

**ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ МАГНЕЗИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ**

М.Т. Крупенин

Южно-Уральская магнезитовая провинция включает в себя месторождения кристаллического магнезита в карбонатных толщах стратотипического разреза нижнего и среднего

рифeya в Башкирском мегантиклинории. Она была выделена на основе единства условий накопления рудоносных толщ и общности тектонического и геологического строения месторождений [Анфимов, Бусыгин, 1982]. Дальнейшее изучение показывает ряд заметных геолого-геохимических отличий месторождений, расположенных в различных пространственных группах и стратонах нижнего (бурзяний) и среднего (юрматиний) рифeya в провинции, что может отражать особенности их генезиса.

Прежде всего рассмотрим отличия месторождений, приуроченных к карбонатным толщам различного стратиграфического возраста. В отложениях бурзяния магнезиты развиты на нескольких возрастных уровнях, представленных крупными, до нескольких сотен метров мощностью, карбонатными пачками, развитыми как в средней части стратона (суранская и саткинская свиты), так и в верхней его части (кызылташская и бакальская свиты). Стратиформность магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции, понимаемая как приуроченность к определенным карбонатным горизонтам, отмечалась всеми исследователями и служила одним из обоснований осадочной природы магнезитовых залежей. Протяженные доломитовые горизонты, не переходящие по простиранию в известняки, известны для карагайской пачки верхнесаткинской подсвиты саткинской свиты и шуйдинской пачки бакальской свиты. Именно к этим горизонтам и приурочены магнезитовые месторождения Бакальского и Саткинского рудных полей. Месторождения Сюрюньзякской группы, в том числе и Кызылташское, локализованные в карбонатном горизонте кызылташской свиты, также залегают в доломитах, однако, имеются данные о присутствии в разрезе и известняков [Бадун, 1958]. Исмакаевское месторождение, приуроченное к миньякской пачке суранской свиты, залегают в доломитах, однако, в латеральном направлении последние переходят в известняки, переслаивающиеся в разрезе с доломитами [Маслов и др., 2001]. Юшинское месторождение также приурочено к миньякской пачке суранской свиты, представленной в разной степени доломитизированными известняками [Швецов, Ямаев, 1972]. Несмотря на то, что саткинская и суранская свиты являются стратиграфическим аналогами в различных частях Башкирского мегантиклинория, магнезиты приурочены к верхам саткинской свиты (карагайская пачка), но к ни-

зам суранской свиты, имеющей сходную мощность (миньякская пачка). В отложениях юрматиния все известные месторождения магнезита приурочены к авзянской свите, причем большинство объектов расположено в нижнем, катакинском горизонте этой свиты. Только Семибратское месторождение содержит магнезитовые залежи во всех трех карбонатных горизонтах уреньгинской свиты, являющейся стратиграфическим аналогом авзянской свиты. Вмещающими породами для магнезитов среднего рифeya являются доломитизированные известняки, представленные доломитами в зоне непосредственного контакта с рудными телами. Таким образом, отличительной особенностью магнезитовых месторождений бурзяния является приуроченность их как к зонам доломитизации в известняках, так и к стратифицированным доломитовым горизонтам.

Различием ниже- и среднерифейских магнезитовых месторождений является также уровень перекристаллизованности руд. Для магнезитовых месторождений бурзяния характерны крупнокристаллические структуры с размером зерен от 2-5 до 10-30 мм, при среднем размере порядка 10 мм. Такие структуры имеют название пинолитовой и стрельчатой. Для магнезитов юрматиния характерны мелкозернистые структуры с размером зерен 1-3 при среднем размере 2 мм (рис. 1). Следующим отличием является наличие в среднерифейских месторождениях зон магнезит-доломитовых пород и зон вкрапленности магнезита во вмещающих доломитах в периферических частях рудных тел. В то же время в месторождениях нижнего рифeya рудные тела имеют, как правило, резкие ограничения без промежуточных зон вкрапленности (за исключением Исмакаевского месторождения, где последними разведочными работами также оконтурены переходные зоны). Л.В.Анфимовым и др. [1983] отмечено присутствие тонкорассеянной магнезитовой минерализации в доломитах магнезитовмещающих горизонтов. Некоторые отличия имеет и форма рудных тел месторождений магнезита в отложениях бурзяния и юрматиния. Если для месторождений нижнего рифeya преобладающей является пластообразная форма залежей с отношением протяженности по простиранию к мощности порядка 100 (опять же кроме Исмакаевского месторождения), то для среднерифейских – линзообразная форма тел с указанным отношением 10-40. В то же время для магнезитовых зале-

