

Актуальные проблемы

УДК 551.214(265.53):553.32

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

© 2008 Л.И. Аникеева¹, В.Е. Казакова¹, Г.М. Гавриленко², В.А. Рашидов²¹ВНИИОкеангеология, МПР РФ, Санкт-Петербург, 121021; e-mail: andreev@vniio.ru²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

Гидротермально-водородные железомарганцевые корки разных звеньев Западно-Тихоокеанской переходной зоны (ЗТПЗ) имеют разнообразный химический состав, обусловленный различной долей участия гидротермальных растворов в их образовании. Признаки гидротермальности Fe-Mn корок задуговых бассейнов ЗТПЗ проявляются в контрастных вариациях содержаний Mn и Fe, низких концентрациях цветных и редкоземельных элементов (доминирование средне-тяжелой ветви РЗЭ, положительная аномалия Eu, повышенные значения Sm/Nd), высоких содержаниях Li и Ba. Формирование ореолов оксидных Fe-Mn корок связывается с проявлением современной гидротермальной активности, сопровождающей выходы сульфидных руд на поверхность дна. Обнаружены все геохимические разновидности корок рифтовых систем океана: существенно Mn-, Fe-Mn, кремний-содержащие железистые и нонtronитовые. В гидротермальных корках параметр Mn/Fe фиксирует их удаленность от мест разгрузки гидротерм. Высокие содержания Fe являются показателем высокотемпературного гидротермального процесса и связанных с ним рудопроявлений глубокоководных полиметаллических сульфидов. Изученные железомарганцевые корки, нестабильные по химическому и минеральному составу, имеют гидротермально-осадочную природу при различной степени участия водородного фактора, наиболее активно проявленного в пробах Курильского звена. Эти образования являются продуктом гидротермальной активности на морском дне и могут рассматриваться, как индикаторы поддонного сульфидообразования в пределах Курильского звена, аналогичного крупным рудопроявлениям южных сегментов ЗТПЗ - месторождения Санрайз (дуга Идзу-Бонин), Джейд (трог Окинава).

ВВЕДЕНИЕ

Западная окраина Тихого океана, представляющая переходную зону (транзиталь) от континента к океану, характеризуется высокой вулканической и гидротермальной активностью, с которыми связываются многочисленные сульфидные рудопроявления. Выходы сульфидных руд на поверхности дна сопровождаются, как правило, формированием широких ореолов оксидных Fe-Mn корок гидротермального генезиса, представляющих поисковый признак возможного сульфидного рудообразования.

Выделяются два генетических сообщества низкотемпературных Fe-Mn оксидных образований (ЖМО), образующихся на поверхности дна океана. К первому из них относятся водородные

корки и конкреции, формирующиеся за счет металлов, извлекаемых из морской воды. Вторые, так называемые «гидротермальные» корки, располагаются на поверхности дна близ выходов гидротермальных растворов, влияющих на макро- и микрокомпонентный состав придонной океанской воды.

Водородные корки формируются в открытом океане на поверхности подводных гор, свободных от рыхлых осадков, на глубинах от 500 до 3500-4000 м в районах без проявлений современной вулканической и гидротермальной активности. Корки мощностью от 0.5 до 10-12 см отлагаются в спокойной обстановке со скоростью 1-5 мм в млн. лет. Их специфическая особенность — четкая слоистость, обусловленная сменой слоев с различной текстурой и структурой, цвет — серый

до черного с бурым оттенком, главный типоморфный минерал – железистый вернадит.

Химический состав гидrogenных корок достаточно постоянен – соотношение Mn/Fe близко или чуть больше единицы. Типоморфные рудные элементы – Co, Mn, PЗЭ и Pt. Концентрации кобальта – ведущего элемента этой группы, весьма переменны, но всегда высокие – 0.45-0.60 % (до 0.8-2.5 %) (Аникеева и др., 2002). Содержания меди стабильно низкие и не превышают 0.2 %. Среди редкоземельных элементов преобладают легкие PЗЭ, доминирующим компонентом (80 %) которых является Ce, его средние содержания составляют 900-1200 г/т, нередко достигая 2000 г/т. Ce является индикатором окислительно-восстановительных процессов в придонном слое океанской водной толщи. Четкая положительная аномалия Ce – важнейшая геохимическая характеристика этого типа ЖМО, также как и присутствие Pt, средние содержания которой составляют 0.45 г/т (нередко 1.0-2.0 г/т), а максимальные – 4.5 г/т (Aoki, 1990).

Гидротермальные Fe-Mn корки генетически связаны с гидротермальной активностью двух структурно-тектонических обстановок: срединно-океанических рифтов с их базальтовым вулканизмом и задуговых бассейнов с вулканизмом бимодальной базальт-риолитовой серии. Вещественный состав этих низкотемпературных Fe-Mn образований несет информацию о связи рудообразования с конкретными структурно-тектоническими обстановками, характером вулканических процессов и их влиянием на масштабы, а также состав руд. Условия образования ЖМО отражаются в соотношениях основных (Mn, Fe, Ni, Cu, Co, Zn, Pb), редких (Li, Mo, Y, V, W, Te, Be и др.), благородных (Pt, Au, Ag) и редкоземельных элементов.

Гидротермальные Fe-Mn корки образуются на поверхности дна вблизи зон разгрузки гидротермальных растворов в районах вулканической и гидротермальной активности и, как правило, не имеют широкого площадного распространения. Аналогично гидrogenным, эти корки осаждаются из придонной океанской воды, однако их состав регулируется составом кислых гидротермальных растворов, насыщенных ионами рудных компонентов, а также резко меняющимися физико-химическими параметрами среды рудоотложения (pH, O₂, t°, C_{орг.}, CO₂ и т.д.). Условия залегания, минеральный и химический составы корок фиксируют физико-химические параметры рудообразования, скорость накопления, а также вклад экзогенных и эндогенных источников. Корки обычно маломощные – до 1 см (реже 3-5 см), образуют налеты и пленки на плотных субстратах, на поверхности рыхлых и литифицированных осадков, сильно пористые, ноздреватые, иногда с полыми газывыводящими каналами.

