

**ИСТОЧНИКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИИ БУРЕЙНСКОГО И ХАНКАЙСКОГО МАССИВОВ
(ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)**

Н.В. Бердников¹, В.Г. Невструев¹, Б.Г. Саксин²

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: nevstruevvg@mail.ru; nick@itig.as.khb.ru

²ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН, ул. Тургенева 51, г. Хабаровск, 680000; e-mail: bsaks@igd.khv.ru
Поступила в редакцию 25 октября 2015 г.

Изучены геохимические параметры типичных представителей железо-марганцевых месторождений на востоке Буреинского и Ханкайского массивов (Дальний Восток России). По распределению петрогенных, редких и редкоземельных элементов установлена гидротермально-осадочная (с участием водородных процессов) природа их минерализации, оценены геодинамическая обстановка и глубина формирования руд. Различия в глубине и окислительно-восстановительных условиях формирования руд привели к формированию металлогенической зональности Хинганского блока Буреинского массива, которая заключается в смене с востока на запад зоны магнетитовых руд Костеньгино-Кимканской зоны гематит-магнетитовыми и железо-марганцевыми рудами Южно-Хинганской зоны. Выводы об участии гидротермальных источников в формировании рудной минерализации исследованных месторождений и особенности их локализации требуют пересмотра стратегии поисков и оценки железо-марганцевых месторождений на юге Дальневосточного региона.

Ключевые слова: железо, марганец, геохимия руд, источники минерализации, Буреинский массив, Ханкайский массив, Дальний Восток России.

Железорудные и железо-марганцевые месторождения Буреинского (Еврейская автономная область) и Ханкайского (Приморский край) массивов на ранних этапах изучения считались преимущественно осадочными, а их положение в разрезе вмещающих толщ строго стратифицированным [14]. Современные данные о геодинамической истории развития этих районов предполагают их образование в результате аккреции фрагментов Палеотихоокеанской плиты к окраине Палеоазиатского континента [4, 20, 23]. Геологическая природа метаосадочных комплексов является определяющей при выборе методов прогноза и поисков формирующегося в них оруденения. Поэтому выяснение условий формирования железо-марганцевой минерализации, развитой в этих районах, представляется весьма актуальной проблемой. Эффективным инструментом для таких исследований являются геохимические параметры рудных зон, с помощью которых можно оценить источники и геодинамическую обстановку минерализации.

Цель настоящего исследования – выявление условий образования железорудных и железо-марганцевых месторождений Буреинского и Ханкайского массивов (юг Дальнего Востока России) на примере Кимканского железорудного, Поперечного железо-марганцевого и Орловского железорудного с марганцем месторождений.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЪЕКТОВ
ИССЛЕДОВАНИЯ**

Ханкайский и Буреинский массивы (террейны) входят в состав раннепалеозойского Центрально-Азиатского орогенного пояса [4, 20, 23] (рис. 1). На Буреинском массиве отложения осадочного палеоокеанического генезиса образуют изолированные тела переменной мощности, которые залегают среди терригенных песчано-сланцевых комплексов на разных стратиграфических уровнях [5]. Подобная ассоциация пород достаточно характерна для аккреционных призм зон субдукции [4]. Изотопные исследования показали,

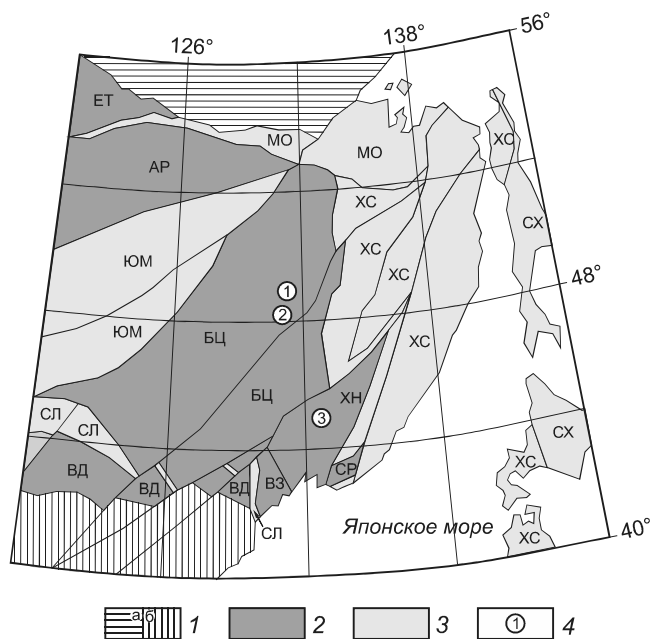


Рис. 1. Террейны и орогенные пояса Восточной Азии, по [26].

1 – кратоны: а – Северо-Азиатский, б – Сино-Корейский; 2 – террейны: АР – Аргунский, БЦ – Буря-Цзямусинский, СР – Сергеевский, ЕТ – Енисей-Трансбайкальский, ХН – Ханкайский, ВД – Вундурмяо (фрагменты раннепалеозойских орогенных поясов), ВЗ – Вознесенский (фрагмент пассивной окраины кратона); 3 – орогенные пояса: СЛ – Солонкерский (пермь), ЮМ – Южно-Монгольский (поздний палеозой), МО – Монголо-Охотский (ранний мел), ХС – Хонсю-Сихоте-Алинский (средний мел), СХ – Сахалин-Хоккайдо (эоцен); 4 – расположение Кимканского (1), Поперечного (2) и Орловского (3) месторождений.

что возраст протолита массива находится в интервале 1.2–0.5 млрд лет, а время его метаморфизма в условиях амфиболитовой фации – около 490 млн лет [13, 21].

Геологические и геохронологические данные позволяют считать, что Буреинский массив в основном представляет собой метаморфизованную в раннем ордовике аккреционную призму, а рассматриваемые месторождения включены в нее с нарушением исходных стратиграфических соотношений [4]. Эти особенности в сочетании с интенсивной блоковой раздробленностью территории явились причиной многолетних дискуссий и неоднократного пересмотра стратиграфических схем Малохинганской части массива, в пределах которой локализованы Fe-Mn месторождения (рис. 2). Примечательно, что, независимо от взглядов авторов на стратиграфическое деление Хинганской серии, железо-марганцевая минерализация всегда связывается с породами ее средней части. В то же время, присутствие крутопадающих ленточных рудных тел магнетита среди углеродистых пород кимканской толщи (Кимканское

месторождение) не нашли объяснения ни с позиции стратиформного накопления, ни с позиции их тектонического внедрения.

Поле распространения железо-марганцевой минерализации на Малом Хингане протягивается в субмеридиональном направлении в виде полосы шириной около 40 км от р. Амур на юге до правого берега р. Кимкан на севере на расстоянии около 150 км [10].