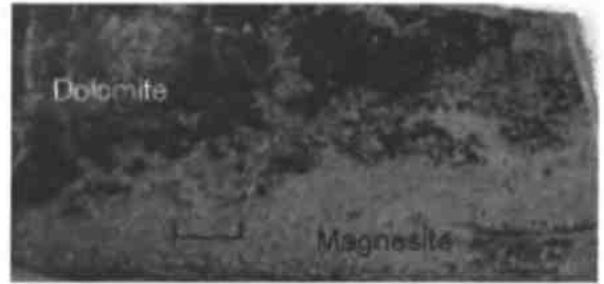


Рис. 1. Структурные типы магнезита Южно-Уральской провинции.

а) крупнокристаллический магнезит в мелкостойстом доломите, Саткинское месторождение, карагайский горизонт саткинской свиты нижнего рифея; б) мелкокристаллический магнезит и вкрапленность магнезита в доломите, Катав-Ивановское месторождение, катакинский горизонт авзянской свиты среднего рифея. Длина линейки 1 см.

жей всех месторождений Южно-Уральской провинции характерным является наложенный характер контактов относительно вмещающих пород.

Существует и ряд геохимических различий магнезитов, проявленных не очень контрастно и наблюдаемых при статистической обработке всей совокупности геохимических данных по месторождениям. Прежде всего следует отметить повышенную среднюю железистость и кремнистость среднерифейских магнезитов по сравнению с нижнерифейскими. Распределение этих компонентов по конкретным объектам показано на рис. 2. Для месторожде-

ний бурзяния (481 анализ) и юрматиния (77 анализов) средние значения общего железа в пересчете на Fe_2O_3 составляют соответственно 3,3 и 4,28 вес. %, а SiO_2 – соответственно 2,38 и 3,44 вес. %. При этом в месторождениях среднего рифея отсутствуют объекты с содержанием окиси железа и кремнезема менее 1 и 2 вес.%, но таковые есть в бурзянии (Саткинское, Ельничное), которые и являются промышленными.

Небольшие различия существуют и в распределении РЗЭ в магнезитах из отложений бурзяния и юрматиния¹. Они проявляются в различной степени фракционирования РЗЭ относительно вмещающих доломитов (рис. 3). Тип распределения РЗЭ магнезитов бурзяния по сравнению с таковым в доломитах характеризуется заметным деплетированием легких РЗЭ, так что отношение $La/Lu < 1$. В юрматинских

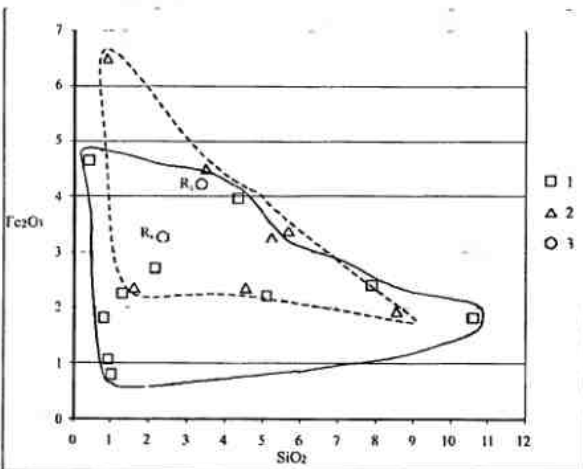


Рис. 2. Распределение Fe_2O_3 и SiO_2 в магнезитах месторождений бурзяния (1) и юрматиния (2).

Сплошная линия – поле магнезитов нижнего рифея (R_1), штриховая – среднего рифея (R_2). 3 – средние значения для стратонов.