Скорость накопления может достигать нескольких миллиметров в тысячу лет (Дубинин, 2006). Минеральный состав довольно пестрый, главные типоморфные Mn-минералы – бернессит и тодорокит, часто примесь асболан-бузерита и родохрозита (Аникеева и др., 2005; Usui, Someya, 1997).

Химический состав гидротермальных корок, нестабилен, что, прежде всего, выражается в содержаниях основных рудообразующих компонентов – Fe и Mn. Крайне низки содержания цветных, редкоземельных и благородных металлов. По изменению соотношения Mn/Fe от 0.2 до 4000 (Usui, Someya, 1997) выделены три разновидности гидротермальных корок: железистые, железомарганцевые и марганцевые.

Вариации железа и марганца определяют геохимический набор цветных, редких и редкоземельных компонентов. В чисто железистых корках сумма цветных металлов крайне низка (сотые-тысячные доли %), несколько повышается в переходном типе корок, и увеличивается до десятых долей процента в марганцевых разновидностях. Новые представления о механизме формирования гидротермальных корок были получены на основе обобщения оригинальных и литературных данных с использованием методов математической статистики. Показателем индикатора Cu/Co, отражающий генетическую принадлежность ЖМО. В гидrogenных корках при доминировании Co снижаются концентрации Cu (Cu/Co=0.32). В пределах Срединно-Атлантического хребта (САХ) были отмечены изменения специализации гидротермальных корок от преобладающей цинковой (Cu/Cu+Zn<0.7, Cu/Zn<1.0) в Fe-Mn корках до медной в марганцевых разновидностях (Cu/Cu+Zn>0.7, Cu/Zn>1.0), при этом отношение Cu/Co варьирует от 3 до 580 (Davidov, 2004).

Редкоземельные элементы, содержания которых в гидротермальных корках на порядок ниже, чем в гидrogenных, могут служить достаточно четким индикатором специфических условий их образования. Это наглядно проявляется на графиках распределения PЗЭ, нормированных к NASC (Северо-Американский глинистый сланец) (Gromet et al., 1984). В гидrogenных корках, при наличии положительной аномалии Ce и высокой сумме всех элементов, легкие PЗЭ всегда преобладают над тяжелыми. Геохимический рисунок спектра PЗЭ гидротермальных корок меняется с изменением их основной специализации, от сглаженных «базальтовых» кривых (железистые и Fe-Mn корки с низкими содержаниями цветных металлов), до спектров с ярко выраженной отрицательной аномалией Ce и четким положительным пиком Eu в марганцевых гидротермальных корках. Известно, что в морской воде Eu/Sm=0.25, в гидrogenных

Fe-Mn образованиях – 0.21-0.30, а в высоко-температурных гидротермальных корках – 2.19-3.18. В марганцевых отложениях Галапагосского гидротермального холма с тодорокитом, $Eu/Sm=0.31$ (Варенцов, 1993). Параметр Eu/Sm может быть использован, как показатель температурного режима рудоотложения.

Особого внимания заслуживают нонтронитовые гидротермальные корки, повсеместно обнаруженные близь сульфидных рудопроявлений САХ и задуговых бассейнов океана. Они характеризуется низкими содержаниями РЗЭ, положительной Eu аномалией и преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими (Дубинин, 2006).

Содержания благородных металлов в гидротермальных корках крайне низки (сотые-тысячные г/т), лишь серебро, составляющее единицы, чаще десятки г/т, является наиболее характерным элементом. Так, в марганцевых корках неактивной сульфидной постройки «Мир» (САХ) его концентрации колеблются от 1.0 до 1.80 г/т, достигая максимально 13.39 г/т в марганцевом прослое из осадка (Kazakova et al., 2004). В гидрогенных кобальтбогатых корках Магеллановых гор содержания серебра довольно постоянны и не превышают десятых долей г/т (Аникеева и др., 2002).

Следует подчеркнуть особо важную геохимическую роль Fe и Mn для выявления региональных и локальных условий коркообразования. Углубленное и разностороннее исследование марганцевой составляющей, являющейся главной рудообразующей фазой океанских окисных руд, проведено Е.С. Базилевской (Базилевская, 2007) на большом фактическом материале, полученном при драгировании разломных и рифтовых структур Центральной и Южной Атлантики. По ее мнению, вещественный состав гидротермальных корок является отражением изменений физико-химических параметров среды (pH, Eh и др.) при взаимодействии всеобъемлющего процесса оксидного Fe-Mn рудогенеза (конкреционно-коркового) в океане и точечного проявления на этом фоне гидротермального сульфидообразования, происходящего в целом в агрессивной для него среде.

Содержания Fe и Mn в гидрогенных корках открытого океана отражает их положение в продуктивном батиметрическом интервале (Аникеева и др., 2002), в то время как в гидротермальных корках отношение Mn/Fe фиксирует их удаленность от мест разгрузки гидротерм. Гидротермальные железистые корки, в которых железо многократно преобладает над марганцем, и железисто-кремнистые агрегаты, обнаруженные в непосредственной близости от сульфидных построек в поле ТАГ на САХ, являются показателями проявления высокотемпературных гидротермальных процессов и связанного с ними сульфидообразования. Наряду с

этим обогащенность медью марганцевых ($Mn > 40\%$) гидротермальных корок, образующихся на флангах рудных участков, в совокупности с другими признаками может служить поисковым признаком обнаружения сульфидных тел, имеющих Cu и Cu-Zn специализацию.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалы для исследований получены в рейсах НИС «Вулканолог», 11 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», 18 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» (Гавриленко, 1997).

