ПРИМЕНЕНИЕ РЗЭ ДЛЯ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАГНЕЗИТА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

М.Т. Крупенин

Разработка моделей формирования месторождений кристаллического магнезита (МКМ) в карбонатных толщах требует анализа большого количества данных из различных месторождений и провинций. Это позволит прояснить, как в карбонатных породах из регионов с разной геологической историей развития происходит образование магнезитовых месторождений, обладающих набором сходных признаков. Наше предшествующее изучение в пределах эталонной Южно-Уральской магнезитовой провинции показало наличие двух типов магнезитовых месторождений: І – пластообразных залежей крупнокристаллического магнезита в устойчивых доломитовых горизонтах нижнего рифея (саткинский тип) и II – линзовидных тел мелко- и среднекристаллического магнезита в доломитизированых известняках нижнего и среднего рифея (семибратский тип). Указанные группы месторождений отличаются также и по ряду геохимических признаков [Крупенин, 2003]. Геолого-геохимическое сравнение месторождений I типа в нижнерифейских толщах Южного Урала с магнезитами Удерейской провинции показало большое их сходство по ряду геологических и геохимических типоморфных признаков [Крупенин и др., 2004; Крупекнин, 2005]. Это позволило предположить также и генетическое сходство месторождений указанных провинций, заключающееся в инфильтрационно-рассольном механизме метасоматоза под влиянием высокомагниевых рассолов эвапоритового происхож-



Рис. 1. Крупнокристаллические магнезиты различных провинций: а) Кызылташ, Ю. Урал, магнезит хризантемовидный; б) Хохентауэрн, Австрия, магнезит гигантокристаллический; в) Верхотуровское, Енисейский кряж, магнезит крупнокристаллический. Линейка – 1 см.

дения. В определенной мере их генезис сходен и с месторождениями кристаллического магнезита Восточных Альп и Западных Карпат, для которых подобная модель с участием высокомагиевых эвапоритовых рассолов и была впервые предложена. Модель основана на эвапоритовой природе флюидных включений в магнезитах [Prochaska, 2000; Radvanec et al., 2004]. Наблюдения на магнезитовых месторождениях Словакии и Австрии во время полевых экскурсий 2001 и 2004 гг. позволяют говорить о некоторых чертах сходства и различия магнезитовых месторождений различных провинций. Прежде всего, выяснено, что в объектах Западной Европы и Южного Урала источником магнезиальных растворов явились эвапоритовые рассолы, обогащенные магнием. Сходство проявляется также в удивительном единообразии литотипов магнезитов из различных регионов, среди которых преобладают крупнокристаллические разности, в том числе с гнездовой и звездчатой текстурой, с выделениями гигантокристаллического белого магнезита, а также с пинолитовой текстурой с вытянутыми ромбоэдральными кристаллами размером 1-10 см (рис. 1а,б). Следует отметить, что и магнезиты Удерейской провинции Енисейского кряжа (рис. 1в) [Крупенин и др., 2004; Крупенин, 2005] обладают большим сходством с данной группой. Различия же заключаются в том, что для западноевропейских магнезитовых месторождений отмечается метасоматическая зональность: известняк – доломит – магнезит, в то время как рифейские магнезиты приурочены к протяженным доломитовым горизонтам. Отличаются от описанных магнезитов и месторождения второй группы Южно-Уральской провинции, представленные мелко-среднекристаллическими разностями с повышенной примесью доломита и кварца, как правило, более железистые. Для этой группы характерно размещение в известняковых горизонтах, подверженных метасоматической доломитизации.

Для установления генезиса вышеперечисленных групп магнезитовых месторождений важное значение имеет оценка сходства-различия геохимических признаков, особенно по индикаторным компонентам и отношениям элементов (модулям). Среди геохимических индикаторов генезиса магнезитов, наряду с петрогенными компонентами (CaO, FeO, SiO₂), важное место занимают лантаноиды, особенно если их определение проведено на оборудовании с

Таблица 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ν	20	7	6	9	4	7	5	1	1
ΣREE	5,33	4,12	4,06	20,74	8,91	1,77	2,55	5,74	3,23
(LREE/HREE)N	1,05	0,72	0,48	2,90	3,20	2,88	2,25	4,04	1,56
Ce/Ce*	0,74	0,74	1,07	0,85	1,10	0,80	0,99	1,07	0,89
Ce_{C1}/La_{C1}	0,83	0,76	1,27	0,72	1,09	0,60	0,99	0,85	0,69
Eu/Eu*	0,56	0,40	0,75	0,69	1,27	0,56	0,73	0,57	1,52
Y/Ho	50,40	53,90	56,91	43,22	29,82	38,00	34,28	32,52	35,89
Y/Nd	6,00	9,43	9,94	2,08	1,07	2,13	1,94	1,29	3,52