¹ Все анализы РЗЭ выполнены в GeoForschungsZentrum, Потсдам, Германия, методом ICP-MS на Perkin-Elmer/Sciex Elan Model 500

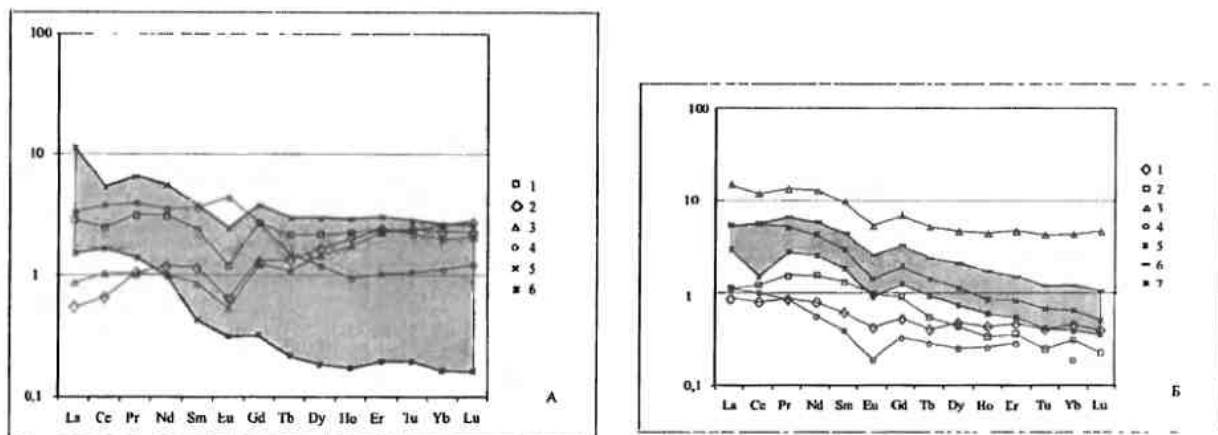


Рис. 3. Распределение РЗЭ в доломитах и магнезитах.

а) в карбонатных породах бурзаяния; б) в карбонатных породах юрматиния. 460-2 – магнезит среднезернистый, 460-1 – магнезит гигантозернистый, Степной карьер, Саткинское месторождение; 386к – магнезит крупнозернистый, Бакальское месторождение; Im-2 – магнезит крупнозернистый, Исмакаевское месторождение; 10089 – доломит, Карагайский карьер, Саткинское месторождение; VMzDol – доломит, Новобакальский карьер, Бакальское месторождение; б) KI-5, KI-10 – магнезит, Катав-Ивановское месторождение; EG-326 – магнезит, месторождение Егорова Поляна; S-512 – магнезит, Семибратское месторождение; доломиты, Катав-Ивановское месторождение: KI-13; KI-6; KI-21. Серым полем показана область распределения РЗЭ в доломитах.

магнезитах такого явного выноса легких РЗЭ не наблюдается, спектры распределения магнезитов и доломитов размещены субпараллельно и отношение $La/Lu > 1$.

Причины указанных различий, несомненно, обусловлены генетическими различиями месторождений, т.е. особенностями их образования. Загадочным является различие в степени перекристаллизации магнезита. Оно не связано со степенью современной метаморфизации месторождений региональными процессами, поскольку магнезиты нижнего рифея расположены в зонах преобразований от глубинного катагенеза (Сатка, Бакал) до зеленосланцевого метаморфизма (Кызылташское), а объекты среднего рифея находятся в зонах от глубинного катагенеза (Катав-Ивановск) до эпидот-амфиболитовой стадии (Семибратское). Проблема генезиса стратиформных месторождений кристаллического магнезита (origin of spargy magnesite deposits) в настоящее время активно дискутируется в мировой литературе, но еще не решена. Спектр мнений охватывает точки зрения от осадочной [Главнейшие магнезитовые ..., 1993] с последующей метаморфизацией, перекристаллизацией в литогенезе и при региональном метаморфизме до гидротермально-

метасоматической с магматическим источником магнезиальных флюидов [Заварицкий, 1920; Тимесков, 1983]. Существует ряд промежуточных точек зрения о гидротермально-метасоматической природе магнезитового оруденения с неизвестным источником флюида [Lugli et al., 2000], с мобилизацией седиментогенного рассеяного магнезита в катагенезе [Анфимов и др., 1983], или связанным с захороненными эвапоритовыми рассолами [Жарков, 1991], инфильтрационными метаморфизованными эвапоритовыми рассолами [Prochaska, 2000], метаморфогенными флюидами – дериватами регионального метаморфизма базитов [Morteani, 1982; Lugli et al., 2002], процессами региональной дедоломитизации при метаморфизме [Стариков, 1970]. Полученные нами данные по магнезитовым месторождениям Южно-Уральской магнезитовой провинции позволяют сделать предположение о некоторых различиях механизмов рудообразования.

