

Российская Академия наук
Дальневосточное отделение
Дальневосточный геологический институт

На правах рукописи

Михайлик Павел Евгеньевич

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРОК ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО
МОРЕЙ

Специальность: 25.00.11 - геология, поиски и разведка твердых полезных
ископаемых, минерагения

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Владивосток 2009

Работа выполнена в Дальневосточном геологическом институте
ДВО РАН

Научный руководитель

*доктор геолого-минералогических наук
Чудаев Олег Васильевич*

Официальные оппоненты

*доктор геолого-минералогических наук
Щека Сергей Акимович*

*Кандидат геолого-минералогических наук
Можеровский Анатолий Викторович*

Ведущее предприятие

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург

Защита состоится 5 июня 2009 г. в 14 часов 00 минут на заседании диссертационного совета Д 005.006.01 Дальневосточного геологического института ДВО РАН по адресу: г. Владивосток-22, проспект 100-летия Владивостока, 159.

Факс: (4232) 317847

e-mail: office@fegi.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Дальневосточного отделения РАН (адрес тот же)

Автореферат разослан «___»_____2009 г.

**Ученый секретарь
диссертационного совета**

К.Г.–М.Н.

/Б.И. Семеняк/

Введение

Актуальность. В настоящее время железомарганцевые руды дна Мирового океана достаточно хорошо изучены в пределах акватории Тихого и Атлантического океанов. Данные по железомарганцевым образованиям (ЖМО) в окраинных морях единичны. Чаще всего приводятся сведения о наличии ЖМО, и без должного обоснования, присваивается им гидротермально-осадочная природа. Следовательно, общая картина формирования ЖМО в морских бассейнах будет неполная без знания процессов, приводящих к образованию их в окраинных морях. В связи с этим проведены детальные исследования железомарганцевого оруденения в Японском и Охотском морях, где марганцеворудные корки локализованы на подводных горах, в том числе и находящихся в исключительной экономической зоне (ИЭЗ) России.

Цель и задачи исследований. Целью работы является выяснение состава, строения и условий формирования Fe-Mn корок Японского и Охотского морей.

Для достижения поставленной цели потребовалось решить следующие задачи:

1. Проанализировать распространение литологических типов Fe-Mn корок в морфоструктурных элементах дна Японского и Охотского морей.
2. Выяснить минеральный и химический состав Fe-Mn корок.
3. Определить условия отложения рудного вещества на подводных горах Японского и Охотского морей.

Методы исследований и фактический материал. Образцы Fe-Mn корок и пород субстрата были переданы для изучения Е.П. Леликовым и А.Н. Деркачевым (ТОИ ДВО РАН). Автор принимал участие в рейсах (6-06 часть 2 и 6-07 часть 1) на НИС «Геленджик» (Магеллановы горы) в период с ноября 2007 г. по апрель 2008 г. Основной задачей рейса была оценка перспектив рудоности гайотов западного звена Магеллановых гор. За время экспедиции был получен сравнительный материал по железомарганцевым коркам. При изучении каменного материала использовались приемы литогенетической типизации, предложенные Н.С. Скорняковой (1984) и С.И. Андреевым (1994). Минеральный состав определялся рентгенофазовым и электронно-микроскопическим методами. С помощью методов ICP-MS и ICP-OES определялись концентрации Al, Ca, Mn, Fe, Mg, Ti, Be, Co, Ni, Cu, Zn, Y, Ba, Pb, Th, U, Mo, Sr, As, Li, V, Cr, Sc, Ga, Sb, Hg, Rb, Cs, Cd, Bi, Ag, Se, Ge, Br, I, Tl, In и редкоземельные элементы (РЗЭ); анализ Si проводился гравиметрическим методом; P - фотометрическим; Na и K - методами атомной абсорбции.

В работе использованы результаты изучения 103-х образцов Fe-Mn корок и пород субстрата. Были исследованы 37 шлифов и аншлифов, а также в 70 пробах определен химический состав, включая РЗЭ.

Научная новизна. При изучении железомарганцевых корок Японского и Охотского морей были получены следующие новые данные:

- в Охотском море установлены железомарганцевые корки толщиной до 15 см на подводных горах невулканического (тектонического) происхождения;

- выявлены марганцеворудные брекчии в базальных слоях корок на подводных вулканах Японского моря;

- обнаружено в Fe-Mn корках Японского моря присутствие хорошо окристаллизованного пиролюзита, указывающего на возможный гидротермальный генезис ЖМО;

- определены концентрации полного спектра РЗЭ и иттрия в железомарганцевых корках подводных вулканов Японского моря и подводных гор тектонического происхождения Охотского моря, установлено, что распределение РЗЭ и Y в Японском море близко к характеру накопления их в гидротермальном флюиде. В Охотском море характер распределения редких земель и иттрия в железомарганцевых корках совпадает с распределением их в рудных корках гайотов Магеллановых гор (Тихий океан);

Практическая ценность. Обнаружение на горах тектонического происхождения гидрогенных рудных корок толщиной до 15 см свидетельствует о масштабности железомарганцевого рудогенеза в Охотском море, который можно сопоставить с тихоокеанским. Новые данные о вещественном составе Fe-Mn образований могут быть использованы при отработке промышленной технологии извлечения металлов, и оценке перспектив железомарганцевого оруденения в изученных морях.

Апробация работы. Результаты работы докладывались на 2-й, 3-й и 4-й международных конференциях по «Минеральным ресурсам Мирового Океана» в г. Санкт-Петербурге в 2004, 2006 и 2008 гг., на 34 - 36-ом международных симпозиумах «Underwater Mining Institute» в Лондоне (2004 г.), Монтерее (2005 г.) и в Киле (2006 г.), а также на 1-й и 2-й региональной конференциях молодых ученых «Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России» во Владивостоке (2006 и 2008 гг.), и, кроме того, на Ученом совете ДВГИ ДВО РАН.

По теме диссертации опубликовано 9 работ, среди которых 1 статья в журнале, входящем в перечень ВАК.

Исследования железомарганцевых корок проводились автором в ДВГИ ДВО РАН, начиная с 2000 г. и были поддержаны в 2002 - 2003 годах грантом ДВО РАН № 03-3-Ж-08-045, в 2006 г. грантом ДВО РАН № 05-III-Г-08-086. В качестве исполнителя автор работал по программе ФЦП «Мировой океан» (проект 634/2007-ДВГИ), гранты ДВО РАН № 05-1-П14-060 и № 06-1-П17-079.

Объём работы. Работа состоит из введения, 6 глав и заключения. Общий объём 114 страниц текста, 6 таблиц, 59 рисунков. Список литературы содержит 176 наименований.

Благодарности. Автор благодарен научному руководителю О.В. Чудаеву. В процессе работы автор консультировался и обсуждал полученные результаты с Н.Н. Бариновым, Ю.Г. Волохиным, В.И. Гвоздевым, В.В. Голозубовым, Е.В. Михайликом, С.А. Щёкой, В.Г. Хомичем, Е.П. Леликовым, А.Н. Деркачевым, П.Я. Тищенко, В.Т. Съединым В.С. Пушкарем, М.В. Черепановой и, пользуясь случаем, выражает им благодарность, а также всем коллегам, осуществлявшим аналитическую обработку материала и техническое оформление работы: Н.В. Груде, Т.М. Михайлик, Н.Ю. Цейтлину, Н.В. Мирошниченко, А.С. Шабленко, Н.В. Зарубиной, В.Ф. Заниной, В.Н. Залевской.