Медианы некоторых модулей РЗЭ в магнезитах Южно-Уральской провинции

Примечание. В первой строке МКМ: 1 – Сатка; 2 – Ельничное; 3 – Бакал; 4 – Кызылташ; 5 – Исмакаево; 6 – Семибратское; 7 – Катав-Ивановск; 8 – Катайка; 9 – проявление Сарышка. В первом столбце: N – количество анализов; ΣREE – сумма лантаноидов, г/т;

 $(LREE/HREE)N = (La/La_{C1} + 2Pr/Pr_{C1} + Nd/Nd_{C1})/(Er/Er_{C1} + Tm/Tm_{C1} + Yb/Yb_{C1} + Lu/Lu_{C1});$ Ce/Ce* = 2*(Ce/Ce_{C1})/(La/La_{C1} + Nd/Nd_{C1}); Eu/Eu* = 2*(Eu/Eu_{C1})/(Sm/Sm_{C1} + Gd/Gd_{C1}); нормирование на хондрит C1 [5].

высокой разрешающей способностью, в частности методом ICP-MS. Существующий опыт изучения поведения лантаноидов в осадочных и метасоматических карбонатных породах [Александров и др., 1965; Балашов, 1976; Morteani, 1982; Wood, 1990, Moeller, 1989; Bau, 1996; Дубинин, 2004, и др.] указывает на важность таких характеристик, как графическая форма (тип) общего распределения РЗЭ в карбонатах, сумма РЗЭ, отношение групп легких и тяжелых лантаноидов, аномалии церия Ce/Ce*, европия Eu/Eu*. Ранее была отмечена значимость Y/Ho отношения [Bau, 1996] для установления дальности миграции Мд-носных флюидов, ответственных за формирование магнезитовых метасоматических залежей [Крупенин, 2003].

Основные характеристики лантаноидов для месторождений магнезита Южно-Уральской провинции на основе анализов, выполненных методом ICP-MS в GeoForschugZentrum, Потсдам, ФРГ и Институте земной коры, Иркутск, приведены в табл. 1. Сумма РЗЭ для большинства МКМ не превышает 2-5 г/т, что подтверждает незначительное содержание терригенной примеси и указывает на отсутствие связи с постмагматическими флюидами. Исключением является Кызылташское месторождение, для которого характерно повышенное содержание примеси магнезиального хлорита. Типы распределения РЗЭ, нормированные на хондрит С1 [Anders, Grevesse, 1989], для месторождений I и II групп несколько отличаются. Для I группы наблюдается наибольшее деплетирование легких РЗЭ относительно вмещающих доломитов (низкие значения LREE/HREE, см. табл. 1), что связано, вероятно, с образованием лигандов в процессе перекристаллизации, которые легче переносят тяжелые РЗЭ [Bau, Moeller, 1992]. Магнезиты II группы сохраняют унаследованный при метасоматозе типичный для кальцийсодержащих минералов, в том числе доломита, тренд распределения. Минералогический контроль очень слабый, что проявляется в значениях LREE/HREE >1. Небольшая отрицательная цериевая аномалия, определяемая как по Ce/Ce*, так и по Ce_{c1}/La_{c1} (табл. 1, 2), характерна для большинства месторождений, особенно для Саткинской группы, указывая на формирование карбонатов в окислительных условиях морского бассейна и чистоту от терригенной примеси [Bau, Moeller, 1992]. Только магнезиты Исмакаевского МКМ дают слабую положительную аномалию Се, что необычно и может быть связано со щелочным характером рудных растворов, усиливающим окисление Се³⁺ до Се⁴⁺ и его извлечение в раствор за счет образования карбонат-комплексов [Moeller P., Bau M., 1993]. Европиевая аномалия имеет отрицательные значения для всех объектов, кроме проявления Сарышка и Исмакаевского МКМ (табл. 1). Для последнего предполагается унаследованный характер положительной аномалии европия в магнезитах от дорудных доломитов, сформированных при температурах более 250 °С. Повышенная температура, в сочетании с редокс-условиями, приводит к восстановлению европия в доломитах и активному изоморфному замещению Ca²⁺ на Eu²⁺, имеющих близкие размеры ионов

