

МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАГНИТОГОРСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ): СТРОЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ, СОСТАВ, ГЕНЕЗИС

© 2010 г. А. И. Брусницын*, И. Г. Жуков**

* Санкт-Петербургский государственный университет
199034, г. Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7/9

E-mail: brusspb@yandex.ru

**Институт минералогии УрО РАН,
456317, Челябинская область, г. Миасс

E-mail: zhukov@ilmeny.ac.ru

Поступила в редакцию 27.07.2009 г.

В статье отражены полученные в последние годы сведения о гидротермально-осадочных марганцевоносных отложениях Магнитогорского палеовулканического пояса. Приводятся данные о строении, химическом и минеральном составе марганцевых пород. На основе полученных результатов показывается, что залежи марганцевых пород подразделяются на два взаимосвязанных типа, различающихся условиями накопления вещества: а) проксимальные залежи, сформировавшиеся на участках просачивания на поверхность морского дна гидротермальных растворов; б) дистальные залежи, образовавшиеся на удалении от устья гидротермальных источников. Минеральный состав марганцевых пород, насчитывает более 60 видов. Они формируют три группы ассоциаций: а) ассоциации пород основного объема залежей, образовавшиеся в ходе низкоградного ($T \approx 200\text{--}260^\circ\text{C}$, $P = 2\text{--}3$ кбар) регионального метаморфизма; б) ассоциации сегрегационных и метасоматических прожилков, выполняющих системы поздних тектонических трещин; в) ассоциации приповерхностных гипергенных минералов. Большая часть минеральных видов (38), представлена метаморфогенными силикатами. Формирование ассоциаций метаморфогенных минералов во многом контролировалось наличием в исходных осадках органического вещества (ОВ). На месте содержащих ОВ проксимальных осадков формировались оксидно-карбонатно-силикатные (“восстановленные”) породы, а за счет лишенных ОВ дистальных осадков – оксидно-силикатные (“окисленные”) породы.

Ключевые слова: марганцевоносные отложения, Магнитогорский палеовулканический пояс, проксимальные и дистальные залежи, органическое вещество.

ВВЕДЕНИЕ

На Южном Урале, в пределах Магнитогорского палеовулканического пояса, со второй половины XIX века известно несколько десятков месторождений марганцевых пород. Они активно изучались в 1930–40-х и позднее – в 1960–70-х годах [1, 2, 15, 26, 45–48, 50 и др.]. Впоследствии результаты этих исследований были воспроизведены в многочисленных публикациях, посвященных месторождениям и рудопроявлениям вулканогенных комплексов и стали широко известны [12, 27, 34, 35, 37, 38, 40, 41 и др.]. Практически все авторы относят примагнитогорские месторождения марганцевых пород к объектам гидротермально-осадочного генетического типа, преобразованным процессами регионального метаморфизма и, позднее, гипергенеза. Этот вывод подтверждается многочисленными геологическими и петрографическими наблюдениями и сейчас мало у кого вызывает сомнения.

Вместе с тем, основная часть приводимых в литературе материалов по геологии и, особенно, минералогии южноуральских месторождений марганцевых пород была получена еще до середины 1970-х годов и с тех пор очень мало пополнялась свежей

информацией. Естественно, что сегодня сведения более чем 30-летней давности нуждаются в уточнении, дополнении и переосмыслении.

В последние годы интерес к марганцевым породам Южного Урала значительно усилился. Проводимое всестороннее изучение металлогении палеоокеанических комплексов уральской складчатой системы потребовало дополнительных данных, в том числе и о марганцевоносных отложениях. В этой связи нами в период с 1995 по 2007 гг. было обследовано двадцать южноуральских месторождений марганцевых пород, из которых десять (Биккуловское, Казган-Таш, Кожаевское, Кызыл-Таш, Кусимовское, Северо-, Средне- и Южно-Файзулинское, Уразовское и Янзигитовское) выбраны в качестве объектов для детальных исследований. Результаты изучения трех наиболее крупных месторождений (Кызыл-Таш, Южно-Файзулинского и Биккуловского) были изложены ранее в отдельных публикациях [5, 8–10, 44]. Цель настоящей статьи – дать обобщенную характеристику всем изученным объектам и проинтерпретировать полученные данные с позиции современных представлений о процессах гидротермально-осадочного рудогенеза и постседиментационных преобразований марганцевоносных отложений.

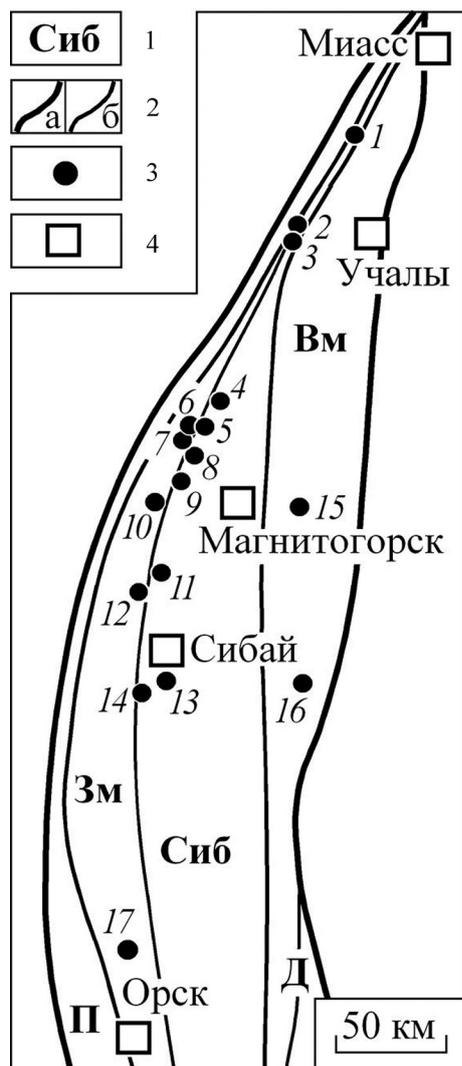


Рис. 1. Схема размещения главных месторождений марганцевых пород Магнитогорского палеовулканического пояса (составлена по данным материалов Е.С. Контаря и др. [27], И.Г. Жукова [18], В.В. Зайкова [21]).

1 – палеогеодинамические зоны: П – Присакмарская: меланж-олистоострововой комплекс О-Д₁; Зм – Западно-Магнитогорская: палеоостроводужные комплексы (андезит-базальтовая и риолит-базальтовая дифференцированная формации D_{2,3}); Сиб – Сибайская: комплексы междуугового палеобассейна (риолит-базальтовая контрастная формация D_{2,3}); Вм – Восточно-Магнитогорская: палеоостроводужные комплексы (риолит-базальтовая дифференцированная формация D_{2,3}); Д – Домбаровская: комплексы задугового палеобассейна (базальт-андезит-дацит-риолитовая формация D_{2,3}); 2 – границы: а – Магнитогорского палеовулканического пояса, б – палеогеодинамических зон; 3 – месторождения марганцевых пород; 4 – города.

Цифрами обозначены месторождения марганцевых пород: 1 – Кожаевское, 2 – Тетраук, 3 – Уразовское, 4 – Габдимовское, Рахметовское, 5 – Аюсазовское и Ниязуловское-2, 6 – Ниязуловское-1, 7 – Биккуловское, Казган-Таш, 8 – Кусимовское, 9 – Ялимбетовское, 10 – Кызыл-Таш, 11 – Мамилинское, 12 – Губайдулинское, 13 – Янзигитовское, 14 – Северо-, Средне- и Южно-Файзулинское, 15 – Бахтинское, 16 – Лисьи Горы; 17 – Репино-Круторожинское.

ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РЕГИОНА

Изученные объекты расположены в западном борту Магнитогорского палеовулканического пояса, в меридиональной полосе, протягивающейся почти на 300 км от г. Миасс на севере до г. Сибай на юге (рис. 1). Марганцевоносные отложения приурочены к вулканогенным комплексам среднего–верхнего девона, которые по современным представлениям сформировались в обстановке энсиматической островной дуги (Западно-Магнитогорской) и примыкающего к ней междуугового (задугового) бассейна (Сибайского) [21, 25, 39, 42, 43 и др.]. Индикатором островодужных условий на рассматриваемой площади является дифференцированная андезит-базальтовая формация ирендыкской свиты (D_{1em}–D_{2ef}). К формации междуугового бассейна относится контрастный риолит-базальтовый комплекс карамалыташской свиты (D_{2ef}). На всей территории района эффузивные породы перекрыты более молодыми вулканогенно-осадочными и осадочными толщами. В их строении снизу вверх по разрезу выделяются следующие стратиграфические единицы: бугулыгырский кремнистый горизонт (D_{2ef}), улутауская тефро-терригенная свита (D_{2zv}–D_{3fr1}), мукасовский кремнистый горизонт (D_{3fr}), колтубанская карбонатно-терригенная (D_{3fm}) и зилаирская терригенная свита (D_{3fm}–C_{1t1}). Наиболее мощные и протяженные осадочные толщи образовались во впадине междуугового бассейна, менее интенсивно накопление осадков происходило в вулканических депрессиях островной дуги.

Месторождения марганцевых пород расположены в зоне тектонического сочленения формаций палеоостровной дуги и междуугового палеобассейна (рис. 2). Причем, количество объектов по обе стороны от этой границы примерно одинаковое. Во всех случаях металлоносные залежи локализованы среди осадочных пород, завершающих циклы вулканической активности и аккумулирующих обломочное, гидротермальное и органическое вещество. Продуктивными являются несколько стратиграфических уровней, но большая часть марганцевоносных отложений приурочена к кремнистой пачке бугулыгырского горизонта и к вулканомиктовым породам улутауской свиты [18].

СТРОЕНИЕ МАРГАНЦЕВОНОСНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Марганцевые породы формируют пластообразные или линзовидные тела размером до 2.5 м по мощности и до 500 м по протяженности, согласно залегающие в железо-кремнистых, кремнистых или вулканомиктовых отложениях. На всех месторождениях продуктивные толщи испытали низкоградный региональный метаморфизм, деформированы тектоническими процессами, а позднее частично

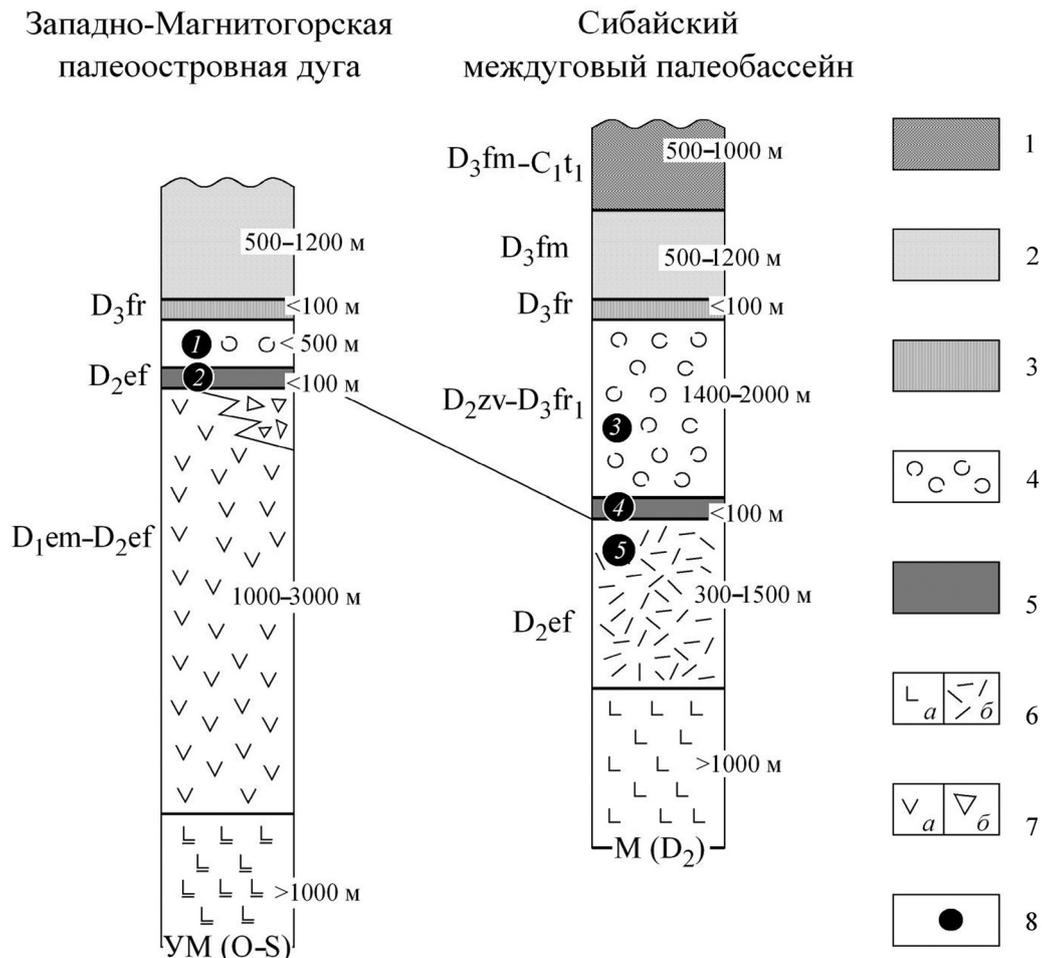


Рис. 2. Положение месторождений марганцевых пород в стратиграфических колонках палеогеодинамических зон западного борта Магнитогорского палеовулканического пояса (составлено по материалам Е.С. Контаря и др. [27], И.Г. Жукова [18], В.В. Зайкова [21] с дополнениями).

1–7 – стратифицированные отложения вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов: 1 – зилайская свита ($D_3fm-C_1t_1$), терригенный комплекс; 2 – колтубанская свита (D_3fm), карбонатно-терригенный комплекс; 3 – мукасовский горизонт (D_3fr), кремнистые сланцы, аргиллиты; 4 – улутауская свита ($D_2zv-D_3fr_1$), тефро-терригенный комплекс; 5 – бугулыгырский горизонт (D_2ef), джаспериты, яшмы, кремнистые алевролиты; 6 – карамалыташская свита (D_2ef), а – базальтовый комплекс, б – риолит-базальтовый комплекс; 7 – ирендкская свита (D_1em-D_2ef), андезит-базальтовый комплекс; 8 – месторождения марганцевых пород. Фундамент: М – мафический, УМ – ультрамафический.