Как было предположено ранее для относительно слабо железистых крупнокристаллических магнезитов нижнего рифея с пластообразными залежами и относительно крупными запасами руд в стратифицированных доломитовых горизонтах, седиментогенное накопление

магния в форме гидрокарбонатов происходило в условиях мелководных прибрежно-морских протодоломитовых лагун [Маслов и др., 2001]. Источником магния рассматриваются континентальные воды из кор выветривания по высокомагнезиальным основным породам, формировавшиеся в условиях гумидного климата. Образование залжей кристаллического магнетита произошло в результате обезвоживания гидрокарбонатных илов в диагенезе – раннем катагенезе. Медленное и одновременно масштабное просачивание магнезиальных растворов через толщи магнезиальных карбонатов и вмещающих литифицированных доломитов привело к значительной перекристаллизации и заметному фракционированию РЗЭ в магнетитах, поскольку последнее явление зависит от объема флюидов, участвующих в процессе минералообразования [Moeller, 1989].

Для железистых магнетитов механизм образования связан, как представляется, с более поздними процессами, которые проявились уже в катагенезе вмещающих карбонатных толщ. Высокомагнезиальные растворы, предпо-

ложительно связанные с метаморфизмом эвапоритовых рассолов, были в катагенезе уже значительно обогащены Fe^{2+} по сравнению с диагенетическими растворами при образовании магнетитов из магнезиальных гидрокарбонатов. Насыщенность катагенетических относительно высокотемпературных флюидов железом и марганцем является общей закономерностью эпигенетического процесса и используется как один из критериев эпигенетического характера карбонатных минералов, в частности, в хемостратиграфии [Кузнецов и др., 1997]. Эвапоритовые условия в авзянской свите среднем рифее подтверждены как величиной некоторых петрохимических модулей в глинистых сланцах (ГМ, CIA, [Маслов и др., 2001], так и литологическими индикаторами. В частности, в магнетитовых отложениях авзянской свиты обнаружены кристаллы гипса и магнезиального хлорита, характерного для седиментации в условиях засушливого климата [Крупенин и др., 2002].

Указанные генетические различия магнетитов нижнего и среднего рифея косвенно подтверждаются геохимическими данными, пред-

