

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В РЕГИОНЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Л.З. Гранина¹, В.Д. Мац¹, М.А. Федорин^{2,3}

¹Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, 664033, Улан-Баторская, 3, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Приводится обзор современных представлений о накоплении железа и марганца в донных осадках Байкала и закономерностях образования железомарганцевых, в том числе фосфатоносных, конкреций в озере. Особое внимание уделено возможности участия в этом процессе гидротерм, а также происхождению древних конкреций, глубоко захороненных в байкальских осадках. Впервые показана вероятность связи руд на берегах озера и конкреционных образований в донных отложениях прилегающих районов Байкала.

Железомарганцевые конкреции, континентальные руды, фосфориты, донные осадки, Байкал

IRON-MANGANESE FORMATIONS IN THE OF LAKE BAIKAL REGION

L.Z. Granina, V.D. Mats, and M.A. Phedorin

This work is a review of the modern concepts of the accumulation of Fe and Mn in the Baikal bottom sediments and the regularities of formation of iron-manganese (including phosphate-bearing) nodules in the lake. Special attention is given to the probable participation of hydrothermal water in this process and the genesis of ancient nodules deeply buried in the Baikal sediments. The possible relationship between the shore ores and the nodules in the bottom sediments in the adjacent Baikal regions has been first shown.

Iron-manganese nodules, continental ores, phosphorites, bottom sediments, Baikal

ВВЕДЕНИЕ

Из-за огромных размеров, уникальной глубины (до 1642 м) и рифтогенеза Байкал по многим характеристикам можно рассматривать как модель ранней стадии формирования океана. Специфически «океанической» является широко представленная в осадках озера стадия окислительного диагенеза. Водная толща Байкала обогащена кислородом, кислород проникает в донные отложения, и поверхностные осадки окислены на большей части дна. Мощность современной окисленной зоны в пелагиали составляет около 5 см, в некоторых районах озера до 10—15 см, в отдельных случаях более 20 см. В окисленных отложениях происходит интенсивное диагенетическое накопление железа и марганца, которое ведет к образованию вторичных форм их концентрирования в виде Fe- и Mn-прослоев, Fe-Mn корок и конкреций.

Попытки классифицировать железомарганцевые образования (ЖМО) в Байкале сводятся главным образом к их разделению на мелководные и глубоководные. При этом по аналогии с океаническим рудообразованием, мелководные ЖМО относят к седиментационным (либо седиментационно-диагенетическим), а глубоководные — к диагенетическим. Однако исследования последнего десятилетия, показывают, что в формировании ЖМО участвуют гидротермальные процессы, а конкреции, захороненные в донных осадках озера, могут быть унаследованы от древних ЖМО, сформировавшихся и длительное время существовавших в условиях, отличных от современных.

На берегах озера распространены континентальные и морские проявления Fe-Mn руд и фосфоритов, с которыми могут быть связаны некоторые разновидности конкреций в донных отложениях Байкала. Изучение этого вопроса намечает новые подходы к выяснению генезиса байкальских ЖМО, пониманию взаимосвязи процессов, протекавших на суше и в озере. Оно важно как с точки зрения палеореконструкций климатов Центральной Азии, которые широко осуществляются в регионе на основании геологической летописи, записанной в донных осадках озера, так и в связи с проблемами рудогенеза. В настоящей работе приведен краткий обзор современного состояния исследований окисного Fe-Mn рудообразования в Байкале, а также впервые проанализирована возможность связи руд на берегах озера и конкреционных образований в донных отложениях прилегающих районов Байкала.

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА ДНЕ БАЙКАЛА

Общие сведения. Закономерности поступления соединений железа и марганца в Байкал, а также их преобразования в водной толще и донных осадках озера показаны в работе [Гранина, 2008]. Оба эле-

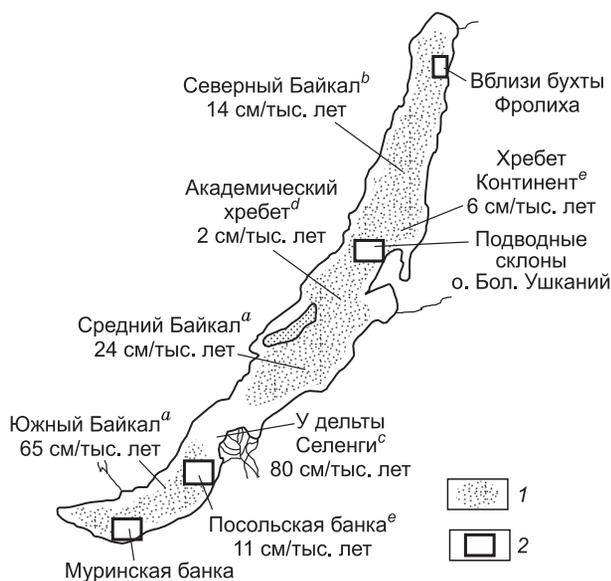


Рис. 1. Распространение Fe-Mn образований на дне Байкала.

1 — глубоководные Fe/Mn корки, формирующиеся на редокс-границе в осадке; 2 — районы локализации мелководных Fe-Mn конкреций. Курсивом показаны характерные скорости осадконакопления, взятые из литературы: *a—d* — см. [Granina et al., 2004]; *e* — [Demory et al., 2005].

ческого мигрируют. Последним способствуют малые скорости осадконакопления, низкие значения pH в осадках и достаточное (~2 %) для протекания диагенеза содержание в них органического углерода ($C_{орг}$), а также невозможность формирования аутигенных карбонатов. Концентрации Fe и Mn в глубоководных илах превышают таковые в приустьевых песках в 1.5—3 раза соответственно, однако гораздо более интенсивно осуществляется вертикальная диагенетическая миграция.

Мощность окисленного слоя осадков и уровень его обогащения оксидами Fe и Mn в Байкале обусловлены глубиной проникновения кислорода в отложения, которая, в свою очередь, тесно связана со скоростями осадконакопления [Granina et al., 2000]. Последние варьируют в широком интервале (примерно от 2 до 100 см в тысячу лет, рис. 1), поэтому в окисленных осадках представлены все стадии процесса накопления и дифференциации Fe и Mn вплоть до образования конкреций. Процесс этот биогенный, он осуществляется при участии представителей различных родов микроорганизмов (*Metallogenium*, *Leptothrix*, *Siderocapsa*, *Naumaniella*, *Bacillus*, *Pseudomonas*) [Zakharova et al., 2008].

В озере выделено два типа диагенеза Fe и Mn, характерные для районов с относительно высокими скоростями осадконакопления (тип I) и районов замедленной седиментации (тип II) [Granina et al., 2004]. В первом случае Fe и Mn незначительно (до 3—16 раз соответственно) аккумулируются на поверхности осадков, что типично для района вблизи дельты Селенги, для Южного и Среднего Байкала, пролива Малое Море. Во втором случае основная масса Fe и Mn накапливается на редокс-границе внутри осадка, где образуются массивные прослои, существенно обогащенные гидроксидами Fe и Mn. Они распространены в Северном Байкале и на Академическом хребте — районах с низкими темпами седиментации и глубоким проникновением кислорода в осадки. Здесь уровень обогащения прослоев сравнительно с вмещающим осадком может превышать 10 для Fe и 100 для Mn. В районах относительно высоких темпов седиментации рассчитанное время аккумуляции (ремобилизации) гидроксидов Mn в окисленных осадках составляет от 10 до 170 лет. В Северном Байкале и на подводном Академическом хребте накопление значительной массы оксидов Mn продолжается тысячи лет [Granina et al., 2004]. Таким образом, Fe и Mn, поступающие в районы высоких темпов осадконакопления, быстро захороняются, тогда как при низких темпах седиментации имеет место длительный процесс растворения накоплений Fe и Mn, сопровождающийся их переотложением, что приводит к автохтонной аккумуляции почти чистых гидроксидов.

В результате на редокс-барьере в глубоководных отложениях образуются темно-коричневые или черные прослои, обогащенные гидроксидами Mn, и подстилающие их оранжево-охристые прослои, обогащенные гидроксидами Fe. Такие четко выраженные зоны аккумуляции Fe и Mn в форме мягких прослоев или твердых корок мощностью от миллиметров до первых сантиметров широко распространены по площади дна (см. рис. 1), и мы условно называем их *глубоководными ЖМО* Байкала. Условность связана с тем, что они характерны не только для глубоководных котловин, но и для сравнительно мелководного (глубины 240—450 м) района Академического хребта.

В ряде публикаций отмечено селективное обогащение этих образований малыми элементами относительно вмещающих осадков, хотя нет единого мнения о поглощаемых элементах и об уровне обогащения. Лишь недавно было показано, что в районах Академического хребта и Северного Байкала железистые прослои (корки) интенсивно аккумулируют P и As, тогда как марганцовистые обогащены преимущественно Mo и Cd; примесь Sr, Ca и Sb связана с формированием как Fe-, так и Mn-прослоев, а

Таблица 1.