Цифрами в кружках обозначены месторождения марганцевых пород: 1 – Биккуловское-1, Казган-Таш, Кызыл-Таш; 2 – Кусимовское, Губайдулинское, Мамиллинское и др.; 3 – Кожаевское; 4 – Тетраук, Рахметовское, Габдиновское, Ниязгуловское-2, Аюсазовское, Аумышевское, Ялимбетовское, Северо-, Средне- и Южно-Файзулинское, Янзигитовское; 5 – Уразовское.

эродированы и преобразованы гипергенными процессами. По особенностям строения и состава марганцевоносные отложения подразделяются на два взаимосвязанных типа (табл. 1), которые интерпретируются как 1) проксимальные залежи, сформировавшиеся на участках просачивания на поверхность морского дна гидротермальных растворов; 2) дистальные залежи, образовавшиеся на удалении от устья гидротермальных источников.

Залежи первого типа локализованы на разных стратиграфических уровнях (D_2ef , $D_2zv-D_3fr_1$) и среди пород разного литологического состава (си-

лициты, вулканомиктовые песчаники и т.п.). Но всех их объединяет несколько признаков. Прежде всего – это тесная ассоциация марганцевых пород с джасперитами.

Джаспериты – мелкозернистая гематит-кварцевая порода глобулярной, колломорфной, сферолитовой, местами мозаичной структуры. В отличие от яшм в джасперитах редко проявлена полосчатость, но характерны массивные или, чаще, микро- и макробрекчиевидные текстуры, обусловленные процессами диагенеза с уменьшением объема тонкодисперсной и сильно обводненной

Таблица 1. Характеристика залежей марганцевых пород Южного Урала

Характеристика	Залежи	
	Тип первый (проксимальные отложения)	Тип второй (дистальные отложения)
Вмещающие породы (возраст)	Вулканомиктовые (D_{2ef} , $D_{2zv}-D_{3fr_1}$) и кремнистые (D_{2ef}) отложения	Кремнистые отложения (D_{2ef})
Взаимоотношение марганцевых пород с джасперитами	Породы локализованы непосредственно на флангах джасперитовых тел и образуют с ними единые залежи	Породы расположены в стратиграфическом и/или латеральном отрыве от джасперитов
Вертикальная и латеральная зональность продуктивных залежей	Выражена ясно: а) джаспериты → Mn-породы б) джаспериты → яшмы + Mn-породы → алевролиты + Mn-породы в) джаспериты → Fe-туффиты Mn-породы	Выражена слабо или отсутствует
Морфология и размеры тел марганцевых пород	Одно или несколько массивных линзовидных или пластообразных тел протяженностью до 250 м при мощности до 3 м	Один или несколько продуктивных горизонтов, представленных пачками ритмичного переслаивания рудных слоев с яшмами. Протяженность горизонтов до 500 м при мощности 0.5–1 м
Внутреннее строение залежей марганцевых пород	Очень неоднородное линзовидно-полосчатое, латерально-зональное	Однородное ритмично-полосчатое
Главные химические компоненты марганцевых пород	Mn, Si, Fe, Ca, CO ₂ , H ₂ O	Mn, Si
Минеральный тип марганцевых пород ¹	Оксидно-карбонатно-силикатный	Оксидно-силикатный
Главные минералы марганцевых пород ¹	Родохрозит, кальцит, тефроит, андрадит, родонит, пироксмангит, кариопилит, кварц, гематит, гаусманнит	Браунит, гематит, кварц
Текстуры и структуры марганцевых пород	Линзовидные, полосчатые, прожилково-сетчатые, микрозернистые, пелитовые, колломорфные, сферолитовые, спутанноволокнистые, реликтивно органогенные, мозаичные гранобластовые	Полосчатые, микрозернистые, реликтивно органогенные
Наличие морской фауны в Mn-породах и силицитах	Макроформы в джасперитах, микроформы в яшмах, алевролитах и рудах	Микроформы в яшмах
Примеры месторождений	Биккуловское, Казган-Таш, Кожаевское, Кызал-Таш, Средне- и Южно-Файзулинское, Уразовское, Янзигитовское	Кусимовское, Северо-Файзулинское, Аюсазовское, Габдимовское, Ниязгуловское-2

Примечание. ¹ – без учета гипергенной минерализации.

железо-кремнистой массы. Химический состав джасперитов, как правило, однообразен (мас. %): SiO₂ = 75–95, Fe₂O₃^{общ} = 5–25, SiO₂ + Fe₂O₃^{общ} ≥ 98. По значениям индикаторных литохимических модулей ((Fe + Mn)/Ti = 640–2970, Al/(Al + Fe + Mn) = 0.01–0.17) они соответствуют отложениям, резко обогащенным гидротермальными элементами, так называемым, “рудноносным осадкам”. Такие гематит-кварцевые породы известны давно. На Южном Урале они были отмечены еще в 1940-м году В.С. Коптевым-Дворниковым [47]. Но сам термин “джасперит” (jasperite) и детальное описание данных силицитов в нашей стране по-

явились значительно позже [22, 31 и др.]. Зарубежные исследователи эти же породы называют псевдобрекчиевидными яшмами (pseudobreccia jasper, brecciform jaspers). Подавляющее большинство исследователей рассматривают джаспериты как литифицированные аналоги современных железо-кремнистых осадков, накапливающихся на поверхности морского дна в местах просачивания низкотемпературных гидротермальных растворов [24, 47, 52, 55, 57, 58 и др.]. Ассоциация марганцевых пород с джасперитами считается одним из признаков накопления “рудноносного” осадка вблизи гидротермального источника.

В пределах палеовулканогенных толщ джаспериты слагают тела холмообразной или линзовидной формы, а марганцевые породы располагаются либо непосредственно в кровле гематит-кварцевых построек, либо сразу на их латеральном продолжении среди отложений другого состава. Существует три главных варианта строения подобных объектов (рис. 3).

Подтип 1а (месторождения Кызыл-Таш, Казган-Таш, Янзигитовское, Уразовское). Джаспериты формируют крупную холмообразную постройку с плоской подошвой и выпуклой кровлей размерами до 50 м по мощности и до 450 м по простиранию. Марганцевые породы локализируются в кровле джасперитовых холмов, на их склонах или в прогибах кровли, где слагают одно или несколько линзовидных тел с максимальной мощностью до 2 м при протяженности до 35 м.

Подтип 1б. Джаспериты слагают маломощные (3–10 м), но протяженные (до 700 м) линзовидные тела, осложненные множеством пережимов и раздувов. Пласты марганцевых пород либо полностью залегают на джасперитах (месторождения Кожаевское и Средне-Файзулинское), либо только одним флангом перекрывают джаспериты, а после их выклинивания продолжают далее среди яшм и кремнистых алевролитов (месторождение Южно-Файзулинское).

Подтип 1в (месторождения Биккуловское, Ниязгуловское-1). Джаспериты образуют мелкие (мощностью 2–3 м, протяженностью около 10 м) выпукло-линзовидные тела; пласты марганцевых пород частично перекрывают джаспериты, но в основном своем объеме залегают на одном с джасперитами стратиграфическом уровне среди вулканомиктовых отложений. Последние обладают ясно выраженной вертикальной зональностью. Ниже марганцевого пласта располагается горизонт (мощностью около 5 м) железистых туффитов – пород, в которых обломки вулканитов сцементированы тонкозернистым кварц-гематитовым материалом. Перекрывает марганцевые породы тонкий (0.5 м) слой яшмо-туффитов, а выше находится “нормальные” вулканомиктовые песчаники.

Таким образом, на всех месторождениях железокремнистые и марганцевые отложения формируют единые залежи различной морфологии, в строении которых четко устанавливается вертикальная и/или латеральная зональность: железо-кремнистые породы (джаспериты, железистые туффиты) слагают основание (ядро) продуктивных пачек, а марганцевые – локализируются на их периферии. Изменение состава залежей происходит на коротком расстоянии и нередко сопровождается развитием промежу-

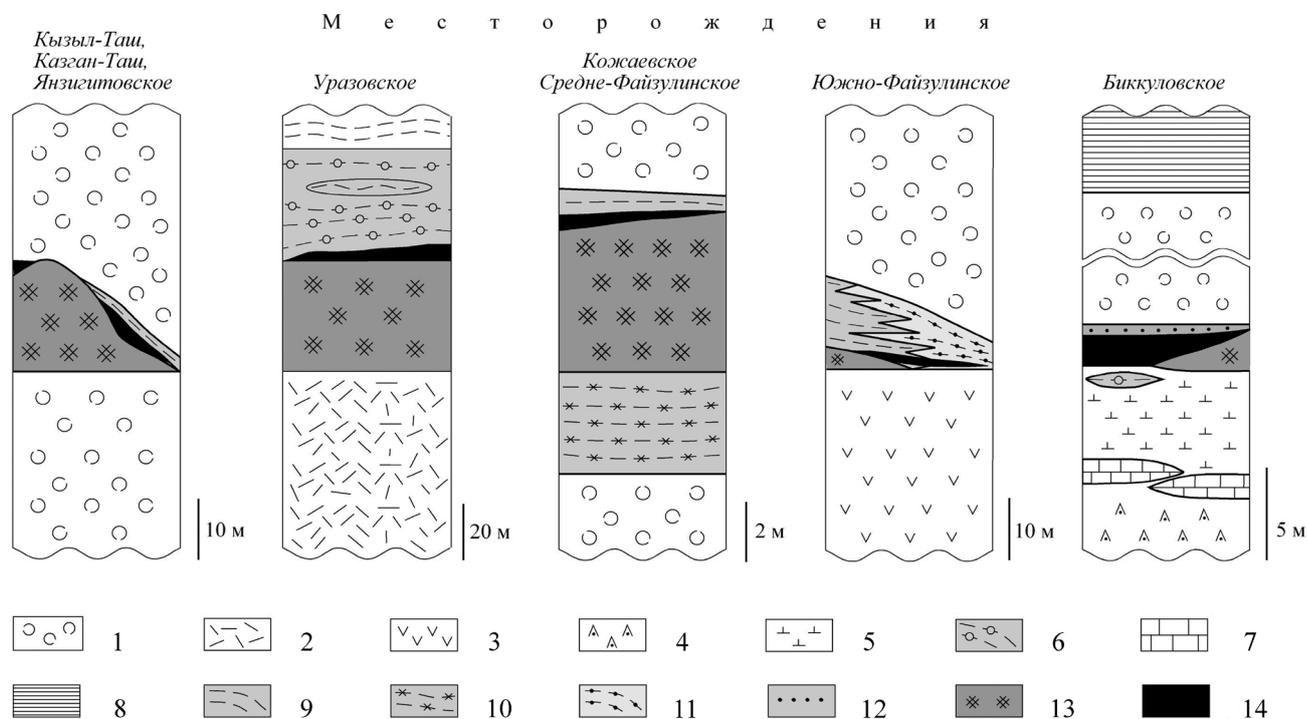


Рис. 3. Схематические стратиграфические колонки марганцевоносных залежей первого типа.

1 – вулканомиктовые песчаники, 2 – риолиты, 3 – базальты и андезито-базальты, 4 – известковистые туффиты, 5 – железистые туффиты, 6 – марганцевистые туффиты, 7 – известняки, 8 – кремнистые сланцы, 9 – яшмы, 10 – переслаивание аргиллитов и кремнистых сланцев, 11 – кремнистые алевролиты, 12 – железо-кремнистые туффиты (яшмо-туффиты), 13 – джаспериты, 14 – марганцевые породы.

точной зоны переслаивания железо-кремнистых и марганцевых отложений. Кроме того, обогащенные железом (гематитом) пропластки часто присутствуют и внутри самих тел марганцевых пород.

Внутреннее строение пластов и линз марганцевоносных отложений, как правило, очень неоднородное, даже на расстоянии первых сантиметров здесь может происходить смена химического состава пород и соответственно слагающих их минеральных ассоциаций. Однако, несмотря на это, в пределах отдельных пластов и линз все же прослеживаются элементы центробежной зональности, выраженные в том, что примыкающие к джасперитам участки максимально разнообразны по своей минералогии, а залегающие на удалении более монотонны. Марганцевые породы представлены оксидно-карбонатно-силикатным типом.

Подобное строение в целом довольно типично для многих гидротермально-осадочных марганцевых отложений и указывает на то, что их формирование происходило непосредственно в области разгрузки гидротермальных растворов [40, 47, 53–56 и др.].

Залежи второго типа (месторождения Аюсазовское, Габдимовское, Кусимовское, Ниязгуловское-2, Рахметовское, Северо-Файзулинское и др.) достаточно многочисленны, но при этом чрезвычайно однообразны и просты по своему строению. Все месторождения расположены на одном стратиграфическом уровне. Рудоносными являются кремнистые отложения бугулыгырского горизонта, формирование которого происходило вдали от берега (источника обломочного материала), на больших (ниже уровня карбонатной компенсации) глубинах при спокойном гидродинамическом режиме [21, 33 и др.].

В полном виде в разрезе бугулыгырского горизонта снизу вверх наблюдается закономерная смена пород, отражающая пространственные и временные изменения условий седиментации кремнистого материала и сингенетичных с ним марганцевых отложений (рис. 4). В основании разреза обычно располагается прерывистая цепочка небольших (мощностью 2–4 м) линзовидных тел джасперитов. Выше залегают тонкополосчатые сургучнокрасные яшмы, слагающие основной объем кремнистой толщи. По условиям залегания и соотношению индикаторных компонентов (мас. %: $\text{SiO}_2 = 89.6\text{--}95.7$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{общ}} = 1.3\text{--}4.4$, $\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 95\text{--}97$, $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti} = 68\text{--}770$, $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn}) = 0.23\text{--}0.72$) яшмы сопоставимы с современными металлоносными осадками, формирующимися на удалении от гидротермальных источников. В яшмах изредка присутствуют маломощные (до 2 м) прослои кремнистых туффитов – пород с повышенным содержанием вулканокластического материала. На выклинивании кремнистых отложений красные яшмы по разрезу и по латерали постепенно сменяются тонко-полосчатыми сероцветными кремнистыми алевролитами. Общая мощность бугулыгырско-

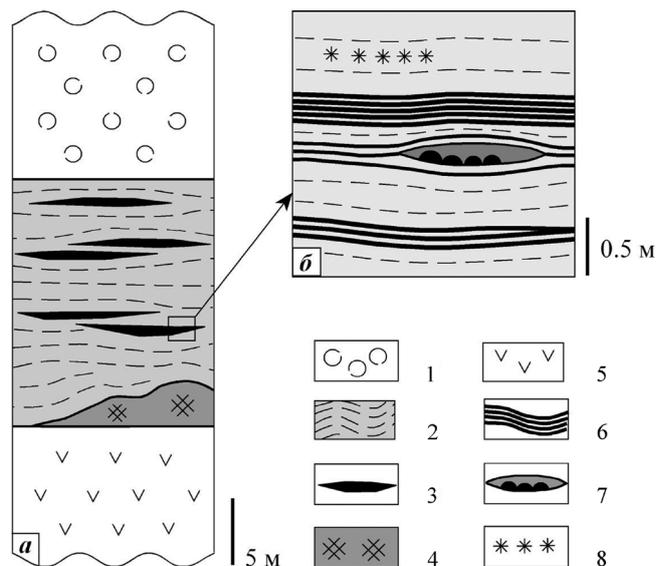


Рис. 4. Схематическая стратиграфическая колонка Кусимовского месторождения (а) и схема строения его марганцевоносных горизонтов (б).