Основные защищаемые положения:

1. Крупнослоистые железомарганцевые корки, а также впервые установленные рудные брекчии, слагающие базальные слои корок, распространены в привершинных участках на подводных вулканах Японского и Охотского морей. Тонкослоистые железомарганцевые корки локализуются на подводных возвышенностях невулканического (тектонического) происхождения в Охотском море.

2. По минеральному составу выделено две группы железомарганцевых корок. К первой группе относятся корки, которые сложенные тодорокитом, бёрнесситом, манганитом и пиролюзитом. Последний был определен впервые. Характерной особенностью этой группы является высокое содержание Mn и Ca. Корки второй группы состоят из вернадита и отличаются от корок первой группы повышенными содержаниями Fe, Ni и PЗЭ.

3. Корки первой группы формируются в результате выпадения оксигидроксидов марганца и железа из гидротермальных флюидов и по генетическим признакам относятся к гидротермально-осадочным. Корки второй группы образуются при отложении вещества из придонных вод и классифицируются как гидрогенные.

Глава 1. Состояние изученности железомарганцевых образований Мирового океана, включая Японское и Охотское моря

Исследованию железомарганцевых образований Мирового океана посвящено огромное количество работ (Buser, Grutter, 1956; Mero, 1965; Страхов и др., 1968; Goodel et al., 1971; Bonatti et al., 1972; Железомарганцевые..., 1976; 1986; 1989; Чухров и др., 1979; 1989; Базилевская, 1981; Кронен, 1982; Toth, 1982; Halbach et al., 1984; Hein et al., 1985; 1987; 1988; Aplin, Cronan, 1985; Glasby, 1986; Рой, 1986; Богданов и др., 1987; Скорнякова и др., 1987; Успенская и др., 1988; 1989; Варенцов и др., 1989; 1990; Батулин, 1989; 1993; Лисицин и др., 1990, 1993; Андреев, 1994; Кобальтбогатые..., 2002; Михайлик и др., 2003; 2004; Ожогина и др., 2004; Мельников, 2005; Дубинин, 2006 и др.). Полученные данные позволили выявить минеральный и химический состав ЖМО в акватории Мирового океана, а также условия их формирования.

Изучением железомарганцевых образований Японского моря занимались Л.М. Грамм-Осипов и др. (1975); И.К. Пушин и др. (1977); Ю. Б. Евланов и др. (1979); Л.Е. Штеренберг и др. (1984, 1986); Н.С. Скорнякова и др. (1987); А.В. Можеровский и др. (1989); Н.В. Астахова, И.А. Введенская, (2003); Н.В. Астахова, (2007). Среди железомарганцевых образований, драгированных с подводных вулканов в Японском море, выделены: 1 – широко распространенные корки на обломках вулканических пород; 2 – в небольшом количестве образцы жерловых брекчий, пропитанных гидроксидами марганца и железа; 3 – единичные конкреции (0,3 – 20 мм) (Пушин и др., 1975). Изучение ЖМО в Японском море показало, что железомарганцевые корки сложены минералами характерными, для гидротермальных образований. Химический состав изучен недостаточно полно. Приведены сведения в большей степени по концентрациям основных металлов: Mn, Fe, Ni, Cu, Co и в меньшей степени – по распределению микроэлементов.

Строение и состав железомарганцевых образований Охотского моря изучен детальнее (Орлов, 1982; Гавриленко, Храмов 1986; Штеренберг и др., 1984; Бондаренко и др., 1994; Деркачев и др., 2002; Астахова, Саттарова 2005; Аникеева и др., 2005; Glasby et al., 2006; Астахова, 2007). Наиболее полно проанализированы образцы, драгированные с подводных вулканов Курильской островной дуги (Успенская и др., 1989; Аникеева и др., 2008). Этими работами показано, что подавляющее большинство ЖМО имеют гидротермальную природу. Однако железомарганцевые корки с подводных гор центральной части Охотского моря изучены в значительно меньшем объеме. Высказано предположение о гидротермальном генезисе этих рудных накоплений (Астахова, 2007).

Таким образом, обзор литературы по морским железомарганцевым образованиям показал, что основная часть работ проводилась в открытой части Мирового океана, в большей степени в Тихом океане. Украинноморские железомарганцевые образования изучены значительно слабее.

Глава 2. Геологическое строение областей проявления железомарганцевого оруденения Японского и Охотского морей

В главе кратко охарактеризовано геологическое строение дна Японского и Охотского морей и показано, что железомарганцевые образования приурочены к привершинным участкам, как подводных вулканов, так и подводных гор не вулканического (тектонического) происхождения.

В Японском море железомарганцевые корки были драгированы только с подводных вулканов. В качестве примера рассмотрено геологическое строение двух подводных вулканов (Беляевского и Медведева) сложенных трахибазальтовым комплексом среднемиоцен – плиоценового возраста (Геологическая карта..., 1984). При драгировании склонов этих структур были подняты железомарганцевые корки, которые впоследствии изучались автором. Исследованиями В.Т. Съедина с соавторами (Съедин и др., 1989) показано, что магматические породы, служащие субстратом железомарганцевых корок классифицируются ими как украинноморские толеиты.

В Охотском море большая часть образцов железомарганцевых корок драгирована со склонов подводных вулканов вблизи Курильской островной дуги, меньшая – была поднята в южной (вулканические посторойки Курильской котловины) и центральной (банка Кашеварова, возв. Академии наук, возв. Института Океанологии и др.) частях. Недавно были выявлены подводные горы в трого Кашеварова (Dullo W.-Chr. et al., 2004), сложенные осадочными (конгломераты), метаморфическими (биотитовые роговики, тектонические брекчии с включениями биотитовых роговики) и интрузивными (гранодиориты) породами. На одной из возвышенностей в дражных пробах присутствовали железомарганцевые корки, которые послужили материалом для исследований проведенных автором.

Анализ литературных данных показал, что в Японском и Охотском морях железомарганцевые корки приурочены только к привершинным участкам подводных вулканов. Кроме того, в Охотском море установлены структуры невулканического (тектонического) происхождения, породы которых в привершинной части покрыты корками.

Глава 3. Морфология и внутреннее строение железомарганцевых корок Японского и Охотского морей

На подводном вулкане Беляевского подняты корки, где нижние части образцов характеризуются обломочной текстурой. В сущности, это Mn-рудная брекчия, заполняющий материал которой также выполнен рудным веществом. Кроме того, в матриксе отмечены единичные Fe-Mn микроконкреции, с характерной тонкой концентрически-слоистой структурой. Обломочная часть занимает около 80%. Верхние части образцов характеризуются тонкослоистой текстурой, размеры слоев до 0,5 мм. Здесь наблюдается чередование слоев различных по цвету: от серого, стально-серого до черного. Слои повторяют (конформны) поверхность нижних частей корок. Строение железомарганцевых корок с подводного вулкана Медведева подобно верхним частям марганцеворудных корок подводного вулкана Беляевского.