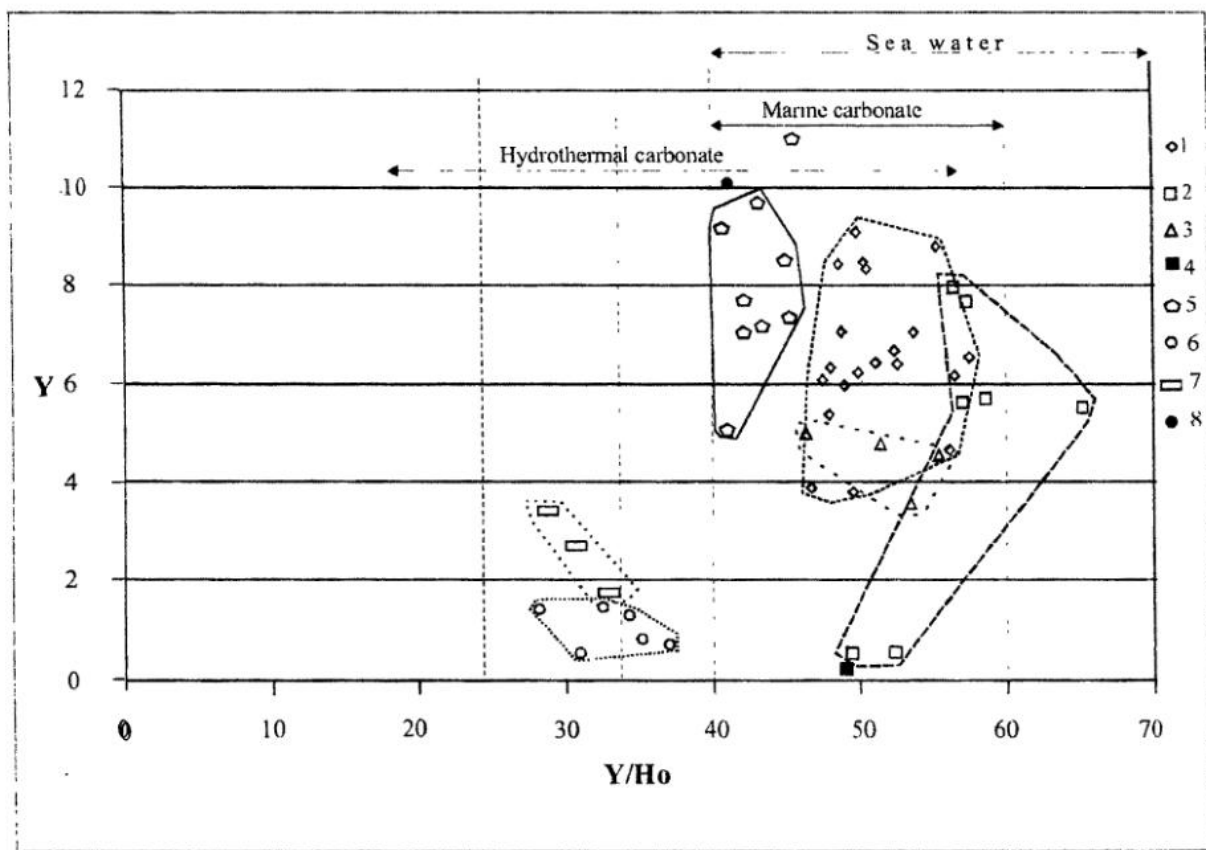


Рис. 4. Распределение Y vs Y/No для магнетитов Южно-Уральской провинции.

1 – Сатка; 2 – Бакал; 3 – Ельничное; 4 – Салда Гули (содовое озеро, Турция, обр. Р.Эльмиса); 5 – Кызылташ; 6 – Катав-Ивановск; 7 – Исмакаево; 8 – Егорова Поляна.

ставленными на рис 4. Диаграмма Y vs Y/No демонстрирует положение магнетитов из изученных объектов рифея и расположение полей морских, гидротермальных и магматических карбонатов (карбонатитов). Последнее поле отображает область первичных Y/No (24-34), близких к хондритовому и магматическому и контролируемым величинами заряда и ионного радиуса. Видно, что магнетиты нижнего рифея расположены преимущественно в поле морских карбонатов, в то время как магнетиты среднего рифея тяготеют к полю собственно гидротермальных. Было установлено [Вау, 1995], что поведение Y и No, имеющих большое сходство химических свойств, в водных растворах не контролируется величинами заряда и ионного радиуса из-за влияния комплексообразователей. Поэтому самые высокие Y/No известны для морской воды (40-70), несколько меньшие - для морских карбонатных минералов (35-60). Для гидротермальных карбонатных минералов уменьшение Y/No пропорционально дальности миграции гидротермальных растворов, сформированных за счет осадочных карбонатных пород. Обращает на себя внимание и то, что не только среднерифейские, но и несколько точек для нижнерифейских объектов также смещены в сторону гидротермального поля (в частности, для магнетитов Исмакаевского месторождения). Для сравнения на рис 4 приводится положение осадочного строматолитового магнетита из содового озера Салда Гули (Турция).

