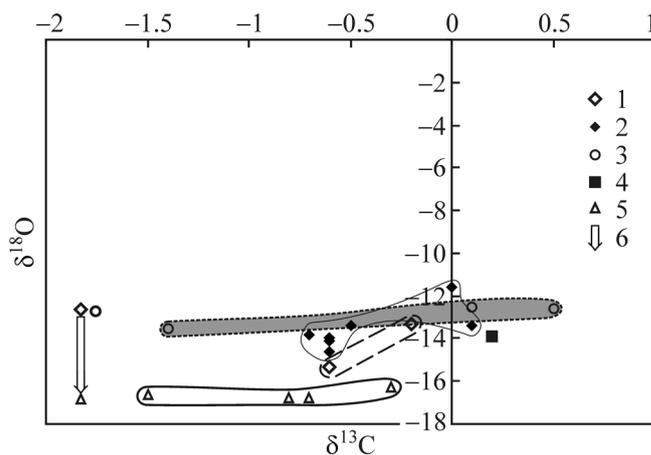


Рис. 3. Распределение стабильных изотопов ^{13}C и ^{18}O во вмещающих карбонатных породах суранской свиты (2, 4) и месторождения Исмакаево (1, 3, 5).

1 – известняки, 2 – известняки перекристаллизованные (Карталинская Запань), 3 – доломиты, 4 – доломит (п. Суран), 5 – магнезиты, 6 – тренд облегчения изотопного состава кислорода при магнезиальном метасоматозе.

задолго до магнезитов в результате раннекатагенетической доломитизации [8], предположительно под действием высокомагнезиальных рассолов эвапоритового происхождения, что и определяет некоторое утяжеление изотопов кислорода вмещающих доломитов. Флюид, из которого кристаллизовались магнезиты, имел, вероятно, более высокую температуру, чем тот, из которого образовались раннекатагенетические доломиты. Это привело к устойчивому снижению в магнезитах значений $\delta^{18}\text{O}$; величина деплетирования зависит от температуры метасоматоза. Кроме того, свою роль в деплетировании изотопов кислорода может играть инверсия ^{18}O в крепких рассолах, сформированных после осаждения гипса и галита [2, 30]. Для Исмакаевского месторождения (2 подтип), вследствие одноактного процесса магнезиального метасоматоза с формированием одновременно как магнезитов, так и околорудных доломитов, наблюдается только облегчение изотопного состава и углерода, и кислорода в ряду известняк–доломит–магнезит. Деплетирование по углероду обусловлено, вероятно, усилением роли процессов окисления органики, генерации аутигенной углекислоты и вовлечения её в процесс метасоматоза. В целом, слабая вариабельность изотопа углерода в процессе магнезитового метасоматоза предполагает слабое участие углекислоты в составе флюидов, то есть состав метасоматических рассолов вполне мог быть сульфатно-хлоридным.

Облегчение изотопного состава кислорода эпигенетических карбонатных минералов связано преимущественно с термальным фракционированием при эпигенетической, в том числе метасоматической, перекристаллизации [3, 28]. В то же время, изотопное облегчение кислорода может быть обу-

словлено участием метеорных вод в гидротермальных процессах [26]. Понижение $\delta^{18}\text{O}$ в растворах зон подземной разгрузки отмечается при минералообразовании в областях нефтегазоносных бассейнов [18], а также на поздних стадиях формирования МVT стратиформных свинцово-цинковых месторождений, в формировании которых большое значение имели эвапоритовые рассолы [17]. Этот эффект ещё недостаточно изучен, однако для объяснения его относительным разбавлением флюидов метеорными водами необходимо рассматривать и изотопный состав водорода [5]. Определенную роль здесь может играть также соотношение флюид/порода: увеличение этого отношения приводит к усилению фракционирования и деплетирования тяжелых изотопов [15, 24, 32]. В закрытых системах, где предполагается многократная циркуляция растворов при минералообразовании, будет наблюдаться максимальное изотопное фракционирование [17]. Таким образом, изотопное облегчение при эпигенезе карбонатных пород является многофакторным процессом.

Деплетирование по тяжелому изотопу кислорода характерно для большинства месторождений этого типа в мире и объясняется температурной перекристаллизацией при образовании магнетитов [21, 29, 31]. Однако, следует отметить определенную роль деплетирования ^{18}O в крепких эвапоритовых рассолах в результате инверсии после начала кристаллизации гипса и галита [2, 30]. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ между доломитами и магнетитами в Саткинском МКМ могут быть более 10‰ и в среднем составляют 9.6‰, самые высокие среди месторождений Южно-Уральской провинции. Учитывая многофакторность деплетирования, можно предположить в данном случае высокую величину отношения флюид/порода вследствие циркуляции магнезиальных рассолов в закрытой системе. В магнетитах Исмакаево, где магнезиальный флюид тоже был представлен крепкими рассолами, судя по Cl-Br-Na систематике [11] различия средних величин $\delta^{18}\text{O}$ между доломитами и магнетитами сравнительно ниже, чем в Саткинском и составляет 3.7‰. Однако, в Исмакаевском МКМ наблюдается облегчение изотопного состава кислорода как во вмещающих известняках, так и в доломитах и магнетитах (средние значения соответственно -14.3, -12.9 и -16.6), что указывает на интенсивно проявленное термальное изотопное фракционирование всех карбонатных образований в данном районе, связанное, вероятно, с рифтогенным прогревом в зоне влияния Машакского грабена. В Бакале различие средних $\delta^{18}\text{O}$ между доломитами и магнетитами составляет 3.5‰, а сами значения $\delta^{18}\text{O}$ сравнительно высокие (-13.1...-10.9). Это можно объяснить относительно низкими температурами метасоматической перекристаллизации, при которых не было достигнуто значительного изотопного фракционирования, и