Изучение шлифов показало, что распределение основных Fe-Mn агрегатов, весьма сложное. Наблюдаются переходы одного в другой. Характерна колломорфная структура основной массы, а также встречаются натечные формы чередующихся слоев минералов. Ажурные слои начинаются агрегатом с минимальной отражательной способностью (20%), затем постепенно сменяются слоем, характеризующимся более высокой отражательной способностью (25%). Выше происходит резкая смена агрегатов. Затем все повторяется вновь. Однако толщина слоев с каждым разом возрастает. Там, где мощность их достаточно большая, видны створки диатомовых водорослей и их детрит.

Железомарганцевые корки с подводной горы в трогее Кашеярова представлены образцами толщиной до 15 см светло-коричневого цвета с волнистой бугорчатой поверхностью. Это самые мощные из известных рудных образований, поднятых в Охотском море. Наряду с глыбами отмечены более темные коричневые корки толщиной от 3 до 8 см. На поперечных срезах образцов видно, что накопление железомарганцевого вещества корок происходит неравномерно, наблюдаются линзы и прослои осадочного материала. Поверхность корок кавернозная, участками изрезана продолговатыми субпараллельными бороздками глубиной до 0,5 см. Текстура обеих разновидностей - тонкослоистая. Слоистость обусловлена примесью глинистого вещества. На поверхности корок отмечены трубочки полихет и спикулы губок.

Микроскопическое изучение показало, что структура слоистая, участками слабovolнистая. Слои сложены железомарганцевым агрегатом с отражательной способностью 10-12%. Толщина слоев варьирует в пределах 0,05 - 0,17 мм, в среднем 0,1 мм. В некоторых образцах наблюдается органогенная структура, обусловленная многочисленными створками и фрагментами диатомей. Отмечены обломки нерудных

минералов разной степени окатанности, а также редкие очень мелкие (< 1 мкм) вкрапленники сульфидов, в основном, пирита.

Данные по изучению морфологических и текстурно-структурных характеристик образцов железомарганцевых корок свидетельствуют о резком различии корок с подводных вулканов Беляевского и Медведева в Японском море от образцов с подводной горы в тропе Кашеварова Охотского моря.

Глава 4. Минеральный состав железомарганцевых корок Японского и Охотского морей

Рентгенофазовые исследования железомарганцевых корок подводных вулканов Беляевского и Медведева показали, что марганцевые минералы представлены бёрнесситом и тодорокитом, а также небольшим количеством вернадита. Одним из редких минералов для Mn корок является пиролюзит. Он встречается в малых количествах, в смеси с другими Mn минералами, часто слабоокристаллизованный. Этот минерал часто распространен в гидротермальных жильных месторождениях Марокко (Тьюин), Армении (Севкар-Саригюх), США (Ринкон-Морган, шт. Нью-Мексико) и Германии (Эйзенбах) (Рой, 1986). Автором был установлен хорошо окристаллизованный чистый пиролюзит (рис. 1, 2, Mikhailik et al., 2004). Эта находка является первой для япономорских Mn корок. Также отмечено присутствие манганита, который находится в смеси с тодорокитом. Нерудные минералы представлены кварцем, полевым шпатом, нонтронитом и иллитом.

В большинстве образцов минеральный состав закономерно меняется от основания корки к её верхней части. Нижний массивный темно-серый слой представлен хорошо раскристаллизованным бёрнесситом. Выше в сростании с бёрнесситом появляется слабо раскристаллизованный тодорокит, который становится преобладающим в верхней части корки.

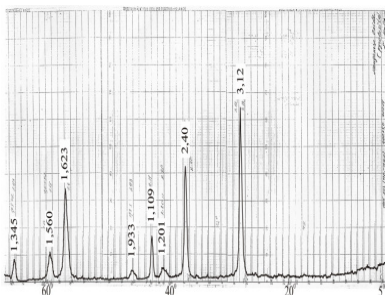


Рис. 1. Дифрактограмма пиролюзита

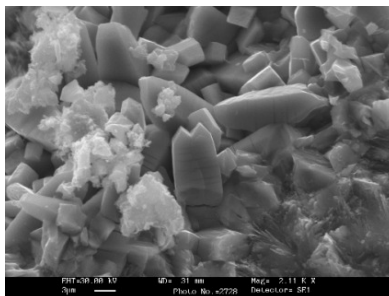


Рис. 2. Кристаллы пиролюзита

Такую тодорокит-бёрнесситовую ассоциацию имеют гидротермальные корки Галапагосского поднятия (Лазур и др., 1986; Moorby et al., 1983 и др.), хребта Эксплорер (Grill et al., 1981), рудного поля ТАГ (Thompson et al., 1985), островодужной системы Тонга-Кермадек (Moorby et al., 1984), рифта Таджура (Горшков и др., 1987) и др. По валовому минеральному составу корки япономорского региона скорее можно отнести к бёрнесситовым. Этот минерал нередко встречается в обогащенных марганцем океанических Fe-Mn конкрециях. Однако он не образует в них больших скоплений и является главным образом результатом старения рудного вещества, первоначально сложенного бузеритом-I (Успенская и др., 1987). Тодорокит в конкрециях седиментационно-диагенетического генезиса встречается очень редко (Железомарганцевые конкреции., 1989). Наличие пиролюзита отмечено в гидротермальных корках Индийского океана (Богданова и др., 2008), однако известно, что он является продуктом старения бёрнессита (Рой, 1986). Наличие нонтронита в ассоциации с бёрнесситом и тодорокитом в марганцеворудных корках с подводных вулканов Беляевского и Медведева является ещё одним доказательством эндогенной поставки вещества формирующего эти корки (Лисицин, 1993).

Основным марганцеворудным минералом Fe-Mn корок с подводной горы в трого Кашеварова является вернадит (δ -MnO₂). Единичные образцы содержат небольшое количество 10^Å Mn минерала, а также отмечено присутствие аморфной фазы. Такой минеральный состав характерен для рудных корок Магеллановых и Маркус-Уэйк подводных гор и гайотов, которые в настоящее время являются наиболее изученными в Тихом океане (Мельников, 2005 и др.).

Наличие 10^Å манганита в седиментационных корках гайотов Магеллановых гор В.Ф. Чухровым с соавторами (Чухров и др., 1989) объясняют возникновением локальных участков в которых происходят диагенетические процессы. В результате имеющаяся в корках органика локально восстанавливает марганец вернадитов до двухвалентного состояния, в результате чего будет образовываться 10^Å манганит (асболан-бузерита и бузерита I).

Нерудные минералы представлены, главным образом, кварцем и плагиоклазом, а также каолинитом, хлоритом, иллитом и клиноптилолитом.

Таким образом, полученные данные показывают, что Fe-Mn корки с подводных вулканов Беляевского и Медведева имеют много общего с гидротермальными марганцевыми образованиями, а образцы корок с подводной горы трого Кашеварова по минеральному составу наиболее близки к гидрогенным коркам гайотов Тихого океана.

Глава 5. Химический состав железомарганцевых корок Японского и Охотского морей

В главе приводятся данные по химическому составу железомарганцевых корок Японского и Охотского морей, их обсуждение и интерпретация, а также сравнение с различными морскими образованиями.

