

СРАВНИТЕЛЬНАЯ Sr–Nd-СИСТЕМАТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ТИПОВЫХ МАГНЕЗИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ НИЖНЕГО РИФЕЯ ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

© 2015 г. М. Т. Крупенин, А. Б. Кузнецов*, Г. В. Константинова*

Для определения генетической природы рудных флюидов, связанных с широкомасштабным магнезитовым метасоматозом, могут иметь значение исследования изотопных систематик стронция и неодима в карбонатных породах и рудах, поскольку они позволяют оценить вклад корового и мантийного компонентов во флюидах (растворах), участвовавших в формировании карбонатных пород. При определенных условиях данные Sr–Nd изотопной систематики могут быть использованы для оценки возраста оруденения. В настоящее время изотопная система Nd только начинает использоваться, в частности, для установления генезиса и возраста месторождений кристаллического магнезита в терригенно-карбонатных палеозойских толщах Восточных Альп (Австрия). Для данных месторождений разработаны различные метасоматические модели, основанные на миграции захороненных рассольных флюидов в процессе герцинской коллизии (Сунк/Хохентауэрн [20]) и альпийского континентального рифтогенеза (Брайтенау [22]). В связи с этим представляет интерес любая новая информация по месторождениям данного типа из других регионов и в толщах другого возраста. С этой целью предпринято изучение Sr–Nd-систематики кристаллических магнезитов типовых месторождений Южно-Уральской провинции (Саткинского рудного поля и Исмакаевского месторождения) и вмещающих карбонатных пород нижнего рифея. Интерес к Sr–Nd-систематике усиливается в связи с предположениями об участии мантийного флюида в формировании магнезитов Саткинского рудного поля по данным U–Pb-систематики [17], хотя ряд геолого-геохимических данных указывает на формирование рудного флюида из захороненных эвапоритовых рассолов [4, 10, 23].

Изучение Sr–Nd систематики магнезитов и вмещающих карбонатных пород проводилось в карбонатной составляющей образца после его растворения в 2.5N HCl при $T = 60^{\circ}\text{C}$ (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Концентрации Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора $^{87}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$, а концентрации Sm и Nd – при добавлении смешанного индикатора $^{150}\text{Nd}+^{149}\text{Sm}$. Изотопный анализ выделенных элементов выполнялся на многоколлекторном масс-

спектрометре Triton PI в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Измерение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном карбонате стронция NIST SRM-987 в период работы дало значение 0.71029 ± 0.00001 ($2\sigma_{\text{cp}}$, $n = 17$). Среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандартном образце jNd-1 в период работы составляло соответственно 0.512098 ± 0.000003 ($2\sigma_{\text{cp}}$, $n = 9$).

Sr–Nd-СИСТЕМАТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД САТКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Основные закономерности геологического строения Саткинского рудного поля и литологического состава карбонатных отложений, вмещающих метасоматические магнезитовые залежи, неоднократно рассмотрены ранее [1, 13, 15]. Вмещающие породы саткинской свиты представлены раннедиагенетическими доломитами и перекрываются известняками с минимальными постседиментационными изменениями. Возраст осадочных известняков 1550 ± 30 млн лет – время раннего диагенеза карбонатных осадков саткинской свиты (Pb–Pb изохронный метод [13]). Метасоматические изменения, связанные с образованием магнезита, выражены в развитии гнезд вторичного синрудного доломита в брекчиевидных доломитах рудовмещающего горизонта. Возраст метасоматических магнезитов 1380 ± 14 млн лет (U–Pb-метод) [17].

В Саткинском рудном поле Sr–Nd систематика изучена в 4 известняках, 2 вмещающих и 2 околорудных крупнокристаллических доломитах, 4 магнезитах на Гологорском и 13 магнезитах на Паленихинском месторождениях.