На рис. 5 отображена зависимость Y/No от Fe₂O₃ в магнетитах Южно-Уральской провинции. Видно что, во-первых, магнетиты отдельных месторождений располагаются в локально ограниченных полях, указывающих на специфические для каждого месторождения или рудного поля условия образования. Во-вторых, наблюдается

тренд между степенью железистости магнетитов и уменьшением Y/No, что также подтверждает мысль о связи количества железа с интенсивностью гидротермальной проработки. Закономерным, в этом смысле, оказывается положение магнетитов Исмакаевского месторождения в области минимальных Y/No отношений и высокой железистости. Об относительно высокой температуре (>250°C) образования магнетитов этого месторождения свидетельствует присутствие только в них положительных аномалий Eu (см. рис. 3а), что соответствует представлениям о переходе Eu³⁺ в Eu²⁺ при температурах выше 250°C [Вау, 1991]. Из представленной на рис. 5 зависимости выпадают магнетиты Бакала, имеющие очень высокое Y/No, характерное для морских карбонатов, но очень высокую железистость. Вероятно, это влияние процесса наложенной сидеритизации, поскольку пробы магнетита брались в сидеритовых карьерах Бакальского рудного поля. По данным М.И.Гараня [1957] содержание FeO в магнетитах Бакала варьирует от 0,44 до 5,39%. На рис. 6 показаны средние значения для групп вмещающих пород и магнетитов различных объектов изучаемого региона. Видно, что магнетиты Бакала отстоят от вмещающих доломитов, среднее значение которых тяготеет к среднему значению для сидеритов, что соответствует геологическому факту парагенетической связи двух последних. Тут следует указать, что в Бакальском рудном поле присутствует два типа доломитов: метасоматические доломиты около сидеритовых залежей во всех пачках бакальской

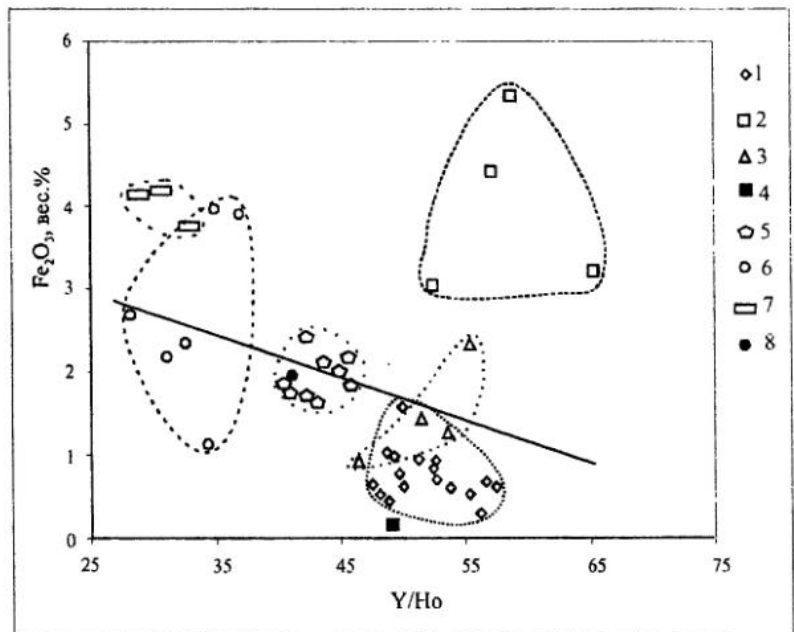


Рис. 5. Распределение Fe₂O₃ vs Y/No для магнетитов Южно-Уральской провинции.

Условные обозначения на рис. 4. Отрезок прямой – линия тренда.