Среднее содержание марганца, железа и основных микроэлементов в железомарганцевых корках подводных вулканов Беляевского и Медведева, а также трога Кашеварова приведено в таблице 1. Содержания марганца в Япономорских корках варьирует в широких пределах от 1,78 до 59,01%, железа – 0,036-15,97%, и в среднем составляет 40,66 и 4,41%, соответственно. Корки трога Кашеварова более железистые (Fe – 8,58-16,4%), а концентрации марганца немного ниже и колеблются в пределах 14,87-30,19%, в среднем 24,02.

Широкие границы концентраций марганца и железа характерны для Fe-Mn гидротермальных корок Тихого океана, в которых Mn варьирует в пределах от 0,06% до 51,0%, а Fe – от 0,03 до 28,8%. Такое селективное накопление марганца по отношению к железу по мнению Н.М. Страхова (Страхов и др., 1968), характеризует гидротермальный процесс. Кроме того, было показано, что в пределах гидротермальных плюмажей, нередко достигающих гигантских размеров, наблюдаются переменные соотношения относительно высоких концентраций растворенных и взвешенных форм марганца и железа (Baker et al., 1987).

Среднее содержание марганца (24,02%) и железа (11,39%) в рудных корках трога Кашеварова попадает в пределы содержания этих элементов в железомарганцевых корках Тихого океана (Магеллановы горы, Маршалловы острова и др.), где марганец изменяется в пределах 14-29%, железо – 10,6-22,2%.

В исследуемых корках сумма Ni, Cu и Co составляет в среднем 1156 и 5683 г/т для Японского и Охотского морей, соответственно. В Охотском море основная часть суммы приходится на никель (4939 г/т), средние содержания меди (358 г/т) и кобальта (386 г/т) примерно равны. Концентрации Ni и Cu попадают в пределы содержания их в железомарганцевых корках Тихого океана (Ni – 2200-6300 г/т, Cu – 300 – 1500 г/т). Доля кобальта в корках трога Кашеварова на порядок ниже, чем в гидrogenных корках Тихого океана (2800-12000 г/т), но выше, чем в гидротермальных (38-120 г/т).

В гидротермальных железомарганцевых корках, не подвергавшихся гидрогенному влиянию, суммарное содержание Ni, Cu и Co, как правило, не превышает 0,05-0,20%, тогда как в типично гидrogenных гидроксидных корках, например Тихого океана, оно равно в среднем 1,4% (Андреев, 1994). В япономорских корках никель занимает примерно

половину (673 г/т) от суммы Ni, Cu и Co. Концентрация кобальта (374 г/т) приблизительно в 3,5 раз выше, чем содержание меди (109 г/т).

Таблица 1. Химический состав Fe-Mn образований Японского (вулк. Беляевского и Медведева) и Охотского (трога Кашеварова) морей, а также Мирового океана.

Элемент	Охотское море	Японское море	Мировой океан	
	Трог Кашеварова $X_{\min} - X_{\max}$ $X_{\bar{d}}$	Вулк. Беляевского и Медведева $X_{\min} - X_{\max}$ $X_{\bar{d}}$	Корки подводных гор и поднятий (Кобальт-богатые..., 2002; Батурин, 1993)	Гидротермальные корки (Батурин, 1993; Usui et al., 1997)
Mn (мас%)	$\frac{14.87 - 30.19}{24.02}$	$\frac{1.78 - 59.01}{40.66}$	19.01	44.46
Fe	$\frac{8.58 - 16.40}{11.93}$	$\frac{0.036 - 15.97}{4.41}$	15.08	0.60
Ti	$\frac{0.23 - 0.94}{0.36}$	$\frac{0.006 - 0.082}{0.03}$	0.97	0.54
Al	$\frac{0.62 - 4.14}{2.11}$	$\frac{0.19 - 1.57}{0.61}$	1.12	0.48
P	$\frac{0.25 - 0.48}{0.40}$	$\frac{0.02 - 0.93}{0.24}$	1.22	0.17
Si	$\frac{2.19 - 21.87}{9.11}$	$\frac{1.07 - 5.99}{2.71}$	4.11	3.08
Ni г/т	$\frac{1282 - 6783}{4939}$	$\frac{85 - 867}{673}$	4100	344
Cu	$\frac{163 - 449}{358}$	$\frac{14 - 186}{109}$	1100	128
Co	$\frac{170 - 509}{386}$	$\frac{11 - 496}{374}$	5400	38
Zn	$\frac{140 - 309}{256}$	$\frac{30 - 164}{104}$	600	306
Pb	$\frac{133 - 448}{274}$	$\frac{2.5 - 22}{13}$	1300	52
Mo	$\frac{166 - 720}{427}$	$\frac{20 - 1020}{584}$	400	582
Ba	$\frac{674 - 1098}{859}$	$\frac{276 - 15010}{6380}$	1400	2419
As	$\frac{38 - 87}{76}$	$\frac{16 - 57}{37}$	200	52
Li	$\frac{30 - 75}{42}$	$\frac{162 - 856}{585}$	100	1500
Hg	$\frac{0.84 - 2.49}{1.48}$	$\frac{0.3 - 2.92}{1.03}$	0.06	1
Rb	$\frac{4.00 - 21.05}{8.67}$	$\frac{5.87 - 30.71}{13.23}$	24.61	80

$X_{\min} - X_{\max}$ – пределы концентраций; $X_{\bar{c}}$ – среднее значение

В гидротермальных Mn корках «горячих» точек концентрации Ni составляют в среднем 1377 г/т, Cu – 72 г/т, Co – 283 г/т (Hein et al., 1996); для корок островодужных систем значения их равны: для Ni – 310 г/т, Cu – 120 г/т, Co – 33 г/т (Moorby et al., 1984); в низкотемпературных Mn образованиях центральной части Тихого океана величины этих элементов достигают: Ni – 4800 г/т; Cu – 3100 г/т; Co – 35 г/т; и, кроме того, в корках ТАГ Ni до 180 г/т, Cu до 2620 г/т, Co до 50 г/т (Mills et al., 2001).

На рис. 3 показано положение изученных железомарганцевых корок Японского и Охотского морей на тройной диаграмме Э. Бонатти (Bonatti et al., 1972). Из рисунка видно, что образцы марганцевых корок подводных вулканов Беляевского и Медведева занимают место в основании диаграммы, где располагаются гидротермальные корки, формирующиеся в островодужных системах, срединно-океанических хребтах и «горячих» точках.

Исследованные образцы корок трога Кашеварова на диаграмме Э. Бонатти (рис. 3) находятся в основном поле гидрогенных образований. Однако один образец попадает в нижнюю область, характерную для гидротермальных железомарганцевых образований. В этом поле наряду с гидротермальными отложениями (Hein et al., 1987; Hein et al., 1996; Mikhailik et al., 2004; Usui et al., 1997) попадают также Fe-Mn образования Балтийского, Лаптевых и Черного морей, а также пресноводного озера Пунус-Ярви (Страхов и др., 1968; Калягин и др., 2001). Таким образом, содержание основных рудных металлов в Fe-Mn корках окраинных морей не дают однозначного ответа на их происхождение, и положение их значений на диаграмме Э. Бонатти не столь убедительно, как для открытой части океана (Кронен, 1982).