**Концентрации Fe и Mn (%) и отношение Mn/Fe в конкрециях Байкала
и других пресноводных озер, а также морей и океана**

№ п/п	Fe-Mn конкреции	Mn	Fe	Mn/Fe	Источник
<i>Глубоководная зона Байкала</i>					
1	Корки на дне котловин	7.5	10	0.73 (до 4)	[Лейбович, 1983]
2	Конкреции на северном склоне о. Большой Ушканий*	16	22	0.75	[Amirzhanov et al., 1993]
3	То же	20	29	0.68 (до 1.3)	[Бухаров, Фиалков, 1996]
4	Северный Байкал, 825 м	11	3.4	3.3	[Amirzhanov et al., 1993]
<i>Мелководная зона Байкала</i>					
5	Конкреции и корки (Южный и Северный Байкал)	1.4	24	0.06	[Гранина и др., 1991]
6	Конкреции, Муринская банка (Южный Байкал)	1.3	32	0.04	[Батурин, Карабанов, 1990]
7	Корки, Муринская банка	1.1	15	0.07	»
8	Конкреции, Муринская банка, 17—100 м	0.3/3.4	8.9/26	0.005/0.13	[Amirzhanov et al., 1993]
9	Конкреции, Посольская банка (Южный Байкал), 44—46 м	2.6	15	0.17	»
10	Конкреции, Малые Ворота Малого Моря, 200 м	0.9	4.95	0.17	»
<i>Пресноводные озера</i>					
11	Мичиган (США)	8.9	20	0.45	[Callender, 1973] ¹
12	Москев (США)	16	40	0.39	[Harris, Troup, 1970] ¹
13	Озера Англии	11	15	0.73	[Gorham, Swaine, 1965] ¹
14	Озера Финляндии	14	23	0.67	[Manheim, 1965] ¹
15	Ладожское озеро	3.4	18/42	0.08/0.2	[Семенович, 1966]
16	Онежское озеро	0.7	22	0.03	[Семенович, 1973]
17	Пуннус-Ярви**	4.5/34	11/21	0.2/3.1	[Штеренберг и др., 1970]
18	Пуннус-Ярви***	1.0	47	0.02	»
<i>Моря и океаны</i>					
19	Конкреции морей	15	14	0.85	[Батурин, 1986] ¹
20	Конкреции океана	16	16	1.03	[Cronen, 1982] ¹
21	То же	22	9.2	2.4 ^a	[McKelvey et al., 1983] ²
22	Тихий океан	22.4	8.9	2.5 ^a	»
23	Конкреции океана	—	—	4.05	[Скорнякова, 1989] ²

Примечание. ¹ — Цитировано по [Гранина и др., 1991]; ² — цитировано по [Савенко, 2004] строки; 4, 8, 9 — цифрами показаны глубины отбора проб; 8, 15, 17 — первая цифра — минимальные, вторая — максимальные значения; ^a — максимальные значения Mn/Fe. Прочерк означает отсутствие данных.

* Слоистые шаровидные конкреции предположительно гидротермального происхождения. ** Диагенетические конкреции. *** Седиментационные руды.

все остальные исследованные элементы (V, Cr, Cu, Zn, Pb, Na, K, Mg, La, Ce, Pr, Nd и Sm) не коррелируют с профилями Fe и Mn в осадке [Muller et al., 2002]. Уровень обогащения Fe- или Mn-прослоев достаточно высок: до 58 для As, 35 для Mo, 14 для P, 4—5 для Sr, Sb и Cd.

Аутигенные стяжения железа и марганца в зоне окисления. Минеральную фазу байкальских ЖМО трудно охарактеризовать, поскольку обычно она аморфна к рентгеновскому излучению [Deike et al., 1997]. Однако сопоставление результатов теоретических расчетов с данными прямых измерений редокс-потенциала (Eh) и pH в окисленных осадках Байкала показывает, что в последних могут формироваться соединения типа Fe(OH)₃ и гидрогетита, пиролюзит и его гидратированные формы, гидратированные формы MnO₂ и псиломелан, родохрозит [Мизандронцев, 1975]. Лишь недавно установлено [Батурин и др., 2009], что в мелководных конкрециях, обогащенных марганцем, среди рудных компонентов преобладает вернандит, следующим по значению минералом марганца является абсолан; относительно редко встречается тодорокит. Отмечены магнетит, гидрогетит, пирит. В глубоководных конкрециях необычного состава с северного подводного склона о. Большой Ушканий доминирует псиломелан с подчиненным количеством вернандита и бернессита [Бухаров, Фиалков, 1996; Manseau et al., 2007].

Глубоководные ЖМО представляют собой промежуточную стадию формирования конкреций, о чем свидетельствуют невысокая степень дифференциации в них компонентов, а также различная мощность и плотность прослоев (корок) даже в пределах одной пробы. Отношение Mn/Fe в них в среднем составляет около 0.7, однако эта величина может достигать 1—4 и даже в отдельных случаях превышать

Таблица 2. Состав Fe-Mn корок и осадков керн ст. 6 в сравнении с другими Fe-Mn образованиями Байкала. Концентрации Fe, Mn, Ba в %, остальных элементов в г/т

И, II и лит. источник	Cu	Sr	Mo	As	Ni	U	Ba	Co	Zn	Pb	Fe	Mn	Метод
Fe-Mn корки (I, n = 4) и осадки (II, n = 16) керн ст. 6*													
I	66	545	2.2	387	35	34	0.13	—	52	32	10.8	0.8	РФА-СИ
II	73	282	0.9	19	37	6.1	0.07	—	98	22	4.4	0.3	РФА-СИ
I/II	0.9	1.9	2.4	20	0.9	5.7	1.9	—	0.5	1.5	2.5	2.7	—
Fe-Mn конкреции с северного подводного склона о. Большой Ушканий													
[Amirzhanov et al., 1993]	710/2200	480	—	—	2400/44 900	—	0.94/2.05	250—500	406/2500	50—70	11/17	16/50	РФА, микрозонд
[Бухаров и др., 1992]	1300	220	—	—	2700	—	0.96	560	580	80	29	20	РФА
Глубоководные Fe-Mn образования Байкала ¹													
[Amirzhanov et al., 1993]	240	760	—	—	820	—	0.79	82	280	21	9.5	6.6	РФА, микрозонд
[Гранина и др., 1991]	40	—	—	—	280	—	—	140	150	—	24.1	1.4	ААС
Мелководные Fe-Mn конкреции Байкала													
[Amirzhanov et al., 1993] ²	26—72	100—340	—	—	120—460	8—25	0.02—0.33	0—230	78—170	22—32	5—26	0.3—3.4	РФА, микрозонд
[Батурич и др., 2009] ³	16	360	87	—	97	—	0.13	37	221	53	12.8	12.4	ИСП-МС; АЭС-МС

Примечание. ¹ Без учета конкреций из района о. Бол. Ушканий; ² интервал значений; ³ — конкреции, обогащенные марганцем. Жирным шрифтом показаны максимальные значения, определенные в Mn-Ba и Mn-Al-Ni фазах (слоях конкреций). РФА — рентенофлуоресцентный анализ, РФА-СИ — то же, с синхротронным излучением, ААС — атомно-абсорбционная спектрофотометрия, ИСП-МС — масс-спектрометрия с индукционно-связанной плазмой, АЭС-МС — атомно-эмиссионная масс-спектрометрия; прочерк — нет данных; и — число образцов.

* Анализ выполнен М.А. Федориным в ИЯФ СО РАН (Новосибирск), точность определений ±10 %.