В пределах хинганской серии выявленные месторождения и проявления черных металлов образуют Восточную рудоносную (I), включающую Биджанское железо-марганцевое месторождение, и субмеридиональные Кимкано-Костеньгинскую железорудную (II) и Южно-Хинганскую железо-марганцевую (III) зоны (рис. 3 а, б). На карте магнитного поля (рис. 3 б) интенсивными положительными аномалиями выделяется лишь Кимкано-Костеньгинская зона. В южном направлении интенсивность магнитного поля снижается. Южно-Хинганская зона прослеживается цепочкой слабых магнитных аномалий, часто не совпадающих с Fe-Mn объектами. Аномалии магнитного поля в пределах Восточной рудоносной зоны практически отсутствуют.

Кимканская толща (ранний кембрий), в которой расположено Кимканское месторождение, слагает крупный блок в останцах кровли гранитов (рис. 3 а). Метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций породы толщи завершают разрез венд-нижнекембрийской хинганской серии, залегая на образованиях лондоковской свиты, сложенной мраморизованными известняками, углеродисто-глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами. В разрезе кимканской толщи распространены рассланцованные песчаники, алевролиты, мраморы, кварциты и углеродистые глинистые сланцы, местами превращенные в филлиты.

Кимканское железорудное месторождение в виде двух вытянутых в северо-восточном направлении полос прослеживается на право- и левобережье р. Кимкан. Приуроченный к нижним частям разреза кимканской толщи рудный горизонт образован крутопадающими пластовыми залежами полосчатых магнетитовых и гематит-магнетитовых кварцитов мощностью от 2 до 60 м. Разведанные запасы руды составляют 189.4 млн т при среднем содержании железа 35.6 %.

Месторождение Поперечное относится к железо-марганцевой вулканогенно-терригенно-кремнисто-карбонатной формации на юге Хинганской минерагенической зоны. Руды залегают в карбонатных породах мурандавской свиты. Промышленное значе-

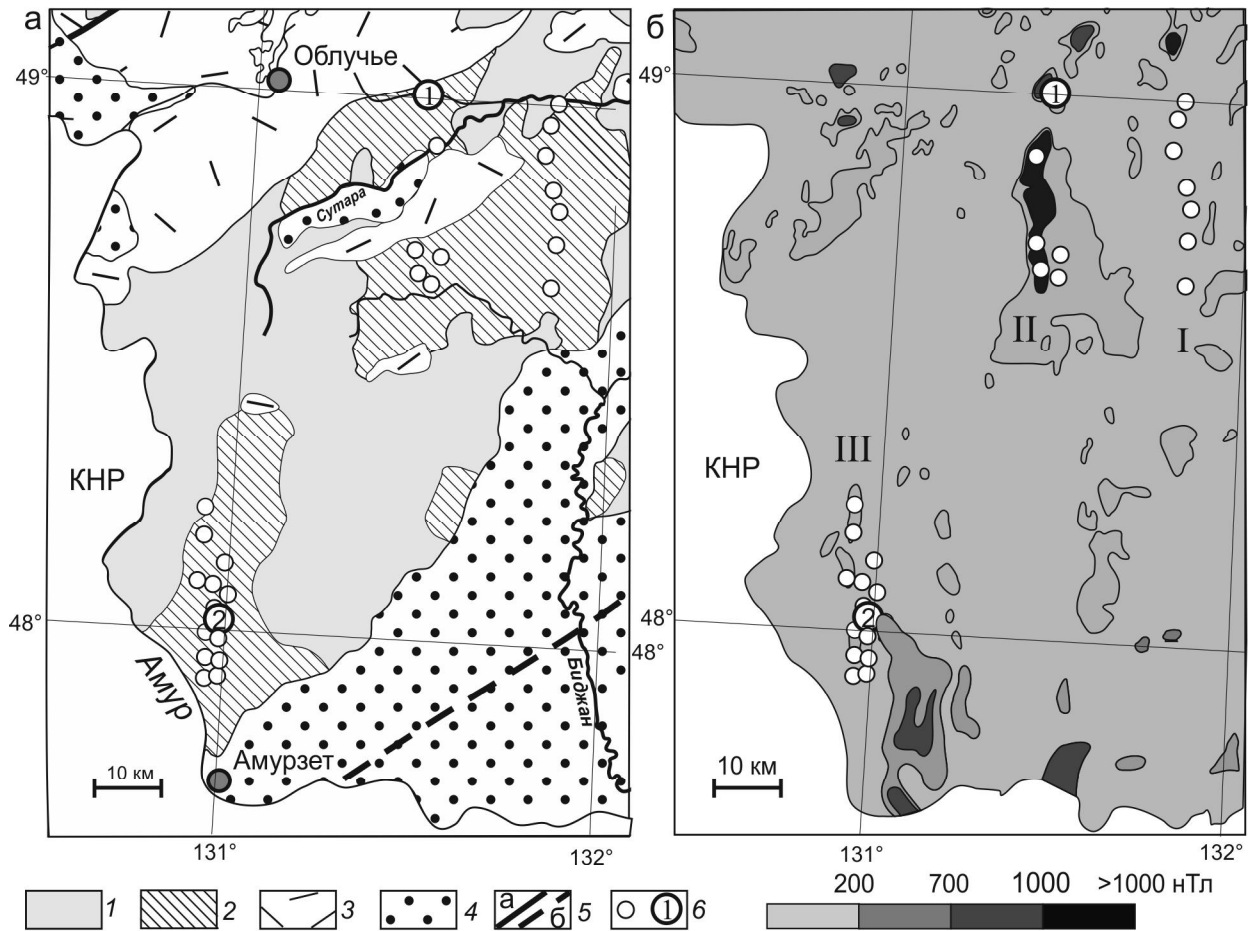


Рис. 3. Схематическая геологическая карта (а), (по Схеме геолого-структурного районирования Приамурья, зап. Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей м-ба 1:3 000 000. Отв. исп. Г.В. Роганов, 2008 г.) и схематическая карта аномального магнитного поля (б), по [6, 7], восточной части Буреинского массива с Fe-Mn объектами.

1 – кристаллический фундамент; 2 – фрагменты Кимканского (V- ϵ_1) прогиба; 3 – вулканические прогибы мезозойские и мезозойско-кайнозойские; 4 – кайнозойские континентальные впадины; 5 – разломы: а – зафиксированные, б – предполагаемые; 6 – Fe и Fe-Mn месторождения и проявления, в крупных кружках с цифрами: 1 – Кимканское, 2 – Поперечное. На карте магнитного поля римскими цифрами обозначены Восточная (I), Кимкано-Костеньгинская (II) и Южно-Хинганская (III) рудоносные зоны.

ганцовистых кварцитов. Выходы рудоносной свиты прослеживаются в полосе протяженностью 60 км и шириной 15–20 км [6]. Следует отметить, что рудоносная свита в пределах Ханкайского массива выделена по аналогии с хинганской серией, хотя в последней стратиграфической схеме этот стратотип отсутствует (рис. 2).