Таблица 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
N	36	10	14	5	3	3	3	14	5
ΣREE	5,63	2,72	7,44	5,38	4,15	4,39	14,57	10,07	6,94
(LREE/HREE)N	2,45	3,44	2,47	1,65	1,24	0,66	2,77	3,03	1,30
Ce/Ce*	0,95	1,03	0,67	0,59	0,49	0,62	0,76	0,17	1,00
Eu/Eu*	0,71	0,64	0,51	0,33	0,83	1,35	0,77	0,60	0,76
Y/Ho	50,77	32,55	51,91	57,43	52,11	51,40	53,16	32,68	49,35
Y/Nd	6,29	1,87	3,06	3,16	5,91	5,37	2,50	1,64	4,84

Медианы некоторых модулей РЗЭ в кристаллических магнезитах ряда провинций Евразии

Примечание. В первой строке номера соответствуют кристаллическим магнезитам из различных провинций: Южно-Уральской: 1 – саткинского типа, 2 – семибратского типа; Енисейского кряжа: 3 – Екатерининское (Киргитей), 4 – Голубое; Западных Карпат (Словакия): 6 – Елшава; Восточных Альп (Австрия): 5 – Брайтенау, 7 – Хохентауэрн; Пиренеев: 8 – Ойгуи (Испания [Lugli et al, 2000]); 9 – Савинское (Восточный Саян). Колонка 1 соответствует таковой в табл. 1.

[Moeller, 1989]. Отрицательная европиевая аномалия в большинстве метасоматических магнезитов провинции является унаследованной особенностью от осадочных карбонатов, определяемой влиянием распределения РЗЭ в глинистых породах рифея, и указывает на низкотемпературный характер преобразований карбонатов. Показательным индикатором для различения магнезитов месторождений Южно-Уральской провинции оказалось отношение У/Но, которое уменьшается при возрастании дальности миграции флюидов в породном резервуаре. Для магнезитов I группы характерны высокие величины отношения Ү/Но, типичные для осадочных карбонатов, в то время как для магнезитов II группы наблюдаются пониженные значения данного модуля (табл. 1), типичные для гидротермальных и гидротермально-метасоматических минералов [Крупенин, 2003].

Интерес представляет поведение Y и Nd в магнезитах разных месторождений. Как было показано Ю.А.Балашовым [1976], Y прочно со-



единяется в растворимые соединения с лигандами, таким образом, его количество в растворе увеличивается, в то вре-

Рис. 2. Зависимость концентрации иттрия (1) и неодима (2) от температуры. Раствор 0,5N Na₂CO₃; Р – 500 атм; t – 7 час. По Л.А.Синьковой [1971].

мя как Nd достаточно стабильно низко связан с комплексообразвателями, такими как гидрокарбонат, гидроксил-ион, лиганды-галогены. При повышении температуры прочность соединения иттрия с лигандами снижается, что приводит к уменьшению количества растворенного иттрия в растворе. Экспериментально установлено, что в щелочных условиях в карбонатной среде, обогащенной Na, концентрации Nd в растворе не изменяются в интервале температур 150-450 °C (рис. 2), в то время как концентрации У сохраняются высокими для низких температур, но резко убывают при возрастании температуры, приближаясь к концентрациям Nd [Синькова, 1971]. Поэтому, учитывая абсолютную стабильность неодима при изменении температуры, можно качественно (так как могут влиять и другие факторы, например, режим кислотности-щелочности, катионный состав и кристаллохимические особенности минералов) определить температуру гидротермального процесса. Расчет значений Y/Nd для магнезитов месторождений Южно-Уральской провинции показал наличие общей тенденции: чем больше иттрия, тем выше отношение Y/Nd, т.е. относительное количество иттрия в растворе, образующем магнезит, больше (рис. 3). Об увеличении относительной величины иттрия в минералообразующем растворе свидетельствует и возрастание количества иттрия относительно общей суммы РЗЭ, опредевеличине ляемое по отношения Y/ΣREE (рис. 3). Наблюдаемый эффект можно связывать с относительно низкой температурой кристаллизации магнезита, согласно зависимости, установленной Л.А.Синьковой (рис. 2).