Распределение стронция в карбонатных породах и магнезитах является типовым. Надрудные известняки имеют очень высокие концентрации стронция (среднее 2377 мкг/г), что типично для бывших морских арагонитовых илов. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих известняках (0.70460 – 0.70472 , рассчитано на возраст 1550 млн лет) попадает в интервал опубликованных значений для раннерифейских морских карбонатных осадков [13]. Рудовмещающие доломиты имеют стабильные содержания Sr (45 мкг/г), отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них варьи-

* Институт геологии и геохронологии докембрия РАН.

рует от 0.70659 до 0.70825, а в околорудных доломитах составляет 0.70816–0.70822. Для магнетитов Гологорского месторождения свойственны повышенные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, но они уменьшаются по мере перехода от центральных зон рудных тел к краевым – от 0.71793 до 0.71425 [6]. В Паленихинском месторождении отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнетитах варьируют в интервале значений 0.7135–0.7182, но в доломитизированных магнетитах резко повышаются до 0.7333–0.736 [8]. Генерации крупнозернистых доломитов в “коллапс-брекчиях” имеют такие же высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, как и магнетиты.

Магнетиты, диагенетические известняки и осадочные доломиты содержат очень мало Sm и Nd. Средние концентрации Sm и Nd в известняках равны 0.40 и 1.78 мкг/г, в доломитах, удаленных от рудного поля, – 0.54 и 2.43, а в магнетитах – 0.37 и 1.26 мкг/г [7]. Крупнозернистые генерации доломитов обогащены до 1.54 мкг/г по Sm и до 6.9 мкг/г по Nd. Средняя величина отношения Sm/Nd в саткинских известняках (0.23) и доломитах (0.22) согласуется с этими значениями в осадочных карбонатных породах и современной морской воде [19]. По сравнению с вмещающими карбонатными породами магнетиты Гологорского и Паленихинского месторождений отличаются повышенным значением отношения Sm/Nd – от 0.225 до 0.408.

Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в надрудных известняках и вмещающих доломитах варьирует в пределах 0.51157–0.51179. Магнетиты обоих месторождений демонстрируют повышенные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51192 до 0.51298). Рассчитанные на возраст саткинской свиты (1550 млн лет) значения $\epsilon\text{Nd}(1550)$ в известняках варьируют от –7.9 до –7.0, а в осадочных доломитах, удаленных от рудного поля, – от –8.7 до –5.7. В околорудных и крупнозернистых доломитах значения $\epsilon\text{Nd}(1550)$ варьируют в пределах –6.2 и –5.6, а в рудных магнетитах Гологорского месторождения – от –5.6 до –4.0. Исходя из предположения, что магнетиты являются эпигенетическими образованиями, связанными с рифтогенным этапом разуплотнения коры в начале среднего рифея (1350–1390 млн лет [17]), значения $\epsilon\text{Nd}(1350)$ снизились до –6.2 и –4.4. В большинстве образцов магнетитов Паленихинского месторождения значения $\epsilon\text{Nd}(1550)$ находятся в пределах от –6.4 до –1.9 (среднее –3.8), а $\epsilon\text{Nd}(1350)$ в основной группе магнетитов равно в среднем –3.7. В то же время для двух проб, отобранных в контактовых частях магнетитовой залежи, значения $\epsilon\text{Nd}(1550)$ составляют +5.6 и +9.4 [4].

Sr–Nd-СИСТЕМАТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ИСМАКАЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основные закономерности геологического строения Исмакаевского месторождения и литологи-

ческого состава карбонатных отложений, вмещающих крупную залежь метасоматических магнетитов, рассмотрены неоднократно [2, 5, 9, 15]. По данным стратиграфической корреляции, суранская свита, вмещающая магнетитовую залежь, сопоставляется с саткинской свитой северных районов Башкирского мегантиклинория. Таким образом, условно можно считать, что возраст указанных свит близок и соответствует возрасту известняков саткинской свиты (1550 ± 30 млн лет, Pb–Pb изохронный метод [13]). Нами изучены магнетиты (11 проб) из основной рудной залежи мощностью до 400 м, околорудные доломиты с вкрапленностью мелких кристаллов магнетита (2 пробы), а также доломиты в зоне метасоматического контакта с вмещающими известняками суранской свиты нижнего рифея на расстоянии до 500 м от залежей (2 пробы) и сами осадочные известняки (1 проба) [5, 9].