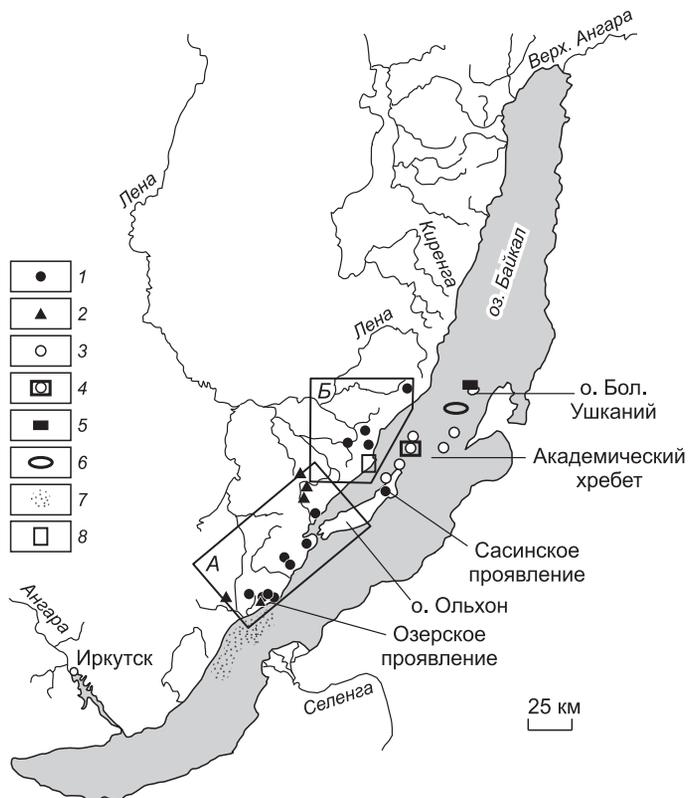
4 [Гранина и др., 1991; Amirzhanov et al., 1993]. Таким образом, концентрации Fe и Mn в глубоководных ЖМО, а также уровень их обогащения марганцем бывают сопоставимы с таковыми в океанических конкрециях (табл. 1). Однако особенностью Байкала является незавершенность окисного диагенетического рудообразования в глубоководных илах. Малая мощность окисленного слоя (сантиметры) обеспечивает интенсивное растворение тяжелых Fe-Mn корочек, погружающихся в мягкий ил, что подтверждают высокие концентрации Fe и Mn в поровых водах восстановленных осадков вблизи редокс-границы [Гранина, 1991; Muller et al., 2002; Granina et al., 2004]. Стяжения растворяются, не успевая преобразоваться в конкреции.

Мелководные ЖМО формируются в Байкале там, где скорости осадконакопления по тем или иным причинам снижены. В озере выделено пять типов таких образований [Гранина и др., 1991]. Наиболее интересные представлены конкрециями, форма, размеры и строение которых, подробно описанные Л. М. Князевой [1954], весьма разнообразны. Индивидуализированные корки и конкреции распространены преимущественно в литоральной зоне — на вершинах и склонах подводных возвышенностей, где осадконакопление замедлено. Они залегают на плотных глинах, предотвращающих их погружение в осадок. Конкреции известны на Муринской и Посольской банках, на склонах о. Большой Ушканий, вблизи бухты Фролиха и в некоторых других районах озера (рис. 1). Это железистые образования, по видимому, седиментационного генезиса (по составу они близки седиментационным рудам оз. Пуннус-Ярви, см. табл. 1), которые заметно беднее малыми элементами (Ni, Co, Cu) по сравнению с глубоководными ЖМО (табл. 2).

ЖМО предположительно гидротермального происхождения. В Прибайкалье многочисленны разновозрастные проявления гидротермальной деятельности [Устинов, 1968; Павлов и др., 1976; Кашик и др., 1999; и др.], имеются и современные гидротермы [Ломоносов, 1984; Трошин, Ломоносов, 2005]. Однако на дне озера известно лишь одно гидротермальное проявление, расположенное в бухте Фролиха. Для него характерны максимальные для озера тепловые потоки из дна, повышенная температура придонного слоя воды, специфическая и

Рис. 2. Схема распространения проявлений руд железа, марганца и фосфоритов в Центральном Западном Прибайкалье, а также Fe-Mn и фосфатсодержащих конкреционных образований, захороненных глубоко в осадках донных отложений прилегающих районов Байкала.

Проявления на суше: 1 — Fe-Mn оруденение; 2 — фосфориты; дно Байкала: 3 — станции, на которых выявлены Fe-Mn корки, захороненные глубоко под поверхностью дна [Deike et al., 1997]; 4 — район расположения ст. 6 и других станций, на которых получены данные, обсуждаемые в тексте; 5 — станция, на которой обнаружены Fe-Mn конкреции гидротермального происхождения; 6 — ст. VER 98-1-3, в осадках которой имеются захороненные фосфатсодержащие конкреции, наиболее обогащенные ураном [Fagel et al., 2005]; 7 — район обильного скопления вивианитов в донных осадках; 8 — район расположения Зундукско-Заминского блока. А, Б — контуры участков, изображенных на рис. 3.



разнообразная донная фауна. Здесь также выявлены геохимические особенности донных осадков и поровых вод [Гранина, 2008; и др.], к которым, в первую очередь, относятся анаэробные условия в поверхностных отложениях, связанные с интенсивным метаногенезом. Таким образом, в осадках отсутствуют условия для образования окисных соединений Fe и Mn.

Донные осадки, несущие следы непосредственного воздействия гидротерм, известны в районе Академического хребта [Кудрявцев и др., 1989; Mats et al., 2000] (4, см. рис. 2). Кроме того, в шлифах, изготовленных из окисленных плотных глин, отобранных вблизи западного бортового разлома (сборы И. Б. Мизандронцева), по секущим трещинам отмечены эпигенетические выделения галлуазита, которые могут быть не только продуктами выветривания, но также иметь гидротермальный генезис. Однако до последнего времени отсутствовали данные об участии гидротермальных компонентов в формировании Fe-Mn конкреций в Байкале, хотя подобные предположения высказывались [Бухаров, Фиалков, 1996] и касались они слоистых шаровидных конкреций, отобранных на северном подводном склоне о. Большой Ушканий (5, см. рис. 2). Эти конкреции отличаются необычно высокой концентрацией Mn и высоким отношением Mn/Fe (см. табл. 1), они существенно обогащены Co, Ni, Cu и, особенно, Ba [Бухаров и др., 1992; Amirzhanov et al., 1993]. Конкреции найдены на пересечении неотектонических разломов, здесь повышена электропроводность придонных вод, что позволило предположить [Бухаров, Фиалков, 1996] связь их формирования с низкотемпературными (до 100 °С) гидротермальными флюидами.

Одна из таких конкреций, любезно предоставленная нам А.А. Бухаровым (ИЗК СО РАН, Иркутск), изучена сканированием монохроматическим пучком, сфокусированным до 5 мкм, что позволило подробно исследовать распределение металлов, фаз, а также уровень обогащения конкреции металлами в микромасштабе [Manseau et al., 2007]. Авторы использовали комплекс методов для определения минерального состава конкреции: рентгеномикрофлюоресценцию, базирующуюся на синхротронном излучении (μ -XRF), микродифракцию (μ -XRD), рентгеновскую абсорбционную микро- и порошковую тонкоструктурную спектроскопию (EXAFS). Установлено, что в микрослоях Ba связан с псиломеланом, а Ni с вернадитом. Колебания концентраций Ba, по-видимому, обусловлены периодическим проникновением гидротермальных вод, которое контролирует формирование микрослоев псиломелана либо вернадита, тогда как Ni изоморфно замещает Mn. Аналогичный обогащенный барьер псиломелан найден в мелководных отложениях Мексиканского залива, характеризующихся диффузными гидротермальными проявлениями.

Величины модулей $Mn/Fe > 0.5$ и $(Fe + Mn)/Ti = 73$, рассчитанные нами по данным из [Бухаров, Фиалков, 1996], также указывают на вероятный вклад гидротермального вещества в состав данной конкреции. В этом районе недавно выявлено существенное видовое разнообразие бентосных организмов, обнаружены неизвестные ранее таксоны [Тахтеев и др., 2001]. Биологи считают, что образование богатого и необычного бентосного сообщества может быть связано с неизвестной ранее разгрузкой на дне гидротермальных вод. В пользу этого свидетельствует и найденный ими гейзерит — обычный продукт

гидротерм. Таким образом, конкреционные Fe/Mn образования в Байкале могут быть и гидротермально-го (либо смешанного) происхождения.

Древние конкреционные образования. Захоронение микрозон, обогащенных Fe и Mn, в толще восстановленных осадков может быть вызвано резким ускорением темпов седиментации либо недостатком активного органического вещества (ОВ), необходимого для редукционного растворения и переотложения Fe- и Mn-прослоев. Обе причины реализуются в Байкале — здесь широко распространены турбидитные потоки, обеспечивающие мгновенное захоронение поверхности дна, а содержание $C_{орг}$ в осадках бывает весьма низким. В Байкале известны различные типы захороненных микрозон. Один из них представлен мощными (около 1 см) Fe/Mn корками, залегающими глубоко (метры) под поверхностью дна в районе Академического хребта (3, 4, см. рис. 2).

Возраст таких корок, отобранных в разных кернах, составляет примерно 65—85 тыс. лет [Deike et al., 1997; Granina et al., 2003]. Этот тип реликтов рассмотрен нами на примере осадков станции 6, расположенной на с-з блоке Академического хребта на глубине 240 м [Granina et al., 2003]. Почти все керны, содержащие глубоко захороненные Fe/Mn корки, упоминаемые в публикациях последних лет [Дейке и др., 1993; Грачев и др., 1997; Mats et al., 2000, Жмодик и др., 2001; и др.], были отобраны в этом же районе (4, см. рис. 2). Остальные керны с аналогичными корками (3, см. рис. 2) охарактеризованы в работе [Deike et al., 1997]. Ее авторы указывают на выклинивание осадков с ю.-з. на с.-в. вдоль Академического хребта и соответствующее увеличение глубины залегания корок, что свидетельствует об их расположении на наклоненной поверхности хребта. Корреляция горизонтов их залегания на различных станциях указывает на одновременное образование корок, маркирующих, таким образом, некое событие, имевшее место в истории озера.