1 – вулканомиктовые песчаники, 2 – яшмы, 3 – рудоносные пачки нерасчлененные, 4 – джаспериты, 5 – андезит-базальты, 6–8 – марганцевые породы: 6 – ритмично-полосчатые браунит-кварцевые, 7 – конкреционные и массивные браунит-родонитовые, 8 – тонкодисперсная вкрапленность марганцевых оксидов в яшмах.

го горизонта составляет от 15 до 50 м.

Марганцевые породы локализованы внутри яшм в значительном пространственном отрыве от джасперитов. Более того, на ряде объектов (например, Северо-Файзулинское месторождение) джаспериты не обнаружены вовсе. Марганцевоносные горизонты, как правило, представляют собой маломощные (до 1.5 м), но протяженные (200–500 м) фрагменты монотонной яшмовой толщи, содержащие скопления тонких (до 1.5 см) прослоев и линзочек браунита. По строению полосчатые браунит-кварцевые руды полностью идентичны вмещающим их яшмам, с которыми они связаны постепенными переходами. Значительно реже (Северо-Файзулинское месторождение) в яшмах наблюдаются пласты (мощностью около 1 м) массивных и тонкослоистых браунит-кварцевых пород. Кроме того, на Кусимовском месторождении, в пределах горизонтов ясно полосчатых браунит-кварцевых пород, очень редко встречаются мелкие (не более 1.5 м по простиранию и до 0.3 м мощностью) линзы массивных или пятнистых (метаконкреционных) браунит-родонитовых пород (рис. 4б). На всех месторождениях внутреннее строение продуктивных пачек весьма однородно, латеральная и/или вертикальная зональность со значительными колебаниями состава пород и резкой сменой минеральных ассоциаций для них не характерна.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) оксидно-карбонатно-силикатных марганцевых пород из залежей первого типа

Компонент	Месторождение															
	Кожавское					Уразовское					Казань-Таш					Ср. Файзулинское
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
SiO ₂	27.60	21.90	45.30	48.70	36.70	40.70	43.50	35.60	40.80	57.30	22.80	33.30	40.20	36.80	32.70	
TiO ₂	0.22	0.03	<0.01	0.64	<0.01	0.04	0.06	0.10	0.94	0.76	0.01	0.02	0.01	0.01	0.07	
Al ₂ O ₃	2.30	0.94	0.92	7.30	1.80	1.20	3.30	2.20	17.90	12.50	1.16	1.16	<0.05	4.44	1.90	
Fe ₂ O ₃ ^{общ}	5.00	1.50	4.60	10.30	19.20	9.00	4.50	2.70	10.60	7.70	12.70	12.90	8.22	7.34	17.60	
MnO ^{общ}	53.70	71.00	35.60	18.70	13.40	28.60	31.10	37.10	4.50	3.70	32.50	36.40	43.30	32.60	31.40	
MgO	1.50	0.24	0.57	2.90	0.90	0.95	1.30	2.40	3.50	1.10	0.21	0.11	<0.05	<0.05	0.68	
CaO	1.60	1.90	11.20	6.10	26.80	17.60	12.80	11.30	17.20	12.90	18.80	11.30	5.61	12.60	11.30	
BaO	1.70	0.65	0.04	0.07	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.10	0.13	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
Na ₂ O	<0.05	<0.05	<0.05	4.00	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.44	
K ₂ O	0.02	<0.01	<0.01	0.10	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.07	0.05	0.07	0.08	0.01	
P ₂ O ₅	0.11	0.16	0.08	<0.05	<0.05	<0.05	0.08	<0.05	0.06	0.37	<0.05	<0.05	<0.05	0.06	0.13	
П.п.п.	6.20	1.80	1.60	1.30	1.60	1.60	3.10	8.00	4.10	3.10	11.80	4.98	2.11	6.12	3.60	
Сумма	99.95	100.12	99.91	100.11	100.40	99.69	99.74	99.40	99.70	99.56	100.05	100.22	99.52	100.05	99.82	
							Литохимические модули									
(Fe + Mn)/Ti	292	2547	5589	4903	4297	1032	619	428	17	16	6165	2246	7128	5510	736	
(Al + Ti) · 10 ²	4.79	1.88	1.81	15.11	3.54	2.40	6.55	4.45	36.30	25.47	2.28	2.93	0.11	8.72	3.82	
(Fe + Mn) · 10 ²	81.88	101.88	55.89	39.22	42.94	51.59	49.48	55.68	19.61	14.86	61.65	67.40	71.28	55.10	66.22	
Al/(Al + Fe + Mn)	0.05	0.02	0.03	0.27	0.08	0.04	0.12	0.07	0.64	0.62	0.04	0.04	0.001	0.14	0.05	
Mn/Fe	12.10	53.19	8.72	2.05	0.79	3.58	7.77	15.47	0.48	0.54	2.88	3.18	5.93	5.00	2.01	
Mn/(Mn + Si)	0.62	0.73	0.40	0.25	0.24	0.37	0.38	0.47	0.08	0.05	0.55	0.48	0.48	0.43	0.45	

Примечание. Здесь и в табл. 3 анализы выполнены в лаборатории спектрального анализа ВСЕГЕИ рентгеноспектральным флуоресцентным методом на спектрометре АRL-9800 (Швейцария); аналитик Б.А. Цимолещко. Минералогические разновидности марганцевых пород: 1, 2 – родохрозит-тефрит-гаусманитовые (1 – обр. Кж-1, 2 – обр. Кж-302); 3 – родонитовая (обр. Кж-9); 4 – альбит-темагит-гроссуляровая (обр. Кж-4); 5, 6 – андрадит-родонитовые (обр. Ур-50, 5 – участок обогащенный гранатом, 6 – участок с невысоким содержанием граната); 7 – эпидот-родонитовая (обр. Ур-51); 8 – кальцит-кариопилит-родонитовая (обр. Ур-53); 9, 10 – кварц-пьемонтитовые (9 – обр. Ур-10, 10 – обр. Ур-11); 11 – андрадит-темагит-кальцит-тефритовая (обр. Кз-10); 12 – карнопилит-темагит-родонитовая (обр. Кз-8); 13 – темагит-родонитовая (обр. Кз-1); 14 – эпидот-темагит-родонитовая (обр. Кз-4); 15 – родонит-темагит-андрадитовая (обр. Фз-24-98). При расчетах литолого-петрохимических индикаторов содержания элементов в мас. % были переведены в атомные количества; минимальное содержание Al₂O₃ и TiO₂ принималось за 0.10 и 0.01 мас. % соответственно.

Рассмотренные особенности строения продуктивных пачек свидетельствуют о накоплении марганцевых осадков в спокойной гидродинамической обстановке путем медленной седиментации рудного вещества либо на некотором удалении от гидротермального источника, либо в период прекращения гидротермальной деятельности.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД

Химический состав марганцевых пород отражает соотношение гидротермального, литогенного и биогенного вещества в исходных отложениях.

Особенности химического состава пород месторождений Кызыл-Таш, Южно-Файзулинского и Биккуловского были детально рассмотрены нами в предыдущих работах [8–10, 44]. Примеры типичных химических составов марганцевых пород других объектов приведены в таблицах 2 и 3. Обобщение и анализ всех полученных данных показывает следующее.

В залежах первого типа (проксимальные залежи) главные черты химического состава марганцевых пород определяются соотношением в них шести элементов – кремния, алюминия, железа, марганца, магния и кальция, а также общим количеством летучих компонентов (п.п.п.). Концентрации остальных петрогенных элементов (титана, натрия, калия и фосфора) в большинстве случаев составляют десятки доли процентов или находятся ниже пределов обнаружения методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа.

Содержания всех главных компонентов колеблются в широких диапазонах. Самые большие вариации установлены для кремния (SiO₂ – 10.50–65.30 мас. %) и марганца (MnO^{общ} – 13.40–72.20 мас. %), меньшие – для алюминия, железа, магния, кальция и летучих компонентов (мас. %: Al₂O₃–0.29–8.44, Fe₂O₃^{общ} – 0.58–28.30, MgO – 0.05–4.70, CaO – 1.00–28.30, п.п.п. – 0.10–29.50).

Таблица 3. Химический состав (масс. %) оксидно-силикатных марганцевых пород из залежей второго типа

Компонент	Месторождение															
	Файзуллинские*				Аюасовское				Габдимовское				Кусимовское			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	70.10	63.40	75.50	76.90	68.90	68.40	55.20	65.30	43.00	44.70	70.40	28.20	25.50	47.30	47.00	27.70
TiO ₂	0.03	0.22	0.06	0.01	0.06	0.05	0.15	0.10	0.08	0.09	0.10	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
Al ₂ O ₃	5.80	4.00	1.60	3.10	1.84	0.67	3.12	2.31	2.82	1.86	0.89	0.55	4.50	1.50	1.60	3.90
Fe ₂ O ₃ общ.	1.60	8.70	2.30	0.77	1.58	0.91	1.45	1.98	1.55	1.71	4.20	0.85	0.66	1.40	0.80	0.68
MnO общ.	16.80	12.40	14.60	16.20	21.80	24.80	28.30	24.20	42.10	41.70	19.90	63.60	43.60	43.60	42.60	36.90
MgO	1.10	2.40	0.40	0.11	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.74	0.45	0.68	0.67	0.70	0.68
CaO	1.80	2.60	2.40	0.54	3.94	0.20	0.78	3.93	1.41	1.17	1.70	3.90	15.70	3.70	4.80	19.80
Na ₂ O	1.40	3.50	1.10	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
K ₂ O	0.30	0.90	0.39	0.34	0.07	0.44	0.59	0.08	0.61	1.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.06	0.03
P ₂ O ₅	<0.05	0.05	<0.05	0.05	<0.05	<0.05	0.09	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	0.17	0.22	0.09	0.11	0.11
П.л.п.	1.50	1.30	1.10	2.00	1.67	4.25	7.46	2.01	8.33	7.65	1.20	2.00	9.40	1.80	1.70	10.20
Сумма	100.43	99.47	99.45	100.01	99.86	99.72	97.14	99.91	99.90	99.90	99.20	99.79	100.26	100.07	99.37	100.00
	Литохимические модули															
(Fe + Mn)/Ti	642	101	293	2378	409	601	219	281	61	553	148	1812	6224	6416	6100	5330
(Al + Ti) · 10 ²	11.41	8.12	3.22	6.09	3.69	1.37	6.31	4.66	5.63	3.76	1.88	1.13	8.81	2.95	3.15	7.66
(Fe+Mn) · 10 ²	25.66	28.34	23.40	23.78	32.68	36.07	41.67	36.56	61.24	60.87	19.19	90.64	62.24	64.16	61.00	53.30
Al/(Al+Fe+Mn)	0.31	0.22	0.12	0.20	0.10	0.04	0.13	0.11	0.08	0.06	0.08	0.01	0.12	0.04	0.05	0.13
Mn/Fe	11.83	1.60	7.14	23.77	15.51	30.64	22.02	13.74	30.57	27.44	2.66	84.51	73.99	22.33	60.00	39.08
Mn/(Mn + Si)	0.17	0.14	0.14	0.15	0.21	0.23	0.30	0.24	0.45	0.44	0.11	0.66	0.59	0.44	0.43	0.53

Примечание. Минералогические разновидности пород: 1–12 – гематит-браунит-кварцевые; 1–3 и 5–12 – линзовидно-полосчатой текстуры (1 – обр.Фз-36-99, 2 – обр. Фз-202-01, 3 – обр. Фз-203-01, 5 – обр. Ни-5-02, 6 – обр. Ни-6-02, 7 – обр. Ни-6-02, 8 – обр. Аю-5-02, 9 – обр. Га-4-02, 10 – обр. Га-5-02, 11 – обр. Ку-8-00, 12 – обр. Ку-7-00; все анализы, кроме 12, характеризуют состав основной массы руд, анализ 12 характеризует состав браунитовой линзы); 4 – массивной и микрополосчатой текстур (обр. Фз-35-99); 13–16 – браунит-родонитовые (13 – обр. Ку-6-00, концентрические зональные родонит-кальцит-браунитовые стяжения (конкреции); 14 – обр. Ку-3-99, родонитовая с каропилитом; 15 – обр. Ку-1-99, родонитовая с браунитом; 16 – обр. Ку-4-99, родонитовая, обогащенная пьмонитом). * – для Файзуллинских месторождений: 1 – руда Южно-Файзуллинского месторождения (северный участок), 2–4 – руды Северо-Файзуллинского месторождения. При расчетах литолого-петрохимических индикаторов содержания элементов в мас. % были переведены в атомные количества, минимальное содержание TiO₂ принималось за 0.01 мас. %.

Значения индикаторных литохимических модулей ((Fe + Mn)/Ti, Al/(Al + Fe + Mn) и др.) в марганцевых породах соответствуют либо металлоносным, либо “рудноносным” осадкам, то есть отложениям, обогащенным или сильно обогащенным относительно “нормальных” морских илов гидротермальными (Fe и Mn) элементами. Значительно реже встречаются марганцевые породы, состав которых отвечает осадкам с относительно небольшими содержаниями железа и марганца. Доля литогенного вещества (Al + Ti) в марганцевых породах, чаще всего, существенно выше, чем в подстилающих их джасперитах. Как хорошо видно на классификационной диаграмме (рис. 5а), фигуративные точки составов джасперитов группируются в узкое поле ((Al + Ti) · 100 < 1), вытягивающееся вдоль оси (Fe + Mn) в самом начале её координат ((Fe + Mn) · 100 < 30). В то же время, составы марганцевых пород характеризуются широким разбросом и обычно более высокими общими содержаниями как гидротермальных ((Fe + Mn) · 100 = 20–100), так и литогенных ((Al + Ti) · 100 = 0.5–17) компонентов.