Результаты изучения Sr–Nd-систематики магнетитов Исмакаевского месторождения и вмещающих карбонатных пород суранской свиты несколько отличаются от данных по Саткинскому рудному полю [9]. Вмещающие известняки не содержат высокие концентрации Sr (до 180 мкг/г), поскольку претерпели эпигенетическое преобразование и обогащены Fe (до 0.6%). Околорудные доломиты слабо отличаются от доломитов периферийных зон по средним содержаниям Sr (40.7 и 25.6 мкг/г). Содержания Sr в магнетитах варьируют в пределах 1.1–2.92 мкг/г. Концентрации рубидия невысокие, в известняках, по данным ICP-MS, составляют 8–17 мкг/г, средние концентрации рубидия в околорудных и удаленных доломитах, а также магнетитах – 0.71, 0.56 и 0.57 мкг/г соответственно. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках 0.70584–0.71090, что отличается от интервала опубликованных значений для раннерифейских морских карбонатных осадков [5], и предполагает постдиагенетическую проработку даже вмещающих известняков катагенетическими флюидами. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в метасоматических доломитах и магнетитах в среднем составляет соответственно 0.72625 и 0.72410, причем для магнетитов свойственны повышенные вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.72224–0.7625) [6].

Анализ распределения легких РЗЭ в карбонатных породах суранской свиты показал, что осадочные известняки, метасоматические доломиты и магнетиты содержат мало Sm и Nd. Так, средние концентрации Sm и Nd в известняке и доломите составляют 0.92 и 4.4, а в магнетитах – 0.78 и 1.8 мкг/г. Средняя величина отношения Sm/Nd в суранских известняках и доломитах равна 0.21 и согласуется с этими значениями в осадочных карбонатных породах и современной морской воде [19]. По сравнению с вмещающими карбонатными породами магнетиты отличаются повышенным отношением Sm/Nd, 0.24–0.68 (среднее 0.36).

Таблица 1. Изотопный состав Sr и Nd и концентрации Rb, Sr, Sm и Nd в карбонатных породах Исмакаевского месторождения и расчет модельных параметров

Номер пробы	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первич. (1250)	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd (1550) CHUR	εNd (1250) CHUR	Sm/Nd
Магнезиты											
I-1-1	0.66	6.7	0.7180	0.7129	0.60	1.94	0.1873	0.51210	-8.6	-9.0	0.31
I-1-5	2.11	3.0	0.7597	0.7227	1.20	3.65	0.1988	0.51213	-10.5	-10.3	0.33
I-1-9	—	—	—	—	0.72	1.03	0.4253	0.51394	-20.2	-11.3	0.70
I-1-11	0.07	2.4	0.7240	0.7224	0.46	1.38	0.2026	0.51221	-9.5	-9.3	0.34
И-1-7	0.21	6.0	0.7161	0.7142	0.51	1.87	0.1648	0.51187	-8.6	-9.8	0.27
И-1-8	0.27	6.6	0.7184	0.7163	0.82	1.56	0.3175	0.51308	-15.4	-10.7	0.53
И-1-9	0.10	2.7	0.7232	0.7212	0.70	1.00	0.4251	0.51395	-20.0	-11.1	0.70
И-1-10	0.54	6.6	0.7226	0.7184	0.71	1.73	0.2470	0.51256	-11.5	-9.6	0.41
И-3-9	0.33	2.3	0.7254	0.7180	1.28	2.07	0.3730	0.51356	-17.1	-10.3	0.62
Доломитистые магнезиты											
И-5-2а	1.03	11.6	0.7169	0.7123	0.87	3.44	0.1534	0.51184	-7.1	-8.8	0.25
И-6-10	0.95	87.3	0.7111	0.7106	0.86	3.12	0.1673	0.51206	-5.5	-6.6	0.28
Доломит											
И-3-5	0.25	20.2	0.7149	0.7141 ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первич. (1550)	1.00	4.15	0.1451	0.51177	-6.7	-8.7	0.24
Известняк											
I-2-3	0.40	182	0.71104	0.71090	—	—	—	—	—	—	—
I-2-13	0.30	700	0.70579	0.70574	0.84	4.73	0.1073	0.51140	-6.4	—	0.18

Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ во вмещающих известняках составляет 0.51140 (табл. 1). Это отношение в доломите равно 0.51177. По сравнению с известняками и доломитами магнезиты демонстрируют повышенные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – от 0.51187 до 0.51394. Рассчитанные на возраст саткинской свиты (1550 млн лет) значения $\epsilon\text{Nd}(1550)$ в известняке составляют -6.4 , а в доломитах -6.7 ; в рудных магнезитах это значение значительно ниже и варьирует в пределах от -20.2 до -8.6 .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Известно, что отрицательные значения ϵNd показывают, что породы произошли путем переработки или ассимиляции более древних коровых пород с отношением Sm/Nd ниже, чем в первоначальном хондритовом резервуаре [19]. В случае с карбонатными породами, представляющими собой хемогенные образования на поверхности осадочной оболочки Земли, источником неодима и отношения Sm/Nd является вода океана с соответствующим коровым отношением. Вопрос о метасоматических образованиях более сложный, и величина Sm/Nd и ϵNd должна зависеть от источника метасоматизирующего флюида, т.е. резервуара, в котором этот флюид формировался и из которого произошел. Он также может быть сформирован при фильтрации коровых пород или быть отделенным от мантийного резервуара.

Для известняков и доломитов саткинской свиты среднее значение величины $\epsilon\text{Nd}(1550)$ млн лет) равно -7.0 , что близко к значению ϵNd , полученно-

му для глинистых сланцев саткинской свиты, – соответственно -7.4 и -7.3 [16]. Изотопный состав Nd в осадочных карбонатах отражает отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ морской воды в бассейне седиментации во время отложения [19]. Установленная нами близость средних значений ϵNd терригенных и карбонатных осадков саткинской свиты указывает на отложение их в бассейне с одинаковым источником сноса. Анализ Sr–Nd-систематики показывает, что в области размыва саткинского палеобассейна преобладали породы гранулитового состава, подобные метаморфитам Тараташского комплекса.

Значение $\epsilon\text{Nd}(1550)$ в крупнозернистом доломите из коллапс-брекчий саткинской свиты (-5.6) и основной группе магнезитов (-5.0) гораздо выше, чем в осадочных известняках и доломитах. Даже пересчитанное на более “молодой” возраст формирования магнезитов значение $\epsilon\text{Nd}(1350)$ в крупнозернистых доломитах и магнезитах в среднем выше, чем в осадочных карбонатных породах (-5.3 против -7.0 соответственно). Анализ графика зависимости изотопных отношений Sr–Nd показывает, что рудные магнезиты лежат на линии эволюции “верхнекоровых” пород (см. [4], рис. 3 в [8]). Такое различие Sr–Nd изотопных характеристик предполагает, что осадочные карбонатные породы и метасоматические магнезиты образовались из флюидов, формировавшихся в разных породных резервуарах.

Для основной группы магнезитов характерны устойчивые значения $\epsilon\text{Nd}(1550)$, варьирующие в узких пределах как на Гологорском (от -5.6 до -4 , среднее 5.0), так и на Паленихинском (от -6.4

до -1.9 , среднее 4.0) месторождениях. Резко отличающиеся от основной группы магнезитов значения ϵNd (1550), составляющие $+5.6$ и $+9.4$ для двух проб, отобранных в контактовых частях магнезитовой залежи на Паленихинском месторождении, могут быть следствием контактового воздействия базитовых послерудных или синрудных даек, пересекающих данную залежь сверху и снизу (см. рис. 1 и 2 в [4]). В целом на данном месторождении диабазовые тела, секущие доломиты и магнезиты, широко развиты, достигают мощности 20 м и образуют на контактах с магнезитами зоны бруситизации мощностью до 15 м, поэтому закономерным является контактовое воздействие постмагматических флюидов, связанных с внедрением магм основного состава на контактах зоны магнезитовых тел на этом месторождении.