В керне ст. 6 осадки окислены до глубины 2 м. Внутри мощного окисленного слоя в желтом осадке выделяются темно-коричневые мягкие Fe-Mn прослой (на горизонтах 7, 160 и 188 см) и твердые корки (на горизонтах 171.5, 172, 193.5 и 197 см). В качестве горизонта указана глубина, на которой отмечены максимальные отношения Mn/Fe. Осадки отличаются исключительно низким содержанием $C_{орг}$ — в среднем 0.2 %. В подобных окисленных отложениях на горизонтах глубже 100 см концентрация $C_{орг}$ может снижаться до 0.03 %, а инертная фракция в составе ОВ достигать 100 % [Выхристюк, 1980]. Инертное ОВ не способно инициировать диагенетические процессы, и осадок остается окисленным на значительную глубину. Благодаря дефициту активного $C_{орг}$, окислительный фронт продвигается в глубь отложений, и на нем переотлагаются Fe- и Mn-прослой. Подобные текстуры, характеризующиеся наличием двух и более Fe-Mn прослоев, встречаются и в современных осадках на Академическом хребте, изменяющая топография которого определяет нестабильность условий седиментации. В таких осадках для растворения Mn-прослоя требуются тысячи лет [Granina et al., 2004], в условиях вялотекущего диагенеза в 2-метровой окисленной толще осадков ст. 6 для этого нужны десятки тысяч лет.

Глубоко захороненные Fe-Mn корки иногда залегают в песках. Так, на ст. 307R корка обнаружена на горизонте 108 см в песчаном прослое, включающем мономинеральные фрагменты и обломки пород [Дейке и др., 1993]. В керне ст. VER-96-1-6GC на горизонте 78 см Fe-Mn корка залегают в неоднородном прослое грубого песка пятнистой текстуры, в котором высоко содержание оксидов Fe и карбонатов [Mats et al., 2000]. Авторы считают карбонатизацию этих песков, сопровождающуюся коррозией вещества песков, свидетельством их субаэрального происхождения. По их мнению, корка является продуктом субаэрального диагенеза либо она образовалась в древних мелководных водоемах, распространенных там, где в настоящее время расположены о. Ольхон, Малое Море, Академический хребет.

Таблица 3.

Состав континентальных фосфоритов Прибайкалья и захороненных глубоко в осадках Байкала Fe-Mn корок, обогащенных фосфором

Образец	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MnO	U	Источник
<i>Захороненные в осадках фосфатсодержащие Fe-Mn корки</i>					
1. ст. 11, горизонт 111 см	19	26*	0.3	89	[Жмодик и др., 2001]
2. ст. 6, горизонт 193.5 см**	—	19	0.4	53	Данные авторов
3. ст. VER 98-1-3, горизонт 316 см	23	30	3.2	260	[Fagel et al., 2005]
<i>Фосфориты континентальных месторождений Прибайкалья***</i>					
Фосфориты Озерского месторождения	24	17	5.7	—	[Занин, 1969]
Фосфориты Сарминского проявления	24	11	****	—	»

Примечание. Концентрация оксидов в %, урана — в г/т. Прочерк означает отсутствие данных.

* Сумма FeO и Fe₂O₃.

** Корка предположительно обогащена фосфором.

*** Максимальные значения.

**** Mn-конкреции.

Корки в осадках ст. 6 обогащены рядом малых элементов относительно вмещающего осадка (см. табл. 2). Содержание фосфора в них не определяли, но значительное обогащение корок ураном указывает, что они могут иметь включения урансодержащих фосфатов, аналогичных описанным в работе [Жмодик и др., 2001], поскольку исследованный этими авторами керн отобран практически там же, где расположена ст. 6 (4, см. рис. 2), а найденные ими фосфаты содержат до 89 г/т урана, что близко к максимальной концентрации урана в исследованной нами корке ст. 6; в обоих случаях близки также концентрации оксидов Fe и Mn (1, 2 в табл. 3).

На сосуществование в осадках Академического хребта захороненных Fe-Mn корок и фосфатсодержащих конкреций указывают и другие авторы [Deike et al., 1997; Грачев и др., 1997; Fagel et al., 2005]. Максимальное обогащение ураном такой корки (до 260 г/т, см. табл. 3) отмечено в этом же районе (6, см. рис. 2). Хотя авторы [Fagel et al., 2005] называют корку конкрецией вивианита, она, вероятно, представляет собой фосфатсодержащее образование, аналогичное упомянутому выше. Таким образом, представляется логичным предположение [Жмодик и др., 2001] о том, что обогащенные фосфатом корки могут иметь в этом районе площадное распространение.

ПРОЯВЛЕНИЯ Fe-Mn РУД И ФОСФОРИТОВ В РЕГИОНЕ БАЙКАЛА

В Западном Прибайкалье многочисленны рудопоявления Fe и Mn (см. рис. 2, 3). В раннем железном веке в Приольхонье в глинобитных печах выплавляли железо, здесь находят остатки древнего металлургического производства. В качестве руды использовали скопления высококачественных Fe-Mn фрагментов, встречающихся на денудированной поверхности коры выветривания (КВ). В 18—19 веках в Иркутске работал железодельный завод, использовавший руды Приольхонья, в том числе Mn руды Озерского месторождения (см. рис. 2). В этом районе с 1920 по 1960 год эпизодически проводили разведочные и поисковые работы. Их результаты опубликованы лишь фрагментарно, большая часть материалов приведена в отчетах геологов, работавших в то время в Иркутском геологическом управлении: А. С. Кульчицкого, Г.И. Антипина, В.Д. Маца, А.М. Рябых, В.Г. Рыбакова, В.С. Малых, В.И. Устинова и других. Ссылки на отчеты, хранящиеся в Иркутском геологическом фонде, в тексте обозначены звездоч-

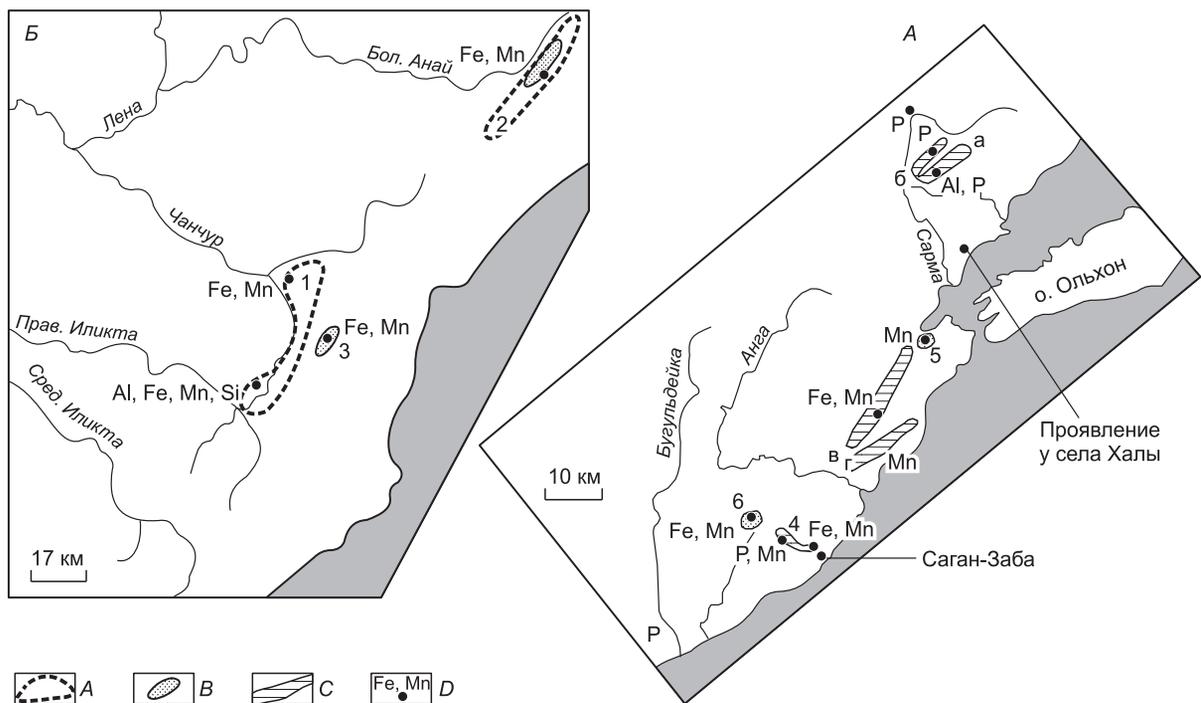


Рис. 3. Реликты позднеземел-палеогеновых геоморфологических и минерагенических объектов в Приольхонье (А) и в бассейне верховий р. Лены (Б).