Использование этой зависимости приемлемо, поскольку образование магнезита происходит при высокой щелочности среды, а эвапоритовый характер флюидных включений в магнезитах предполагает высокие концентрации натрия в рассолах. В то же время, согласно рис. 2, низкие концентрации иттрия, приближающиеся к концентрациям неодима, указывают на повышенные температуры гидротермального рудообразования (до 450 °C). График в координатах Y/ΣREE – Y/Nd медианных значений для магнезитов изученных месторождений Южно-Уральской провинции (рис. 3) представляет собой качественный термометр условий формирования магнезитов, при которых пластообразные залежи I группы формировались при низких температурах, а линзовидные залежи II группы – во все более высокотемпературных условиях. При этом, исходя из распределения точек на графике, наименьшие температуры предполагаются для Бакальского месторождения, относительно более высокотемпературные условия, вероятно, соответствовали образованию Саткинских месторождений, а Кызылташское занимает промежуточное положение между I и II группой. Наиболее высокотемпературным по Y/Nd зависимости оказывается Исмакаевское месторождение, для которого, как уже указывалось, устойчиво отмечаются положительные аномалии Eu/ Eu*, подтверждающие минералообразование при температурах выше 250 °C.

Полученные нами немногочисленные геохимические данные по западноевропейским месторождениям магнезита (метод ICP-MS, Институт геологии и геохимии УрО РАН) позволяют провести их предварительное сравнение, прежде всего по распределению лантаноидов как индикаторной группе микроэлементов, с эталоном Южно-Уральской провинции и с другими месторождениями кристаллического магнезита России. В табл. 2 приведены те же геохимические характеристики РЗЭ, что и в табл. 1, но для месторождений магнезита в палеозойских карбонатных толщах Западной Европы и среднерифейских карбонатах Енисейского кряжа. Для сравнения добавлены результаты анализа по 5 пробам магнезитов, любезно предоставленных проф. В.В.Наседкиным (ИГЕМ РАН), из крупнейшего в России Савинского месторождения в отложениях нижнего рифея Восточного Саяна. Их сравнение с магнезитами Южно-Уральской провинции показывает определенное сходство геохимических показателей, прежде все-



Рис. 3. Распределение медианных значений Y/ΣREE – Y/Nd для кристаллических магнезитов Южно-Уральской провинции: *1* – Сатка; *2* – Ельничное; *3* – Бакал; *4* – Кызылташ; *5* – Исмакаево; *6* – Семибратское; *7* – Катав-Ивановск; *8* – Катайка; *9* – Сарышка.

го – по общей сумме РЗЭ, составляющей не более 10 г/т, и общему типу распределения РЗЭ, имеющему субгоризонтальный тренд (рис. 4). При этом, в случае низких концентраций РЗЭ, отношение легких лантаноидов к тяжелым, как правило, менее 1, а при повышении общей суммы РЗЭ это отношение становится более 1, отражая состав терригенной примеси. В перекристаллизованных, гигантокристаллических магнезитах деплетирование легких РЗЭ усилива-



Рис. 4. Распределение РЗЭ в типичных магнезитах различных месторождений: 581/83 – магнезит крупнокристаллический, Савинское месторождение, Восточный Саян (из коллекции В.В.Наседкина); br-2a – магнезит среднекристаллический, серый, Брайтенау, Австрия; br-2c – магнезит крупнокристаллический белый Брайтенау, Австрия; jel-4 – магнезит крупнокристаллический серый, Елшава, Словакия; ho-9 – магнезит гигантокристаллический, Хохентауэрн, Австрия.

ется (см. рис. 4, пробы месторождения Брайтенау, Австрия), что является типичным и для магнезитов нижнего рифея Южно-Уральской провинции и объясняется фракционированием лантаноидов в процессе перекристаллизации [Крупенин, 2003]. Аномалия Се/Се* или отсутствует, или имеет невысокую отрицательную величину, за исключением испанского месторождения Ойгуи-Астуретта, для магнезитов которого характерна интенсивная отрицательная аномалия, проявленная также и во вмещающих доломитах, но в меньшей степени. Присутствие отрицательной аномалии Се/Се* является типичной особенностью для осадков, сформированных в окислительных условиях морского бассейна. Для большинства месторождений отмечается невысокая отрицательная аномалия Eu/Eu*, только для месторождения Елшава в Словакии она становится положительной, что предполагает повышенную температуру гидротермальных растворов. Отношение У/Но для большинства рассмотренных объектов сохраняется в пределах 50. Исключением является месторождение Ойгуи-Астуретта, для которого медиана отношения Ү/Но составляет 32. Для этого месторождения характерна и пониженная величина отношения Y/Nd (1,64), отражающая относительно высокотемпературное его образование.