Для известняков и доломитов суранской свиты среднее значение ϵNd (1550 млн лет) равно -6.5 , что близко к значению ϵNd , полученному как для известняков, так и для глинистых сланцев саткинской свиты (этого же стратиграфического уровня нижнего рифея) – соответственно -7.0 и -7.3 [16]. Близость средних значений ϵNd карбонатных осадков суранской свиты и карбонатно-терригенных осадков саткинской свиты позволяет предполагать отложение их в бассейне с одинаковым коровым источником сноса (архейско-раннепротерозойский фундамент кратона).

Исходя из предположения, что магнезиты являются эпигенетическими образованиями, оторванными от осадконакопления, и связаны с рифтогенным этапом разуплотнения коры в среднем рифее (1250 – 1100 млн лет назад [15]), для магнезитов был выполнен расчет ϵNd на возраст 1250 млн лет. При этом значения ϵNd (1250) увеличились от интервала -20.2 ... -8.6 до -11.3 ... -9.0 (рис. 1). В доломитистых магнезитах контактовых зон рудных залежей это значение, пересчитанное на более “молодой” возраст формирования магнезитов (1250 млн лет), выше и составляет -8.8 и -6.6 . Такое различие Sr–Nd изотопных характеристик предполагает, что осадочные карбонатные породы и магнезиты произошли из разных флюидов, причем метасоматический флюид, из которого формировались магнезиты, имел, несомненно, коровую природу.

Данные Rb–Sr-систематики однозначно указывают на то, что формирование метасоматизирующих флюидов как на Саткинских, так и на Исмакаевском месторождениях проходило в коровых резервуарах. Значение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ увеличивается в метасоматических доломитах и тем более магнезитах по сравнению с вмещающими известняками и предполагает постдиагенетическое преобразование флюидов в катагенетических условиях при взаимодействии с алюмосиликатными породами рифейского разреза, причем для Исмакаевского месторождения в большей степени.

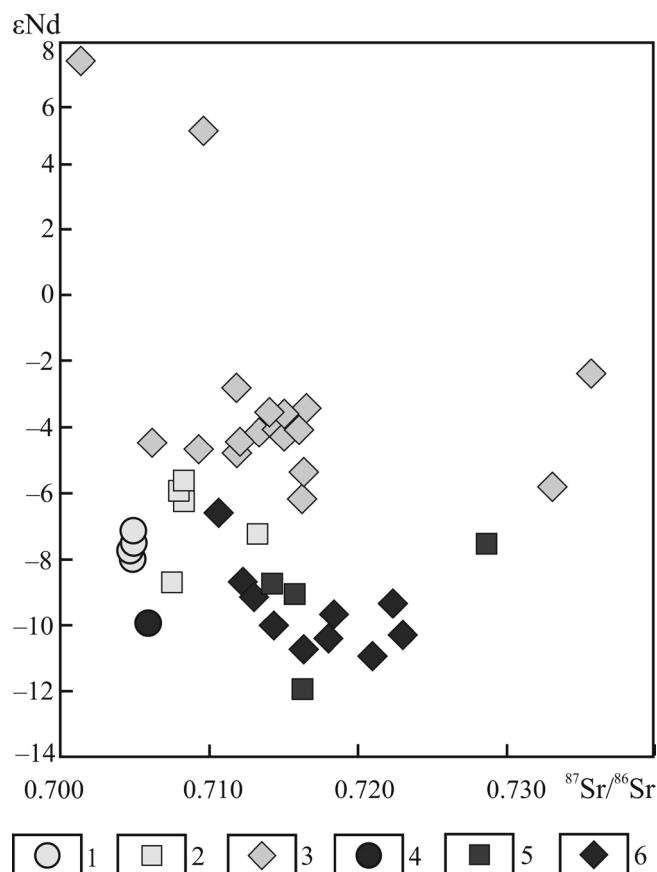


Рис. 1. Зависимость $\epsilon Nd(T)$ от первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатных породах Саткинского и Исмакаевского месторождений.