А — реликты древней долины: 1 — Кургинская, 2 — Анайская; В — озерно-болотные впадины: 2 — Анайская, 3 — Миндейская, 4 — Озерская, 5 — Хариктинская, 6 — Петрово-Поповская; С — неотектонические грабены с реликтами мел-палеогеновых образований: а — Левосарминский; б — ручья Пещерного; в — Тажеранский; г — Улан-Нурский; D — рудные проявления: Fe — железное оруденение; Mn — марганцевое оруденение; P — континентальные фосфориты; Al — минералы со свободным глиноземом; Si — высококремнистое сырье.

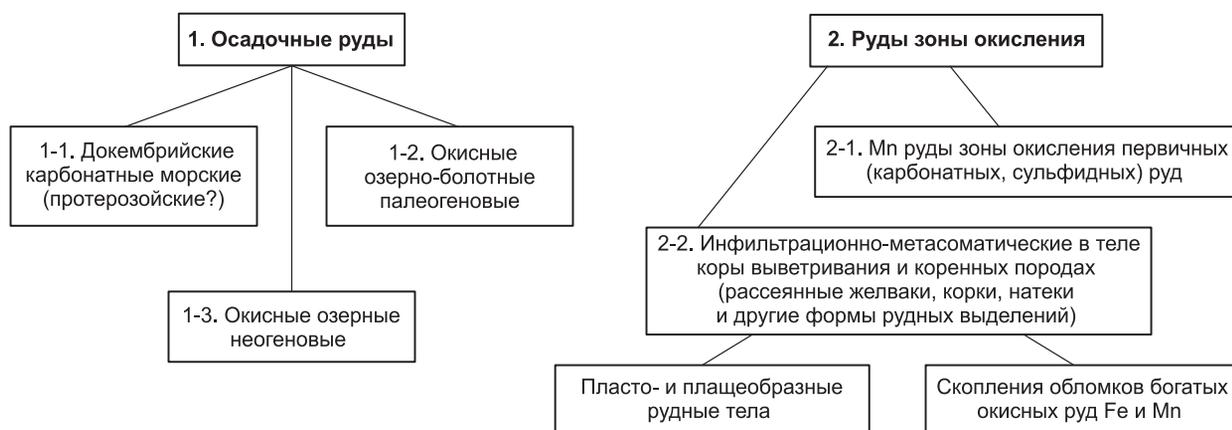


Рис. 4. Генетические типы руд железа и марганца Центрального Западного Прибайкалья. Пояснения в тексте.

кой. Все полученные сведения обобщены в сводке С.М. Ткалича, Л.П. Тигунова и В.Д. Маца [Ткалич и др., 1958*]. Эти работы позволили выявить более 40 рудопроявлений (наиболее значимые показаны на рис. 2, 3), однако ни одно из них не имеет промышленного значения. В регионе нами выделено несколько генетических типов рудопроявлений различного возраста (рис. 4), которые могут быть кратко охарактеризованы следующим образом.

1. Осадочные руды. 1-1. В Приольхонье, в пади Саган-Заба (см. рис. 3, а) в протерозойских(?) мраморах залегают седиментогенные морские карбонатные (родохрозитовые) бедные марганцевые руды [Донцов и др., 1962*], которые прослежены бурением до глубины более 100 м. Они представлены марганцовистыми мраморами, содержащими до 7—12 % оксида Mn. Аналоги Саган-Забинского месторождения в Западном Прибайкалье неизвестны, но в Забайкалье разведано Икатское месторождение морских карбонатных руд марганца (район Икатского хребта в Восточном Прибайкалье), связанное с древнейшими толщами. В свете современных воззрений на геологию Прибайкалья не исключено, что эти месторождения — возрастные и генетические аналоги.

1-2. В разрезах озерно-болотных впадин, осложняющих поверхность мел-палеогенового пенеплена, повсеместно распространены глинистые Mn и Fe-Mn руды, содержащие до 30—40 % оксидов Mn с большей или меньшей примесью Fe_2O_3 . Мощность рудных тел достигает первых метров, занимаемая ими площадь не превышает десятков—первых сотен квадратных метров. Рудные пласты залегают среди каолинитовых озерных, делювиально-озерных глин или непосредственно на породах фундамента. Они вскрыты в Кургинской, Миндейской, Анайской, Петрово-Поповской, Озерской, Хариктинской впадинах (см. рис. 3). Источником марганца Озерского проявления послужили расположенные рядом руды зоны окисления карбонатных руд Саган-Забинского месторождения (см. выше). Для остальных проявлений озерно-болотных руд источники рудного вещества не установлены. По-видимому, оно было мобилизовано в процессе латеритного выветривания из пород с кларковыми содержаниями Mn и Fe.

1-3. На о. Ольхон известно Сасинское проявление озерных окисных руд (см. рис. 2). Здесь, в глинах сасинской свиты верхнего миоцена—нижнего плиоцена, содержащих многочисленные крупные (до 2—3 мм в диаметре) хорошо индивидуализированные Fe-Mn конкреции, залегают линзовидный пласт высокосортной марганцевой руды мощностью до 0.5 м [Ткалич и др., 1958*]. Это проявление единственное в своем роде.

2. Окисные руды коры выветривания (КВ) представлены самой многочисленной группой морфологически разнообразных рудопроявлений, которые пространственно и генетически связаны с реликтами поздне-мел-палеогенового пенеплена и латеритной КВ. К ним же приурочены континентальные остаточно-метасоматические фосфориты [Мац, Егорова, 1957; Егорова, 1960], породы со свободными окислами глинозема [Домбровская, 1973], высококремнистые образования и разнообразные технологические типы глин.

2-1. Руды зоны окисления первичных руд. На выходах карбонатных руд Саган-Забинского месторождения развит плащ богатых окисных руд Mn, которые на глубине нескольких метров сменяются мраморами с родохрозитовым оруденением. На сульфидных Pb-Zn рудах месторождений Северо-Западного Прибайкалья развита зона окисления, представленная образованиями типа «железной шляпы».

2-2. Инфильтрационно-метасоматические руды в теле КВ и в коренных породах включают несколько разновидностей. *Рассеянные желваки, гнезда, корки, натёки* и иные формы рудных выделений в

наибольшей степени характерны для зон разломов и крутых контактов пород фундамента, вдоль которых линейные зоны КВ проникают на глубину в десятки и сотни метров. С ними связаны инфильтрационно-метасоматические рудопроявления Mn и Fe, среди которых различают связанные с инфильтрацией в коренные породы, в карстовые полости, в зоны дробления, в остаточную КВ [Домбровская, 1973]. На одних и тех же рудопроявлениях наблюдаются разные формы выделений. Характерны рудные тела неправильной формы, быстрое обеднение оруденения с глубиной вплоть до выклинивания. Примерами могут служить проявления у села Халы, в Тажеранских, Улан-Нурских и других неотектонических грабенах в Приольхонье, Кургинское в верховье р. Правой Иликты и другие (см. рис. 3).

На Озерском проявлении различные оксиды и силикаты выпадали в трещиноватых и дробленых породах зон нарушений [Домбровская, 1973]. При этом происходило метасоматическое замещение боковых пород и отложение минеральных новообразований в пустотах — формировались гнезда, линзы, тела неправильной формы Fe/Mn и Mn руд. Гнездо Mn руды более 2 м в поперечнике наблюдалось автором на глубине 42 м: руда черная с синеватым отливом, сажистая, рыхлая, порошковая, пористая, представляет собой бариевый псиломелан. Марганцевым рудам часто сопутствует нонтронит. Здесь же отмечены руды смешанного состава с различным соотношением гидроксидов Fe и Mn.

Обычно марганцевые минералы обогащены (от 0.1 до 1 %) Co и Ni, иногда наблюдается обогащение руд Cu, Zn, Ba, Pb. Источником малых элементов, вероятно, являются зоны пирит-пирротиновой минерализации, широко распространенные в Приольхонье, а также зоны гидротермальной минерализации. Однако примеси могут быть и результатом их сорбции оксидами Mn из растворов с кларковыми содержаниями.