Марганцевые корки Японского моря характеризуются высокими значениями концентраций Ва до 15019 г/т (в среднем 8317 г/т) при величине отношения Ва/Ti, в среднем 1,38, интерпретируется как свидетельство гидротермального накопления (Варенцов и др., 1989). Концентрация Ва в корках трога Кашеварова значительно ниже (до 1098 г/т), и отношение Ва/Ti составляет в среднем 0,24. Это указывает на преимущественно гидрогенный характер поставки вещества, формирующего рудные корки. Вообще, поведение Ва в океане отличается дуалистичностью: значительные концентрации этого элемента накапливаются как в осадках связанных с зонами высокой биологической продуктивности, так и в гидротермальных металлоносных отложениях осевых зон. Повышенные содержания бария слабо ассоциируются с гидрогенными компонентами (Ni+Cu+Co), что может объясняться как признак его гидротермального происхождения (Варенцов и др., 1989).

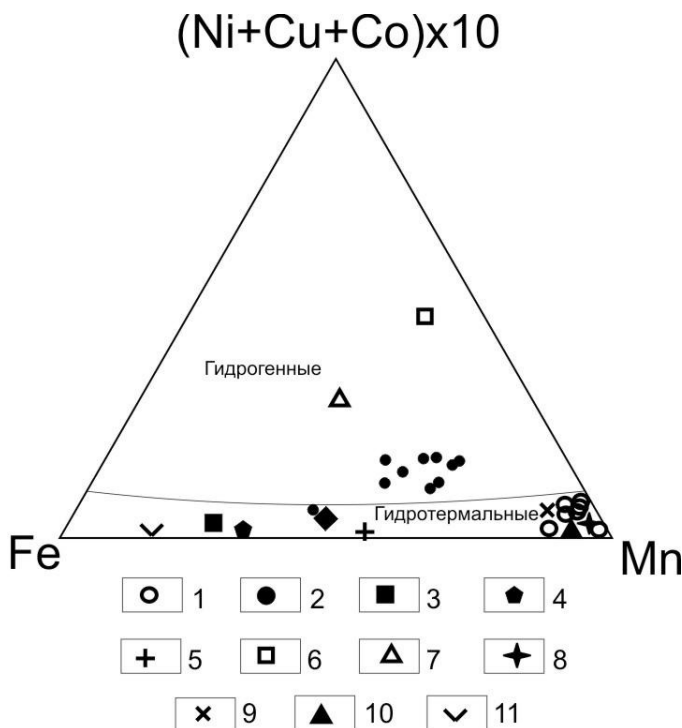


Рис. 3. Положение разных генетических типов Fe-Mn образований на диаграмме (Ni+Cu+Co)/Fe/Mn (Bonatti et al., 1972).

1 – Fe-Mn корки Японского моря (данные автора), 2 – Fe-Mn корки Охотского моря (данные автора), 3 – Fe-Mn образования моря Лаптевых (Калягин и др., 2001), 4 – Fe-Mn руды Балтийского моря (Страхов и др., 1968), 5 – Fe-Mn руды оз. Пунус-Ярви (Страхов и др., 1968), 6 – Fe-Mn конкреции рудного поля Кларион-Клиппертон (Кобальтбогатые..., 2002), 7 – Co богатые Fe-Mn корки подводных гор и поднятий (Кобальтбогатые..., 2002), 8 – гидротермальные Fe-Mn корки «горячих» точек (Hein et al., 1996), 9 - Fe-Mn образования срединно-океанических хребтов (Usui et al., 1997), 10 - Fe-Mn корки вулканов островных дуг (Hein et al., 1997), 11 – Fe-Mn конкреции Черного моря (Страхов и др., 1968).

К числу элементов дающих повышенные концентрации в гидротермальных корках относятся: Li, S, Cl, Rb иногда Hg (Батурин, 1993). Содержание Li в япономорских корках колеблется в пределах 162-856 г/т, в среднем 585 г/т, что во много раз больше, чем в корках трога Кашеварова, где средняя концентрация лития составляет 42 г/т. Так, для гидротермальных корок разных областей Мирового океана среднее содержание лития колеблется в пределах 400-790 г/т (Usui et al., 1997), а

гидрогенные корки Мирового океана характеризуются невысоким (до 100 г/т) его содержанием (Кобальтбогатые..., 2002).

Повышенные содержания Si (табл. 1) в корках Охотского моря связаны с примесью терригенного осадочного материала, в том числе ледового разноса и с высокой биопродуктивностью кремнистого микропланктона в Охотском море (Кобленц-Мишке, 1967; Цой и др., 2005). Марганцевые корки подводных вулканов в Японском море отражают более низкие содержания кремния от 1,1 до 6%, причем повышенные содержания Si характерны для верхних слоев корок (Штеренберг и др., 1986; Mikhailik et al., 2004).

Как известно, доминирующим источником редкоземельных элементов (РЗЭ) в океане считается взвешенный (93,9%) и растворенный речной сток. Доля эолового материала в поставке РЗЭ составляет, примерно, 1,8% от общей терригенной поставки РЗЭ в океан, а доля атмосферных осадков, примерно, равна доле растворенного стока (0,2%). Эндогенным источником редких земель в океане служит вулканогенный и гидротермальный материал (Дубинин, 2006).

Быстрорастущие (1-2 мм за 1000 лет) (Clauer et al., 1984) марганцевые корки располагаются обычно вблизи выходов гидротермальных источников, часто в ассоциации с нонтронитом (Варенцов и др., 1990; Mills et al., 2001; Дубинин, 2006 и др.). Они обеднены РЗЭ и основными микроэлементами (Ni, Cu, Co), но концентрации Mn могут достигать 52-53% (Штеренберг и др., 1986; Mills et al., 2001; Mikhailik et al., 2004; Анисеева и др., 2005). Напротив, медленно растущие гидрогенные корки, характеризуются высокими содержаниями РЗЭ, особенно легких, и главных микроэлементов (Ni, Cu, Co). По мнению А.В. Дубинина (Дубинин, 2006) и И.М. Варенцова (Варенцов, 1993), не существует четких границ в накоплении РЗЭ между гидротермальными и гидрогенными корками: первоначально гидротермальные богатые марганцем быстрорастущие корки, при затухании гидротермального источника эволюционируют в сторону гидрогенного состава, где цериевая аномалия положительная.

Концентрации РЗЭ и Y (табл. 2) в изучаемых корках нормированы по сланцу PAAS (пост-архейский австралийский сланец) и хондриту (РЗЭ по Дубинину (2006), иттрий по Rollinson (1993)), а также величины Ce_{cn} , Eu_{cn} , Y_{cn} и отношение Eu/Sm . Индексы «СН» и «ХН» показывают, что РЗЭ и Y нормализованы к сланцу (PAAS) и хондриту, соответственно.

Величины цериевой, европиевой и иттриевой аномалий (табл. 2) являются наиболее информативными для определения источника вещества, поставляемого для формирования железомарганцевых корок (Bau et al., 1996; Usui et al., 1997).