Значения для саткинских магнезитов рассчитаны на возраст 1350 млн лет, а для исмакаевских доломитов и магнезитов – 1250 млн лет.

1–3 – Саткинское месторождение: 1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – магнезиты; 4–6 – Исмакаевское месторождение: 4 – известняки, 5 – доломиты, 6 – магнезиты.

Заметная амплитуда вариаций Sm/Nd-отношения является благоприятным фактором для изохронного определения возраста магнезита Sm–Nd-методом. Расчет Sm/Nd-эрохроны в Саткинском рудном поле по 9 образцам магнезитов Паленихинского месторождения и 4 образцам Гологорского месторождения, имеющим типичные коровые (отрицательные, среднее -4.1) значения ϵNd и значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.714 – 0.718) дал возраст 1400 ± 270 млн лет [8]. В первом приближении полученный возраст совпадает с данными Pb–Pb-метода (1380 ± 14 млн лет) и указывает на связь по времени образования со среднерифейским (машакским) рифтогенным событием. U–Pb-возраст рассчитан в координатах $^{207}Pb^*/^{235}U$ – $^{206}Pb^*/^{238}U$ на графике с конкордией. Верхнее пересечение соответствует возрасту 1380 ± 14 млн лет (СКВО = 1.6) и согласуется со значением Pb–Pb-возраста (1370 ± 80 млн лет).

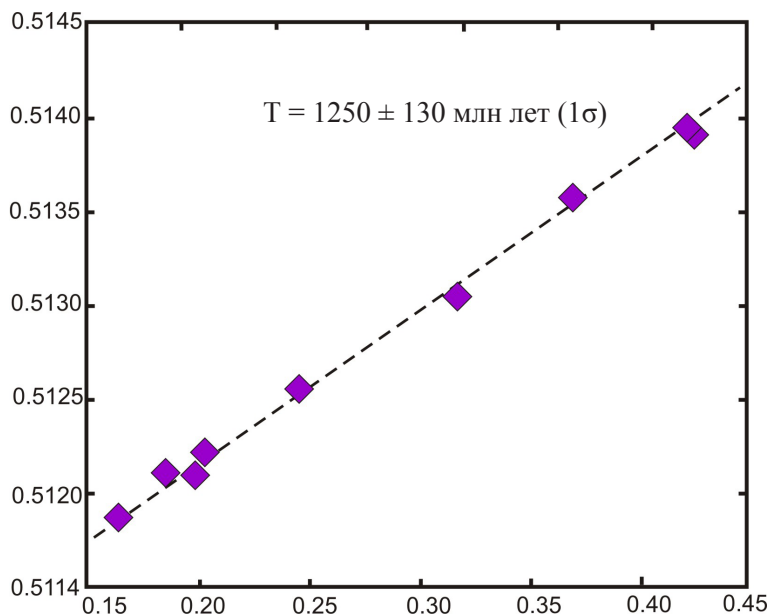


Рис. 2. Sm–Nd-эрохрона для магнезитов Исмакаевского месторождения.

Пониженное значение $\mu_2 = 9.78$ для магнезита, по сравнению с вмещающими карбонатными породами (10.09), предполагает примесь мантийного свинца во время формирования рудных тел [17].

Обобщение предшествующих и выполнение дополнительных исследований для Исмакаевского месторождения позволило применить Sm/Nd-метод для определения возраста магнезитов. Корреляционная зависимость для 8 образцов магнезитов в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ формирует эрохрону (рис. 2). Вычисленное по аппроксимирующей линии возрастное значение 1250 ± 130 млн лет (1σ) имеет слишком большую ошибку, что свидетельствует о неполной когенетичности магнезитовых образцов.