В магнитном поле из 11 известных Fe-Mn проявлений и месторождений группы лишь два объекта на юго-восточном фланге фиксируются интенсивными магнитными аномалиями. Одно из них – Липовское – является наиболее крупным месторождением с ресурсами Fe около 400 млн тонн. Для остальных, включая месторождение Орловское, типична фоновая или слабая интенсивность магнитного поля (рис. 4).

Орловское железорудное (+Mn) месторождение изучено с поверхности и на глубину до 100 м единичными буровыми скважинами. Оно представлено крутопадающими, вытянутыми до 1000 м, залежами существенно магнетитовых железистых кварцитов при средней мощности 6 м, в отдельных сечениях до 80 м, со средним содержанием железа 23.8 % [14]. Силикатно-карбонатная марганцевая минерализация приурочена к нижнему горизонту рудной толщи. Среднее содержание Mn в рудах не оценено.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД

Химический состав пород изученных месторождений представлен в табл. 1. Петрогенные элементы определялись методом РФА в лаборатории

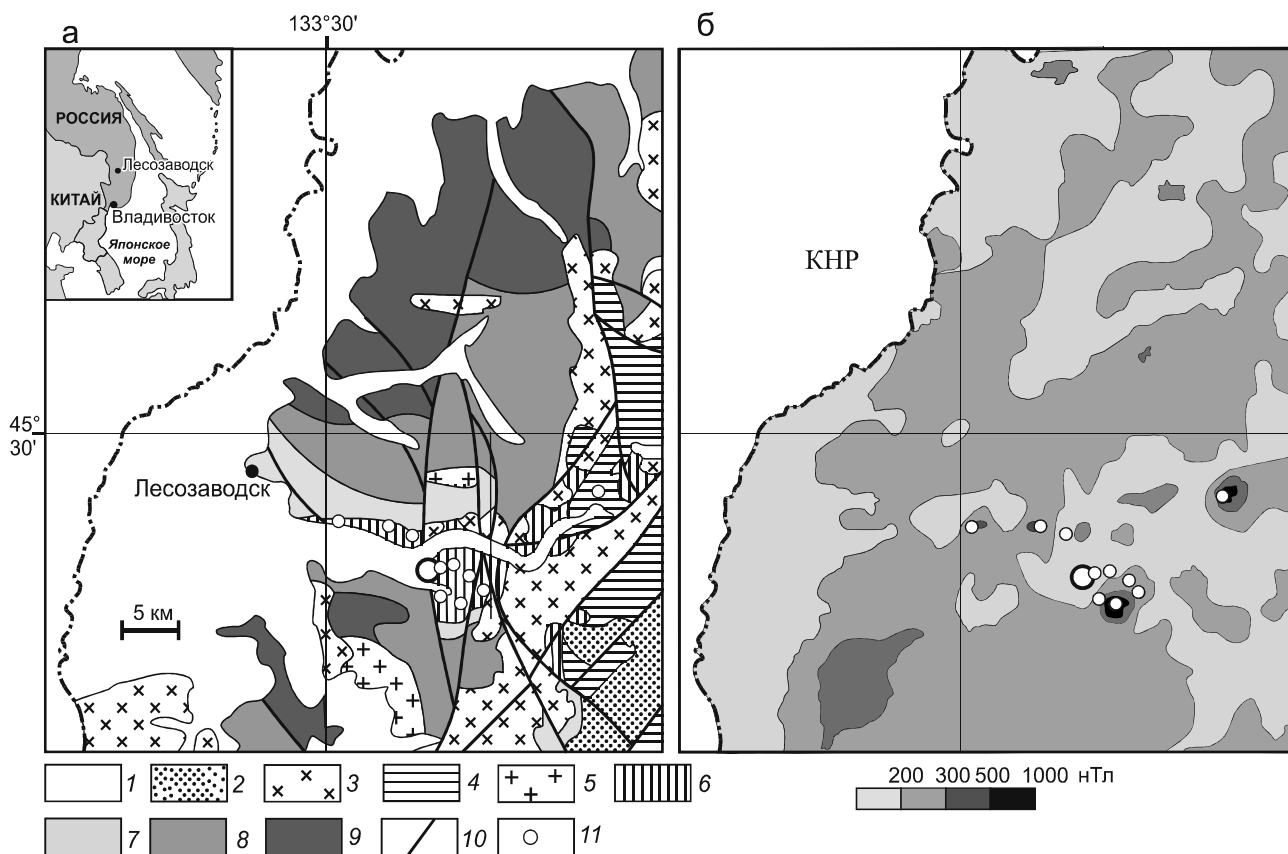


Рис. 4. Схематическая геологическая карта (а), по [25] с изменениями, и схематическая карта аномального магнитного поля (б), по [6], северной части Ханкайского террейна.

1 – кайнозойские осадки; 2 – раннемеловые терригенные породы; 3 – среднепалеозойский–мезозойский габбро–гранитный комплекс; 4 – средне-верхнепалеозойские вулканогенно–осадочные породы; 5 – раннепалеозойские граниты; 6–9 – площади распространения железной и железо–марганцевой минерализации: 6 – Орловская группа, 7 – Лесозаводская группа, 8 – Уссурийская группа, 9 – Иманская группа; 10 – разломы; 11 – Fe и Fe–Mn месторождения и проявления, укрупненный кружок – Орловское месторождение.

ИТиГ ДВО РАН (Хабаровск, аналитик Л.М. Ильин). Анализ редких, редкоземельных и рассеянных элементов проводился методом ICP–MS в ИТиГ ДВО РАН (приборы ELAN DRC II и ELAN 9000, аналитики Д.В. Авдеев, А.В. Штарева). Аномалии церия, иттрия и европия рассчитывались по формулам: $Ce_n/Ce_n^* = 2Ce_n/(La_n + Pr_n)$, $Y_n/Y_n^* = 2Y_n/(Dy_n + Ho_n)$ и $Eu_n/Eu_n^* = 2Eu_n/(Sm_n + Gd_n)$.

Природа оруденения

Железомарганцево–титановый модуль (Mn+Fe)/Ti гидрогенных железомарганцевых корок и конкреций варьирует от 26 до 75, а в образованиях, считающихся существенно гидротермальными, он более 100 [3]. Как видно из таблицы 1, значение этого модуля для железных руд Кимканского, Поперечного и Орловского месторождений (109.99, 159.57, и 193.42, соответственно) свидетельствует в пользу их преимущественно гидротермального генезиса, в то время как для железо–марганцевых руд месторождения Попе-

речного этот критерий (74.20) соответствует граница гидрогенных и гидротермальных объектов.