Смена в геологическом разрезе месторождений джасперитов марганцевыми породами закономерно сопровождается ростом величины Mn/Fe. Причем, отношение марганца к железу изменяется “асимметрично”. В джасперитах, накапливается практически исключительно железо, концентрации марганца в них крайне низкие (MnO – в среднем 0.21, максимально – 0.93 мас. %, величина Mn/Fe = 0.01–0.41). В марганцевых породах, напротив, всегда присутствуют заметные количества железа, сопоставимые с содержаниями данного элемента в джасперитах или лишь немногим меньше (в среднем – 7 мас. %, минимально – 0.88 мас. % Fe₂O₃). Величина Mn/Fe в марганцевых породах варьирует в диапазоне от 0.72 до 127.11, но крайние значения встречаются редко, в большинстве случаев отношение Mn/Fe =

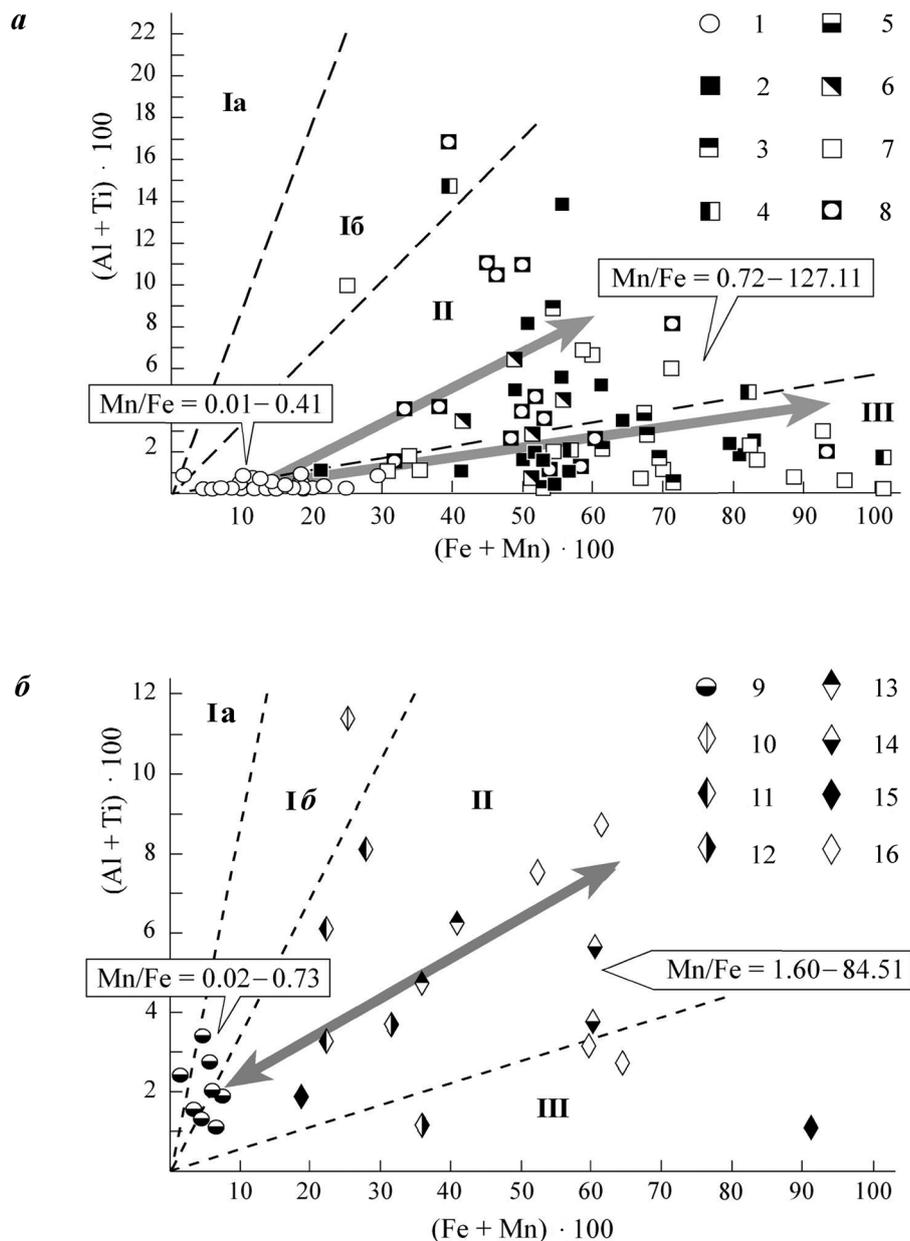


Рис. 5. Соотношение литогенных (Al, Ti) и гидротермальных (Fe, Mn) компонентов в силикатах и марганцевых породах из залежей первого (а) и второго (б) типов.

1 – джаспериты; 2–8 – марганцевые породы из месторождений: 2 – Кызыл-Таш, 3 – Казган-Таш, 4 – Кожаевское, 5 – Средне-Файзулинское, 6 – Уразовское, 7 – Южно-Файзулинское (южный участок), 8 – Биккуловское; 9 – яшмы; 10–16 – марганцевые породы из месторождений: 10 – Южно-Файзулинское (северный участок), 11 – Северо-Файзулинское, 12 – Ниязгуловское-2, 13 – Аюсазовское, 14 – Гобдимовское, 15 и 16 – Кусимовское (15 – гематит-браунит-кварцевые породы основного объема рудных залежей, 16 – браунит-родонитовые породы небольших линзовидных тел).

I–III – поля осадочных пород с различными соотношениями литогенных и гидротермальных компонентов: I – осадочные породы (а – с резким преобладанием литогенного материала, б – с примесью гидротермального материала), II – гидротермально-осадочные породы, “металлоносные осадки”, III – гидротермально-осадочные породы с резким преобладанием гидротермального материала, “рудноносные осадки”. Границы полей даны по Е.В. Зайковой [23], но в пересчете для содержаний компонентов в атомных количествах.

Простыми стрелками показаны направления вертикальной и/или латеральной зональности залежей первого типа (от основания рудоносных залежей к их флангам). Двойной стрелкой – ритмичное изменение состава марганцевоносных пачек в залежах второго типа.

3–17. Общая же тенденция такова: чем на большем расстоянии от джасперитов залегают марганцевые породы, тем меньше в них железа и соответственно выше значение отношения Mn/Fe.

Отмеченные особенности химического состава пород вполне закономерны и хорошо интерпретируются в рамках гидротермально-осадочной модели. Согласно ей рудные элементы накапливаются на разном расстоянии от гидротермального источника: железо и кремний – в его устье, а марганец – на некотором удалении. Оседая, тонкодисперсные минералы марганца неизбежно частично смешиваются с нижележащими железистыми осадками. Кроме того, с увеличением расстояния от источника вклад “фонового” литогенного материала в состав “рудноносного” осадка постепенно становится все более заметным. Таким образом, в идеализированном виде геохимическая зональность отложений в направлении от центра гидротермального поля к периферии имеет вид: $Fe + Si \rightarrow Fe + Mn + Si \rightarrow Fe + Mn + (Al + Ti) + Si \rightarrow Mn + (Al + Ti) + Si \rightarrow (Al + Ti) + Si$. Эта схема вполне адекватно согласуется с реально установленной на месторождениях вертикальной и/или латеральной последовательностью пород и изменением их химического состава.

В марганцевых породах установлены высокие содержания кальция от 1 до 28, в среднем 13 мас. % CaO. В осадок кальций мог поступать из нескольких источников: гидротермальных растворов, “фоновых” осадков и придонной морской воды. Скорее всего, основная часть кальция привносилась в область седиментации гидротермальными растворами. В пользу этого свидетельствуют несколько аргументов: 1) перекрывающие месторождения толщи не содержат прослоев карбонатных пород, поступление же кальция с вулканогенным материалом должно сопровождаться параллельным увеличением концентраций в рудах титана, алюминия и магния, что на самом деле наблюдается редко; 2) при одинаковой литологии вмещающих пород, содержание кальция в марганцевых отложениях убывает по мере их удаления от джасперитов; 3) кальций – характерный элемент субмаринных гидротермальных растворов. Здесь его концентрация примерно в пять раз выше, чем в морской воде [4, 16, 17]. Аутигенные кальцит, арагонит, ангидрит и другие минералы кальция очень широко развиты в областях разгрузки растворов различной температуры.

Исходя из сказанного, мы полагаем, что кальций поступал в зону рудоотложения преимущественно в составе гидротермальных растворов. Осаждение этого элемента происходило в карбонатной форме из-за возрастания концентрации углекислоты, продуцируемой биогенными процессами. Последнее подтверждается результатами изучения изотопного состава углерода карбонатов из марганцевых руд [9, 29].

Залежи второго типа (дистальные залежи). Химический состав марганцевых пород данных объ-

ектов прост и однообразен. Их главными компонентами являются кремний и марганец (мас. %: $SiO_2 - 28.20-76.90$, $MnO^{общ} - 12.40-63.60$; $SiO_2 + MnO^{общ} \approx 90$ мас. %), причем первый чаще всего преобладает. Содержание алюминия, железа, магния, кальция и п.п.п. в несколько раз меньше (мас. %): $Al_2O_3 - 0.55-4.00$, $Fe_2O_3^{общ} - 0.77-8.70$, $MgO - <0.05-2.40$, $CaO - 0.20-3.94$, п.п.п. – 1.10–8.33. Концентрации титана, натрия, калия и фосфора, как правило, не превышают десятых долей процента.

По значению индикаторных литохимических модулей ((Fe + Mn)/Ti, Al/(Al + Fe + Mn) и др.) основная масса марганцевых пород, так же как и вмещающих их яшм, сопоставима с современными металлоносными осадками (рис. 5б). Значение Mn/Fe в продуктивных пачках мало изменяется по латерали, а в разрезе ритмично колеблется от 0.02–0.73 (в среднем 0.20) в яшмах до 1.60–84.51 (в среднем 22.62) в марганцевых породах. Причем изменение величины Mn/Fe обусловлено, главным образом, колебаниями концентраций марганца при почти постоянном содержании железа. Доля литогенного вещества (Al + Ti) в марганцевых породах выше, чем в яшмах. Это указывает на то, что накопление марганцевых илов происходило в периоды относительного снижения гидротермальной активности.

На Кусимовском месторождении установлена редкая разновидность браунит-родонитовых пород с повышенным содержанием кальция (до 19.80 мас. % CaO). В данном случае по крайней мере часть кальция поступала в осадок в составе литогенной примеси, о чем свидетельствует положительная корреляция между концентрациями кальция и алюминия. Но, кроме того, кальций мог также накапливаться и в карбонатной форме. Необходимая для появления карбонатов углекислота, по всей видимости, вырабатывалась в процессе диагенетического преобразования содержащегося в осадке органического вещества. На это указывает изотопно-легкий “биогенный” состав углерода кальция (величина $\delta^{13}C$ составляет от –19.8 до –17.6 ‰, PDB).

В целом, по строению разреза и химическому составу пород марганцевоносные яшмовые пачки Южного Урала очень сходны с металло- и рудоносными осадками, накопившимися в крупных понижениях морского дна: троговых участках рифтовых долин, вулканических кальдерах и т.п. Благодаря вертикальному изменению состава придонной воды, в таких депрессиях нередко хорошо проявлены процессы фракционирования металлов, приводящие к образованию слоев обогащенных либо железом, либо марганцем [11 и др.]. Металлоносные осадки, формирующиеся не в замкнутых котловинах, а на открытых участках морских бассейнов, как правило, характеризуется слабо выраженной дифференциацией марган-

ца от железа [17 и др.]. Обычно они имеют смешанный железо-марганцевый состав с преобладанием железа.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД

Минеральный состав марганцевых пород сформировался на постседиментационных этапах становления месторождений. В строении марганцевоносных пластов выделяются три группы минеральных ассоциаций: 1) ассоциации пород основного объема залежей – продукт захоронения и регионального метаморфизма металлоносных отложений; 2) ассоциации сегрегационных и метасоматических прожилков, выполняющих системы поздних тектонических трещин; 3) ассоциации приповерхностных гипергенных минералов.

1. Минеральные ассоциации пород основного объема залежей. В марганцевых породах основного объема залежей хорошо сохранились реликты типично седиментогенно-диагенетических текстур и структур: слоистых, линзовидно-полосчатых, конкреционных, вулканокластических, реликтово-органогенных, пелитоморфных, глобулярных, сферолитовых и т.п. Вместе с тем, в породах наблюдаются и типично метаморфогенные новообразования – участки с мозаичной, гранобластовой, фиброгранобластовой и т.п. структурами.

В составе марганцевых пород установлен 61 минерал (табл. 4). Они имеют неодинаковое распространение. В среднем на месторождении диагностируется по 25–30 минералов, из которых 6–8 относятся к главным (каждый слагает не менее 5% от объема породы) остальные являются второстепенными (1–5 об. %) или акцессорными фазами (< 1 об. %). Породы залежей первого и второго типов различаются по минеральному составу. Для залежей первого типа характерны оксидно-карбонатно-силикатные породы, второго – оксидно-силикатные.

Оксидно-карбонатно-силикатные или, по другой терминологии, “восстановленные” [6, 63 и др.] породы, образуются за счет металлоносных осадков, обогащенных органическим веществом. Главными минералами этих пород являются силикаты и карбонаты двухвалентного марганца (тефроит, родонит, кариопилит, родохрозит и марганцевый кальцит), а также андрадит, кварц, гематит и гаусманит. Среди второстепенных минералов наиболее распространены гроссуляр, спессартин, эпидот, манганаксинит, йогансенит, клинохлор, парсеттенсит, магнетит и кутнагорит.

Набор минеральных ассоциаций оксидно-карбонатно-силикатных пород во многом определяется соотношением в них марганца, кремния, железа и кальция (рис. 6а). Участки с максимальным содержанием марганца и минимальным кремнезема сложены гаусманнитом, родохрозитом и тефроитом, а на Южно-Файзулинском месторождении также

риббеитом и аллеганитом. По мере снижения величины $Mn/(Mn + Si)$ в породах последовательно появляются кариопилит, родонит и/или пироксмангит, парсеттенсит и, наконец, кварц. Повышенные концентрации кальция и железа приводят к образованию в тех же породах андрадита, кальцита, кутнагорита, гематита и магнетита. Дополнительное присутствие в рудах алюминия, титана и магния (изначально в составе глинистого и/или вулканомиктового материалов) способствует кристаллизации гроссуляра, спессартина, эпидота, пумпеллиита, манганаксинита, клинохлора, титанита и некоторых других минералов. В целом же, минералогия оксидно-карбонатно-силикатных пород весьма разнообразна и может быстро изменяться от слоя к слою.