График в координатах Y/Ho vs. Y/Nd (рис. 5) для месторождений магнезитов всех изученных групп показывает, что западноевропейские месторождения тяготеют к первой группе объектов в Южно-Уральской провинции (саткинский тип). Особенно отчетливо это видно по величинам Y/Ho, указывающим на дальность переноса гидротермального флюида в породном резервуаре. По величине отношения Y/Nd все месторождения выстраиваются в ряд, который условно можно связывать с относительными температурами процесса рудоотложения. Отдельно выделяется группа магнезитов семибрат-



Рис. 5. Распределение медианных значений Y/Nd – Y/Ho для кристаллических магнезитов из различных провинций (1-9 см. прим. к табл. 2).

ского типа и месторождения Ойгуи-Астуретта, которые характеризуются повышенными температурами и дальностью переноса флюида. Магний-содержащие растворы, образовавшие месторождения этой группы, вероятно, испытали интенсивное взаимодействие с вмещающими глинистыми отложениями породного резервуара, поскольку магнезиты, в том числе и испанского месторождения Ойгуи-Астуретта [Lugli et al, 2000], характеризуются повышенным содержанием железа, присутствием брейнеритов с содержанием FeO до 10 %.

Сходство большинства рассмотренных месторождений как по типам магнезитов и по условиям залегания, так и по геохимическим признакам, прежде всего, закономерностям распределения РЗЭ, обусловлено, вероятно, сходством механизма образования магнезита. Предполагается, что принципиальный механизм заключался в низкотемпературном метасоматозе при погружении высокомагниевых эвапоритовых рассолов и распространении их в проницаемых карбонатных толщах. Вероятно, благоприятному прохождению процесса способствовал геодинамический режим растяжения, при котором проницаемость верхней коры повышалась, и агрессивные осадочные высокомагниевые рассолы с повышенной плотностью могли проникать в нижележащие горизонты. Подобный механизм (seepage reflux, [Prochaska, 2000]) предложен впервые для магнезитовых месторождений Восточных Альп и принципиально соответствует механизму гравитационно-рассольного катагенеза предложенному В.Н. Холодовым [2004], но не для магнезитовых объектов.

Рассмотренные объекты формировались в различных, удаленных друг от друга на тысячи километров структурах земной коры, относящихся, к тому же, к различному возрасту. Месторождения Испании, Австрии и Словакии, приуроченные к карбонатным отложениям девона и карбона, относятся к молодой позднепалеозойской платформе, возникшей при консолидации герцинид Западной и Центральной Европы, которая впоследствии была подвержена переработке во время альпийской складчатости (Пиренеи, Альпы, Карпаты). Образование месторождений кристаллического магнезита Восточных Альп и Западных Карпат связывается с начальным рифтогенным этапом растяжения альпийского тектонического цикла [Radvanec, Prochaska, 2001; Ebner et al., 2004]. Нижнерифейские месторождения магнезита Южно-Уральской провинции формировались в обстановке депрессионно-рифтогенного режима, который также благоприятствовал формированию обстановок гравитационно-рассольного катагенеза на карбонатных платформах, тем более, что признаки эвапоритовых отложений в последнее время обнаружены как литологическими, так и минералого-геохимическими методами [Иванова и др., 2002; Крупенин и др., 2002; Крупенин, 2003; Крупенин, Прохаска, 2005]. Вероятно, подобные обстановки сохранялись и для образования магнезитовых месторождений в среднерифейских толщах Енисейского кряжа. Геотектонический режим в рифейское время на территории Енисейского кряжа определялся достаточно длительным периодом начального рифтинга и стабилизации шельфа, сменившегося в среднем рифее интенсивным растяжением [Хабаров, 1994; Хабаров, Нехаев, 2002]. Эвапоритовые формации, которые могли бы стать источником высокомагнезиальных флюидов, здесь пока не описаны, но красноцветные отложения красногорской свиты тунгусикской серии верхнего рифея, перекрывающие с несогласием магнезитоносную аладыинскую свиту, вполне могут предполагаться на эту роль.

Таким образом, систематика РЗЭ в кристаллических магнезитах из осадочных карбонатных толщ верхнего протерозоя и палеозоя Северной Евразии, содержащих магнезитовые месторождения, позволяет предполагать сходство в механизме метасоматического магнезитообразования. Однако, особенности, связанные с условиями формирования породных резервуаров, температурным режимом и дистанциями миграции магниеносных флюидов, длительностью и интенсивностью их взаимодействия с вмещающими терригенными породами, определяли различия геохимических свойств магнезитов отдельных провинций.