Согласно правилу Гольдшмидта, изовалентный изоморфизм возможен лишь между атомами, ионные радиусы и величины

электроотрицательности которых различаются на 10-15%. Поэтому иттрий рассматривается как геохимический аналог РЗЭ и ставится в ряд лантаноидов между Dy и Ho согласно величинам их ионных радиусов (Ho^{3+} - 0,901Å; Y - 0,900Å) и электроотрицательности (Ho^{3+} - 1,10; Y - 1,11) (Хэскин и др., 1968).

Одной из основных характеристик разделения гидротермальных и гидрогенных железомарганцевых корок является величина цериевой аномалии (Goldberg et al., 1963; Hein et al., 1996; Дубинин, 2006). В гидротермальных образованиях она отрицательная (< 1), в гидрогенных – положительная (> 1). Величина Ce аномалии рассчитывалась отношением $(\text{Ce}/\text{Pr})_{\text{CH}}$ согласно Bau et al. (1996). Однако нельзя с уверенностью говорить о способе поставке вещества, формирующего железомарганцевые корки. Т. Кун (Kuhn et al., 1998) изучил Fe-Mn корки Срединно-Индийского хребта с концентрациями и распространением РЗЭ и Y типичными для гидрогенных корок, но с отрицательной цериевой аномалией, которая не характерна для таких образований. Так и в заведомо гидротермальных корках, после затухания гидротермальной активности, в верхних слоях будут прогрессировать гидрогенные процессы, вследствие которых активно накапливается церий (Варенцов и др., 1990). Такую картину можно наблюдать в япономорских корках (рис. 4а). В анализируемых образцах трога Кашеварова это отношение $(\text{Ce}/\text{Pr})_{\text{CH}}$ равно 1,55. Это указывает на гидрогенную составляющую этих образований (рис. 4б).

Европий является тем элементом, относительно высокие концентрации которого, как правило, наблюдаются во многих гидротермальных образованиях (Варенцов, 1993; Дубинин, 2006). Величина европиевой аномалии рассчитывалась как $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{CH}} = \text{Eu}_{\text{CH}} / [(\text{Sm}_{\text{CH}} \times 0,67) + (\text{Tb}_{\text{CH}} \times 0,33)]$ (Дубинин, 2006). Для оценки индикаторной роли европия целесообразно использовать отношение Eu/Sm. В исследуемых оксигидроксидных корках величины Eu/Sm меняются в пределах от 0,49 до 1,60, в среднем 0,85 – для Япономорских корок и от 0,23 до 0,31, в среднем 0,25, для охотоморских образований. Для интерпретации этих данных приведем значение рассматриваемого отношения в глинистом сланце и в мелководных железомарганцевых конкрециях, которое практически одинаковое: $\text{Eu}/\text{Sm}=0,21$. А для гидрогенных и диагенетических железомарганцевых образований оно составляет 0,23-0,26, что отвечает значениям этого отношения в морской воде и поровых растворах ($\text{Eu}/\text{Sm}=0,25$) (Варенцов, 1993).

В гидротермальных высокотемпературных растворах осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия (Варенцов и др., 1993) значения Eu/Sm варьируют от 2,19 до 3,18; а при значительном разбавлении морской водой (95%) снижаются до 0,95.

Одной из черт гидротермальных Fe-Mn корок является положительная иттриевая аномалия (Bau et al., 1996). Во всех нефосфатизированных ($P < 1,3\%$) (Koscinsky et al., 1997) рудных корках гайотов Тихого океана наблюдается отрицательная иттриевая аномалия. Она рассчитывается отношением Y/No. Если эта величина больше 28, то считается, что эта аномалия положительная, меньше – отрицательная (Bau, 1995).

В изученных корках Охотского моря иттриевая аномалия отрицательная (Y/No изменяется в пределах 12,3 – 14,1 при среднем содержании фосфора 0,4%), как и в нефосфатизированных Fe-Mn корках Тихого океана (Y/No варьирует от 17 до 22, при концентрации $P < 1,3\%$) В железомарганцевых корках Японского моря наблюдаются как отрицательные, так и положительные иттриевые аномалии ($19 < Y/No < 34$). Скорее всего образцы с отношением Y/No < 28 формировались в субвостановительных обстановках, как фосфатизированные корки гайотов (Koscinsky et al., 1997). Но как и в случае с церием можно предположить, что это отношение характеризует слои корки в которых прогрессировали гидрогенные процессы.

При сравнении распределения сланец-нормализованных (PAAS) РЗЭ железомарганцевых корок Японского моря со взвесью всплывающего плюма (Edmonds et al., 2004) и плюма нейтральной плавучести (Sherrell et al., 1999) (рис. 4в) следует ряд выводов. В составе РЗЭ таких взвесей заметна отрицательная цериевая аномалия, которая затем наследуется в таких гидротермальных отложениях, как металлоносные осадки и Fe-Mn корки (не подвергшиеся гидрогенному влиянию). Вблизи выхода гидротерм в составе взвеси фиксируется положительная европиевая аномалия, которая также наследуется в гидротермальных марганцевых образованиях. Известно (Дубинин, 2006), что чем выше содержание железа, тем меньше накопление РЗЭ на оксогидроксидах железа. А взвесь плюмов с нейтральной плавучестью характеризуется составом вещества практически полностью состоящего из оксогидроксидов железа, что отличает их от всплывающих плюмов. С увеличением разбавления и, следовательно, с уменьшением содержаний железа в составе сорбированных РЗЭ увеличивается цериевая аномалия и уменьшается европиевая, приближаясь к показателям, обычным для пелагической взвеси. Таким образом, по интенсивности пика европиевой аномалии и отношению Eu/Sm можно предположить, что Fe-Mn корки подводных вулканов Беляевского и Медведева формировались вблизи устья гидротермы.

Таблица 2. Концентрации РЗЭ и Y (в г/т), а также величины Ce, Eu и Y аномалий в Fe-Mn корках трога Кашеварова (Охотское море), вулканов Беляевского и Медведея (Японское море) и различных частей Мирового океана.