Для гидрогенных корок Мирового океана среднее значение Ва/Ti составляет 0.14 [12]. В изученных объектах (кроме руд Орловского месторождения) это отношение выше, что можно интерпретировать в пользу преимущественно гидротермального источника их минерализации [2, 33]. При формировании руд Орловского месторождения (Ва/Ti = 0.09), возможно, участвовали гидрогенные процессы.

Содержания Th в рудах изученных месторождений варьируют от 1.71 до 3.26 г/т, что характерно для Fe–Mn корок гидротермально–осадочного генезиса [16]. В типичных гидрогенных образованиях его концентрации существенно выше и достигают первых сотен грамм на тонну [33].

Для исследования источников Fe–Mn минерализации в осадочных образованиях широко используется отношение Y/No. Согласно [9, 28], величина отно-

Таблица 1. Средний химический состав железных и железо-марганцевых руд изученных месторождений.

| Элемент, модули | Кимкан-ское | Поперечное | | Орлов-ское |
|------------------------------------|--------------|--------------|-----------------|-----------------|
| | Fe руды (22) | Fe руды (15) | Fe-Mn руды (14) | Fe-Mn руды (13) |
| Fe | 16.3 | 19.8 | 7.5 | 18.9 |
| Mn | 0.21 | 0.33 | 12.12 | 4.31 |
| Al | 1.21 | 1.20 | 1.85 | 1.18 |
| Ti | 0.15 | 0.13 | 0.26 | 0.12 |
| P | 0.88 | 0.19 | 0.035 | 0.20 |
| Ba | 0.04 | 0.02 | 0.21 | 0.01 |
| Co | 8.20 | 7.15 | 725.7 | 244.56 |
| Ni | 36.31 | 18.11 | 955.3 | 83.83 |
| Cu | 54.50 | 19.45 | 26.51 | 9.21 |
| La | 4.17 | 8.57 | 14.29 | 7.20 |
| Ce | 9.11 | 18.51 | 30.54 | 16.67 |
| Pr | 0.68 | 2.23 | 3.52 | 2.03 |
| Nd | 3.89 | 10.17 | 14.74 | 8.53 |
| Sm | 0.81 | 2.15 | 2.99 | 2.06 |
| Eu | 0.25 | 0.49 | 0.59 | 0.50 |
| Gd | 0.89 | 2.68 | 3.49 | 2.55 |
| Tb | 0.12 | 0.35 | 0.48 | 0.36 |
| Dy | 1.15 | 2.21 | 3.05 | 2.13 |
| Ho | 0.26 | 0.43 | 0.61 | 0.44 |
| Er | 0.70 | 1.36 | 2.05 | 1.23 |
| Tm | 0.14 | 0.18 | 0.31 | 0.17 |
| Yb | 0.88 | 1.27 | 2.25 | 1.18 |
| Lu | 0.15 | 0.18 | 0.34 | 0.20 |
| Y | 8.99 | 12.43 | 12.92 | 11.46 |
| Th | 2.29 | 1.80 | 3.26 | 1.71 |
| (Mn+Fe)/Ti | 109.99 | 159.57 | 74.20 | 193.42 |
| Ba/Ti | 0.25 | 0.15 | 0.81 | 0.09 |
| REE+Y | 32.19 | 63.21 | 92.17 | 56.69 |
| Y/No | 34.58 | 28.91 | 21.19 | 26.33 |
| Y _n /No _n | 1.27 | 1.06 | 0.78 | 0.97 |
| Ce _n /Ce _n * | 1.23 | 0.98 | 0.99 | 1.00 |
| Y _n /Y _n * | 1.31 | 1.02 | 0.75 | 0.95 |
| Eu _n /Eu _n * | 1.37 | 0.94 | 0.84 | 1.00 |

Примечание. Fe, Mn, Al, Ti, P, Ba – в мас. %, остальные элементы – в г/т. В скобках – число проб в выборке.

шения Y/No > 28 свидетельствует о гидротермальной, а < 28 – о гидрогенной природе Fe-Mn корок. По этому показателю основным источником минерализации для железных руд Кимканского месторождения являются гидротермальные флюиды (Y/No = 34.58), а для других объектов значение этого отношения варьирует вблизи переходного значения (21.19–28.91), свидетельствуя об участии в их образовании как гидротермального, так и гидрогенного источников, что, возможно, отражает пульсационный характер гидротермальной деятельности [16]. Графики распределения нормированных содержаний PЗЭ и иттрия в рудах изученных месторождений (рис. 5) располагаются между графиками для гидротермальных марганцевых руд и гидрогенных образований морского дна [29].

Гидрогенные Fe-Mn корки характеризуются высокими содержаниями суммы PЗЭ+Y (до 3000 г/т, по [9]), с положительной цериевой аномалией, в то время как в гидротермальных Fe-Mn образованиях их сумма не превышает 100 г/т [9, 30, 35, 41]. В рудах изученных нами месторождений это значение варьирует от 32.19 до 92.17 г/т, аномалия церия отсутствует*.

В рудах Кимканского месторождения наблюдаются положительные аномалии иттрия (Y_n/Y_n* = 1.31) и европия (Eu_n/Eu_n* = 1.37), что типично для гидротермальных руд. Положительная аномалия европия в сочетании с отсутствием отрицательной аномалии церия свидетельствует в пользу незначительной роли морской воды в их образовании. Железо-марганцевые руды месторождения Поперечного показывают отрицательную аномалию иттрия (Y_n/Y_n* = 0.75), что характерно для гидрогенных руд. Они характеризуются отрицательной европиевой аномалией и пониженным отношением Y/No, что может свидетельствовать о пульсационном процессе минерализации и о смешении гидротермальных и океанических источников минерализации в процессе апвеллинга. «Промежуточный» между гидрогенными и гидротермальными образованиями характер распределения ΣPЗЭ+Y в изученных рудах демонстрируется и диаграммой в координатах Ce_n/Ce_n*–Y_n/No_n [29] (рис. 6). Фигуративные точки руд изученных месторождений располагаются в области сочленения полей гидротермальных и гидрогенных образований.

Проблема источника рудного вещества важна как для понимания особенностей металлогении территории, так и для оценки ресурсов конкретных объектов. На ранних стадиях изучения Fe-Mn месторо-

Незначительная положительная аномалия Ce (Ce_n/Ce_n = 1.23) рудах Кимканского месторождения связана с низким содержанием Pr.