Изучены химический и минеральный составы ЖМО подводных вулканов Курильской островной дуги (обр. В24-33, В24-25, В17-10-2, В17-17, В17-23, В17-40, В17-46); активного подводного вулкана Эсмеральда Марианской островной дуги (обр. В5 -6 -75); скал Смита (обр. В1-14) и подводной вулканической группы Софу (В1-52) островной дуги Идзу-Бонин; бухты Матупи кальдеры Рабаул, Папуа Новая Гвинея (обр. Н-18-66, Н-18-77); подводного вулкана у острова Эпи, Новые Гебриды (обр. Э-3); подводных вулканов островной дуги Кермадек: юго-восточного склона и осевой части подводного хребта Колвилл (обр. В30-21-3, В30-27-2, В30-29-1); подводной кальдеры Маколи (В30-72-10); подводного вулкана Сайлент-1 (В30-87-9) (рис. 1а, табл. 1).

В качестве сопоставительного материала изучено 24 пробы гидротермальных корок разломных зон САХ из коллекции Е.С. Базилевской (ГИН) (рис. 1б, табл. 1), а также использованы данные по составу гидрогенных корок гайотов Магеллановых гор и поднятия Мидпасифик (Аникеева и др., 2002).

Химический состав корок определялся на широкий круг элементов различными методами в лабораториях ВНИИОкеангеология: силикатный анализ породообразующих окислов; атомно-абсорбционный химический анализ основных рудных элементов (Mn, Fe, Cu, Ni, Co, Zn, Pb); эмиссионный спектральный анализ (Sr, Sc, Y, Zr, Ga, V, Ba, Cr); рентгено-флуоресцентный анализ (Ce, La, Cr). Определения редких и редкоземельных металлов проводилось масс-спектральным методом (ICP MS) на спектрометре Elan-6100 («Perkin Elmer», США) и атомно-эмиссионным методом (AES) на спектрометре Optima-4300 («Perkin Elmer», США). Геохимическая интерпретация полученных результатов заключалась в сопоставлении с эталонными объектами различных типов оксидных Fe-Mn корок океана, заимствованными из банка данных «Океангеоресурсы» ВНИИОкеангеология.

Структурно-минералогический анализ валового состава ЖМО проводился Семковой Т.А.

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

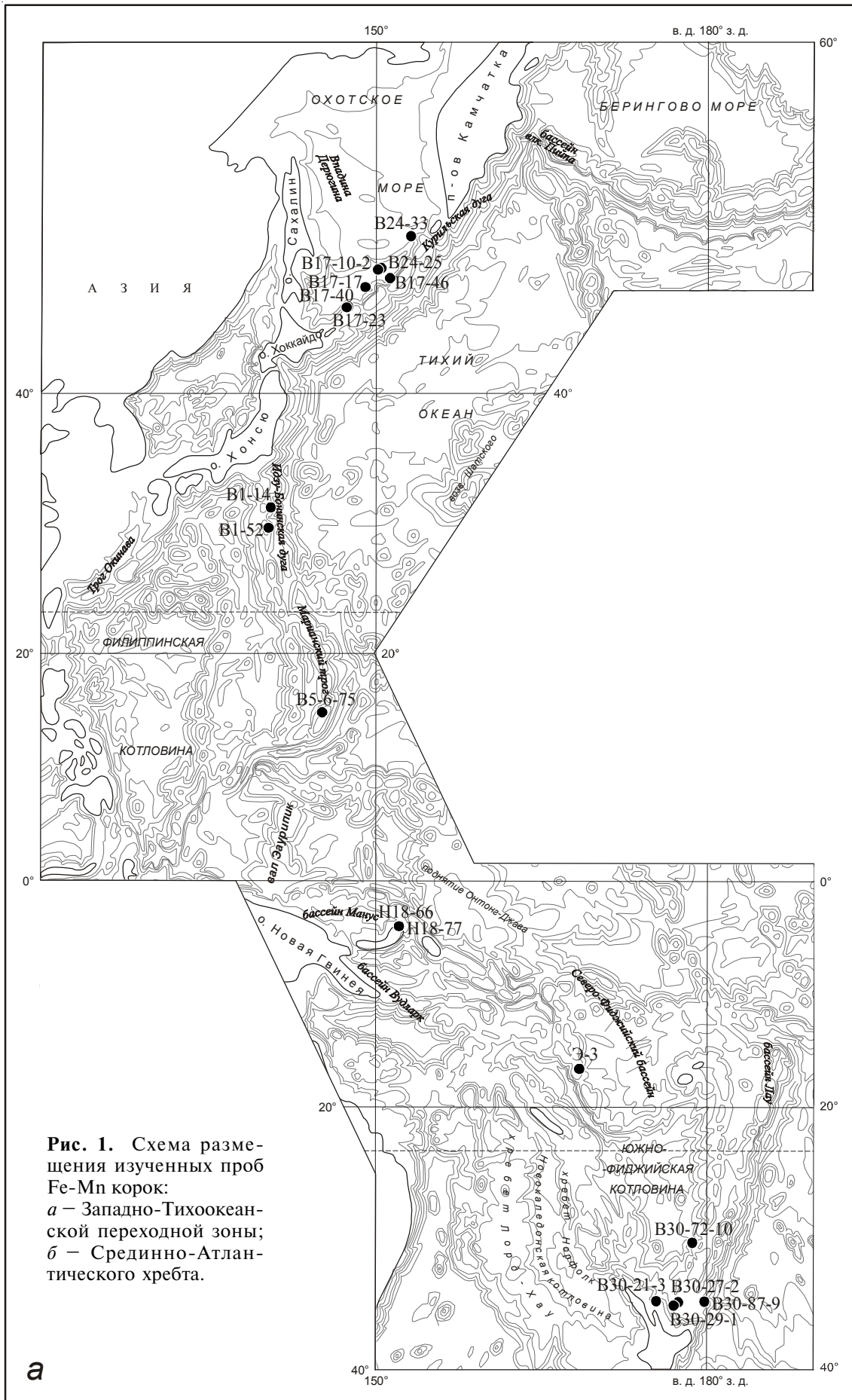
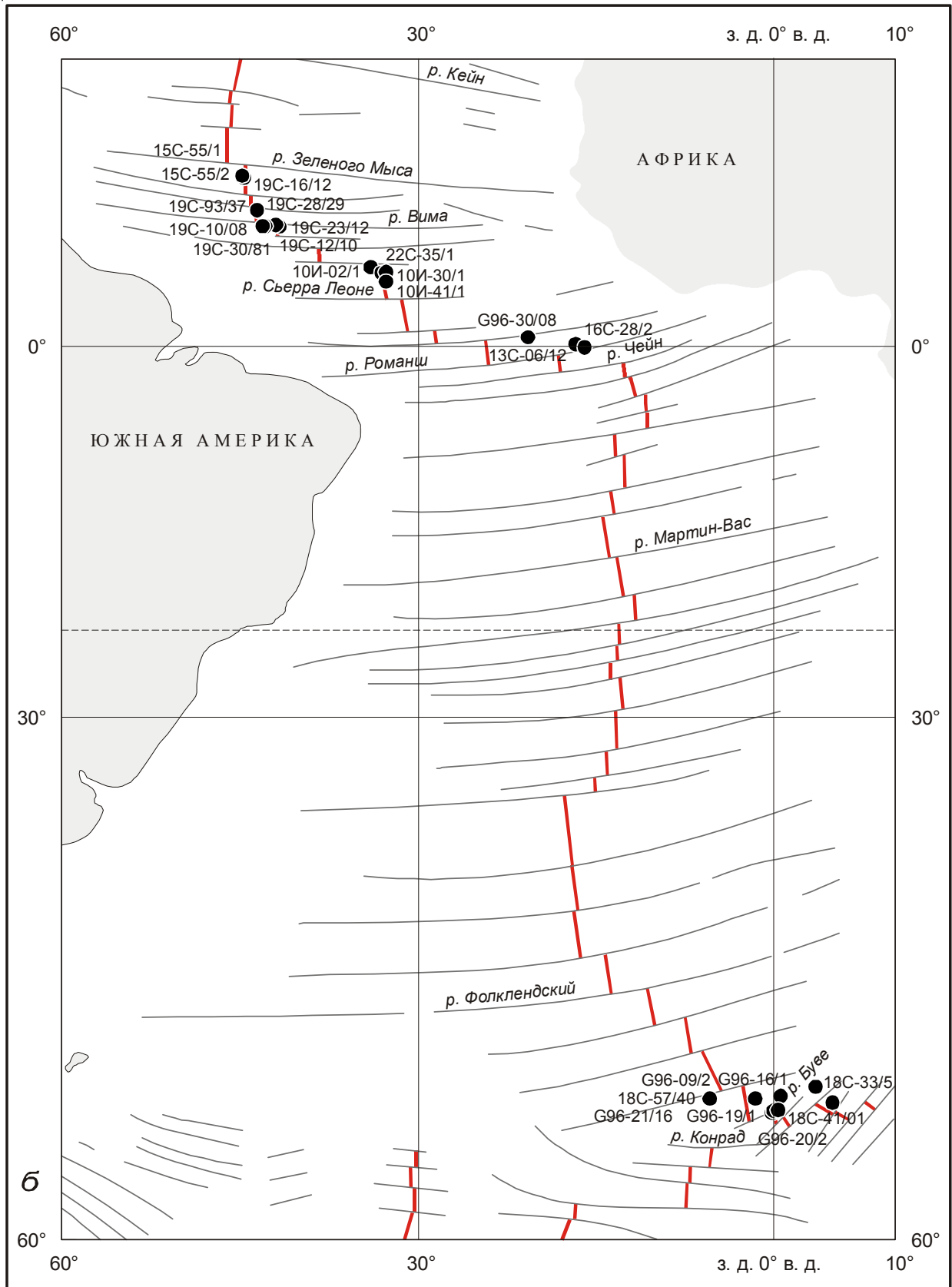