Оксидно-силикатные (или “окисленные”) породы формируются на месте отложений, содержащих оксиды марганца, но лишенных органического вещества или накапливавших его в крайне незначительных количествах. В таких породах марганец концентрируется преимущественно в трехвалентной форме в составе браунита. Кроме того, здесь широко развиты кварц, гематит, родонит и пироксмангит (рис. 6б). Количество данных фаз может варьировать в широких пределах в соответствии с изменениями соотношения в рудах марганца, кремния, кальция и железа, но качественно главная минеральная ассоциация остается единой: браунит + кварц ± родонит ± пироксмангит ± гематит. В существенно меньших количествах в породах присутствуют андрадит, пьмонтит, эгирин, эгиринавит, винчит, кариопилит, парсеттенсит, голландит и целезиан. Среди карбонатов эпизодически встречаются кальцит и крайне редко – родохрозит.

2. Минеральные ассоциации поздних прожилков. Секущие породы прожилки на месторождениях имеют ограниченное распространение. Они приурочены к участкам тектонических деформаций и не встречаются за пределами рудных тел. Размер прожилков обычно составляет 0.3–5 мм по мощности при протяженности не более 50 см. Минеральный состав прожилков прост и однообразен. В подавляющем большинстве случаев прожилки сложены родонитом (или пироксмангитом) и кварцем, реже и в меньшем количестве присутствуют родохрозит, кальцит, манганаксинит, кариопилит, парсеттенсит, эпизодически наблюдаются также эпидот, пумпеллиит, клинохлор, барит, арсенопирит и самородная медь.

По характеру генезиса прожилки делятся на сегрегационные (типа “альпийских жил”) и метасоматические. Минеральный состав сегрегационных прожилков и вмещающих их пород одинаков, а у метасоматических – всегда различается. Чаще всего метасоматические родонитовые или родохрозит-родонитовые прожилки развиваются в обогащенных марганцем гаусманнит-тефроитовых, родохрозит-тефроитовых и т.п. породах за счет привноса в них кремнезема. Причем, источником крем-

Таблица 4. Минералы марганцевых пород Южного Урала

№	Минерал	Формула	Месторождения												
			Тип I							Тип II					
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10			
Самородные элементы															
1	Медь	Cu										+			
Сульфиды и их аналоги															
2	Галенит	PbS							+						
3	Алабандин	MnS							+						
4	Сфалерит	ZnS							+						
5	Молибденит	MoS ₂							+						
6	Халькопирит	CuFeS ₂		+			+		+						
7	Пентландит	Fe ₅ Ni ₄ S ₈							+						
8	Пирит	FeS ₂		+			+		+					+	
9	Арсенопирит	FeAsS							+						
10	Герсдорфит	NiAsS							+						
Оксиды															
11	Кварц	SiO ₂	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
12	Гематит	Fe ₂ O ₃	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
13	Пирофанит	MnTiO ₃	+		+	+	+								
14	Гаусманит	Mn ²⁺ Mn ³⁺ ₂ O ₄	+				+					+			
15	Магнетит*	(Fe ²⁺ , Mn ²⁺)Fe ³⁺ ₂ O ₄	+	+								+			
16	Якобсит	Mn ²⁺ Fe ³⁺ ₂ O ₄		+			+					+			
17	Криптомелан	KMn ³⁺ Mn ⁴⁺ ₇ O ₁₆												+	
18	Голландит	Ba _{1-x} (Mn ³⁺ _{2-2x} Mn ⁴⁺ _{6+2x}) ₈ O ₁₆													+
Силикаты их аналоги															
19	Браунит-I	Mn ²⁺ Mn ³⁺ ₆ (SiO ₄)O ₈											+	+	+
20	Тефроит	Mn ₂ (SiO ₄)	+	+			+		+			+			
21	Аллеганит	Mn ₅ (SiO ₄) ₂ (OH) ₂													
22	Риббеит	Mn ₅ (SiO ₄) ₂ (OH) ₂													
23	Андрадит*	(Ca,Mn) ₃ Fe ₂ (SiO ₄) ₃	+	+	+		+			+				+	
24	Спессаргин	Mn ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃	+				+		+						
25	Гроссуляр	(Ca,Mn) ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃	+	+			+								
26	Пьемонтит	Ca ₂ Mn ³⁺ Al ₂ (SiO ₄)(Si ₂ O ₇)O(OH)	+		+		+					+			+
27	Эпидот*	(Ca,Mn ²⁺) ₂ FeAl ₂ (SiO ₄)(Si ₂ O ₇)O(OH)	+	+	+							+			
28	Пумпеллиит-Mg*	(Ca,Mn) ₂ MgAl ₂ (SiO ₄)(Si ₂ O ₇)(OH) ₂ · H ₂ O										+			
29	Пумпеллиит-Fe*	(Ca,Mn) ₂ FeAl ₂ (SiO ₄)(Si ₂ O ₇)(OH) ₂ · H ₂ O										+			
30	Пумпеллиит-Mn	Ca ₂ Mn ²⁺ Al ₂ (SiO ₄)(Si ₂ O ₇)(OH) ₂ · H ₂ O										+			
31	Манганаксинит	Ca ₂ Mn ²⁺ Al ₂ (BSi ₄ O ₁₅)(OH)	+		+		+								
32	Титанит	CaTi(SiO ₄)O					+					+			
33	Ильваит (?)	CaFe ²⁺ ₂ Fe ³⁺ (Si ₂ O ₇)O(OH)										+			
34	Йогансенит	CaMn(Si ₂ O ₆)										+			
35	Эгирин*	(Na,Mn)(Fe ³⁺ ,Mn)(Si ₂ O ₆)												+	
36	Эгирин-авгит*	(Na,Ca,Mn)(Fe ³⁺ ,Mg,Mn)(Si ₂ O ₆)											+	+	
37	Родонит	CaMn ₄ (Si ₅ O ₁₅)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
38	Пироксмангит	MnMn ₆ (Si ₇ O ₂₁)		+					+						+
39	Манганбабингтонит	Ca ₂ Mn ²⁺ Fe ³⁺ (Si ₅ O ₁₄)(OH)	+		+										
40	Манганотремолит	(Ca,Mn ²⁺) ₂ (Mg,Mn ²⁺) ₅ (Si ₈ O ₂₂)(OH) ₂													
41	Актинолит*	(Ca,Mn ²⁺) ₂ (Mg,Fe ²⁺) ₃ (Si ₈ O ₂₂)(OH) ₂													
42	Винчит*	(CaNa)(Mg,Mn ²⁺) ₄ Fe ³⁺ (Si ₈ O ₂₂)(OH) ₂											+	+	
43	Кариопилит	Mn ₅ (Si ₄ O ₁₀)(OH) ₆	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+
44	Манганпиромалит	Mn ₈ (Si ₆ O ₁₅)(OH) ₁₀													
45	Тальк*	(Mg,Mn) ₃ (Si ₄ O ₁₀)(OH) ₂			+										
46	Клинохлор*	(Mg,Mn) ₃ Al(Si ₃ AlO ₁₀)(OH) ₈										+			
47	Шамозит*	(Fe,Mn) ₅ Al(Si ₃ AlO ₁₀)(OH) ₈			+									+	
48	Алюминоселадонит*(?)	(K,Ba)AlMn(Si ₄ O ₁₀)(OH,O) ₂	+												
49	Флогопит* (?)	K(Mg,Mn) ₃ (Si ₃ AlO ₁₀)(OH) ₂													
50	Широцулит	KMn ₃ (Si ₃ AlO ₁₀)(OH) ₂		+								+			+
51	Парсетгенсит	KMn ₇ (Si ₉ AlO ₂₄)(OH) ₆ · nH ₂ O	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
52	Баннистерит (?)	(KCa)Mn ₂₀ (Si ₂₉ Al ₃ O ₇₆)(OH) ₁₆ · nH ₂ O		+								+			
53	Кумбсит	KMn ₁₃ (Si ₁₇ AlO ₄₂)(OH) ₁₄													+

Таблица 4. Окончание

№	Минерал	Формула	Месторождение											
			Тип I							Тип II				
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
54	Неонокит	$Mn(SiO_3) \cdot nH_2O$	+			+	+			+				
55	Альбит	$Na(Si_3AlO_8)$				+						+	+	
56	Цельзиан	$Ba(Si_2Al_2O_8)$												+
			Карбонаты											
57	Кальцит*	$(Ca, Mn)(CO_3)$	+	+	+	+	+			+		+	+	
58	Родохрозит	$Mn(CO_3)$	+	+		+	+			+		+	+	
59	Кутнагорит	$CaMn(CO_3)_2$	+	+		+	+							
			Сульфаты											
60	Барит	$Ba(SO_4)$	+	+	+	+			+	+			+	+
			Фосфаты											
61	Апатит	$Ca_5(PO_4)_3(OH, F)$	+	+	+	+	+			+				+

Примечание. В таблице не приведены гипергенные минералы. Звездочкой отмечены минеральные виды, представленные марганцевыми разновидностями. Диагностика минералов проведена следующими методами: оптическим, рентгенофазового анализа, электронной микроскопии и микроанализа, ИК-спектроскопии. Знак вопроса поставлен у минералов, диагностика которых нуждается в уточнении. Месторождения: Тип I (проксимальные залежи): 1 – Кызыл-Таш, 2 – Казган-Таш, 3 – Уразовское, 4 – Кожаяевское, 5 – Южно-Файзулинское (южный участок), 6 – Средне-Файзулинское, 7 – Биккуловское; Тип II (дистальные отложения): 8 – Южно-Файзулинское (северный участок), 9 – Северо-Файзулинское, 10 – Кусимовское.

некислоты мог служить кварц как самих марганцевых пород, так и вмещающих руды силицитов.

3. Минеральные ассоциации гипергенных минералов. Продукты приповерхностного окисления марганцевых пород представлены пиролюзитом, криптомеланом, вернадитом, нсутитом, рансьеитом, тодорокитом, бёрнесситом, литиофоритом, гётитом, кальцитом, каолинитом и гипсом [1, 15, 26, 49, наши данные].

ОБОБЩЕНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные в настоящей статье данные свидетельствуют о том, что полный цикл генезиса залежей марганцевых пород охватывал длительный интервал времени, на протяжении которого протекало несколько геологических процессов. С учетом геодинамической истории Магнитогорского палеовулканического пояса [21, 39, 42, 43 и др.] в формировании изученных объектов выделяются четыре крупных этапа: 1) накопление рудного вещества, источником которого послужили субмаринные гидротермальные растворы (D_{2-3}); 2) захоронение и метаморфизм марганцевых отложений (D_2-C_1); 3) тектонические деформации залежей и связанное с этим прожилковое минералообразование (C_2-P); 4) денудация и гипергенез объектов ($MZ-Q$).

Полученные геологические и минералогические материалы позволяют реконструировать ключевые особенности процессов рудогенеза на каждом из выделенных этапов.

1. Накопление рудного вещества. На осадочное происхождение марганцевоносных толщ, а также на субмаринные гидротермальные растворы, как наиболее вероятный источник марганца, железа, кремния и некоторых других компо-

нентов, указывает совокупность следующих признаков: расположение месторождений в пределах палеовулканических комплексов, сформировавшихся в обстановке активного морского бассейна; приуроченность залежей к толщам, накопившимся при завершении вулканических извержений; ассоциация марганцевых отложений с железокремнистыми породами, сопоставимыми по условиям залегания и составу с металлоносными и “рудноносными” осадками современного океана; линзовидная и пластообразная форма залежей, их согласное залегание во вмещающих породах; сохранение в марганцевых породах типично седиментогенно-диагенетических структур и текстур; присутствие в марганцевых породах и вмещающих силицитах хорошо сохранившихся реликтов морской микро- и макрофауны.

Вместе с тем, особенности геологических разрезов определенно свидетельствуют о разном механизме седиментации вещества в залежах первого и второго типа.

Анализ существующих точек зрения на генезис гидротермально-осадочных скоплений марганцевых пород [26, 40, 47, 54–56 и др.], сопоставление их с результатами собственных исследований и сведениями по гидротермальным системам современного океана [4, 30 и др.] позволяют предложить две взаимосвязанные модели, характеризующие условия накопления проксимальных и дистальных отложений соответственно.

Залежи первого типа (проксимальные залежи) отличает широкий стратиграфический размах локализации, тесная ассоциация марганцевых пород с джасперитами, зональное строение продуктивных пачек (железо-кремнистые отложения → марганцевые породы), пестрая литология вмещающих отло-

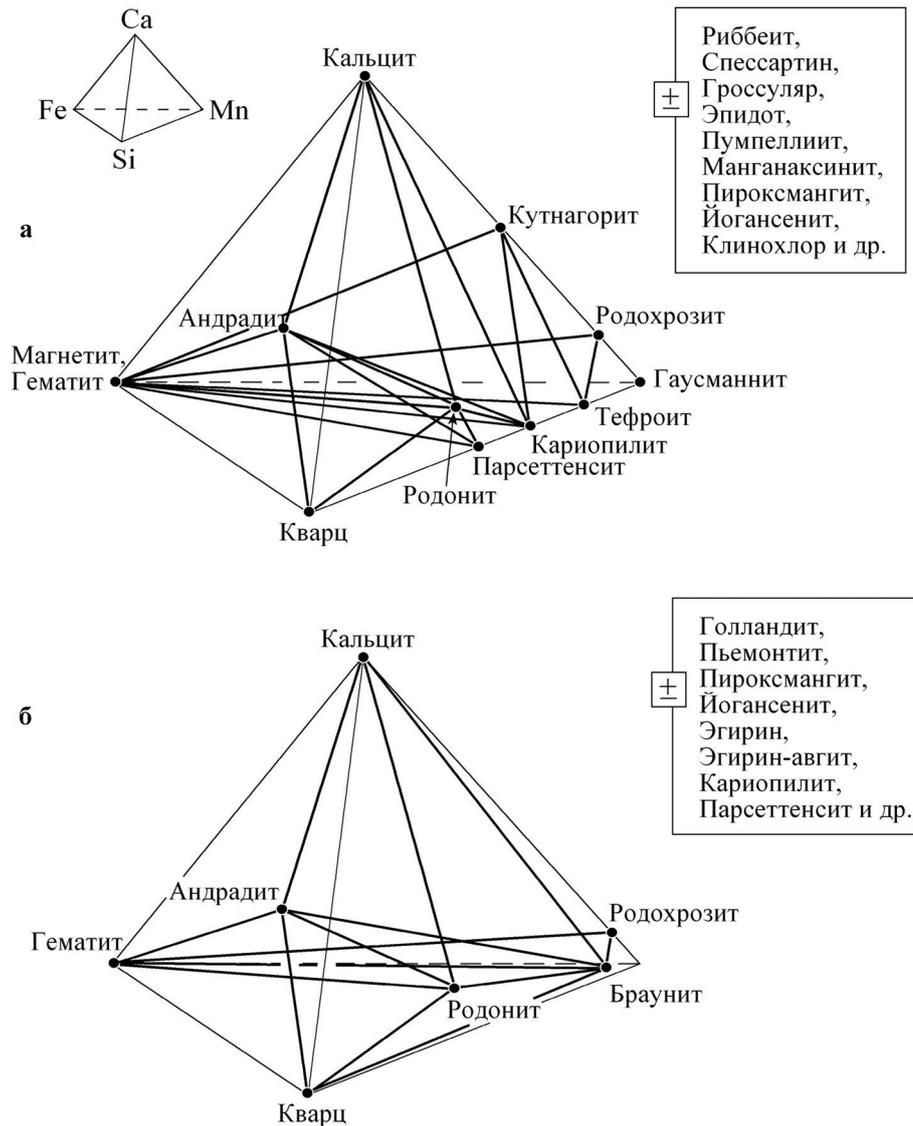


Рис. 6. Главные минеральные ассоциации марганцевых пород.