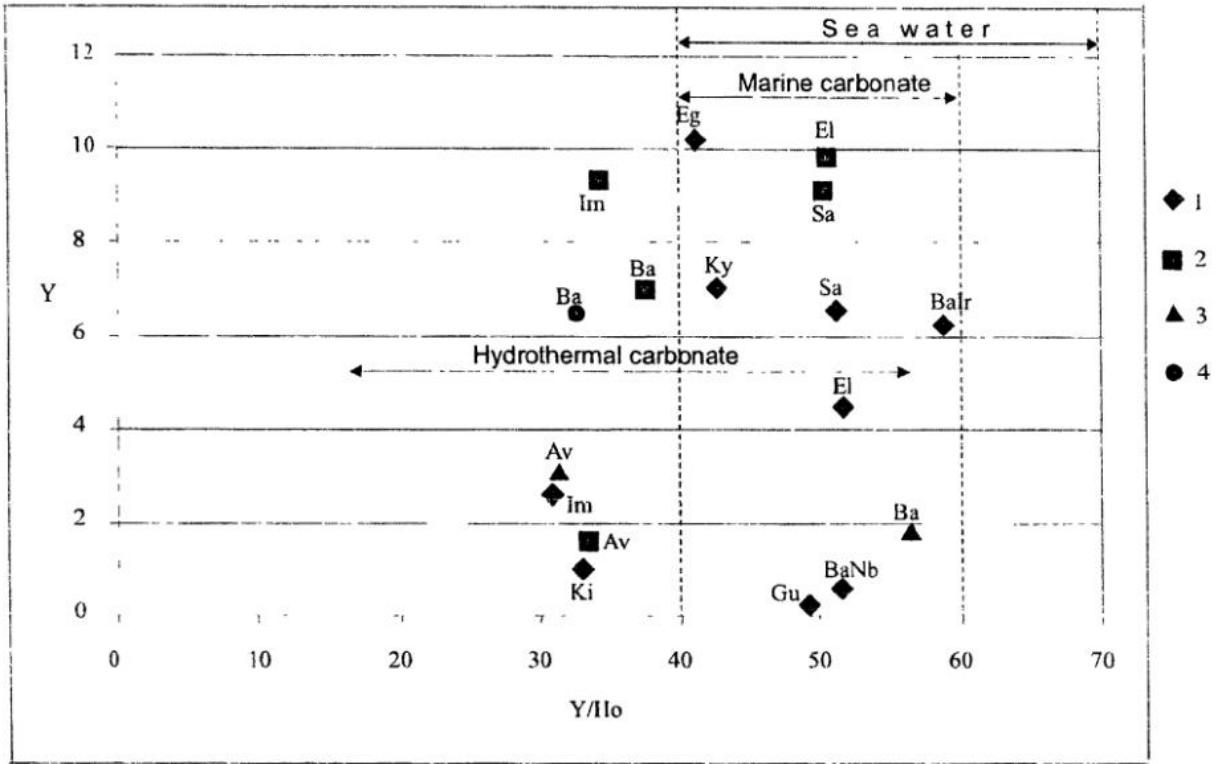


Рис. 6. Распределение Y vs Y/No для средних значений месторождений магнетитов Южно-Уральской провинции, известняков, доломитов и сидеритов магнетитовмещающих толщ.

1 – магнетиты, 2 – доломиты; 3 – известняки; 4 – сидериты Бакала. Ba – Бакал; BaIr – Бакал, карьер Иркутскан; BaNb – Бакал, карьер Новобакальский; Sa – Сатка; El – Ельничное; Ki – Катав-Ивановск; Im – Исмакаево; Ky – Кызылташ; Eg – Егорова Поляна; Gu – Салда Гули.

свиты и стратифицированные доломиты шуйдинского горизонта. Если первые содержат пониженные Y/No (28-36), то для вторых диапазон значений изменяется от 30 до 58. В то же время, как это видно на рис. 6, бакальские магнетиты находятся около неизменных известняков бакальской свиты. Можно предполагать, что в бакальских магнетитах сохранилось первичное Y/No, характерное для морского бассейна, но произошло насыщение железом при более поздней сидеритизации.

На рис. 6 выявляется общая закономерность для магнетитов всех месторождений: они имеют сходные Y/No с вмещающими породами, но меньшие содержания Y. Вероятно, последний факт связан с направленностью формирования магнетитов, когда при метасоматическом преобразовании происходит вынос легких РЗЭ и появляется отношение $La/Lu > 1$ в соответствии с принципом минералогического контроля для магнетитов [Moeller, 1991]. Иттрий в

этом процессе проявляет свойства «псевдолантаноида», однако его эффективный радиус составляет 1,02 против 1,015 у Ho (по величине эффективного ионного радиуса Y находится в ряду между Dy и Ho). Это сближает Y с легкими РЗЭ. Именно такое небольшое превышение может обуславливать различие в накоплении этих сходных по геохимическим свойствам элементов при метасоматическом магнетитообразовании. Сходство Y/No отношения магнетитов с вмещающими доломитами и даже известняками может быть обусловлено как седиментогенными причинами (в случае высоких величин Y/No), так и наложенными относительно высокотемпературными эпигенетическими процессами (при низких величинах Y/No). По крайней мере, размещение магнетитов Саткинского рудного поля и Ельничного месторождения в одной области с магнетитами Бакальского рудного поля и вмещающими породами для этих объектов указывает на определенную общность