Автор выражает благодарность Ю.Л.Ронкину, О.П.Лепихиной, О.Ю.Поповой за качественное выполнение анализов РЗЭ методом ICP-MS.

Исследования проводятся при поддержке интеграционного Урало-Сибирского проекта «Карбонатные последовательности позднего докембрия Урала и юга Восточной Сибири: структура, обстановки формирования и минерагения» и гранта РФФИ № 06-05-64592.

Список литературы

Александров И.В., Синькова Л.А., Иванов В.И. Экспериментальное изучение поведения редкоземельных элементов и иттрия в приложении к гидротермальному процессу // Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965. С. 267-275.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 4. С. 339-358.

Иванова Т.В., Масагутов Р.Х., Лозин Е.В. Некоторые литолого-петрохимические особенности терригенных последовательностей нижнего рифея Камско-Бельской грабеновой впадины и факторы, определившие их // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седиментогенез и литогенез, минерагения. Тез. докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 73-75.

Крупенин М.Т. Геолого-геохимические и генетические различия месторождений Южно-Уральской магнезитовой провинции // Ежегодник-2002.. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 272-280.

Крупенин М.Т. Сравнение геохимических свойств кристаллических магнезитов Южно-Уральс-кой и Удерейской провинций // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 179-184.

Крупенин М.Т., Ларионов Н.Н., Гуляева Т.Я., Демчук И.Г. Новые данные об особенностях седиментации в бассейнах авзянского времени среднего рифея // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 43-49.

Крупенин М.Т., Маслов А.В., Козлов П.С. Сравнение геологических условий размещения магнезитовых месторождений Южно-Уральской и Удерейской провинций // Ежегодник-2003, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 2004. С. 272-280.

Крупенин М.Т., Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // Докл. АН. 2005. Т 403. № 5. С. 661-663.

Синькова Л.А. О миграции и разделении РЗЭ в щелочнокарбонатной среде // Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971. С. 154-161.

Хабаров Е.М. Фации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 44-54.

Хабаров Е.М., Нехаев А.Ю. Сравнительный анализ черносланцевой седиментации в рифейских бассейнах Енисейского кряжа и Патомского нагорья // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седиментогенез и литогенез, минерагения. Тез. докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 220-222.

Холодов В.Н. Эпигенетическое рудообразование и закон физико-химической наследственности // Современные проблемы литологии. М.: Наука, 2004. С. 546-574.

Anders E., Grevesse N. Abandances of the elements: meteoritic and Solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197-214.

Bau, M. Controls of the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lantanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323-333.

Bau, M., Moeller P. Rare earth element fractionation in metamorphogenic Hydrothermal Calcite, magnesite and siderite // Mineralogy and Petrology. 1992. V.45. P.231-246.

Ebner F., Prochaska W., Troby Y., Zaden A.M., Carbonate hosted sparry magnesite of the Greywacke zone, Austria, Eastern Alps // Acta Petrologica Sinica. 2004. V. 20. P. 791-802.

Lugli S., Torres-Ruiz J., Garuti G., Olmedo F., Petrography and geochemistry of the Eugui magnesite deposit (Western Pyrenees, Spain): Evidence for the development of a pecular zebra banding by dolomite replacement// Econom. Geol. 2000. V. 95. P. 1775-1791.

Moeller P., Minor and trace elements in magnesite

// Monograph series on mineral deposits, 28, Gebruder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 1989. P. 173-195.

Moeller P., Bau M. Rare-earth patterns with positive cerium anomaly in alkaline waters from lake Van, Turkey // Earth Planet. Sci. Let. 1993. V. 117. P. 671-676.

Morteani, G., The REE contents and the origin of the sparry magnesite mineralizations of Tux-Lanersbach, Entachen Alm, Spiessnaegel and Hochfilzen, Austria and the lacustrine magnesite deposits of Aiani-Kozani, Greece and Bela Stena, Yugoslavia//Econom. Geol. 1982. V. 77. P. 617-631.

Prochaska W. Magnesite and talc deposits in Austria // Mineralia Slovaca. 2000. № 32. P. 543-548.

Radvanec M., Kodera P., Prochaska W., Mineralogy, fluid inclusion and C, O, Sr isotope study of the Koshice-Medvedia magnesite deposit, Western Carpatians, Slovakia // Acta Petrologica Sinica. 2004. V. 20. P. 855-876.

Wood S.A., The aqueous geochemistry of the rareearth elements and yttrium: 1. Review of available low temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters // Chem. Geol. 1990. V. 82. P. 159-186.