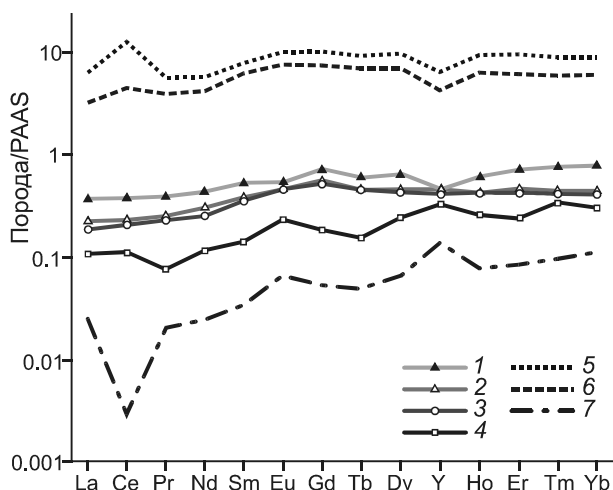


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в железных и железо-марганцевых рудах изученных месторождений.

1 – Fe-Mn руда Поперечного, 2 – Fe руда Поперечного, 3 – Fe (+Mn) руда Орловского, 4 – Fe руда Кимканского; 5–6 – гидrogenные Fe-Mn корки (5) и нодули (6), 7 – гидротермальные месторождения Mn, по [29].

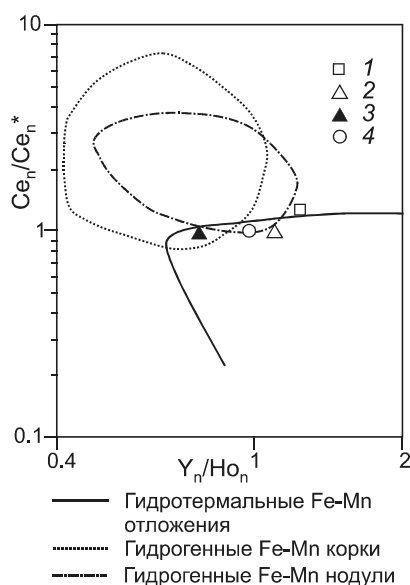


Рис. 6. Положение фигуративных точек руд изученных месторождений на диаграмме $Ce_n/Ce_n^* - Y_n/No_n$, по [29].

Здесь и далее: 1, 2 – Fe руды Кимканского (1) и Поперечного (2) месторождений; Fe-Mn руда Поперечного (3) и Fe (+Mn) руда Орловского (4) месторождений.

жений Малого Хингана доминировала осадочная гипотеза их образования в мелководных условиях [27]. Детальные исследования и разведочные работы в 70-х годах прошлого века позволили обосновать мнение о переносе вещества гидротермами и эксгаляциями вулканов. Фациальные различия объяснялись близостью

стью или отдаленностью объектов от вулканических очагов [10].

Для изучения процессов накопления полезного компонента введены понятия мобильного (реакционноспособного), детритного (инертного) и избыточного железа [8, 40]. Мобильное железо растворено в воде и легко вступает в химические реакции, образуя гидратные формы Fe-Mn отложений. Детритное железо связано в кристаллических решетках минералов и с большим трудом участвует в процессах диагенеза. Избыточное железо рассчитывается как разность между общим количеством железа в породе и железа, содержащегося в породообразующих (аутигенных) минералах. Для оценки избыточной составляющей железа используется его отношение к алюминию в осадках [40]:

$$Fe_{\text{детр.}} = Al_{\text{пробы}} \cdot Fe/Al_{\text{верх. коры}}, \text{ где } Fe/Al_{\text{верх. коры}} = 0.44 \quad [36].$$

Избыточное по отношению к детритной составляющей содержание железа вычисляется по формуле $Fe_{\text{изб.}} = Fe_{\text{общ.}} - Fe_{\text{детр.}}$.

Е.Г. Гурвич [8] предложил вычислять отношение суммы избыточных железа и марганца к алюминию по формуле:

$$(Fe_{\text{изб.}} + Mn_{\text{изб.}})/Al = (Fe + Mn)/Al - 0.84, \text{ где } Fe, Mn \text{ и } Al - \text{содержания элементов в осадках.}$$

$$\text{Отсюда следует: } (Fe_{\text{изб.}} + Mn_{\text{изб.}}) = (Fe + Mn) - 0.84Al$$

При среднем содержании алюминия в сланце NASC 8.94 % $(Fe_{\text{изб.}} + Mn_{\text{изб.}}) = (Fe + Mn) - 7.51$, т.е. в среднестатистическом сланце избыточная железо-марганцевая минерализация начинается со значений $(Fe + Mn) \geq 7.51$ %.

Средние значения избыточной минерализации, вычисленные по приведенным формулам, приведены в табл. 2. Из таблицы следует, что основная часть железа и марганца в изученных месторождениях является привнесенной. Их основным источником были богатые этими элементами гидротермы, и лишь частично – терригенный материал.

Геодинамика

Низкое значение La_n/Ce_n (около 1 для руд всех трех месторождений) исключает их образование в зоне спрединга и соответствует обстановке перехода пелагических осадков в осадки континентальных окраин (рис. 7 а). Обогащение руд Кимканского месторождения тяжелыми РЗЭ свидетельствует о значительной роли гидротерм при их образовании. Соотношение сумм легких и тяжелых РЗЭ в железных рудах месторождений Орловского и Поперечного характерно для осадков надсубдукционных желобов, форми-

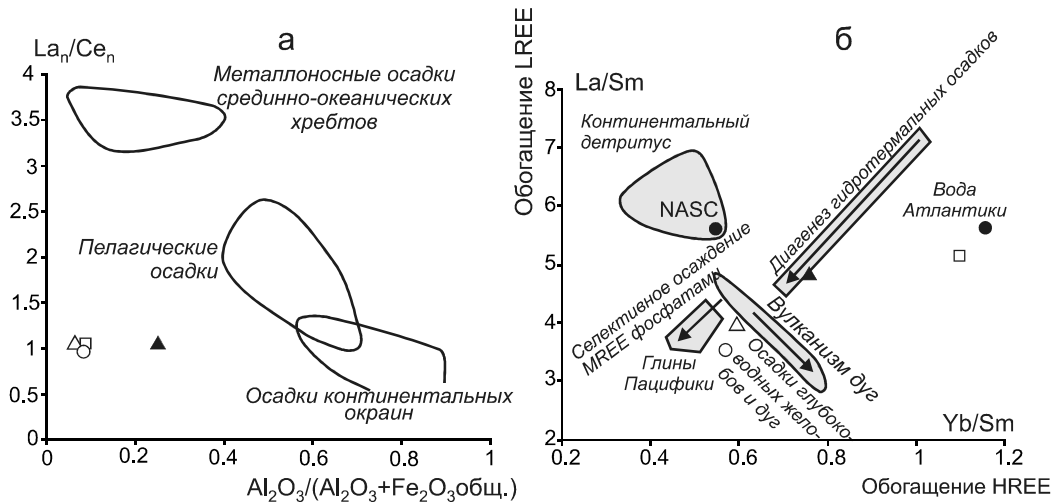


Рис. 7. Дискриминационные диаграммы $La_n/Ce_n - Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$, по [37], (а) и $La/Sm - Yb/Sm$, по [38], (б).
Условные обозначения см. на рис. 6.