относительно слабой крепостью эвапоритовых рассолов, не испытавших инверсию изотопного состава кислорода.

Слабое изменение изотопного состава углерода в магнетитах относительно вмещающих осадочных карбонатов указывает на то, что в процессе метасоматоза не было заметного привноса органического углерода, другими словами, не происходило синтеза органической углекислоты. Отсюда можно предположить, что в составе метасоматического флюида преобладали хлориды или сульфат-хлориды. Кристаллические магнетиты характеризуются заметно облегченными значениями изотопного состава кислорода (в среднем для разных МКМ нижнезона колебаний изотопного состава углерода (не более 1‰). Вероятным объяснением этому феномену может быть особый для метасоматических кристаллических магнетитов, по сравнению с другими генетическими типами, механизм образования в определенном интервале давлений и температур, а также свой особый источник высокомагнезиальных растворов. Проблема таких растворов и параметры гидротермально-метасоматического процесса для кристаллических магнетитов являются предметом полемики уже несколько десятилетий. Большинство исследователей деплетирование кислорода в кристаллических магнетитах связывается с повышенными температурами их кристаллизации относительно вмещающих известняков и даже околорудных доломитов. П. Ахароном [21] была предпринята попытка расчета температур магнетитового метасоматоза на основе изотопии кислорода для уран-магнетитового месторождения Рам-Джангла в докембрийских карбонатных породах Австралии. Температуры на уровне 150–250°C успешно контролированы по данным гомогенизации газожидких включений в рудах.

Наши расчеты на примере эталонного для России Саткинского магнетитового месторождения показывают различные варианты температурных параметров в зависимости от выбранных начальных условий состава флюида. Расчеты температурных параметров, необходимых для кристаллизации карбонатных генераций с перечисленными выше значениями $\delta^{18}\text{O}$, опирались на уравнения, предложенные в работах [21, 27]. Учитывая, что значения изотопного состава кислорода в метеорной, морской воде и эвапоритовом рассоле различаются, для расчета были выбраны начальные значения соответственно -6, 0 и +6‰ (SMOW). В зависимости от этого средние значения расчетной температуры кристаллизации магнетитов Саткинского месторождения варьируют соответственно в пределах 100–110, 160–175 и 250–280° (табл. 1), оказываясь наиболее высокими в случае эвапоритового рассола. Это соответствует ранее проведенным исследованиям гомогенизации газожидких включений в

Таблица 1. Средние значения расчетных температур для магнезитов и вмещающих карбонатных пород Саткинского рудного поля в предположении их формирования из пресного (метеорного), морского раствора и эвапоритового рассола

	T, °C (-6‰, SMOW)	T, °C (0‰, SMOW)	T, °C (+6‰, SMOW)
Известняки	16–27 (20)	45–60 (50)	90–110 (100)
Доломиты	30–50 (40)	60–90 (70)	100–140 (120)
Крупнозернистые генерации из брекчиевидных доломитов	80–85 (83)	130–140 (135)	215–225 (220)
Магнезиты	100–115 (110)	160–175 (165)	250–280 (260)

Примечание. В скобках указано среднее значение для группы.

магнезитах и околорудных вторичных доломитах, генетически связанных с метасоматозом, где получено два пика термального воздействия при 150 и 300°C [10]. Расчетные температуры магнезиального метасоматоза в доломитах саткинской свиты подтверждают возможность рассольной природы магнезиальных флюидов.

Выполняется при поддержке гранта РФФИ № 09–05–00964а, интеграционного проекта “Реконструкция источников поступления вещества в осадочные бассейны Северной Евразии: обстановки седиментогенеза, потенциальная рудоносность” и Программы ОНЗ РАН № 2 (проект № 09-Т-5-1011).