Пластообразные рудные тела, образовавшиеся путем инфильтрационно-метасоматического замещения коренных пород (чаще всего карбонатно-кварцевых песчаников), быстро выклиниваются на глубине. Такой пласт сливной марганцевой руды (содержание MnO > 30 %) мощностью около 0.5 м, согласно залегающий среди кварцитовидных песчаников голоустенской свиты рифея, обнаружен на правом берегу р. Курга (1, см. рис. 3, Б). С глубиной руда замещается кварцевым песчаником с Mn-рудным цементом, а еще глубже — безрудным песчаником с карбонатным цементом, по которому и развивалось оруденение. При этом в максимуме замещению подвергался не только карбонатный цемент, но и кварц. На глубине 4 м по падению омарганцевание проявлено лишь по трещинам и выклинивается. Аналогичное оруденение, но в гранитах, прослежено в Приольхонье у села Халы (см. рис. 3, А) и в ряде других мест.

Примером *плащеобразных рудных тел* на базальной поверхности пенеплена может служить такое, вскрытое в верхней части долины р. Курга (1, см. рис. 3, Б). Здесь на головах крутопоставленных пластов глинистых сланцев рифея залегают гематитовые руды, содержащие местами до 60—70 % Fe₂O₃. Они образовались путем метасоматического замещения пород фундамента и быстро выклиниваются с глубиной, замещаясь безрудными зелено-серыми глинистыми сланцами. Рудная залежь мощностью до 0.5—0.7 м вскрыта канавой на протяжении 150 м вкост простираения [Мац и др., 1959*].

Скопления обломков богатых окисных руд Mn и Fe на дневной поверхности образовались в результате эоловой денудации рыхлого материала КВ и концентрирования рассеянных в ней тяжелых плотных рудных желваков. Такие скопления создают иллюзию наличия мощных рудных тел в коренном залегании. Именно они служили источником руды для выплавки Fe в раннем железном веке и впоследствии провоцировали многочисленные поисковые работы.

Рудопроявления разных генетических типов сопровождают ореолы рассеяния рудных обломков в аллювии и делювии. Генезис Fe-Mn рудопроявлений и рудовмещающих рыхлых толщ некоторые геологи считали гидротермальным, полагая, что они образовались в результате окисления сульфидных зон (Fe и Mn «шляпы») и на глубине должны сменяться богатыми полиметаллическими рудами [Малых, 1962; и др.]. Однако обширные буровые и горно-проходческие работы, проведенные с точки зрения этой гипотезы, не подтвердили представления о связи Fe/Mn проявлений с сульфидными месторождениями [Ткалич и др., 1958*]. Согласно другой точке зрения, рудопроявления имеют гипергенный генезис и связаны с мел-палеогеновой корой выветривания [Мац и др., 1959*; Ткалич и др., 1958*; Домбровская, 1973; и др.], наложенной на метаморфические комплексы с кларковыми содержаниями Mn и Fe как несущие пирит-пирротиную минерализацию, так и лишенные ее. Это мнение подтверждено всем опытом проведенных поисково-разведочных работ.

Палеогеновый пенеплен и связанная с ним линейно-площадная латерит-каолининовая КВ ранее повсеместно существовали на юге Восточной Сибири. В процессе образования КВ были мобилизованы огромные массы Fe, Mn, P, Al из пород с кларковыми содержаниями [Mats et al., 2004]. Однако некоторые особенности состава руд обусловлены гидротермальными и гидротермально-метаморфическими проявлениями, которые, по-видимому, явились источником примесей ряда элементов, среди которых Pb, Zn, Sn, Au, Co, Ni, Cu, W и др. Известна гидротермальная минерализация в раннепротерозойских метакородах [Устинов, 1974]. В мел-палеогеновых отложениях и КВ Прибайкалья обнаружены гидротермальные

аутигенные минералы, в том числе, низкотемпературный турмалин и другие новообразования [Павлов и др., 1976; Кашик и др., 1999]. Таким образом, гидротермальная минерализация связана как с древними, так и с молодыми (кайнозой) процессами в регионе.

Фосфатная минерализация распространена в бассейнах рек Иликта, Сарма, Анга, Бугульдейка (см. рис. 2, 3, 4) [Мац, Егорова, 1957; Егорова, 1960]. Фосфориты подразделяются на рифейские морские геосинклинальные (включающие хемогенные, хемогенно-кластические и переотложенные) и континентальные (остаточно-метасоматические, натечные, карстово-метасоматические, озерные). Континентальные фосфориты в бассейнах рек Сарма, Анга (Сарминское и Озерское месторождения фосфоритов) и Бугульдейка связаны с мел-палеогеновой латеритной КВ [Занин, 1975], наложенной на первичные фосфатсодержащие кремнисто-карбонатные и карбонатные породы.

ОБСУЖДЕНИЕ ПРЕДСТАВЛЕННЫХ МАТЕРИАЛОВ

Данные, приведенные выше, показывают, что байкальские ЖМО являются преимущественно диагенетическими, их состав и распространение тесно связаны с условиями осадконакопления в озере. Исключения представляют конкреции необычного состава со склона о. Б. Ушканий, а также Fe-Mn корки, глубоко захороненные в осадках в районе Академического хребта.

В первом случае (5, см. рис. 2) на возможность гидротермального генезиса конкреций указывает ряд приведенных выше фактов. Еще одним аргументом в пользу такого генезиса служит их состав. Конкреции существенно обогащены не только Mn, но и Cu, Ni, Zn, Ba (см. табл. 2) — элементами, повышенные концентрации которых характерны [Домбровская, 1973] и для Mn минералов озерских руд. В этих конкрециях установлен бариевый псиломелан [Manseau et al., 2007], который присутствует и в Mn рудах Озерского проявления. Содержание оксидов марганца в озерской руде доходит до 75 %, бария — до 8.5 %, а в обогащенных прослоях байкальской конкреции — до 65 % и 2 % соответственно [Домбровская, 1973; Amirzhanov et al., 1993]. В то же время в обычных ЖМО Байкала содержание Mn и Ba существенно ниже (см. табл. 2). Концентрация Fe в конкрециях из района о. Б. Ушканий достигает 30 % [Бухаров и др., 1992], а в районе Озерского встречаются руды смешанного состава с содержанием Fe до 26—40 % [Домбровская, 1973]. Таким образом, обращает на себя внимание близость состава этих необычных для озера конкреций и Mn руд Озерского рудопроявления.

Район Ушканьего архипелага был в прошлом непосредственно связан с Академическим хребтом, Зундукско-Заминским блоком (ЗЗБ) Приольхонья, о. Ольхон. Метаморфические комплексы ЗЗБ продолжают на дне Байкала до о. Б. Ушканий и слагают его; в районе архипелага прослежено продолжение установленных на этом блоке разломов [Зоненшайн и др., 1995; Бухаров, Фиалков, 1996; Mats et al., 2000]. Поэтому здесь вполне вероятны гидротермальные проявления, тем более на пересечении разломов, где и были отобраны конкреции необычного состава. Следовательно, есть основания допускать, что в обогащенных марганцем конкрециях со склона о. Б. Ушканий примесь Ni, Cu, Ba, Zn обусловлена, как и в наземных рудах, воздействием гидротерм.

Что касается глубокозахороненных Fe-Mn корок (3, 4, см. рис. 2), то первоначально их образование связывали с климатическими изменениями в регионе [Deike et al., 1997], позднее — с тектоническими событиями в этой части озера. Дневная поверхность Байкальской впадины с развившимися на ней в мел-палеогеновый и неогеновый этапы корой выветривания, субаэральным покровом и сопутствующей рудной минерализацией со временем затапливалась водами формирующихся здесь бассейнов. Реликты этой поверхности установлены на о. Ольхон и в Приольхонье, а также на дне Байкала — в Малом Море и на подводном Академическом хребте [Голдырев, 1982; Зоненшайн и др., 1995; Мац и др., 2001]. Глубоко захороненные в осадках Академического хребта Fe-Mn корки, в том числе и фосфатсодержащие, расположены в непосредственной близости от рудопроявлений Fe, Mn и P на берегах озера (см. рис. 2, 3). Часть из них, приуроченная к карбонатизированным песчаным отложениям [Дейке и др., 1993; Mats et al., 2000], залегает в первичных субаэральных осадках. Для других можно предположить переотложение материала, приводящее в условиях дефицита активного $C_{орг}$ в осадках к образованию вторичной диагенетической слоистости в виде Fe-Mn прослоев и корок, расположенных в керне на различных горизонтах.

В пользу субаэрального генезиса свидетельствуют исключительно низкое содержание $C_{орг}$ во вмещающих осадках, состоящих из переотложенного вещества древних красноцветных континентальных отложений, а также высокое содержание в них карбонатов, разъедающих и замещающих окружающую минеральную массу. Красноцветы — характерный специфический элемент верхнемиоцен-плиоценовых отложений, окрашенных безводными или маловодными оксидами Fe. При переотложении в водной среде они за счет гидратации теряют ярко-красную окраску, становясь бурыми или желтыми. Частицы, обязанные своей бурой окраской Fe(III), сохраняют ее, оседая в богатой кислородом байкальской воде. Не восстанавливается Fe и позднее, когда эти частицы накапливаются в осадке в условиях вялотекущего окислительного диагенеза.