Таблица 2. Средние значения избыточной железо-марганцевой минерализации в рудах месторождений.

| Место-рождения | Типы руд | Элементы (г/т) | | | Модули | | | |
|----------------|--------------|----------------|-----------|----------|----------------------|------------------|-------------------------------|---------------------|
| | | Fe | Mn | Al | $(Fe+Mn)_{изб.}$ [8] | $Fe_{изб.}$ [36] | $(Fe+Mn)_{изб.}/(Fe+Mn), (%)$ | $Fe_{изб.}/Fe, (%)$ |
| Кимканское | Fe руда | 162759.69 | 2090.96 | 12117.08 | 154672 | 157428 | 93.82 | 96.72 |
| Поперечное | Fe руда | 197609.29 | 3275.34 | 12011.25 | 190795 | 192324 | 94.97 | 97.32 |
| | Fe-Mn руда | 74553.95 | 121163.09 | 18519.55 | 180161 | 66405 | 92.05 | 89.1 |
| Орловское | Fe(+Mn) руда | 188778.86 | 43135.75 | 11799.6 | 222003 | 183587 | 95.72 | 97.2 |

рующихся под влиянием островодужного вулканизма. Железо-марганцевые руды Поперечного, согласно рис. 7 б, также несут признаки гидротермально-осадочного генезиса.

Глубина и фациальные условия формирования

Информацию о глубине и фациальных условиях формирования железо-марганцевых руд можно получить с помощью анализа отношения Fe/Mn. Железо образует многочисленные минеральные формы, устойчивые как в окислительных, так и восстановительных условиях, в то время как марганец осаждается в виде гидроксида только в насыщенной кислородом среде. В глубоководных восстановительных условиях накапливается железо, а марганец в процессе апвеллинга мигрирует в богатую кислородом зону, осаждаясь там в виде оксидов и карбонатов [1]. Таким образом, отношение Fe/Mn является индикатором как окислительно-восстановительных условий, так и глубины рудообразования. Чем оно больше, тем более восстановительной была обстановка отложения рудных компонентов.

Поскольку величина этого отношения зависит от содержания железа и марганца, которые значительно

варьируют в пределах конкретного месторождения, при ее оценке предлагается использовать нормативную концентрацию Fe и Mn [17]. Для руд изученных месторождений получены уравнения линейной регрессии, показывающие зависимость величины Fe/Mn от концентрации железа (рис. 8 а-в). Фоновое содержание Fe и Mn в наших расчетах принято по аналогии с современными осадками Тихого океана [8]. При фоновом содержании Fe 5.8 % в соответствии с уравнениями для Кимканского месторождения $Fe/Mn = 34.7$, для Орловского – 26.5, а для Поперечного – 0.32. Для месторождения Поперечного, в котором наблюдаются высокие концентрации марганца, дополнительно вычислено уравнение регрессии между содержанием марганца и отношением Fe/Mn (рис. 8 г). При фоновой концентрации марганца (0.75 %) величина отношения равна 0.94, что сопоставимо с результатом вычисления по железу.

Таким образом, наиболее глубинные и, соответственно, восстановительные условия рудоотложения существовали при формировании Кимканского железорудного месторождения ($Fe/Mn = 34.7$). Для железо-марганцевых руд месторождения Поперечного

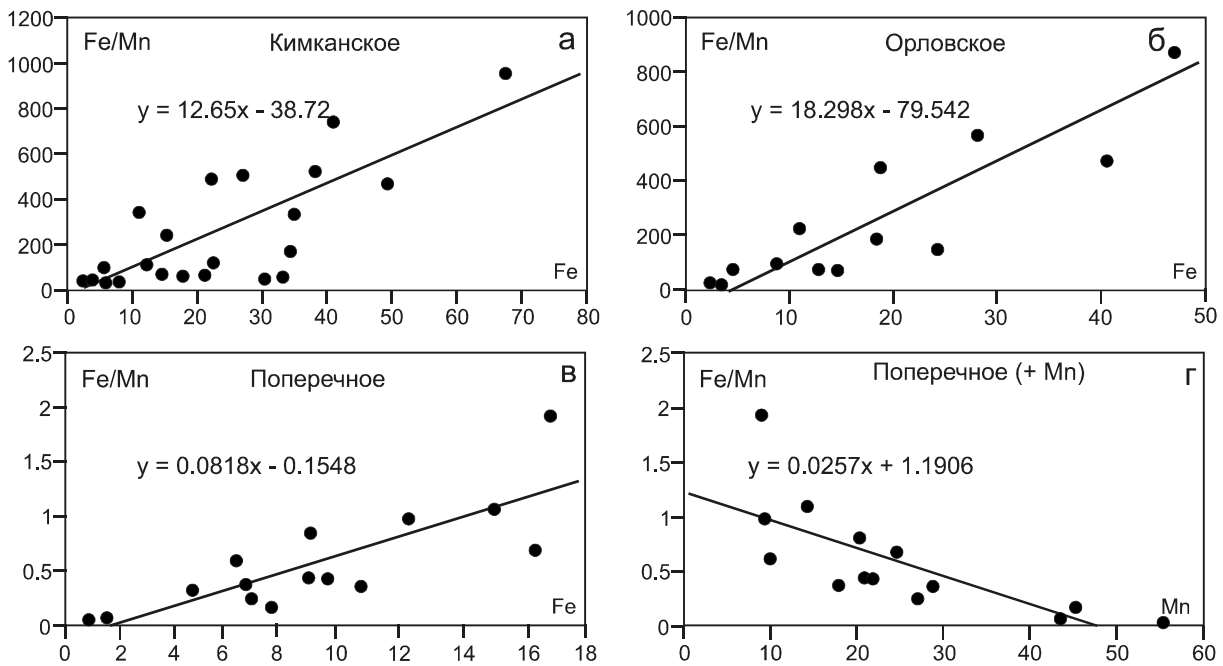


Рис. 8. Зависимость величины Fe/Mn от концентрации Fe и Mn в рудах изученных месторождений.

характерны окислительные условия. Формирование железорудного с марганцем Орловского месторождения происходило в промежуточных условиях. Именно этим объясняется различная намагниченность железо-марганцевых руд, что находит отражение в наблюдаемом магнитном поле (рис. 3, 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные данные свидетельствуют о том, что первоначальное накопление железа и марганца в рудах изученных месторождений происходило в условиях активной окраины в результате конседиментационного излияния гидротермальных растворов на разных глубинах и в разных окислительно-восстановительных условиях. Источник Fe-Mn гидротерм и локализация мест их разгрузки в структурах активной окраины на настоящем уровне исследования дискуссионны. В общем случае они могут располагаться как в задуговых бассейнах и на склонах вулканических построек, так и на континентальном склоне в образованиях аккреционной призмы [11, 15, 34 и др.]. Кроме того, гидротермальные Fe-Mn образования могут быть сформированы на склонах подводных гор в виде корок и «курильщиков» [например, 32] и в дальнейшем аккрецированы к окраине континента.