условий образования и возможную связь с процессами формирования стратифицированных доломитовых горизонтов на седиментогенно-диагенетическом этапе. Для других месторождений, где пониженные значения Y/No характерны как для магнезитов, так и для вмещающих доломитов, следует предполагать влияние гидротермального флюида не только на магнезиты в процессе рудного метасоматоза, но и на вмещающие околорудные известняки и доломиты. Предварительные данные по геохимическому изучению известняков каташкинской пачки авзянской свиты, а также известняков и доломитов суранской свиты, показали, что среди многочисленных опробованных объектов не нашлось ни одного благоприятного для целей хемотратиграфии в силу значительной эпигенетической проработки (Кузнецов А.Б., персональное сообщение). В то же время в периферии Саткинского и Бакальского рудных полей в пределах карбонатных пачек соответствующих свит нашлись известняки, с законсервированной в диагенезе геохимической системой. Они демонстрируют высокое, на уровне морских карбонатов, отношение Y/No, пригодны для целей хемотратиграфии, поскольку сохранили первичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а по известнякам бакальской свиты впервые для стратотипа нижнего рифея определен абсолютный возраст Pb-Pb методом [Овчинникова и др., 2002]

Таким образом, представленные данные указывают на сложную историю формирования магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции и отсутствие единого и простого механизма их образования. Возможно выделение по крайней мере двух типов месторождений и соответственно минерогенических моделей. Один тип представлен пластообразными залежами низкожелезистого магнезита в доломитовых горизонтах, имеющих седиментогенно-диагенетическое происхождение. Другой – линзообразными телами железистого магнезита в доломитизированных известняках, образованными при внедрении гидротермальных высокомагнезиальных растворов в катагенезе.

Список литературы

Афимов Л.В., Бусыгин Б.Д. Южноуральская магнезитовая провинция. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 70 с.
 Афимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинское месторождение магнезитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983. 86 с.

Гарань М.И. Геологическое строение и полезные ископаемые Бакало-Саткинского района//Вопросы развития Бакальской рудной базы. Свердловск: УФАН СССР, 1957. С. 23-55.

Главнейшие магнезитовые месторождения //Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин. М.: Наука, 1993. 157 с.

Жарков М.А. Закономерности размещения и условия образования эвапоритовых формаций, содержащих магнезиальные минералы//Высокомагнезиальное минеральное сырье. М. Наука, 1991 С. 61-76.

Заварицкий А.Н. Результаты исследования магнезитовых месторождений в Саткинском районе в 1918 г//Горное дело. 1920. № 2/3. С. 37-39.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. и др. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения. геологические памятники природы). Т.1. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 351 с.

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

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал//Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249-254.

Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Pb-Pb геохронология карбонатных осадочных пород протерозоя// Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология. М.: ООО «Связь-принт», 2002. С. 170-171.

Тимесков В.А. К научным основам прогноза и поисков магнезитовых месторождений//Сов. геология. 1983. С. 73-80.

Vau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium //Chemical geology. 1991. 93. P. 219-230.

Vau M. Controls of the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/No, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect // Contributions of the Mineralogy and Petrography. 1996. 123. P. 323-333.

Moeller P. Minor and trace elements in magnesite // Monograph series on mineral deposits. 28. Gebruder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 1989. P. 173-195.

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//Economic Geology. 1982. 77. P. 617-631.

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 peculiar zebra banding by dolomite replacement//Economic geology. 2000. 95. P. 1775-1791.

Lugli S., Morteani G., Blamart D. Petrographic, REE, fluid inclusion and stable isotope study of magnesite from the Upper Triassic Burano Evaporites

(Scchia Valley, northern Appenines): contributions from sedimentary, hydrothermal and metasomatic sources //Mineralium Deposita. 2002. 37. P. 480-494.

Prochaska W. (2000) Magnesite and talc deposits in Austria//Mineralia Slovaca. 32. 543-548.