Рис. 1. Схема размещения изученных проб Fe-Mn корок:
 а – Западно-Тихоокеанской переходной зоны;
 б – Срединно-Атлантического хребта.

а



● Станции отбора проб
 ○ Изобаты

— Разломы
 - - - Срединно-Атлантический хребет

ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫЕ КОРКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Таблица 1. Характеристика изученных железоманганцевых корковых образований задуговых бассейнов Западно-Тихоокеанской переходной зоны и зон трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта

№ п/п	№ образца	Координаты		Глубина, м	Описание образца
		Широта	Долгота		
1	2	3	4	5	6
ТИХИЙ ОКЕАН					
Курильская островная дуга					
1	В24-33	48°50.9' с.ш.	153°14.7' в.д.	1365-1350	Железоманганцевая корка (до 1.0 см)
2	В24-25	47°15.5' с.ш.	150°42.9' в.д.	1300-1120	Вулкан Обручева. Железоманганцевая корка (до 1.0 см)
3	В17-10-2	47°06.4' с.ш.	150°27.3' в.д.	1350-1110	Вулкан Обручева. Железоманганцевая корка (до 1.0 см)
4	В17-17	45°59.8' с.ш.	148°45.2' в.д.	1300-1040	Охотоморский склон острова Уруп. Железоманганцевая корка (до 1.0 см)
5	В17-23	45°02.1' с.ш.	147°13.0' в.д.	780-770	Охотоморский склон острова Итуруп. Железоманганцевая корка (до 1.0 см)
6	В17-40	45°27.3' с.ш.	147°27.7' в.д.	1200-1070	Охотоморский склон острова Итуруп. Железоманганцевая корка (до 1.0 см)
7	В17-46	46°32.7' с.ш.	151°05.3' в.д.	850-680	Охотоморский склон острова Симушир. Железоманганцевая корка (до 1.0 см)
Островная дуга Идзу-Бонин					
8	В1-14	31°06.7' с.ш.	139°19.2' в.д.	1190	Скалы Смиа. Железоманганцевая корка (до 1.0 см)
9	В1-52	29°48.7' с.ш.	140°09.2' в.д.	800	Подводная вулканическая группа Софу. Железоманганцевая корка (до 1.0 см)
Марианская островная дуга. Подводный вулкан Эсмеральда					
10	В5-6-75	14°53.9' с.ш.	145°08.6' в.д.	1740	Железоманганцевая корка (до 1.0 см)
Остров Новая Гвинея. Кальдера Рабаул, бухта Матупи					
11	Н18-66	4°14' ю.ш.	152°12' в.д.	50-0	Обломки обохренных труб
12	Н18-77	4°14' ю.ш.	152°12' в.д.	50-0	Обломки обохренных труб
Острова Новые Гебриды. Подводный вулкан у острова Эпи.					
13	Э-3	16°39.5' ю.ш.	168°20.5' в.д.	430	Железоманганцевая корка (до 1.0 см).
Островная дуга Кермадек.					
14	В30-21-3	34°58.8' ю.ш.	175°16.2' в.д.	1120-680	Юго-восточный склон и осевая части подводного хребта Колвилл. Железоманганцевая корка (до 1.0 см).
15	В30-27-2	35°05.7' ю.ш.	177°31.5' в.д.	1250	Юго-восточный склон и осевая части подводного хребта Колвилл. Железоманганцевая корка (до 1.0 см).
16	В30-29-1	35°13.8' ю.ш.	177°27.8' в.д.	1500	Юго-восточный склон и осевая части подводного хребта Колвилл. Железоманганцевое конкреционное образование.
17	В30-72-10	30°16.6' ю.ш.	178°26.3' в.д.	400	Подводная кальдера Маколи. Железоманганцевая корка (до 1.0 см).
18	В30-87-9	34°57.3' ю.ш.	179°14.3' в.д.	1300	Подводный вулкан Сайлент-1. Железоманганцевая корка (до 1.0 см)

Таблица 1. Окончание.

1	2	3	4	5	6
АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН, САХ					
Зона разлома Зеленого Мыса					
19	15С-19/2	14°45' с.ш.	45°08' з.д.	3400-3300	Железомарганцевая корка (до 1.0 см)
20	15С-55/1	14°54' с.ш.	45°16' з.д.	2900-2800	Железомарганцевая корка (до 1.0 см)
21	9С-93/37	11°58' с.ш.	44°01' з.д.	2400-2200	Железомарганцевая корка (до 1.0 см)
Зона разлома Вима					
22	19С-10/08	10°43.1' с.ш.	43°18.3' з.д.	5000-4500	Железомарганцевая корка (0.6 см)
23	19С-12/10	10°42.1' с.ш.	43°23.7' з.д.	4500-3700	Железомарганцевая корка (0.2 см)
24	19С-16/12	10°38.2' с.ш.	43°30.8' з.д.	3300-2800	Железомарганцевая корка (3.0 см)
25	19С-23/12	10°41.7' с.ш.	42°35.1' з.д.	5200-4000	Железомарганцевая корка (2.5 см)
26	19С-28/29	10°42.4' с.ш.	42°23' з.д.	5100-4500	Железомарганцевая корка (2.2 см)
27	19С-30/81	10°33.1' с.ш.	42°08.1' з.д.	3950-3480	Железомарганцевая корка (3.0 см)
Зона разлома Сьерра-Леоне					
28	10И-02/1	7°02.9' с.ш.	34°24.9' з.д.	2500	Железомарганцевая корка (0.1 см)
29	10И-30/1	6°38.7' с.ш.	33°03.5' з.д.	3200	Железомарганцевая корка (1 см)
30	10И-41/1	5°48.1' с.ш.	33°05.7' з.д.	4000	Железомарганцевая корка (0.05 см)
31	22С-35/1	6°33.1' с.ш.	33°27.5' з.д.	2150	Железомарганцевая корка (0.3 см)
Зона разломов Романш-Чейн					
32	13С-06/12	0°22' с.ш.	17°02' з.д.	2700-1000	Железомарганцевая корка (1.5 см)
33	16С-28/2	0°05.1' ю.ш.	16°17.8' з.д.	2350-2000	Железомарганцевая корка (1.5 см)
34	G96-30/08	0°56' ю.ш.	21°02.6' з.д.	3350-2900	Железомарганцевая корка (0.5 см)
Зона тройного сочленения Буве					
35	G96-09/2	54°36' ю.ш.	5°39' з.д.	2500-2150	Фрагмент черной железомарганцевой корки (2.5 см)
36	G96-16/1	54°28' ю.ш.	0°22' в.д.	1400-1100	Пористая буро-черная железомарганцевая корка (0.5 см)
37	G96-19/1	55°18' ю.ш.	0°24' з.д.	2750-2300	Фрагмент трехслойной буровато-черной железомарганцевой корки (3.0 см)
38	G96-20/2	55°11' ю.ш.	0°16' з.д.	3200-2600	Буровато-черная трехслойная железомарганцевая корка (2.2 см)
39	G96-21/16	55°10' ю.ш.	0°06' в.д.	3000-2900	Железомарганцевая корка (2.2 см)
40	18С-33/5	54°00' ю.ш.	3°16' в.д.	1550-1450	Фрагменты субстрата пропитанные железомарганцевым веществом корка (~0.3 см).
41	18С-41/01	54°49' ю.ш.	4°41' в.д.	1550-1350	Железомарганцевая корка (1.0 см) бурая, слоистая, обохренная.
42	18С-57/40	54°36' ю.ш.	1°50' з.д.	2700-2000	Буровато-черная железомарганцевая корка (~0.7 см)

Таблица 2. Минеральный состав образцов железомарганцевых корковых образований Западно-Тихоокеанской переходной зоны и зон трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта

Район отбора проб	Западно-Тихоокеанская переходная зона					Срединно-Атлантический хребет							
	Курильская островная дуга			Скалы Смита, островная дуга Идзу-Бонин	Подводный вулкан Эсмеральда, Марианская островная дуга	Зона разлома Вима		Зона разлома Сьерра-Леоне			Зона разломов Романш-Чейн		Зона тройного сочленения Буве
Минералы	B17-46	B24-33	B24-25	B1-14	B5-6-75	19C-16-12	19C-23/12	22C-35/1	10И-30/1	10И-02/1	G96-30/08	16C-28/2	G96-21/16
Бернессит	-	+	-	+	-	V	-	+	-	-	V	-	+
Тодорокит	+	-	-	+	-	-	+	-	-	-	+	-	-
Асболанбузерит	V	-	+	-	-	+	-	-	-	-	V	+	-
Вернадит	-	-	-	-	+	V	-	+	+	-	-	-	V
Гетит	-	-	-	-	-	+	+	-	-	+	+	-	-
Монтмориллонит	-	+	-	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-
Нонтронит	-	V	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Опал	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+

Примечание: + - основной минерал; v- примесь

(ВНИИОкеангеология) на дифрактометре с вертикальным гониометром $\text{CuK}\alpha$ (скорость $0.5^\circ/\text{мин.}$, напряжение на трубке 35 кВ, 25 мА) D8Advance фирмы Bruker AXS в IFRIMER, Франция. Изучено 13 образцов Fe-Mn корок из задуговых вулканов и разломных зон САХ (табл. 2).

Вещественный состав и рудная специализация оксидных Fe-Mn корок контролируется условиями их залегания в конкретных геологических обстановках и особенностями рельефа дна, определяющими генезис этих образований. Выделяются три большие группы Fe-Mn корок: гидрогенные, гидротермально-гидрогенные и гидротермальные. Наибольшие различия отмечаются между гидрогенными и гидротермальными оксидными Fe-Mn корками.

РЕЗУЛЬТАТЫ ХИМИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

Геохимия и минеральный состав оксидных Fe-Mn корок Курильской островной дуги подчеркивают их генетическое родство с аналогичными ЖМО других сегментов Западно-Тихоокеанской переходной зоны (ЗТПЗ), где они ассоциируют с сульфидными рудопоявлениями, выявленными на поверхности морского дна. Важным этапом данной работы является сравнение ЖМО задуговых бассейнов с аналогичными образованиями срединно-океанических хребтов – гидротермальными корками САХ, а также гидрогенными корками подводных гор открытого океана, имеющими самостоятельное значение, как богатейший источник таких стратегических металлов, как Co, Ni, Mn, Pt, PЗЭ и т.д. (Андреев и др., 2007; Аникеева и др., 2002). Подобный анализ позволит выработать общие и частные вещественно-генетические поисковые критерии для гидротермальных железоманганцевых образований, повсеместно сопровождающих скопления гидротермальных полиметаллических сульфидных руд в рифтогенных структурах срединно-океанических хребтов и задуговых океанических бассейнах.

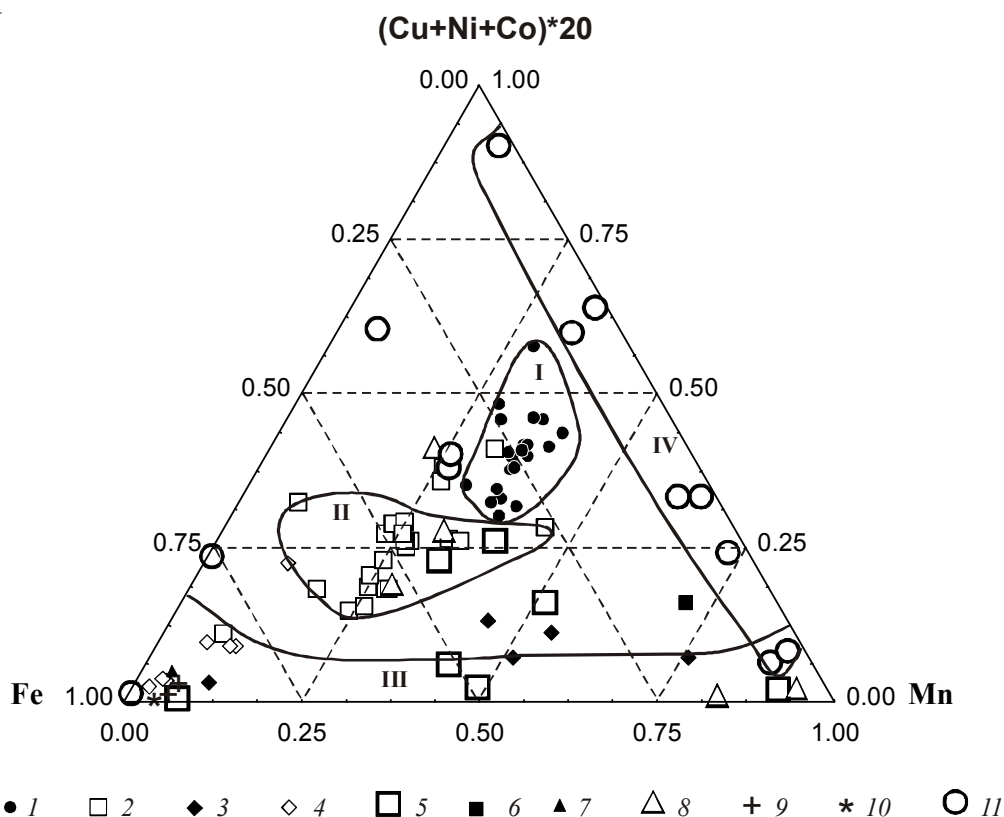
Минеральный состав изученных гидротермально-гидрогенных и гидротермальных корок довольно пестрый (табл. 2). В подавляющем большинстве дифрактограммы невыразительны, с размытыми максимумами. Тем не менее, постоянно присутствуют дифракционные пики, позволяющие идентифицировать минералы марганца и железа.