Обстановка накопления металлоносных осадков в задуговых бассейнах и на склонах вулканов не соответствует подчиненное количество терригенного материала и отсутствие вулканитов во вмещающих породах изученных месторождений, а также субпла-

стовая структура рудных зон. Гипотезе аккреции Fe-Mn образований океанического дна и гайотов противоречат отсутствие в изученных рудах ярко выраженных «меток» типично гидrogenных железо-марганцевых корок и конкреций, а также геохимические параметры, свидетельствующие об их образовании в условиях активной окраины. Полученные в результате наших исследований данные больше всего соответствуют гидротермально-осадочной модели формирования металлоносных осадков в пределах аккреционной призмы.

Исходя из предлагаемой модели образования изученных месторождений можно оценить глубину формирования Fe-Mn минерализации. Для Поперечного она составит порядка 500 м и менее (глубина, соответствующая окислительным условиям формирования Mn-отложений [1, 31, 39]). Магнетитовые руды Кимканского месторождения формировались в более глубинных условиях. Расстояние между Южно-Хинганской минерагенической зоной и Кимкано-Костеньгинской зоной составляет около 30 км (рис. 2). По аналогии с современными зонами субдукции при угле наклона континентального склона 10° [22] глубина формирования Кимканского месторождения составит 5.7 км с градиентом изменчивости Fe/Mn 6.6 на 1 км глубины. Допуская сходство геологической и тектонической позиций железо-марганцевых месторождений Приморья и Малого Хингана, можно предположить, что градиент изменчивости отношения Fe/Mn с глубиной у них подобен. В этом случае

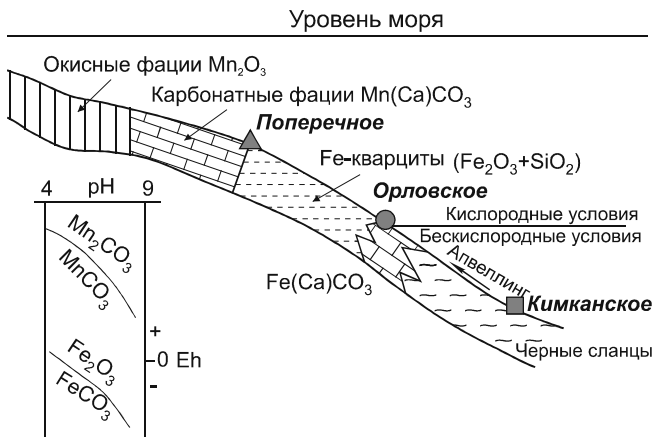


Рис. 9. Положение Fe-Mn минерализации изученных месторождений на модели рудоотложения, по [31, 39], с изменениями.

глубина формирования Орловского месторождения не превышает 4 км, т.е. соответствует компенсационной границе карбонатоотложения.

Полученные результаты согласуются с геологическими данными об образовании Кимканского месторождения в ассоциации с углеродистыми сланцами, Орловского – среди кварц-серицитовых и графит-серицитовых сланцев с линзами доломитов и доломитизированных известняков, а Поперечного – среди кальций-магниевых карбонатов, что соответствует известным моделям Fe-Mn рудообразования (рис. 9).

Глубина и окислительно-восстановительные условия формирования руд отражаются и на составе рудных парагенезисов [31, 39]. Кимканское месторождение сложено главным образом магнетитовыми рудами. По результатам анализа групповых проб разведочного бурения, отношение $Fe^{+2}/(Fe^{+2} + Fe^{+3})$ в них превышает 93 %, а содержание MnO варьирует от сотых долей до 3 %. Для месторождения Орловского также характерна преимущественно магнетитовая минерализация, но при повышенном, по сравнению с Кимканским, количестве гематита в рудах. Концентрация MnO в железистых кварцитах этого месторождения достигает 1 %, отдельные прослои содержат до 10 % оксида марганца. Марганцевая минерализация месторождения Поперечного представлена силикатами (браунит) и карбонатами (гаусманит, родохрозит), а железная – гематитом с резко подчиненным количеством магнетита. Как результат, это месторождение и вся Южно-Хинганская минерагеническая зона выделяется в магнитном поле лишь слабыми аномалиями (рис. 3).

Пространственная разобщенность железного и железо-марганцевого оруденения нашла отражение в металлогенической зональности Хинганского блока

Буреинского массива, которая заключается в смене с востока на запад зоны магнетитовых руд Костеньгино-Кимканской зоны гематит-магнетитовыми и железо-марганцевыми рудами Южно-Хинганской зоны. Формирование Fe-Mn минерализации в Восточной рудоносной полосе, возможно, связано с апвеллингом минерализованных вод из глубоководного желоба в сторону склона субдуцирующей океанической плиты.

Полученные данные в совокупности с аккреционной моделью образования района исследований меняют представления о расчленении хинганской серии, с которой связаны изученные месторождения. Исходя из этой модели целесообразно провести анализ геологического строения и в пределах Ханкайского массива, в частности в зоне формирования железистых кварцитов Уссурийско-Лесозаводского минерагенического района.

Результаты исследования геохимических параметров железо-марганцевой минерализации Буреинского и Ханкайского массивов позволяют уточнить ее геологическую природу. Нам представляется, они также будут полезны при выяснении генезиса связанной с ними благороднометалльной минерализации [19, 24–26]. Высокая концентрация углерода в рудах и вмещающих породах месторождений, роль которого в процессах минерализации требует доизучения, является предпосылкой для более тщательного анализа геолого-минералогических и геохимических данных с целью выяснения источников россыпной золотоносности на Малом Хингане и постановки специализированных работ по поиску коренных месторождений благородных металлов. Выводы о преимущественно гидротермальных источниках формирования исследованных месторождений и об участии процессов аккреции в их локализации требуют совершенствования стратегии поисковых и оценочных работ, а также существенно увеличивают прогнозную оценку ресурсов металлов на юге Дальневосточного региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ДВО РАН «Дальний Восток» (проект № 15-I-2-009).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базилевская Е.С. Исследование железо-марганцевых руд океана // Труды геологического института РАН. Вып. 518. М.: Наука, 2007. 189 с.
2. Варенцов И.М., Дриц В.А., Горшков А.И., Андреев Ю.К. Процессы формирования Mn-Fe-корок в Атлантике: минералогия, геохимия главных и рассеянных элементов, подводная гора Крылова // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 58–78.
3. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ю.Г. Волохин, М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник и др. М.: Наука, 1995. 368 с.