До геологически недавнего времени апикальная зона хребта была сушей. В позднем плейстоцене в результате тектонических событий она, а с нею и покрывающие ее палеоген-неогеновые отложения, содержащие Fe-Mn образования, погрузилась ниже уровня Байкала [Mats et al., 2000; Хлыстов и др., 2001]. Переотложение оксидов Fe и Mn привело к образованию Fe/Mn корок в нижней части осадка. Их возраст (около 100 тыс. лет) согласуется с представлением о связи этого события с тьйской фазой тектогенеза, начавшейся 150—120 тыс. лет назад. Движениями этой фазы обусловлен импульс погружения дна Байкальской впадины до современных глубин [Мац и др., 2001]. Все это указывает на возможную связь глубоководных корок с наземными образованиями.

Вероятность предложенного генезиса захороненных корок подтверждают: залегание их на наклонных поверхностях хребта и в непосредственной близости от о. Ольхон; двучленное строение осадочной толщи в этой части хребта, установленное как сейсмостратиграфическим профилированием высокого разрешения, так и корреляцией с разрезами ольхонского кайнозоя, а также особенности литологического состава перекрывающей корки осадочной толщи, сохраняющей в своей нижней части континентальные отложения [Mats et al., 2000; Granina et al., 2003]. Состав захороненных корок также может служить аргументом в его пользу. В керне ст. 6 корки обогащены (в 1.5—2.4 раза) Pb, Sr, Ba и Mo, в наибольшей степени (в 6—20 раз) — As и U (см. табл. 2). Существенное обогащение мышьяком обусловлено тем, что захороненные корки — образования железистые. Поэтому и малые элементы накапливаются с них слабо, сравнительно с глубоководными Fe/Mn образованиями Байкала, содержащими значительно больше оксидов Mn. В целом элементный состав захороненных корок не дает однозначной информации, позволяющей судить об их генезисе. В этом смысле важнее факт обогащения этих образований фосфором и ураном.

Обогащение ураном донных осадков Байкала геологи предположительно связывают с распространением в регионе рудопоявлений U и Th [Трошин и др., 2001]. Согласно приведенной этими авторами схеме, рудопоявления урана распространены, в том числе и на берегах Байкала, там, где имеются рудопоявления железа, марганца и фосфоритов, показанные на рис. 2. Содержание P и Fe в захороненных фосфатсодержащих корках Байкала близко к их максимальным концентрациям в фосфоритах Западного Прибайкалья (см. табл. 3). В фосфоритах Сарминского месторождения содержание CaO не всегда достаточно для того, чтобы связать весь P_2O_5 в кальциевый фосфат [Занин, 1975]. В них повышено содержание оксида Fe, в значительном количестве встречается оксид Mn, образующий конкреции (см. табл. 3). Дефицит кальция относительно фосфора отмечен и в захороненных фосфатсодержащих конкреционных образованиях Байкала, которые также обогащены марганцем [Deike et al., 1997; Жмодик и др., 2001; Fagel et al., 2005]. В последних присутствует примесь редких элементов (см. табл. 2), что характерно [Егорова, 1960] и для континентальных фосфоритов Западного Прибайкалья.

В океане фосфориты образуют скопления в условиях тропиков и субтропиков [Батурин, 2004]. В Прибайкалье мел-палеогеновый этап рудообразования был также обусловлен специфической климатической (влажные тропики, субтропики — климатический оптимум кайнозоя), а также палеотектонической (ослабление вертикальных тектонических движений) обстановкой позднего палеоцена—эоцена. Она привела к формированию в это время пенеплена и латеритной КВ, развивавшихся на разнообразном по составу субстрате [Mats et al., 2004]. Океанские фосфориты в окислительной среде с наложенной железомарганцевой минерализацией обогащены Cu, Pb и другими малыми элементами [Батурин, 2004]. По мнению Г.Н. Батурина, в Тихом океане процесс фосфатизации конкреций подводных гор приурочен главным образом к мелководной стадии их истории, когда вершины этих гор являлись островами или мелководными банками. Аналогичный процесс мог иметь место в районе Академического хребта, сравнительно недавно погрузившегося под воду. Таким образом, условия, некогда существовавшие в регионе Байкала, были благоприятными для формирования здесь континентальных руд Fe, Mn и фосфоритов. Они могли способствовать их площадному распространению в районе Академического хребта, повлиявшему впоследствии на более молодые байкальские образования. Это единственный на Байкале район, характеризующийся малой мощностью донных отложений, в пределах которого можно изучать взаимодействие минерализации фундамента и процессов в базальных слоях осадочной толщи озера. Однако предложенная гипотеза требует своего подтверждения.

Очевидной пока можно считать лишь связь континентальных фосфоритов, залегающих в окрестностях Бугульдейки, и обильных скоплений вивианитов в донных осадках прилегающего района озера (2 и 7, см. рис. 2). Здесь нами определены максимальные для озера (до 4—9 мг/л) концентрации фосфатов в поровых водах осадков [Гранина, 2008]. В отложениях отобранного здесь керна бурения BDP-93 концентрация фосфора несколько повышена сравнительно с другими районами озера [Трошин и др., 2001]. Источником фосфора в таких осадках могут служить фосфатсодержащие породы, распространенные [Занин, 1975] в районе Бугульдейки. В весеннее половодье воды этой реки содержат до 0.2—0.4 мг/л фосфатов [Вотинцев, 1961].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Байкале, с его широко представленной стадией окислительного диагенеза, интенсивно происходит диагенетическое перераспределение Fe и Mn в осадках, приводящее к вторичному концентрированию этих элементов в виде прослоев, корок и конкреций. Такие образования являются диагенетическими либо седиментационно-диагенетическими. Для отдельных байкальских конкреций не исключено участие гидротермального компонента в формировании их вещественного состава. С другой стороны, на берегах озера распространены континентальные рудопроявления Fe, Mn и P, обогащенные Ni, Cu, Co, Zn и другими малыми элементами, а также морские карбонатные руды. В Прибайкалье, отличающемся высокой тектонической активностью и, соответственно, выраженным проявлением гидротермальных процессов (как древних докайнозойских, так и молодых, связанных с рифтовым этапом развития региона), источниками таких примесей могли служить гидротермально-метаморфические зоны пирит-пирротиновой и полиметаллической минерализации.

Анализ представленных материалов свидетельствует, что в центральной части Байкала (район о. Ольхон, Академического хребта, Ушканьего архипелага) захороненные в толще осадков Fe-Mn корки и конкреции, в том числе и фосфатсодержащие, могут быть непосредственно связаны с рудопроявлениями Fe, Mn и P на берегах озера. Захоронение древних конкреционных образований в толще осадков могло быть вызвано тектоническими движениями тийской фазы тектогенеза, начавшимися 120—150 тыс. лет назад, что согласуется с возрастом захороненных реликтов.

Изложенные аналогии, аргументы и факты не являются прямыми доказательствами. Они лишь косвенно подтверждают право на существование выдвинутой нами гипотезы, предложенной для объяснения генезиса необычных Fe-Mn образований, локально распространенных в донных осадках в районе Академического хребта. Чтобы доказать либо опровергнуть ее, нужны дальнейшие исследования и прежде всего анализ состава конкреций на дне Байкала и континентальных руд на его берегах.

Рассмотренные в работе материалы важны для палеореконокструкций климата в регионе. Интересны они и в более широком плане применительно к рудогенезу, поскольку «химия процесса отложения осадков и их раннего диагенеза в бассейне седиментации является начальным механизмом предрудной дифференциации рудообразующих элементов в зарождающемся материнском источнике вещества для будущих месторождений» [Трошин и др., 2001, с. 348].