Элемент	Вулк. Беляевского и Медведея Японское море $\frac{X_{\min} - X_{\max}}{X_{\text{зд}}}$	Трог Кашеварова, Охотское море $\frac{X_{\min} - X_{\max}}{X_{\text{зд}}}$	Гидрогенные корки	Гидротермальные корки	
			Магеллановы горы (нефосфатизированные) (Мельников и др., 2005)	Поле TAG (Mills et al., 2001)	Низкотемпературные Fe-Mn образования (Usui et al., 1997)
Y	$\frac{4,26 - 29,94}{17,22}$	$\frac{30,02 - 74,62}{58,36}$	178	47	58
La	$\frac{3,46 - 29,33}{16,41}$	$\frac{43,17 - 108,45}{74,85}$	295	0,94	30,10
Ce	$\frac{2,43 - 120,1}{44,45}$	$\frac{197,83 - 380,17}{279,83}$	898	1,09	16,00
Pr	$\frac{0,5 - 7,04}{3,44}$	$\frac{12,24 - 28,85}{20,63}$	62	0,21	7,28
Nd	$\frac{1,86 - 27,38}{14,11}$	$\frac{53,10 - 127,80}{90,71}$	240	0,90	29,00
Sm	$\frac{0,68 - 6,32}{3,16}$	$\frac{12,94 - 30,40}{22,74}$	52	0,18	6,88
Eu	$\frac{0,28 - 4,89}{2,68}$	$\frac{3,30 - 7,38}{5,69}$	13	0,06	1,72
Gd	$\frac{0,57 - 6,23}{3,53}$	$\frac{13,86 - 33,63}{24,90}$	66	0,27	7,69
Tb	$\frac{0,12 - 0,9}{0,52}$	$\frac{2,06 - 4,86}{3,77}$	9	0,05	1,25
Dy	$\frac{0,62 - 4,94}{2,87}$	$\frac{11,44 - 28,62}{22,08}$	59	0,39	7,55
Ho	$\frac{0,2 - 1,02}{0,64}$	$\frac{2,25 - 5,58}{4,42}$	13	0,11	1,55
Er	$\frac{0,49 - 3,23}{1,84}$	$\frac{6,27 - 15,96}{12,65}$	37	0,36	4,32
Tm	$\frac{0,12 - 0,52}{0,3}$	$\frac{1,00 - 2,39}{1,99}$	5	0,06	0,66
Yb	$\frac{0,42 - 3,08}{1,65}$	$\frac{6,14 - 15,18}{12,64}$	37	0,35	4,29
Lu	$\frac{0,1 - 0,54}{0,29}$	$\frac{0,99 - 2,44}{2,04}$	6	0,07	0,70
(Ce/Pr)_{CH}	$\frac{0,53 - 1,89}{1,43}$	$\frac{1,17 - 2,25}{1,55}$	1,61	0,78	0,33
(Eu/Eu*)_{CH}	$\frac{2,32 - 7,27}{4,13}$	$\frac{1,18 - 1,26}{1,21}$	1,19	0,78	0,72
Y/Ho	$\frac{19,03 - 34,02}{26,79}$	$\frac{12,26 - 14,07}{13,20}$	13,69	427	37

$X_{\min} - X_{\max}$ – пределы концентраций; X_{cp} – среднее значение

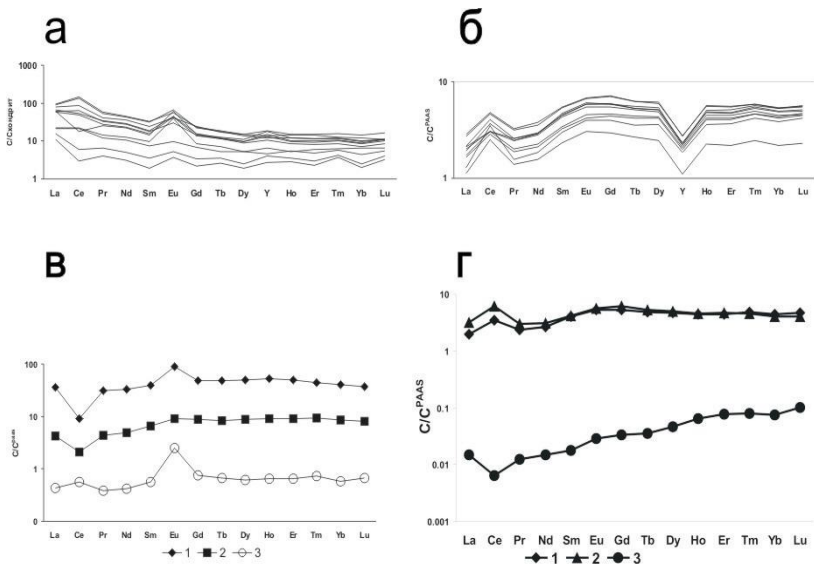


Рис. 4. Распределение нормализованных по PAAS (пост-архейский австралийский сланец) и хондриту PЗЭ и иттрия в изученных Fe-Mn корках, корках гайотов (Кобальтбогатые..., 2002) и Fe-Mn корках поля ТАГ (Mills et al., 2001), а также взвеси всплывающего плюма (Edmonds et al., 2004) и плюма нейтральной плавучести (Sherrell et al., 1999) поля Рейнбоу.

а – железомарганцевые корки с подводных вулканов Беляевского и Медведева (Японское море); **б** - железомарганцевые корки с подводной горы в трого Кашеварова (Охотское море); **в** - 1 - взвесь всплывающего плюма; 2 - взвесь плюма нейтральной плавучести; 3 - Fe-Mn корки Японского моря; **г** – 1 - Fe-Mn корки Охотского моря; 2- корки гайотов; 3 - корки поля ТАГ.

При сравнении концентраций PЗЭ_{сн} Fe-Mn корок трого Кашеварова и гайотов Мирового океана (Кобальтбогатые..., 2002), а также гидротермальных железомарганцевых корок поля ТАГ (Mills et al., 2001) (рис. 4г) выяснилось, что характер накопления PЗЭ_{сн} охотоморских корок и корок гайотов Мирового океана чрезвычайно близок. Близкий характер распределения PЗЭ_{сн} наблюдается между нефосфатизированными (поздних генераций) Fe-Mn корками Магеллановых гор (Мельников и др., 2005) и корками трого Кашеварова.

Таким образом, вместе с данными по локализации рудных образований, морфологии и минеральному составу, Fe-Mn корки подводных вулканов Беляевского и Медведева (Японское море) по концентрациям железа, марганца и основных микроэлементов, а также по характеру накопления и распределения редкоземельных элементов и иттрия могут быть отнесены к гидротермальным образованиям. Железомарганцевые корки трого Кашеварова по концентрации основных

макро- и микроэлементов имеют много общего с их содержаниями в гидрогенных Fe-Mn корках Магеллановых гор. Следовательно, приведенные выше данные о текстуре, структуре, минеральном и химическом составах, а также о распространении PЗЭ и Y позволяют утверждать, что природа Fe-Mn корок трога Кашеварова гидрогенная.

Глава 6. Модели формирования железомарганцевых корок Японского и Охотского морей

Суммируя вышеизложенные данные по строению и составу, а также геолого-морфологическим условиям залегания железомарганцевых корок Японского и Охотского морей можно сделать вывод о различных процессах, влияющих на генезис этих рудных образований.

Железомарганцевые корки с подводных вулканов Беляевского и Медведева были сформированы из гидротермальных растворов путем осаждения металлов из гидротермального флюида, т.е. имеют гидротермально-осадочную природу. На это указывает тодорокит-бёрнесситовый минеральный состав, часто в ассоциации с нонтронитом, селективное накопление Mn и Fe, невысокие содержания основных микроэлементов и PЗЭ, а также характерная для таких процессов положительная европиевая аномалия и высокие содержания Li, Rb, Nb и Ba.