Исмакаевское месторождение, так же как типовое месторождение Южно-Уральской провинции – Саткинское, располагается в отложениях нижнего рифея. Однако полученные значения возраста Исмакаевского месторождения не совпадают с датировками, полученными аналогичными методами для Саткинского (1380 млн лет) и соответствующими машакскому рифтогенному событию в регионе на границе нижнего и среднего рифея. Исмакаевское месторождение находится в непосредственной близости от разрезов шатакской свиты (стратиграфический аналог машакской свиты в центральных районах Башкирского мегантиклинория), поэтому логично было бы ожидать приуроченность возраста метасоматического оруденения именно к машакскому рифтогенному событию. Но этого не случилось. Между тем рассчитанный интервал возраста имеет определенное геологическое значение, поскольку в данном районе ранее Sm–Nd- и Rb–Sr-методами были датированы флюори-

ты Суранского месторождения с возрастом 1220–1230 млн лет [7, 15], так же приуроченные к суранской свите нижнего рифея, как и магнезиты Исмакаевского месторождения. Кроме того, аналогичные датировки были получены ранее с помощью Pb–Pb-метода для метасоматических сидеритов Бакальских месторождений [12, 15], а в терригенно-карбонатных отложениях авзянской и кужинской свит с предполагаемым возрастом около 1220 млн лет в центральной части Башкирского мегантиклинория известны седиментационно-эксгальационные барит-полиметаллические месторождения и проявления. Это позволило ранее выдвинуть идею о важном металлогеническом значении границы среднего и верхнего рифея для данной территории [3]. Вероятной причиной такого всплеска рудной минерализации в регионе является рифтогенная тектонотермальная активизация, которая, впрочем, очень слабо проявилась в магматических выплавках, почему и не привлекает до сих пор внимание исследователей как важный геодинамический и металлогенический рубеж. Вместе с тем новые изотопные данные подтверждают активную миграцию захороненных в рифейском осадочном бассейне флюидов на рубеже 1100–1200 млн лет назад, спровоцированную, скорее всего, активными тектоническими перестройками в регионе. Известно, что между отложениями среднего и верхнего рифея существует стратиграфический перерыв, с которым связана перестройка общего плана осадконакопления этой части платформы. Если в нижнем и среднем рифее осадочные бассейны в восточной части современной Русской платформы развивались как интракратонные надрифтовые, то верхнерифейский бассейн стал уже перикратонным [14, 18].

Более молодой, чем машакский эпизод рифтогенеза, возраст Исмакаевского месторождения позволяет сделать вывод относительно геологического строения Башкирского мегантиклинория. Дело в том, что геологическая позиция Саткинского и Исмакаевского месторождений получается различной. Саткинское месторождение сформировалось в зоне активного воздействия рифтогенного магматизма в машакское время: восточнее его в 15 км располагается крупная Кусинская интрузия габброидов, в 5 км западнее – Бердяушский плутон гранитов рапакиви и габброидов, вся зона рудного поля пронизана дайками основного состава. Между тем Исмакаевское месторождение граничит с вулканитами машакского уровня только с востока (отложения шатакской свиты в 4 км). Магматическая деятельность в районе Исмакаевского месторождения проявлена незначительно: в нижней части рудоносной миньякской пачки разведочными работами установлен только маломощный силл долерита с зеленокаменными изменениями, не оказывающий никакого контактового воздействия на магнезиты. По-видимому, следует признать, что такое совмещение является тектоническим, т.е. в районе Исмакаево отложения шатакской свиты просто надвинуты в западном направлении по зоне Зюраткульско-Суранского регионального надвига, а в машакское время в районе месторождения не происходило активных тектоно-термальных событий. Это подтверждается и данными Sr–Nd-систематики магнезитов обоих месторождений. Исмакаевские метасоматические доломиты и магнезиты обогащены радиогенным ^{87}Sr по сравнению с саткинскими, между тем величина ϵNd в магнезитах Исмакаево заметно ниже, чем в саткинских, и указывает на большую роль корового материала во флюиде, из которого кристаллизовались исмакаевские магнезиты. Об этом же свидетельствует более высокое содержание железа в магнезитах Исмакаево.