Диаграммы состав–парагенезис для окисдно-карбонатно-силикатных (а) и окисдно-силикатных (б) пород. Знаком “±” отмечены наиболее характерные второстепенные минералы.

жений, неоднородное внутреннее строение пластов и линз марганцевых пород, “восстановленный” окисдно-карбонатно-силикатный состав пород.

Объекты такого типа сформировались непосредственно в зоне разгрузки гидротермальных растворов. Марганец, железо, кремний и ряд других элементов выносились на поверхность морского дна низкотемпературными ($T \leq 100^\circ\text{C}$) гидротермальными растворами, циркулировавшими в толще пород океанической коры и имевшими, вероятно, термоконвекционную природу. В области смешения растворов с морской водой в результате резкой смены физико-химических условий (T , pH, Eh и др.) образовывался геохимический барьер, на котором происходило осаждение элементов. При этом, в полном соответствии со сво-

ими химическими свойствами [59, 61], большая часть кремнезема и железа отлагалась непосредственно в устье гидротермы, давая начало железо-кремнистым илам (протоджасперитам). Марганец же, обладающий большей подвижностью, осаждался лишь в верхних зонах гидротермального потока, где раствор был максимально разбавлен морской водой. Тонкодисперсная взвесь марганцевых минералов частью рассеивалась в окружающей среде, частью концентрировалась на геоморфологических ловушках на флангах гидротермального поля. Здесь марганцевые илы смешивались с “фоновыми” осадками и приобретали неоднородный состав. Таким путем образовывались зональные отложения с железо-кремнистым “ядром” и марганцевыми залежами во внешних частях.

В зависимости от рельефа дна и степени локализации гидротермальных растворов в зоне осадконакопления формировались либо холмообразные, либо пластообразные залежи (рис. 7). Частичная разгрузка растворов с осаждением железа могла происходить ниже границы осадкоморская вода, еще в толще подстилающих рудоносные отложения вулканомиктовых пород. Так образовывались подрудные горизонты железистых туффитов, особенно широко развитые на Биккуловском месторождении [9].

Согласно данной модели, источником главных компонентов (Mn, Fe, Si и др.) служили вулканогенные породы океанической коры, из которых металлы с одинаковой интенсивностью выщелачивались гидротермальными растворами. Поскольку в вулканогенных породах содержание железа в 50 раз больше, чем марганца, то и в составе рудоносных отложений железо также резко преобладает.

Гидротермальная деятельность могла проявляться в различных геодинамических и фациальных обстановках. Накопление рудоносных осадков контролировалось преимущественно локальными факторами, зависящими от характера рельефа, гидродинамического режима, колебания дебета гидротермального источника и др. Характер фонового осадконакопления в данном случае не оказывал решающего влияния на аккумуляцию марганцевых минералов. Доля литогенного и биогенного вещества в составе марганценосных отложений могла быть разной, в том числе и довольно значительной. Отсюда вытекает возможность образования месторождений на нескольких уровнях вулканогенно-осадочного разреза, большое разнообразие пород на относительно небольшой территории, неоднородное внутренне строение марганцевоносных залежей и, как следствие, индивидуальность каждого объекта.

Возможность реализации предложенной модели подтверждается методами термодинамических расчетов [44], а также находками аналогов подобных объектов в пределах действующих гидротермальных полей современного океана [30, 53, 60 и др.].

Вблизи источника концентрировалась лишь небольшая часть гидротермального материала, а основная его масса рассеивалась в толще морской воды. В дальнейшем при благоприятных условиях рассеянное рудное вещество могло переходить в осадок, давая начало дистальным марганцевоносным отложениям.

К признакам *залежей второго типа* (дистальные залежи) относятся узкое стратиграфическое распространение, локализация в однородных яшмовых пачках, пространственный и/или временной отрыв от джасперитов, отсутствие четкой латеральной зональности, монотонное (и не отличающееся от вмещающих яшм) строение марганцевоносных горизонтов и простой минеральный состав марган-

цевых пород, преимущественно окисленная форма нахождения марганца.

Накопления обогащенных марганцем дистальных отложений могло осуществляться только в весьма специфических условиях, которые, во-первых, препятствуют полному рассеиванию марганца в окружающем пространстве, во-вторых, способствуют эффективному отделению марганца от количественно преобладающего железа, в-третьих, при которых аккумуляция “рудоносных” осадков не подавляется “фоновой” седиментацией.

Такие условия, по-видимому, создавались в крупных понижениях океанического дна (кальдерах, межвулканических депрессиях, грабенах, котловине задугового бассейна и т.п.) на больших глубинах и на удалении от источников терригенного материала (например, вулканических гряд). Здесь при спокойной гидродинамической обстановке затруднялось быстрое перемешивание воды из придонного слоя с водами открытой морской акватории. Поступление гидротерм в такие относительно замкнутые области обеспечивало существование в них специфической геохимической обстановки, промежуточной по своим параметрам (T , pH, Eh и др.) между рудоносными растворами и океанической водой. То есть, в данном случае, геохимический барьер не был сосредоточен вблизи устья гидротермального источника, а расширялся на весь объем впадины-ловушки.

Формирование дифференцированных железистых марганецсодержащих отложений здесь происходило следующим образом. На стадии активной гидротермальной деятельности (рис. 8а) поступающее с растворами железо в придонной воде окислялось, переходило в твердое состояние и совместно с кремнеземом медленно осаждалось на большой площади дна, где, частично смешиваясь с “фоновыми” отложениями, служило основой для протояшмовых илов. Марганец в это время сохранялся в растворенном виде и не покидал (во всяком случае, не полностью покидал) пределы впадины-ловушки. В периоды затухания гидротермальной деятельности (рис. 8б) находящиеся во впадинах воды из-за неизбежного разбавления морской водой теряли способность удерживать растворенный марганец и тот, окисляясь, выпадал в осадок. С началом нового гидротермального цикла процесс повторялся.

В пределах достаточно обширной впадины возможные кратковременные колебания интенсивности гидротермальной деятельности мало сказывались на флуктуациях физико-химических параметров водной массы в целом. На процесс седиментации рудного вещества основное влияние оказывали лишь длительные и масштабно выраженные изменения гидрохимического режима. Следствием этого является простое и очень однородное строение продуктивных отложений. Удаленность от гидротермальных источников, большие (ниже уров-

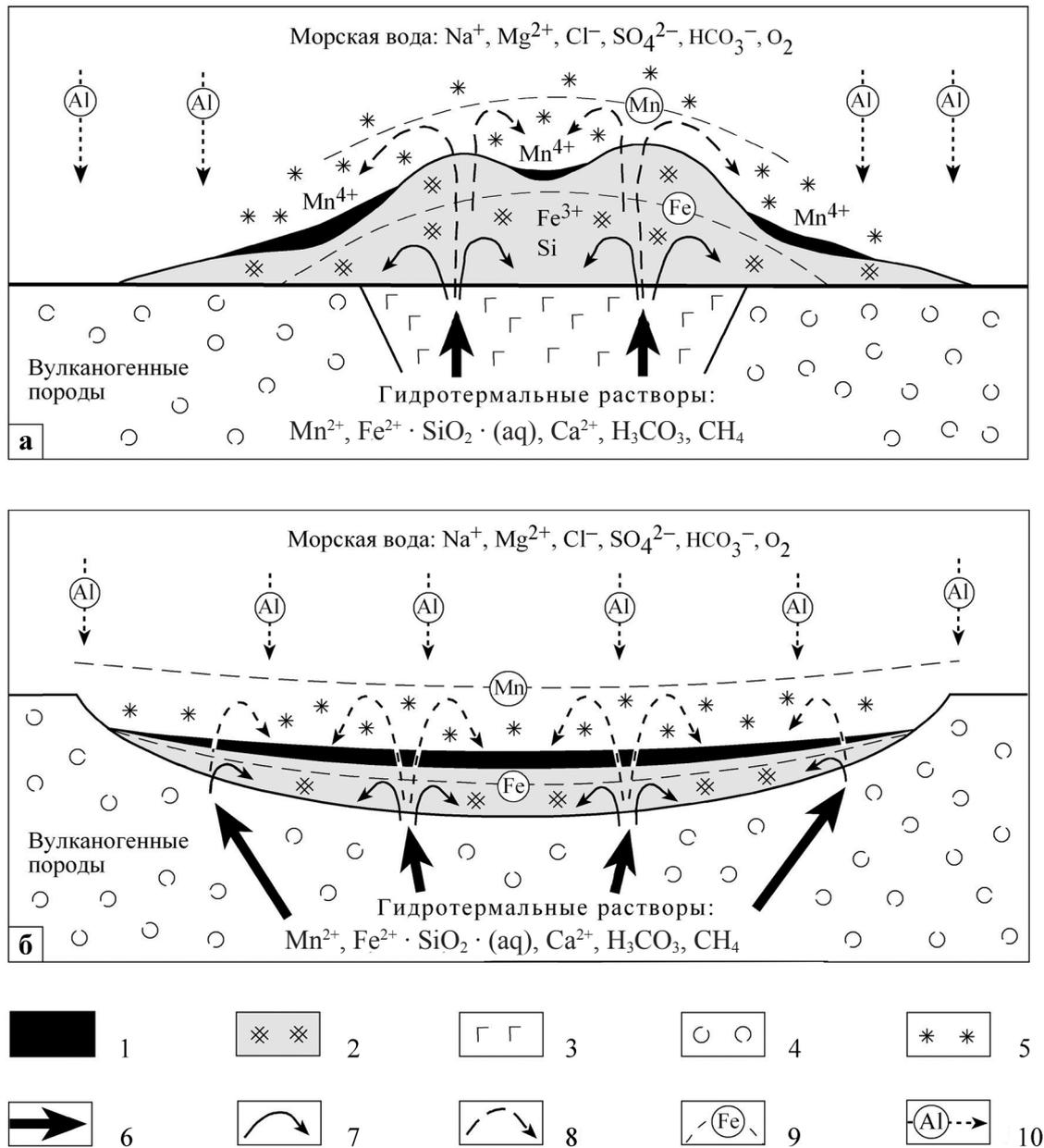


Рис. 7. Модель формирования проксимальных Mn-Fe-Si отложений.

а – вариант просачивания гидротермальных растворов из “точечного” источника на ровный и открытый участок морского дна, где постепенно образуется крупная холмообразная постройка с зональным распределением железа и марганца. б – вариант просачивания гидротермальных растворов из нескольких источников в пониженный участок морского дна, где постепенно образуется пластообразная рудоносная залежь с зональным распределением железа и марганца.

1 – марганцевые отложения; 2 – железо-кремнистые отложения (протоджаспериты); 3 – гематитизированные вулканомиктовые отложения; 4 – неизмененные гидротермальными процессами вулканогенные породы; 5 – тонкодисперсная взвесь марганцевых минералов; 6–8 – гидротермальные растворы: 6 – до разгрузки, 7 – потерявшие железо, 8 – потерявшие марганец; 9 – геохимические барьеры для железа и марганца соответственно; 10 – направления поступления терригенного материала.

ня карбонатной компенсации) глубины накопления осадков, низкая биологическая продуктивность среды приводила к седиментации и дальнейшему сохранению в породах окисленных форм марганца.