ЛИТЕРАТУРА:

1. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Лазур О.Г. и др. Изотопный состав углерода и кислорода Бакальских и Саткинских месторождений // Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов-на-Дону: РГУ, 1978. С. 98–100.
2. Валяшко М.Г., Ветштейн В.Е., Жеребцова И.К. и др. Изменение изотопного состава водорода и кислорода в процессе галогенеза по экспериментальным данным // Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977. С. 120–124.
3. Виноградов В.И. Возможности и ограничения изотопной хемотратиграфии // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 3. С. 270–283.
4. Гостенбергер Х., Херман М. КН-2 новый $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ стандарт для масс-спектрометрического анализа геологических проб // Геохимия. 1984. № 12. С. 1939–1940.
5. Гуцало Л.К. О закономерностях и факторах, определяющих изменение изотопного состава рассолов в процессе испарения (в связи с критериями генезиса подземных вод) // Геохимия. 1980. № 11. С. 1734–1746.
6. Крупенин М.Т. Геолого-геохимические типы и систематика РЗЭ месторождений Южно-Уральской магнезитовой провинции // Докл. АН. 2005. Т. 405, № 2. С. 243–246.
7. Крупенин М.Т. Типизация метасоматической зональности и физико-химических особенностей формирования кристаллических магнезитов Южно-Уральской провинции // Вестник Уральского отделения РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. № 6. С. 62–69.
8. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б. Sr-изотопная характеристика магнезитов и вмещающих карбонатных пород, нижний рифей, Южно-Уральская провинция // Литосфера. 2009. № 5. С. 56–71.
9. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Крылов Д.П. С, О и Sr изотопная характеристика кристаллических магнезитов и вмещающих нижнерифейских карбонатных пород Саткинского, Бакальского и Ирмакаевского месторождений Южного Урала // 18-й Симпозиум по геохимии изотопов. СПб.: РИФ Роза мира, 2007. С. 137–138.
10. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Балтыбаев Ш.К. Газово-жидкие включения в кристаллических магнезитах и вмещающих брекчиевидных доломитах Саткинского рудного поля // Геология, полезные ископаемые и проблемы палеоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: мат-лы 7-ой Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. С. 190–192.
11. Крупенин М.Т., Прохаска В., Маслов А.В. Sr-Вг-На систематика флюидных включений в магнезитах Южно-Уральской провинции // Докл. АН. 2009. Т. 426, № 3. С. 351–354.
12. Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Овчинникова Г.В. и др. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
13. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb-возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 16–34.
14. Кулешов В.Н., Седаева К.М. Геохимия изотопов (^{13}C , ^{18}O) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 5. С. 508–526.
15. Покровский Б.Г. Следы миграции рассолов и углеводородов в изотопном составе С, О и S коллекторов Талаканского нефтегазового месторождения, юго-западная Якутия // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 3. С. 284–293.
16. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В. и др. Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и S-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 6. С. 17–45.
17. Тейлор Х.П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200–237.

18. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
19. Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 197 с.
20. Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань: Новое знание, 2003. 162 с.
21. Aharon P. A stable isotope study of magnesite from the Rum Jungle uranium field, Australia: implications for the origin of strata-bound massive magnesites // *Chemical Geology*. 1988. V. 69, P. 127–145.
22. Aharon P., Kolodny Y., Sass E. Recent hot brine dolomitization in the Solar Lake, Gulf of Elat: isotopic, chemical and mineralogical study // *J. Geology*. 1977. V. 85, № 1. P. 27–48.
23. Bartley J.K., Kah L.C., Marine carbon reservoir, C_{org} - C_{carb} coupling, and the evolution of the Proterozoic carbon cycle // *Geology*. 2004. V. 32, № 2. P. 129–132.
24. Bellanca A., Censi P., Neri Rl., Evolution of hydrothermal systems forming calcite, fluorite and/or barite mineralization, northwestern Sicily: isotope geochemistry study // *Miner. Petrogr. Acta*. 1990. V. XXXIII. P. 257–264.
25. Brasier U., Lindsey J.F. A billion years of environmental stability and the emergence of eukaryots: new data from northern Australia // *Geology*. 1998. V. 26, № 6. P. 555–558.
26. Crage H. Isotopic variations in meteoric waters // *Sciences*. 1961. V. 133, P. 1702–1703.
27. Friedman I., O'Neil J.R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest // *US. Geol. Surv. Prof. Paper*. 1977. 440 p.
28. Kaufman A.J., Knoll A.N. Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: Stratigraphic and geochemical implication // *Precambrian Research*. 1995. V. 73. № j. P. 27–49.
29. Kralik M., Aharon P., Schroll E., Zachmann V., Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites in magnesite formation. Monograph Ser. Mineral Deposits. Magnesite. 1989. № 28. P. 207–224.
30. Lloyd R.M., Oxygen isotope enrichment of sea water by evaporation // *Geochim et Cosmochim. Acta*. 1966. V. 30, № 8. P. 801–814.
31. Schroll E. Genesis of magnesite deposits in the isotope geochemistry // *Boletum Paranaense de Geociencias, Brasil*, 2002. V. 50, P. 59–68.
32. Sverjensky D.A. Isotope alteration of carbonate host rocks as a function of water to rock ratio – an example from the Upper Mississippi Valley Zinc-Lead district // *Econ. Geol.* 1981. V. 76, P. 154–172.
33. Veizer J., Hoefs J. The nature of $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ secular trends in sedimentary carbonate rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1976. V. 40, № 11. P. 1387–1395.