На наш взгляд, образование железомарганцевых корок идет по модели предложенной E. Bonatti (Bonatti et al., 1976), Д. Кроненом (Кронен, 1982), Kawahata (Kawahata, 1983), В.Б. Курносовым (Курносов, 1986) и многими другими и детализированной А.П. Лисициным с соавторами (Лисицин и др., 1990; 1993). В результате завершения активной стадии вулканизма (средний миоцен – плиоцен) в Японском море был сформирован ряд подводных вулканов, в том числе Беляевского и Медведева, с активной гидротермальной деятельностью. В основе гидротермального флюида была морская вода, которая проникала по многочисленным трещинам в базальты и разогревалась до 300-400 °С вблизи остывающих магматических камер. Известно (Bischoff, Dickson, 1975; Холодkevич, 1981), что в результате взаимодействия морская вода-базальт, при температурах 200 - 300 °С и давлении 300 - 500 бар, образующийся флюид характеризуется $pH < 3$. Это приводит к значительному выщелачиванию большинства элементов из вмещающих пород. При выходе на поверхность дна, в придонную воду, гидротермальный флюид оказывается в резко отличных от своей среды условиях. Начинается выпадение минеральных фаз. Железомарганцевые корки отлагаются последними в минеральной дифференциации флюида, как бы оконтуривая устье гидротермы. Поэтому Fe-Mn корки могут

рассматриваться как индикаторы возможного штокверного сульфидообразования в местах разгрузки гидротермы.

Такой механизм формирования железомарганцевых корок, по нашему мнению, характерен и для подводных вулканических построек локализующихся в Охотском море.

Преимущественно вернадитовый состав железомарганцевых корок с подводной горы в троге Кашеварова (Охотское море), а также среднее значение отношения Mn/Fe, близкое 1, повышенные содержания Ni, Cu и Co, и, кроме того, распределение PЗЭ и Y, близкое рудным коркам гайотов Магеллановых гор в Тихом океане свидетельствует о гидрогенной поставке вещества, слагающего железомарганцевые корки в троге Кашеварова. Близость состава и строения железомарганцевых корок с подводной горы (невулканического происхождения) в троге Кашеварова с марганцеворудными корками гайотов Магеллановых гор позволяет предположить, что механизм, приводящий к формированию железомарганцевых корок на подводных горах невулканического происхождения в окраинных морях и гайотах Магеллановых гор – единый.

В качестве модели используется механизм топографического циклогенеза над гайотами Магеллановых гор (Михайлик и др., 2003). Согласно этой модели над плоской вершиной подводной горы в троге Кашеварова формируется вихревое течение, скорости которого меняются в различных секторах вихря. Они характеризуются высокими значениями на привершинных участках и затухают как к центру вершины, так и вниз по склону. В обстановках повышенных скоростей придонных вод осуществляется вынос алюмосиликатной и биогенной составляющей седиментационного потока и создаются благоприятные физико-химические условия для роста железомарганцевых корок.

Заключение

Таким образом, анализ имеющегося материала и литературных данных показал, что железомарганцевые корки в Японском море приурочены к подводным вулканам, в то время как все изученные образцы марганцевых корок Охотского моря встречаются на подводных горах как вулканического, так и тектонического генезиса. В пределах поднятий железомарганцевые корки формируются в привершинных участках.

Изучение текстурно-структурных признаков позволило предположить, что рудные корки подводных вулканов Беляевского и Медведева имеют черты, отражающие гидротермальную поставку вещества формирующего корки, а марганцеворудные корки трог Кашеварова близки коркам гайотов, имеющих гидрогенную природу.

Минеральный состав рудных корок подводных вулканов Японского моря представлен тодорокит-бёрнессит-нонтронитовой ассоциацией. Такой минеральный состав отмечен в марганцевых образованиях различных обстановок гидротермального рудонакопления. Впервые для Дальневосточных окраинных морей в них был определен хорошо окристаллизованный пиролюзит. Преимущественно вернадитовый состав железомарганцевых корок трога Кашеварова указывает на их гидрогенную природу, так как вернадит характерен для гидрогенного железомарганцевого рудогенеза гайотов Тихого океана.

Концентрации макро- и микроэлементов отражают типичную гидротермальную природу железомарганцевых корок Японского моря. Рудные образования трога Кашеварова характеризуются близкими величинами концентраций Mn, Fe и главных микрокомпонентов с гидрогенными корками подводных гор и поднятий Тихого океана. Интерпретация распределения нормализованных РЗЭ и иттрия дополняет предположение о гидротермальном генезисе железомарганцевых корок подводных вулканов Беляевского и Медведева (Японское море) и гидрогенном происхождении рудных корок трога Кашеварова (Охотское море).

Изучение геологического строения структур несущих Fe-Mn корки, выявление их текстурно-структурных признаков, а также анализ минерального и химического состава вместе с данными по распределению РЗЭ и Y позволяет сделать вывод, что Fe-Mn корки подводных вулканов Беляевского и Медведева имеют гидротермальный генезис, а корки трога Кашеварова – гидрогенный.

Список работ по теме диссертации

1. **П.Е. Михайлик**, Мирошниченко Н.В. Новые данные о вещественном составе гидротермально-осадочных Fe-Mn корок Японского моря // Аналитика Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск 2004. Том 2. С. 254.

2. **П.Е. Mikhailik**, Miroshnichenko N.V., Lelikov E.P., Barinov N.N. Hydrothermal-sedimentary manganese deposits of submarine volcanoes from the Sea of Japan // Proceedings of the Minerals of the Ocean - integrated strategies – 2. St-Petersburg. 2004. P. 173-175.

3. **П.Е. Mikhailik**, A.N. Derkachev, P.Ya. Tishenko, N.V. Miroshnichenko, A.S. Shablenko Ferromanganese crusts from the Kuril Basin and Kashevarov trough seamounts (Sea of Okhotsk) // Proceedings of the 35th Underwater Mining Institute / Marine Minerals. Crossroads of science, engineering, and the environment. Monterey. California. USA. 2005. P. 115.

4. **П.Е. Mikhailik**, A.N. Derkachev, P.Ya. Tishenko, N.V. Zarubina. Rare earth elements of Kashevarov trough seamount ferromanganese crusts (The Sea of Okhotsk) // Proceeding of the Minerals of the Ocean - integrated strategies – 3. St-Petersburg. 2006. P. 103-104.

5. **П.Е. Михайлик**, А.Н. Деркачев, П.Я. Тищенко, Н.В. Зарубина, Н.В. Мирошниченко, А.С. Шабленко. Новые данные о железо-марганцевой минерализации трога Кашеварова (Охотское море) // Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего востока России. Владивосток. 2006. С. 41-42.

6. **П.Е. Mikhailik**, A.N. Derkachev, P.Ya. Tishenko, N.V. Zarubina, N.V. Miroshnichenko, A.S. Shablenko. Kashevarov trough seamount ferromanganese crusts (The Sea of Okhotsk) // Proceedings of the 36th Underwater Mining Institute / Scientific, Legal and Economic Perspectives of Marine Mining. Kiel. Germany. 2006. P. 185-186.

7. **П.Е. Mikhailik** Ferromanganese crusts of submarine Belyaevsky & Medvedev volcanoes from the Sea of Japan // Proceedings of the 12th international symposium on WRI-12. A.Balkema Publishers. 2007. Vol. 1. P. 523-526.

8. **П.Е. Mikhailik**. Ferromanganese crusts chemical composition of Belyaevsky and Medvedev underwater edifices from the Sea of Japan // Proceedings of the Minerals of the Ocean - integrated strategies – 4. St-Petersburg. 2008. P. 48-50.

9. **П.Е. Михайлик**, А.Н. Деркачев, О.В. Чудаев, Н.В. Зарубина. Железомарганцевые корки подводных возвышенностей трога Кашеварова // Тихоокеанская геология. 2009. Том 28, №1. С. 32-43.