Такого типа месторождения известны в складчатых областях многих регионов. Среди отложений современного океана к данным объектам бли-

же всего подходят дифференцированные горизонты железо- и марганецсодержащих илов глубоководных впадин Красного моря [11 и др.]. Геодинамическая обстановка здесь иная, чем реконструируемая для Магнитогорского пояса. Однако, предполагаемый физико-химический механизм накопления гидротермальных осадков принципиально такой же,

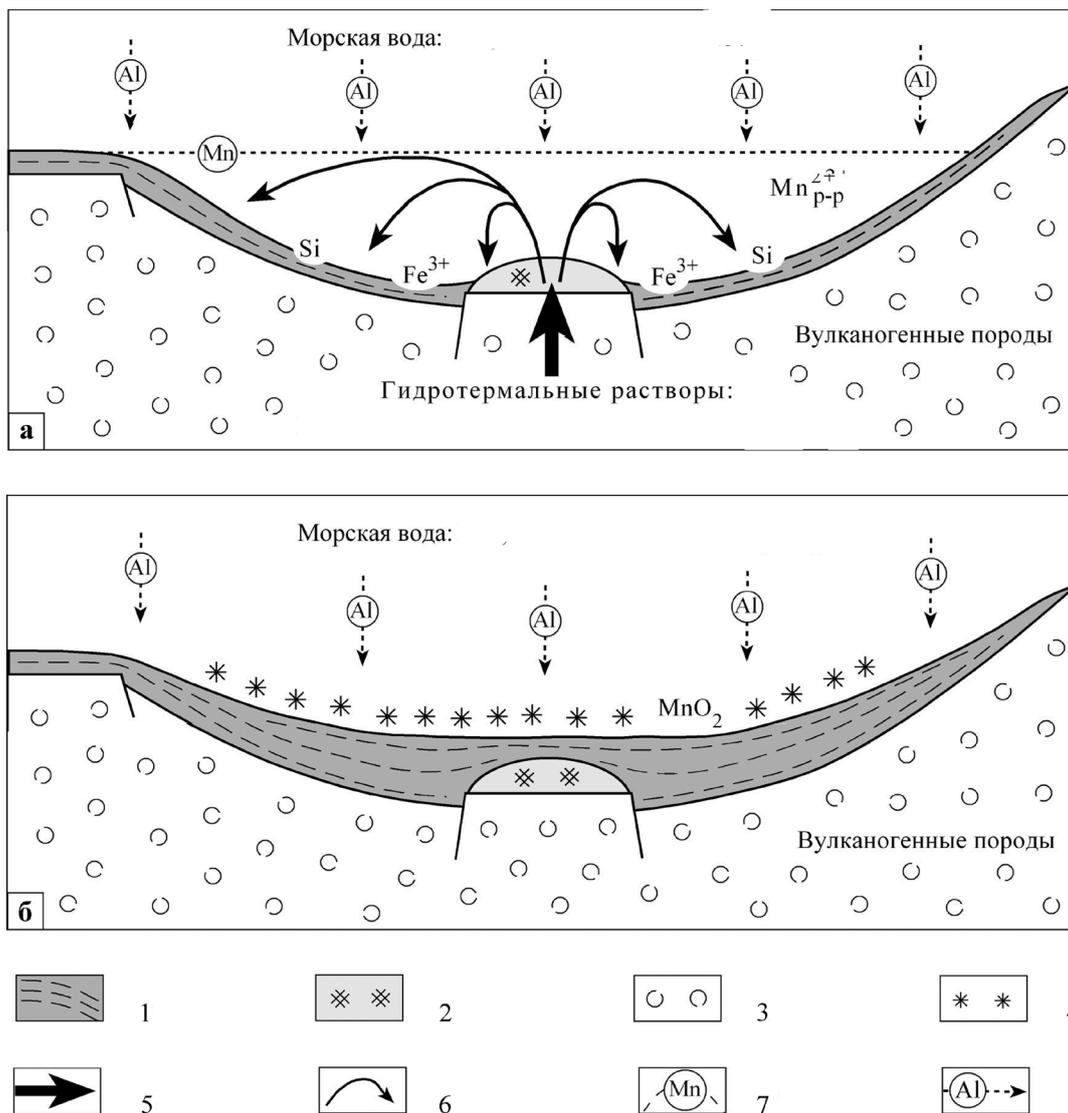


Рис. 8. Модель формирования дистальных Mn-Fe-Si отложений в фазе активной (а) и прекратившейся (б) гидротермальной деятельности.

1 – металлоносные железо-кремнистые осадки (протояшмы); 2 – “рудносные” железо-кремнистые отложения (протоджаспериты), 3 – вулканогенные породы; 4 – тонкодисперсная взвесь марганцевых минералов; 5 и 6 – гидротермальные растворы: 5 – до разгрузки, 6 – теряющие железо и кремний; 7 – поверхность геохимического барьера для марганца (ниже линии из раствора осаждаются железо и кремний, выше – марганец), 8 – направления поступления терригенного материала.

как рассмотренный нами в отношении месторождений Южного Урала.

2. Захоронение и метаморфизм рудоносных отложений. Накопление марганца изначально, скорее всего, происходило преимущественно в форме оксидов Mn³⁺ и Mn⁴⁺ (вернадита, тодорокита, бернессита и др.), как это имеет место в гидротермальных отложениях современного океана. Последующие геологические процессы существенно видоизменили минеральный состав марганцевоносных от-

ложений (табл. 5).

Наиболее значительные изменения минералогии марганцевоносных отложений произошли в ходе их захоронения (диа- и катагенеза) и регионального метаморфизма. Максимальные *PT*-условия метаморфизма предыдущими исследователями оценивались как низкие, не превышающие уровня пренит-пумпеллитовой фации [13, 32, 36 и др.]: $T = 200\text{--}320^\circ\text{C}$, $P = 1\text{--}4$ кбар. Наши исследования подтверждают и уточняют эти цифры.

Таблица 5. Этапы формирования минерального состава, текстур и структур марганцевых пород Южного Урала

Этап	Процессы	Возраст	Минералогический тип пород			
			Оксидно-карбонатно-силикатный		Оксидно-силикатный	
			Минералы ¹	Текстуры и структуры	Минералы ¹	Текстуры и структуры
1	Седиментогенез	D ₂ -D ₃	Оксиды и гидроксиды Mn и Fe, Mn-Si-гель, кварц, карбонаты Са, смектиты, органическое вещество, вулканомиктовый материал	Слоистые, пелитовые, комковатые, органогенные	Оксиды и гидроксиды Mn и Fe, кварц, карбонаты Са, смектиты, вулканомиктовый материал	Слоистые, пелитовые, комковатые, органогенные
2	Диагенез, Катагенез	D ₂ -D ₃	Оксиды Mn и Fe, гаусманнит (?), гематит (?), магнетит (?), родохрозит, кальцит, кварц, сульфиды Fe, Mn, Cu, Zn, Pb; неотоцит, смектиты, клинохлор, тальк, парсеттенсит (?), вулканомиктовый материал	Слоистые, пелитовые, линзовидные, пятнистые (псевдобрекчиевидные), конкреционные, сферолитовые, глобулярные, колломорные, реликтово-органогенные	Оксиды марганца, браунит (?), гематит (?), кварц, кальцит, смектиты, вулканомиктовый материал	Слоистые, пелитовые, линзовидные, реликтово-глобулярные, реликтово-органогенные
	Метаморфизм погружения (метагенез)	D ₃ -C ₁	Гаусманнит, гематит, магнетит, кварц, родохрозит, кальцит, сульфиды Fe, Mn, Cu, Zn, Pb; тефроит, андрадит, гроссуляр, спессартин, эпидот, пумпеллит, йогансенит, этирин-авгит, родонит, пироксмангит, карноплилит, парсеттенсит, клинохлор, тальк и др.	Слоистые, пелитовые, линзовидные, пятнистые (псевдобрекчиевидные), конкреционные, сферолитовые, глобулярные, колломорфные, реликтово-органогенные, гранобластовые, сноповидные, фиброгранобластовые	Браунит, гематит, кварц, кальцит, андрадит, пьомонит, родонит, этирин, винчит, карноплилит, парсеттенсит, альбит, целезиан и др.	Слоистые, пелитовые, линзовидные, реликтово-органогенные, гранобластовые, фиброгранобластовые
3	Гидротермально-метасоматический	C ₂ -P	Кварц, родохрозит, кальцит, родонит, пироксмангит, родонит, клинохлор, парсеттенсит, неотоцит	Прожилково-сетчатые, крустификационные, текстуры метасоматического замещения	Кварц, кальцит, пьомонит, родонит, парсеттенсит	Прожилково-сетчатые
4	Гипергенез	MZ-Q	Пиролозит, вернадит, рансьейт, криптомелан, гётит, кварц, кальцит и др.	Сетчатые, ячеистые, коррозонные, ноздреватые, дендритовые, землистые	Вернадит, криптомелан, неутит, тодорокит, кварц и др.	Сетчатые, ячеистые, коррозонные, ноздреватые, дендритовые

Примечание. ¹ – в том числе аморфные фазы, а также поликомпонентные включения вулканитов и смектитов. Прямым шрифтом показаны минералы, образующиеся на данном этапе развития месторождений; курсивом – унаследованные от предыдущих этапов, то есть те, которые образуются ранее, но сохраняются устойчивыми в парагенезисах данного этапа. Аналогичным образом выделены текстуры и структуры.

Суммарная мощность отложений, перекрывающих марганцевые залежи, накопившихся в период между формированием месторождений (D_{2-3}) и началом складчатых движений (C_2), составляет примерно 8 км [43]. При геотермическом градиенте 30 град/км в основании такой толщи температура должна быть порядка 240°C, а при 20 град/км – 160°C; давление – около 2–2.2 кбар. Эти цифры хорошо согласуются с минеральным составом вулканомиктовых отложений, вмещающих марганцевые месторождения. Главными минералами метавулканитов являются альбит, ломонтит, эпидот, пумпеллиит-Mg, мусковит, клинохлор, кварц, гематит и кальцит. Согласно экспериментальным данным [62], ломонтит устойчив в интервале температур 150–290°C и при давлении не выше 3.3 кбар. При тех же давлениях и $T = 200–340^\circ\text{C}$ равновесна ассоциация пумпеллита-Mg с кварцем (\pm клинохлор). Характерный для марганцевых пород пумпеллиит-Fe при $P < 3$ кбар стабилен только до $T \approx 260^\circ\text{C}$ [64]. Близкие граничные температуры предполагаются и для пумпеллита-Mn. С учетом сказанного, PT -условия метаморфизма оцениваются нами как $T \approx 200–260^\circ\text{C}$, $P = 2–3$ кбар. Такие параметры отвечают границе цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций [14, 62 и др].

Это относительно низкие температуры и давления, при которых в породах еще сохраняются седиментогенно-диагенетические текстуры и структуры. Но, вместе с тем уже происходит интенсивная кристаллизация типично метаморфогенных минералов (родонита, пироксмангита, тефроита, гранатов, пироксенов, амфиболов, слюды и т.п.).

Формирование тех или иных ассоциаций метаморфогенных минералов в значительной мере предопределялось соотношением в исходных отложениях петрогенных элементов (Mn, Fe, Ca, Si, а также Mg и Al) и наличием в них органического вещества (ОВ). При разложении ОВ создается анаэробная среда с повышенными концентрациями углекислоты, которая благоприятна для появления силикатов двухвалентного марганца и родохрозита. Если же исходный осадок не содержал ОВ, то в процессе его захоронения марганец сохранял высокую степень окисления, а карбонаты не образовывались.

Скорее всего, карбонатизация марганцевоносных отложений протекала на самых ранних стадиях литогенеза (в ходе диа- или катагенеза). Об этом свидетельствует присутствие в породах пелитовых, колломорфных, комковатых, сферолитовых и т.п. агрегатов родохрозита, характерных для осадочных образований. В обогащенных марганцем разновидностях пород фиксируется замещение родохрозитом изометричных или неправильных по форме обособлений гаусманнита. Последние представляют собой реликты частично восстановленных исходно-осадочных оксидов марганца. По строению родохрозитовые и гаусманнит-родохрозитовые

разновидности пород практически идентичны марганцевым рудам месторождений, не испытавших метаморфизм [12 и др.].

Участие органического вещества в образовании карбонатов подтверждается результатами изотопных анализов [7, 9, 29]. Изученные карбонаты характеризуются низкими значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (PDB), что типично для углерода биогенного происхождения. На месторождении Кызыл-Таш значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ изменяются от –19.7 до –10.8‰ в кальцитах и от –28.1 до –12.8‰ в родохрозитах. На Биккуловском месторождении $\delta^{13}\text{C}$ в кальците варьируют от –29.3 до –13.7‰, а в родохрозите равны –15.1‰. Эти цифры в целом близки к данным для карбонатов известных фанерозойских месторождений марганца многих других регионов [28 и др.] и соответствуют рудам диагенетического и катагенетического происхождения. Основным источником углекислоты в данном случае являлось захороненное в осадке органическое углеводородное вещество. Родохрозиты Южно-Файзулинского месторождения обладают наиболее низкими величинами $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) от –51.4 до –28.9‰. Такой широкий разброс и низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ свойственны аутигенным карбонатам, образованным за счет углекислоты, представляющей собой результат микробиаэробного окисления биогенного метана в толще осадка на стадии раннего диагенеза.

В целом же, изотопные данные свидетельствуют, что на всех месторождениях Южного Урала необходимая для образования карбонатов марганца углекислота имеет биогенное происхождение. В свою очередь, высокая биологическая продуктивность среды и активное накопление ОВ в глубоководных осадках, как сейчас твердо установлено, контролируется расстоянием от гидротермальных источников [3 и др.]. Вблизи источников наблюдаются “оазисы жизни”, а на удалении – “биологическая пустыня”. Пример марганцевых месторождений Южного Урала показывает, что эти закономерности сохраняются и в ископаемом состоянии. Неслучайно скопления карбонатов с биогенным углеродом здесь установлены именно в залежах первого типа (проксимальных залежах). Более того, на некоторых из этих объектов найдены реликты пригидротермальной фауны со следами бактериального обрастания [18, 19]. Месторождения же второго типа (дистальные залежи) карбонатов практически не содержат.

Созданный уже на ранних стадиях литогенеза баланс кислорода и углекислоты в среде минералообразования, в ключевых своих параметрах сохранялся и при дальнейшем метаморфизме марганцевых залежей и способствовал формированию на месте проксимальных отложений “восстановленных” оксидно-карбонатно-силикатных пород, а за счет дистальных осадков – “окисленных” оксидно-силикатных.

Максимальные PT -параметры преобразования марганцевых отложений Южного Урала отвечают

самым ранним ступеням метаморфизма, а по другим схемам – позднему катагенезу или метагенезу. Таких параметров вполне достаточно, для того чтобы в рудах образовывались многочисленные силикаты марганца, в том числе и те, которые нередко относят к продуктам глубокого метаморфизма. Например, минералы группы оливина, гранатов, пироксенов, пироксеноидов и амфиболов. Анализ собственных и литературных материалов показал, что эти минералы устойчивы в очень широком диапазоне температур и давления, начиная от самых низких и вплоть до максимально возможных для метаморфизма [6, 7]. Поэтому одно лишь их присутствие само по себе не служит показателем *PT*-условий минералообразования. Для подобных оценок необходимо использовать другие признаки.

На низкие температуры метаморфизма указывает, прежде всего, большое видовое разнообразие и высокие содержания в породах водосодержащих силикатов, что, как известно [14 и др.], является отличительной чертой слабометаморфизованных отложений различного состава. В марганцевых породах Южного Урала установлено 38 силикатов. Из них в восьми концентрация воды составляет 8–12 мас. %, а еще в пятнадцати – 2–4 мас. %. Таким образом, почти 60% метаморфогенных силикатов представлены гидратированными фазами. В их числе и один из главных породообразующих минералов – карнопилит – слоистый силикат марганца, близкий по своей кристаллической структуре к серпентину (антигориту). Минералогические данные и результаты экспериментальных исследований свидетельствуют о том, что карнопилит устойчив при температурах не выше уровня пренит-пумпеллиитовой фации. При более глубоком метаморфизме он вытесняется ассоциацией пироксмангита (\pm родонит) с тефроитом [7].