Авторы выражают благодарность О.М. Хлыстову за отбор керн ст. 6.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г.Н.** Фосфатонакопление в океане. М., Наука, 2004, 464 с.
- Батурин Н.Г., Карабанов Е.Б.** Состав железомарганцевых конкреций и корок в оз. Байкал // Геология морей и океанов (Тез. докл. X Всесоюз. школы морской геологии). М., 1990, 150 с.
- Батурин Н.Г., Дубинчук В.Т., Авилова Е.В.** О минеральном составе железомарганцевых конкреций озера Байкал // Докл. РАН, 2009, т. 426, № 2, с. 207—211.
- Бухаров А.А., Фиалков В.А.** Геологическая структура дна Байкала. Новосибирск, Наука, 1996, 117 с.
- Бухаров А.А., Вонг Х.К., Кузин В.С., Кузьмин М.И., Фиалков В.А.** Геологическое строение подводного склона острова Большой Ушканый (оз. Байкал) // Геология и геофизика, 1992 (1), с. 22—29.
- Вотинцев К.К.** Гидрохимия озера Байкал. М., Изд-во АН СССР, 1961, 311 с.
- Выхристюк Л.А.** Органическое вещество донных осадков Байкала. Новосибирск, Наука, 1980, 80 с.
- Голдырев Г.С.** Осадконакопление и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск, Наука, 1982, 181 с.
- Гранина Л.З.** Вертикальные профили концентраций железа и марганца в иловых растворах Байкала // Геохимия, 1991, № 10, с. 1493—1500.
- Гранина Л.З.** Ранний диагенез донных осадков озера Байкал. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2008, 159 с.
- Гранина Л.З., Карабанов Е.Б., Пампура В.Д.** Железомарганцевые образования в Байкале // География и природные ресурсы, 1991, № 3, с. 89—96.
- Грачев М.А., Лихошвай Е.В., Воробьева С.С., Хлыстов О.М., Безрукова Е.В., Вейнберг Е.В., Гольдберг Е.Л., Гранина Л.З., Корнакова Е.Г., Лазо Ф.И., Левина О.В., Летунова П.П., Отинцов П.В., Пирог В.В., Федотов А.П., Яскевич С.А., Бобров В.А., Сухоруков Ф.В., Резчиков В.И., Федорин М.А., Золотарев К.В., Кравчинский В.А.** Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (5), с. 957—980.

Дейке Р., Вебстер Д., Каллендер Э. Изменения осадков и аутигенная минералогия по колонкам 307P, 307A-3 на Академическом хребте оз. Байкал // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (10—11), с. 160—173.

Домбровская Ж.В. Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. М., Наука, 1973, 155 с.

Егорова О.П. Генетические типы фосфоритов Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 1960 (7), с. 31—49.

Жмодик С.М., Миронов А.Г., Грачев М.А., Бобров В.А., Немировская Н.А., Хлыстов О.М., Железнякова Т.О., Титов А.Т. Урансодержащие фосфориты в донных осадках озера Байкал // Докл. РАН, 2001, т. 379, № 4, с. 528—533.

Занин Ю.Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск, Наука, 1969, 158 с.

Занин Ю.Н. Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск, Наука, 1975, 210 с.

Зоненшайн Л.П., Казьмин М.И., Кузьмин М.И. Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника, 1995, № 3, с. 46—58.

Кашик С.А., Ломоносова Т.К., Мац В.Д. Аутигенный дравит в палеогеновых глинах Прибайкалья // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 5, с. 671—673.

Князева Л.М. Осадкообразование в озерах влажной зоны СССР. Южный Байкал // Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 180—236.

Кудрявцев Д.И., Николаев В.Г. Гидротермальные новообразования в докембрийских гранитах Академического хребта // Литология и полезные ископаемые, 1989, № 5, с. 119—125.

Лейбович Л.З. Железо и марганец в окисленных осадках Байкала // Геохимия, 1983, № 12, с. 1756—1761.

Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1974, 165 с.

Малых В.С. Некоторые черты металлогении Байкальской горной области // Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. 1962, вып. 4, № 31, с. 62—69.

Мац В.Д., Егорова О.П. Стратиграфия байкальского комплекса и некоторые данные по его фосфоритности // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири, 1957, вып. 1, № 22, с. 47—75.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 252 с.

Мизандронцев И.Б. К геохимии поровых растворов // Динамика Байкальской впадины. Новосибирск, Наука, 1975, с. 203—230.

Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К., Мазиллов В.П., Климанова В.М., Рыбаков В.Г. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1976, 160 с.

Савенко В.С. Физико-химический анализ процессов формирования железомарганцевых конкреций в океане. М., ГЕОС, 2004, 155 с.

Семенович Н.И. Донные отложения Ладожского озера. Л., Наука, 1966, 124 с.

Семенович Н.И. Донные отложения Онежского озера. Л., Наука, 1973, 104 с.

Тахтеев В.В., Бухаров А.А., Провиз В.И. Своеобразие донной фауны в необычных геологических условиях северного подводного склона Большого Ушканьего острова (оз. Байкал) // Исследования фауны водоемов Восточной Сибири. Иркутск, ИГУ, 2001, с. 3—7.

Трошин Ю.П., Ломоносов И.С. Химический состав и условия формирования современных гидротерм центральной части Байкальской рифтовой зоны // География и природные ресурсы, 2005, вып. 4, № 2, с. 39—47.

Трошин Ю.П., Ломоносов И.С., Ломоносова Т.К., Брюханова Н.Н., Гвоздков А.Н., Гелетий В.Ф., Петров Л.Л., Сандимиров И.В., Спиридонов А.М., Ткаченко Л.Л. Геохимия рудообразующих элементов в отложениях кайнозойских впадин Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 348—361.

Устинов В.И. Некоторые особенности оруденения в нижнепротерозойских отложениях Западного Прибайкалья // Эндогенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974, с. 126—133.

Хлыстов О.М., Мац В.Д., де Батист М. Юго-западное окончание Северо-Байкальской впадины: геологическое строение и корреляция с кайнозойскими разрезами о. Ольхон и кернами ВDP-96 и ВDP-98 // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 373—383.

Штеренберг Л.Е., Стравинская Е.А., Уранова О.В. Основные процессы, контролирующие рудообразование в озерах северной лесной зоны (на примере оз. Пуннус-Ярви) // Литология и полезные ископаемые, 1970, № 1, с. 27—42.

Amirzhanov B.J., Pampoura V.D., Piskunova L.F. Rare elements in the Lake Baikal ferromanganese nodules // IPPCCE Newsletter, 1993, № 7, p. 25—28.

Deike R.G., Granina L., Callender E., McGee J.J. Formation of ferric iron crusts in Quaternary sediments of Lake Baikal, Russia, and implications for paleoclimate // Marine Geology, 1997, v. 139, p. 21—46.

Demory F., Nowaczyk N.R., Witt A., Oberhansli H. High-resolution magnetostratigraphy of Late Quaternary sediments from Lake Baikal, Siberia: timing of intracontinental paleoclimatic responses // Global Planet. Change, 2005, v. 46, p. 167—186.

Fagel N., Alleman L.Y., Granina L., Hatert F., Thamo-Bozso E., Cloots R., Andre L. Vivianite formation and distribution in Lake Baikal sediments // Global Planet. Change, 2005, v. 46, p. 315—336.

Granina L., Muller B., Wehrli B., Martin P. Oxygen, iron, and manganese at the sediment-water interface in Lake Baikal // Terra Nostra, 2000, № 9, p. 87—94.

Granina L.Z., Mats V.D., Khlystov O.M., Goldberg E.L., Phedorin M.A., Vorobyeva S.S., Semenov M.Yu. Sedimentary Fe/Mn layers in Lake Baikal as evidence of past and present limnological conditions // Long continental records from Lake Baikal. Tokyo, Springer, 2003, p. 219—229.

Granina L., Muller B., Wehrli B. Origin and dynamics of Fe and Mn sedimentary layers in Lake Baikal // Chem. Geol., 2004, v. 205, p. 55—72.

Manceau A., Kersten M., Marcus M.A., Geoffroy M., Granina L. Ba and Ni speciation in a nodule of binary Mn oxide phase composition from Lake Baikal // Geochim. Cosmochim. Acta, 2007, v. 71, p. 1967—1981.

Mats V.D., Khlystov O.M., De Batist M., Ceramicola S., Lomonosova T.K., Klimansky A. Evolution of the Academician Ridge Accommodation Zone in the central part of the Baikal Rift, from high-resolution reflection seismic profiling and geological field investigations // Int. J. Earth Sci., 2000, v. 89, № 2, p. 229—250.

Mats V.D., Lomonosova T.K., Vorobyeva G.A., Granina L.Z. Upper Cretaceous-Cenozoic clay minerals of the Baikal region (eastern Siberia) // Appl. Clay Sci., 2004, v. 24, № 3—4, p. 327—336.

Muller B., Granina L., Schaller T., Ulrich A., Wehrli B. P, As, Sb, Mo, and other elements in sedimentary Fe/Mn layers of Lake Baikal // Environment. Sci. Technol., 2002, v. 36, № 3, p. 411—412.

Zakharova Yu.R., Parfenova V.V., Granina L.Z., Kravchenko O.I., Zemskaya T.I. Specific ecological features of the distribution of iron and manganese oxidizing bacteria in bottom sediments of Lake Baikal // J. Ecol. Safety. International Scientific Publications, 2008, v. 2, № 1, p. 313—322.

*Рекомендована к печати 16 ноября 2009 г.
В.Н. Шарповым*

*Поступила в редакцию 25 декабря 2008 г.,
после доработки — 20 августа 2009 г.*