Наличие аморфной бесструктурной фазы свидетельствует о быстром осаждении металлов из раствора. Ни в одном из образцов не обнаружено Fe-вернадита, характерного для гидрогенных Fe-

Mn корок подводных гор открытого океана. Главные типоморфные Mn-минералы изученных образцов – бернессит, характерный для гидротермальных образований САХ, и тодорокит, чаще встречающийся в корках Курильской островной дуги. Отмечается примесь асболана, бузерита, возможно фиксирующих процессы трансформации гидротермального тодорокита при последующих диагенетических преобразованиях (Батурин и др., 1989). В нонtronитовых и бернесситовых корках в качестве сопутствующего минерала присутствует вернадит. Из железистых минералов диагностированы: гетит, маггемит, гизингерит, лепидокрокит, β -акагенит, ферроксигит. Существенна примесь глинистых минералов (монтмориллонит, нонtronит), силикатов и алюмосиликатов (кварц, α -кварц, опал, кристобалит), встречается кальцит (табл. 2).

Химический состав – важнейший индикатор не только генезиса, но и условий накопления оксидных Fe-Mn руд океана. В зависимости от соотношения основных рудных компонентов изученные Fe-Mn корки группируются в генетические группы. Типичные гидрогенные корки Магеллановых гор и поднятия Мидпасифик Тихого океана, образующие компактное поле I точек в центре классической тройной диаграммы (рис. 2), характеризуются высокими содержаниями суммы цветных металлов (Cu+Co+Ni) и отношением $\text{Mn/Fe}=1-2$. Поле II включает фигуративные точки менее однородных по составу корок разломных зон САХ. Часть из них, хотя и близка к гидрогенным, характеризуется большими вариациями содержания Fe и Mn при некотором преобладании Fe, а также низкими значениями концентраций цветных металлов, особенно Ni и Co (рис. 2, табл. 3). Эти корки полигенны и принадлежат к гидротермально-гидрогенному типу с различной долей эндогенного вклада, определяющего их повышенную железистость и резкое (на порядок) снижение содержания цветных металлов по сравнению с типично гидрогенными ЖМО.

К полю II примыкает гетерогенная группа корок САХ, близкая к гидрогенным образованиям, в числе которых корки В24-25 и В17-23 Курильских островов (рис. 2, табл. 3). Значения Mn/Fe в них близки единице, сумма цветных металлов ниже ($\text{Cu+Ni+Co}=0.23-0.54$), чем в конкрециях и корках пелагических частей океана, но близка к гидротермальным образованиям дуги Кермадек (образцы В30-27-2, В30-87-9) – $\text{Cu+Ni+Co}=0.32-0.49$. Присутствие асболана и бузерита отражает участие гидрогенно-седиментационных и гидрогенно-диагенетических процессов в их образовании. Спектры распределения PЗЭ в этих корках близки гидрогенным ЖМО (сумма PЗЭ=717.9-1335.1 г/т), но, несмотря на наличие положительной аномалии Ce (1.22-2.24), остается



Поля: I- гидрогенные Fe-Mn корки Тихого океана: 1- Магеллановы горы и поднятие Мидпасифик (Аникеева и др., 2002); II – гидротермально-гидрогенные Fe-Mn корки: 2- разломные зоны Срединно-Атлантического хребта (Базилевская, 2007); III - гидротермальные Fe-Mn корки Западно-Тихоокеанской переходной зоны: Курильская островная дуга - 3- подводный вулкан Эдельштейна (Аникеева и др., 2005), 4- подводный вулкан 1.4 (Аникеева и др., 2005), 5-подводные вулканы в районе островов Итуруп, Уруп, Симушир; дуга Идзу-Бонин - 6- подводная вулканическая группа Софу и скалы Смита; 7- подводный вулкан Эсмеральда, Марианская островная дуга, 8- островная дуга Тонга-Кермадек, 9- бухта Матупи, остров Новая Гвинея; 10- подводный вулкан у острова Эпи, острова Новые Гебриды; IV - гидротермальные корки Срединно-Атлантического хребта - 11- сульфидная постройка «Мир» (Kazakova et al., 2002).

Рис. 2. Соотношение главных (Fe, Mn) и суммы цветных металлов (Cu+Ni+Co) в различных типах оксидных Fe-Mn корок океана

значимой роль средне-тяжелой части РЗЭ - ЛРЗЭ/ТРЗЭ < 1, Eu/Eu* = 1.03-1.06, что свидетельствует о вкладе эндогенной составляющей (рис. 3а, 3б, табл. 5).

В этой группе особого внимания заслуживает образец В30-72-10 (островная дуга Кермадек), как пример влияния изменений баланса концентраций цветных металлов на состав редкоземельных элементов. При железистой специализации (Mn=5.20 %, Fe=8.07 %) в них отмечаются довольно высокие содержания Cu (0.27 %) по сравнению с типично гидрогенными корками, высокое для гидротермального типа содержание Co (0.16 %) и очень низкие концентрации Pb (на пределе чувствительности метода) – Cu/Pb=360. Сумма РЗЭ составляет лишь 41.06 г/т, доминируют тяжелые РЗЭ (ЛРЗЭ/ТРЗЭ=0.21), Eu/Sm=0.40 (табл. 3, 4, 5). Приведенные данные подтверждают заключение Гавриленко (1997) о гидротермально-осадочном генезисе корок Курильской островной дуги. Это характерно и для Fe-Mn корок всего Охотского моря (Астахова, 2007).

Следует особо отметить аномальный состав железобогатых глубоководных (2750-3350 м) корок тройного сочленения Буве (табл. 3). При очень низком содержании цветных металлов (Ni и Cu – сотые доли %) концентрации Co (0.15-0.24 %) в них близки глубоководным гидрогенно-диагенетическим конкрециям Южно-Тихоокеанского типа. Не исключено, что для этих проб также сработал «диагенетический» фактор. Более мелководные (1350-1550 м) корки бедны всеми цветными металлами, включая Co (0.024-0.029 %).