4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.; Кн. 2. 981 с.
5. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I. Геологическое описание / Ред. Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. 736 с.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист L-(52), 53; (K-52, 53) – оз. Ханка. <http://www.geokniga.org/maps/7156>
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист M-52 – Благовещенск. <http://www.geokniga.org/maps/7417>
8. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Науч. мир, 1998. 340 с.
9. Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Геохимия и проблемы генезиса железомарганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана // Геохимия. 2008. № 12. С. 1208–1303.
10. Егоров Е.В., Тимофеева М.В. Эффузивные железисто-кремнистые формации и железорудные месторождения Малого Хингана // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира 111 / Труды междунар. симпозиум. Киев: Наук. Думка, 1972. С. 188–195.
11. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю. Кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах аккреционной призм Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Литосфера. 2005. № 3. С. 73–98.
12. Кобальтбогатые руды Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
13. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.А. Возраст амурской серии Бурей-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
14. Кулиш Е.А., Кулиш Л.И., Меркурьев К.М., Панских Е.А. Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1981. 208 с.
15. Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг / Под ред. Н.В. Межеловского М.: ИМГРЭ, 1999. 436 с.
16. Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В., Барин Н.Н., Съедин В.Т., Леликов Е.П. Вещественный состав и распределение РЗЭ в железомарганцевых корках подводных возвышенностей Беляевского и Медведева (Японское море) // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 5. С. 3–16.
17. Невструев В.Г. Оценка фациальных условий отложения древних металлоносных осадков по соотношению железа и марганца // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: Материалы Всерос. конф. 17–20 сентября 2013 г., Хабаровск, ИТИГ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 302–306.
18. Невструев В.Г., Саксин Б.Г., Усиков В.И., Бердников Н.В. Криптовулканические древние породы Малого Хингана // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всерос. конф. с междунар. участием, 17–20 сентября 2014, г. Владивосток. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 213–216.
19. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Саксин Б.Г., Усиков В.И. Благоприятная минерализация в углеродистых породах Поперечного железо-марганцевого месторождения (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6 С. 102–111.
20. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгаков А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
21. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М., Плоткина Ю.В. Первые данные о возрасте раннепалеозойских гранитоидов Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2010. Т. 431, № 2. С. 228–232.
22. Хаин В.Е., Ломидзе М.Е. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995, 480 с.
23. Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 544–547.
24. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Генетические типы золоторудной минерализации в графитосодержащих породах юга Дальнего Востока // Докл. РАН. 2010. Т. 430, № 2. С. 233–239.
25. Ханчук А.И., Нечаев В.П., Плюснина Л.П., Бердников Н.В., Молчанов В.П., Высоцкий С.В. Благородные металлы в графитосодержащих горных породах (новый тип) // Проблемы минерагении России. М.: ГЦ РАН, 2012. С. 287–301.
26. Ханчук А.И., Невструев В.Г., Бердников Н.В., Нечаев В.П. Петрохимические особенности углеродистых сланцев в восточной части Бурейнского массива и их благороднометалльная минерализация // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 6. С. 815–828.
27. Чеботарев М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд // Сов. геология. 1958. № 8. С. 114–136.
28. Bau M., Dulski P. Comparative study of yttrium and rare-earth elements behaviors in fluorine-rich hydrothermal fluids // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 119. P. 213–223.
29. Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J., Kuhn T., Usui A. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium // Chem. Geol. 2014. V. 381. P. 1–9.
30. Fitzgerald C.E., Gillis K.M. Hydrothermal manganese oxide deposits from Baby Bare seamount in the Northeast Pacific Ocean // Mar. Geol. 2006. V. 225. P. 145–156.
31. Force E.R., Cannon W.F. Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black shale basins // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 93–117.
32. Franchia F., Hofmann A., Cavalazzic B., Wilson A., Barbieri R. Differentiating marine vs hydrothermal processes in Devonian carbonate mounds using rare earth elements (Kess Kess mounds, Anti-Atlas, Morocco) // Chem. Geol. 2015. V. 409. P. 69–86.
33. Hein J.R., Stamatakis M.G., Dowling J.S. Trace metal-rich Quaternary hydrothermal manganese oxide and barite deposit, Milos Island, Greece / Transactions of the Institution of Min-

- ing and Metallurgy. Sec. B. // *Applied Earth Sci.* 2000. V. 109. P. 67–76.
34. Hein J.R., Schulz M.S., Dunham R.E., Stern R.J., Bloomer S.H. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Mariana and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific // *J. Geophys. Res.* 2008. V.113. B08S14.
35. Mills R.A., Wells D.V. Genesis of ferromanganese crusts from the TAG hydrothermal field // *Chem. Geol.* 2001. V. 176. P. 283–293.
36. McLennan S.M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust // *Geochem. Geophys. Geosystems* // *An electronic journal of the Earth Sciences.* 2001. V. 2. 24 p. (<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2000GC000109/pdf>).
37. Murray R.W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications // *Sedimentary Geol.* 1994. V. 90. P. 213–232.
38. Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chem. Geol.* 1998. V. 145, N 3–4. P. 325–394.
39. Schissel D., Aro P. The major early Proterozoic sedimentary iron and manganese deposits and their tectonic setting // *Econ. Geol.* 1992. V. 87. P. 1367–1374.
40. Tribovillard N., Hatem E., Averbuch O., Barbecot F., Bout-Roumazeilles V., Trentesaux A. Iron availability as a dominant control on the primary composition and diagenetic overprint of organic-matter-rich rocks // *Chem. Geol.* 2015. V. 401. P. 67–82.
41. Usui A., Bau M., Yamazaki T. Manganese microchimneys buried in the Central Pacific pelagic sediments: evidence of intraplate water circulation? // *Mar. Geol.* 1997. V. 141. P. 269–285.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

N.V. Berdnikov, V.G. Nevstruev, B.G. Saksin

Sources and conditions of formation of ferromanganesian mineralization of the Bureya and Khanka massifs, Far East of Russia

Geochemical features of typical representatives of ferromanganesian deposits have been studied in the eastern Bureya and Khanka massifs (Far East of Russia). Based on the distribution of petrogenic, rare and rare earth elements, a hydrothermal-sedimentary (with hydrogenic processes) nature of their mineralization was established, and geodynamic setting and depth of ore mineralization was estimated. Discrepances in the depth and redox conditions of ore mineralization caused the formation of metallogenic zonality of the Khingan block, the Bureya Massif, which lies in the replacement from east to west of magnetite ores of the Kosten'gin-kimkan zone by hematite-magnetite and ferromanganesian ores of the South Khingan zone. The conclusions made on the participation of hydrothermal sources in the process of ore mineralization in the studied deposits and specifications of their localization call for further reconsideration of the strategy for ferromanganesian deposits exploration and evaluation in the southern Far Eastern region.

Key words: iron, manganese, ore geochemistry, sources of mineralization, Bureya Massif, Khanka Massif, Far East of Russia.