Сравнение Sr–Nd изотопных данных по месторождению магнезитов Брайтенау и Хохентауэрн (Восточные Альпы) показывает сходство с Исмакаевским месторождением магнезитов. Sr и Nd изотопные характеристики австрийских магнезитов демонстрируют коровые метки – высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие ϵNd (в среднем соответственно 0.7103 и – 8.9). При этом генезис австрийских гидротермально-метасоматических магнезитов, так же как и южно-уральских, был тесно связан с рифтогенным растяжением коры (в данном случае в связи с образованием Неотетиса), активизацией мантийного магматизма и внедрения горячих рассольных флюидов эвапоритового происхождения по тектоническим зонам в карбонатные породы верхней части коры.

Принципиальным сходством двух типовых магнезитовых рудных полей Южно-Уральской

провинции по изотопным Sr–Nd-меткам, является коровый источник флюида. Между тем различие этих объектов заключается в том, что в Саткинском поле флюид мог иметь коровую природу с примесью мантийной компоненты, что определяется геологической позицией объектов относительно машакской рифтогенной структуры: Саткинское рудное поле расположено внутри области рифтогенных магматических проявлений, а Исмакаево западнее этой зоны.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 12-05-00977а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинские месторождения магнезитов. М.: Наука, 1983. 87 с.
2. Главнейшие магнезитовые месторождения / Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин. М.: Наука, 1993. 157 с.
3. Крупенин М.Т. Минерагеническое и геодинамическое значение среднерифейского времени на западном склоне Южного Урала // Докл. АН. 2004. Т. 399, № 4. С. 503–505.
4. Крупенин М.Т., Гараева А.А., Клюкин Ю.И. и др. Флюидный режим магнезитового метасоматоза на Саткинских месторождениях Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений) // Литосфера. 2013. № 2. С. 120–134.
5. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. Стадийность магнезиального метасоматоза в различных типах магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции (по данным микроанализа) // Литосфера. 2008. № 3. С. 98–120.
6. 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.
7. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. РЗЭ и Sr–Nd систематика магнезитов и вмещающих карбонатных пород Саткинского рудного поля, Южный Урал // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. 2012. С. 163–168.
8. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. Особенности Sr–Nd систематики магнезитов Палеонихинского месторождения (Саткинское рудное поле, Южный Урал) // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160. 2013. С. 249–254.
9. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. РЗЭ и Sr–Nd систематика кристаллических магнезитов и вмещающих карбонатных пород Исмакаевского месторождения, Южный Урал // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермский госуниверситет, 2014. № 17. С. 239–248.
10. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Крылов Д.П., Маслов А.В. Стабильные изотопы углерода и кислорода как индикаторы магнезиального метасоматоза в отложениях нижнего рифея Южного Урала // Докл. АН. 2011. Т. 439, № 5. С. 660–664.

11. Крупенин М.Т., Прохаска В., Ронкин Ю.Л. Природа фтора и рудообразующих растворов флюоритового месторождения Суран (Башкирский мегантиклинорий) по данным изучения лантаноидов, флюидных включений и Sr–Nd систематики // Литосфера. 2012. № 5. С. 126–144.
12. Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Овчинникова Г.В., Горюхов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb–Pb возраст // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
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. Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 220 с.
15. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфилов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. Т. 1. 351 с.
16. Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Ис- точники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных // Докл. РАН. 2003. Т. 39, № 2. С. 219–222.
17. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т. и др. U–Pb-систематика протерозойских магнезитов Саткинского месторождения Южного Урала: источник флюида и возраст // Докл. АН. 2014. Т. 456, № 2. С. 219–222.
18. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
19. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
20. Ebner F, Azim Zadeh AM, Jiang SY Isotope characteristics of Veitsch type sparry magnesite. MRB-01.
21. General contributions to industrial mineral deposits. The 33-rd International Geological Congress Oslo, 2008.
22. Henjes-Kunst F., Prochaska W., Niedermayr A. et al. Sm–Nd dating of hydrothermal carbonate formation: An example from the Breitenau magnesite deposit (Styria, Austria) // Chem. Geol. 2014. 387. P. 184–201.
23. Prochaska W., Krupenin M.T., Evidence of Inclusion Fluid Chemistry for the Formation of Magnesite and Siderite Deposits in the Southern Urals // Mineral. Petrol. 2013. Vol. 107, No. 1. P. 53–65.