К другим признакам низкоградного метаморфизма марганцевых отложений относятся следующие: 1) Присутствие в породах йогансенита. Экспериментальные исследования [51] показали, что йогансонит устойчив при $P = 3$ кбар $T < 350^\circ\text{C}$, а при $P = 2$ кбар, $T < 320^\circ\text{C}$. При тех же давлениях, но больших температурах на месте йогансенита должен образовываться его полиморфный аналог – бустамит. 2) Наличие в породах минералов группы пумпеллиита. 3) Преимущественно тонкозернистое строение пород, сохранение типично осадочных текстур и структур, наличие хорошо сохранившихся и легко диагностируемых реликтов микро- и макрофауны.

3. Тектонические деформации вулканогенных толщ изменили структуру марганцевых месторождений и инициировали **прожилковое минералообразование**.

Обращает на себя внимание ограниченное развитие гидротермальных прожилков, простота их минерального состава, отсутствие в составе прожилков каких-либо новых для месторождений фаз,

схожесть минеральных ассоциаций прожилков и руд основного объема залежей. Отсюда, следует, что прожилки образовывались в том же интервале температур и давлений, что и сами руды. Образование прожилков вызвано локальным перераспределением вещества внутри рудных тел. Перенос элементов осуществлялся местными поровыми растворами, мобилизованными тектоническими движениями. Миграция вещества происходила на очень небольшое расстояние, не превышающее мощности марганцевоносных пластов. Поступления каких-либо ингредиентов из внешних (глубинных и т.п.) источников не было. Однообразная минералогия прожилков, указывает также и на то, что сеть периодически раскрывающихся трещин функционировала как система сообщающихся сосудов, где возможные различия в составе раствора быстро нивелировались. Таким образом, гидротермальный процесс не привел к радикальному изменению состава и строения марганцевых руд.

4. Гипергенные процессы нашли свое отражение в образовании ноздреватых корок, нитевидных прожилков и неправильных гнезд оксидов и гидроксидов марганца, замещающих родохрозит и силикаты. Мощность зоны окисления на изученных месторождениях Южного Урала не превышает 20–50 м, в настоящее время основной ее объем выработан.

ВЫВОДЫ

1. Среди месторождений марганцевых пород Магнитогорского палеовулканического пояса выделяются два взаимосвязанных типа гидротермально-осадочных объектов, различающихся строением продуктивных пачек, химическим и минеральным составом слагающих их пород, условиями накопления рудного вещества: а) проксимальные залежи, сформировавшиеся на участках просачивания на поверхность морского дна гидротермальных растворов; б) дистальные залежи, образовавшиеся на удалении от устья гидротермальных источников.

2. Минеральный состав марганцевых пород, насчитывает более 60 видов, которые формируют три последовательно образующиеся группы ассоциаций: а) ассоциации пород основного объема залежей, образовавшиеся в ходе низкоградного ($T \approx 200\text{--}260^\circ\text{C}$, $P = 2\text{--}3$ кбар) регионального метаморфизма; б) ассоциации сегрегационных и метасоматических прожилков, выполняющих системы поздних тектонических трещин; в) ассоциации приповерхностных гипергенных минералов. Большая часть минеральных видов (38), представлена метаморфогенными силикатами.

3. Формирование ассоциаций метаморфогенных минералов контролировалось соотношением в исходных марганцевоносных отложениях количеств петрогенных элементов (Mn, Fe, Ca, Mg, Al

и Si) и распределением в них органического вещества (ОВ). На месте содержащих ОВ проксимальных осадков формировались оксидно-карбонатно-силикатные породы, сложенные преимущественно силикатами и карбонатами Mn^{2+} (тефроитом, родонитом, кариопилитом, родохрозитом и др.), а также андрадитом, кварцем, гематитом и гаусманитом; а за счет лишенных ОВ дистальных осадков – оксидно-силикатные породы, в составе которых резко доминируют браунит (силикат Mn^{3+}) и кварц.

4. Типоморфными минералами марганцевых пород, испытавших метаморфизм низких температур является кариопилит, а также тесно ассоциирующие с ним водосодержащие силикаты (парсеттенсит, баннистерит и др.). Вытеснение кариопилита парагенезисом пироксмангита (\pm родонита) с тефроитом осуществляется в температурном интервале пренит-пумпеллиитовой фации.

Исследования поддержаны РФФИ (проект 08–05–00415).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетехтин А.Г. Южноуральские марганцевые месторождения как сырьевая база Магнитогорского металлургического комбината имени Сталина // Тр. Ин-та геол. наук. Серия рудных месторождений. 1940. Вып. 30, № 4. 63 с.
2. Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1946. 315 с.
3. Биология гидротермальных систем / Отв. ред. А.В. Гебрук. М.: Изд-во ИО РАН, 2002. 544 с.
4. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанического дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
5. Брусницын А.И. Минералогия и условия метаморфизма марганцевых руд Южно-Файзулинского месторождения (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48, № 3. С. 225–248.
6. Брусницын А.И. Ассоциации марганцевых минералов как индикаторы фугитивности кислорода при метаморфизме металлоносных отложений // Геохимия. 2007. № 4. С. 345–363.
7. Брусницын А.И. Генетическая минералогия метаморфизованных марганцевых отложений палеовулканогенных комплексов (на примере месторождений Южного Урала). Автореферат дисс. ... доктора геол.-мин. наук. СПб: СПбГУ, 2008. 41 с.
8. Брусницын А.И., Жуков И.Г. Южно-Файзулинское марганцевое месторождение (Южный Урал): геологическое строение, петрография, процессы формирования // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 1. С. 35–55.
9. Брусницын А.И., Жуков И.Г., Кулешов В.Н. Биккуловское марганцевое месторождение (Южный Урал): геологическое строение, состав металлоносных отложений, модель формирования // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 6. С. 557–578.
10. Брусницын А.И., Старикова Е.В., Жуков И.Г. Марганцевое месторождение Кызыл-Таш (Южный Урал, Россия): девонский прототип низкотемпературных гидротермальных построек современного океана // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42, № 3. С. 231–247.
11. Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: Геос, 1998. 312 с.
12. Варенцов И.М., Рахманов В.П. Месторождения марганца // Рудные месторождения СССР. Т.1 / Под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1978. С. 112–171.
13. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 338 с.
14. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.
15. Гаврилов А.А. Эксгалиционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 1972. 215 с.
16. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.
17. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
18. Жуков И.Г. Положение девонских марганценосных отложений в структурах Магнитогорской палеостроводужной системы // Металлогения древних и современных океанов-2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 148–153.
19. Жуков И.Г., Леонова Л.В. Бентосная фауна из придонной гидротермальной постройки Файзулинского низкотемпературного палеогидротермального поля (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-99. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 74–79.
20. Жуков И.Г., Мизенс Л.И., Сапельников В.П. О находке бентосной фауны на низкотемпературном палеогидротермальном поле Южно-Файзулинского марганцевого месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-98. Руды и генезис месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 111–115.
21. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданосных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 2006. 429 с.
22. Зайков В.В., Зайкова Е.В., Масленников В.В. Строеие, рудоносность и методика геологического картирования островодужных комплексов Южного Урала // Геологическое картирование вулканоплутонических поясов / Под ред. Н.В. Межеловского. М.: Роскомнедра, 1994. С. 191–264.
23. Зайкова Е.В. Кремнистые породы офиолитовых ассоциаций (на примере Мугоджар). М.: Наука, 1991, 134 с.
24. Зайкова Е.В., Зайков В.В. Признаки придонного гидротермального происхождения железисто-кремнистых построек Магнитогорско-Мугоджарской островодужной системы Урала // Металлогения древних и современных океанов-2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 208–215.
25. Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Т. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 6–56.

26. Калинин В.В. Марганцевые и железо-марганцевые месторождения восточного склона Южного Урала // Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978. С. 55–90.
27. Контарь Е.С., Савельева К.П., Сурганов А.В. и др. Марганцевые месторождения Урала. Екатеринбург, 1999. 120 с.
28. Кулешов В.Н. Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) и происхождение карбонатных марганцевых руд. М.: Геоинформмарк, 2001. 56 с.
29. Кулешов В.Н., Брусницын А.И. Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и происхождение карбонатов из марганцевых месторождений Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 4. С. 416–429.
30. Лисицын А.П. Гидротермальные системы мирового океана – поставка эндогенного вещества // Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики / Под ред. А.П. Лисицына. М.: Наука, 1993. С. 147–246.
31. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
32. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения / Под ред. В.И. Смирнова. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 299 с.
33. Мизенс Г.А. Колебания уровня мирового океана и осадконакопление в девонских глубоководных бассейнах юга Урала // Литосфера. 2003. № 4. С. 43–64.
34. Михайлов Б.М. Актуальные проблемы прогнозирования марганцевых месторождений на Урале // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 1. С. 3–15.
35. Михайлов Б.М., Рогов В.С. Геологические предпосылки прогнозирования марганцевых месторождений на Урале // Советская геология. 1985. № 8. С. 24–31.
36. Нечухин В.М. Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале // Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука, 1969. С. 5–119.
37. Овчинников Л.Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: Геоинформатик, 1998. 413 с.
38. Попов В.Е. Вулканогенно-осадочные месторождения. Л.: Недра, 1979. 295 с.
39. Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника, 1993. № 1. С. 18–33.
40. Рой С. Месторождения марганца. М.: Мир, 1986. 520 с.
41. Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Брусницын А.И. и др. Полезные ископаемые республики Башкортостан (марганцевые руды). Уфа: Экология, 2002. 243 с.
42. Серавкин И.Б. Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–47.
43. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 195 с.
44. Старикова Е.В., Брусницын А.И., Жуков И.Г. Палеогидротермальная постройка марганцевого месторождения Кызыл-Таш, Южный Урал: строение, состав, генезис. СПб.: Наука, 2004. 230 с.
45. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцевого рудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с.
46. Топорков Д.Д., Кожевников К.Е. Марганцеворудные месторождения Южного Урала // Полезные ископаемые. Тр. Уральского НИИ геологии, разведки и исследования минерального сырья. Вып. 2. Свердловск: Уралгеомин, 1938.
47. Херасков Н.П. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений // Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 47–65.
48. Ходак В.А. Вулканогенно-осадочный тип девонского марганцевого оруденения на Южном Урале // Полезные ископаемые в осадочных толщах. М.: Наука, 1973. С. 156–175.
49. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989. 208 с.
50. Шатский Н.С. О марганцевых формациях и о металлогении марганца. Статья 1. Вулканогенно-осадочные марганцевоносные формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 4. С. 3–37.
51. Angel R.J. The experimental determination of the johannsenite/bustamite equilibrium inversion boundary // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 85. P. 272–278.
52. Ashley P.M. Geochemistry and mineralogy of tephroite-bearing rocks from the Hoskins manganese mine, New South Wales, Australia // Neues Jahrbuch Miner. Abb., 1989. V. 161. P. 85–111.
53. Bogdanov Yu.A., Lisitzin A.P., Binns R.A. et al. Low-temperature hydrothermal deposits of Franklin seamount, Woodlark basin, Papua New Guinea // Marine Geology. 1997. V. 142. № 1/4. P. 99–117.
54. Bonatti E., Zerbi M., Kay R., Rydell H. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers // Geol. Soc. Amer. Bull. 1976. V. 87. P. 83–94.
55. Crerar D.A., Namson J., Chyi M.S. et al. Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers // Econ. Geol. 1982. V. 77, № 3. P. 519–540.
56. Flohr M.J.K., Huebner J.S. Mineralogy and geochemistry of two metamorphosed sedimentary manganese deposits, Sierra-Nevada, California, USA // Lithos. 1992. V. 29. P. 57–85.
57. Grenne T., Slack J.F. Bedded jaspers of the Ordovician Lokken ophiolite, Norway: seafloor deposition and diagenetic maturation of hydrothermal plume-derived silica-iron gels // Miner. Deposita 2003. V. 38. P. 625–639.
58. Gutzmer J., Pack A., Luders V. et al. Formation of jasper and andradite during low-temperature hydrothermal seafloor metamorphism, Ongeluk Formation, South Africa // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 142. P. 27–42.
59. Hem J.D. Chemical factors that influence the availability of iron and manganese in aqueous systems // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 83. P. 443–450.
60. Honnorez J., Von Herzen R.P., Barrett T.J. et al. Hydrothermal mounds and young ocean crust of the Galapagos: Preliminary deep sea drilling results // Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. 1983. V. 70. P. 459–481.
61. Krauskopf K.B. Separation of manganese from iron in sedimentary processes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1957. V. 12. P. 61–84.

62. *Liou J.G., Maruyama S., Cho M.* Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism // *Miner. Mag.* 1985. V. 49. P. 321–333.
63. *Mottana A.* Blueschist-facies metamorphism of manganese cherts: A review of the alpine occurrences // *Blueschist and Eclogites* / Edit. B.W. Evans and H. Brown. Geol. Soc. Amer. Miner. 1986. P. 267–299.
64. *Schiffman P., Liou J.G.* Synthesis of Fe-pumpellyite and its stability relations with epidote // *J. Metamorphic Geol.* 1983. V. 1. P. 91–101.

Рецензент Е.С. Контарь

Manganese rocks from Magnitogorsk paleovolcanic belt (South Urals): Geology, chemical composition, genesis of deposits

A. I. Brusnitsyn*, I. G. Zhukov**

*Saint-Petersburg State University

**Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS

An overview of recent studies of hydrothermal-sedimentary manganese deposits from Magnitogorsk paleovolcanic belt is given in the paper. Geology of deposits, chemical composition and mineralogy of manganese rocks are presented and discussed. On the basis of available data it is shown that these deposits can be divided into two groups which had different condition of ore components concentration: (a) proximal deposits which were formed in the areas of hydrothermal solutions infiltration to surface of ocean bottom and (b) distal deposits which were formed in the distance from outfall of hydrothermal solution. About 60 mineral species are known in manganese rocks and they form three groups of mineral assemblages: (a) assemblage of minerals formed during lowgrade ($T \approx 200\text{--}260^\circ\text{C}$, $P = 2\text{--}3$ kbar) regional metamorphism, (b) assemblage of minerals in segregation and metasomatic veins filling late-stage tectonic cracks and (c) assemblage of subsurface hypogene minerals. Most of minerals (38) are metamorphic silicates. Formation of assemblages of metamorphic minerals was controlled by presence/absence of organic material (OM) in primary sediments. Oxide-carbonate-silicate (reduced) rocks were formed from OM-bearing proximal sediments and oxide-silicate (oxidized) rocks were formed from OM-free distal sediments.

Key words: manganese deposits, Magnitogorsk paleovolcanic belt, proximal and distal deposits, organic material.