Поле III с самыми низкими содержаниями цветных металлов локализовано вдоль основания диаграммы (рис. 2). Оно представлено железомарганцевыми корками задуговых бассейнов ЗТПЗ, включая Курильский, а также марганецбогатыми корками сульфидного рудопроявления «Мир» (САХ). Большая изменчивость химического состава этих образований может объясняться различной удаленностью от мест истечения гидротерм на дно океана и их температурой. По значениям Mn/Fe в этом поле выделяются три группы.

Таблица 3. Результаты атомно-абсорбционного химического анализа железомарганцевых корковых образований Западно-Тихоокеанской переходной зоны и зон трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта

Элемент	Mn	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb	Pt	Pd	Au
№ пробы	вес. %							г/т		
B24-33	12.595	12.817	0.0060	0.0250	0.0030	0.0400	0.0008	<0.010	<0.007	0.0540
B24-25	6.662	9.002	0.0190	0.1500	0.0660	0.0400	0.0250	0.0130	<0.005	0.0370
B17-10-2	1.774	23.114	0.0050	0.0010	0.0008	0.0060	0.0008	<0.007	<0.005	0.0090
B17-17	9.600	11.600	0.0050	0.0520	0.0120	0.0390	-	-	-	-
B17-23	15.841	14.252	0.0390	0.4200	0.0810	0.0800	0.0350	0.0130	<0.007	0.0260
B17-40	29.600	2.300	0.0050	0.0190	0.0110	0.0290	-	-	-	-
B17-46	14.369	9.177	0.0250	0.1800	0.0250	0.0680	0.0060	<0.007	<0.005	0.0150
B1-14	24.423	4.494	0.0530	0.1100	0.1200	0.0490	0.0100	<0.010	<0.007	0.0230
B1-52	0.325	11.354	0.0090	0.0008	0.0020	0.0110	0.0008	<0.007	<0.005	0.0880
B5-6-75	0.411	8.491	0.0190	0.0010	0.0030	0.0130	0.0008	<0.007	<0.005	0.0400
H-18-66	2.750	52.850	0.0400	0.0120	0.0030	0.1300	0.0008	-	-	-
H-18-77	0.325	16.793	0.0080	0.0008	0.0020	0.0540	0.0008	<0.010	<0.007	0.0690
Э-3	0.596	16.898	0.0070	0.0008	0.0010	0.0090	0.0008	<0.010	0.0100	0.0630
B30-21-3	39.179	1.729	0.0090	0.0240	0.0160	0.0180	0.0080	<0.007	<0.005	0.0570
B30-27-2	11.116	14.644	0.0360	0.2900	0.1700	0.0640	0.1000	0.0320	<0.010	0.0410
B30-29-1	35.360	6.839	0.0070	0.0150	0.0010	0.0180	0.0008	<0.010	0.0200	0.0220
B-30-72-10	5.198	8.071	0.2700	0.0370	0.1600	0.0130	0.0008	<0.007	<0.005	0.0260
B-30-87-9	9.326	17.612	0.0480	0.1900	0.0820	0.0630	0.0630	0.0260	<0.010	0.0130
15C-19/2	5.523	18.501	0.0640	0.0730	0.1200	0.0430	0.0290	-	-	-
15C-55/1	8.389	17.689	0.0550	0.1100	0.2300	0.0410	0.0510	0.0440	<0.010	0.0350
9C-93/37	9.698	17.262	0.0540	0.1400	0.2600	0.0780	0.0610	0.0350	<0.010	0.0410
19C-10/08	6.476	9.170	0.1400	0.3100	0.0310	0.0490	0.0050	<0.010	<0.010	0.0200
19C-12/10	1.201	8.715	0.0170	0.1900	0.0320	0.0170	0.0050	0.1400	<0.010	0.1100
19C-16/12	11.952	22.358	0.0720	0.1500	0.4300	0.0500	0.0710	0.0440	<0.010	0.0530
19C-23/12	6.902	15.036	0.0860	0.1700	0.1600	0.0410	0.0420	-	-	-
19C-28/29	9.373	11.998	0.1300	0.1800	0.0780	0.0480	0.0180	-	-	-
19C-30/81	9.597	17.423	0.0690	0.1700	0.2400	0.0430	0.0580	-	-	-
10И-02/1	7.576	15.589	0.0540	0.1900	0.2300	0.0550	0.0270	-	-	-
10И-30/1	9.729	18.256	0.0560	0.1600	0.3700	0.0460	0.0650	0.0320	<0.005	0.3900
10И-41/1	7.072	12.285	0.0540	0.1600	0.1300	0.0330	0.0400	-	-	-
22C-35/1	14.850	26.360	0.0610	0.2210	0.4500	0.0690	0.1360	-	-	-
13C-06/12	16.104	14.070	0.0760	0.6800	0.3100	0.0720	0.0350	-	-	-
16C-28/2	8.846	20.125	0.0440	0.1100	0.1800	0.0530	0.0370	-	-	-
G96-30/08	14.013	20.034	0.1600	0.4300	0.3600	0.0650	0.0460	0.0820	<0.007	0.0090
G96-09/02	22.332	13.237	0.0390	0.4600	0.2100	0.0590	0.1900	-	-	-
G 96-16/1	10.450	12.280	0.0180	0.1670	0.2210	0.0550	0.1130	-	-	-
G96-19/1	10.302	19.859	0.0540	0.0860	0.2000	0.0640	0.1500	0.0220	<0.005	0.0120
G96-20/2	9.489	21.469	0.0570	0.0580	0.1700	0.0670	0.1300	0.0260	<0.007	0.0320
G96-21/16	8.296	21.014	0.0550	0.0520	0.1500	0.0690	0.1200	0.0180	<0.005	0.0230
18C-33/5	3.579	8.134	0.0790	0.0490	0.0240	0.0450	0.0008	-	-	-
18C-41/01	1.449	13.902	0.0280	0.0390	0.0290	0.0520	0.0140	0.0130	<0.005	0.0160
18C-57/40	11.069	21.980	0.0400	0.0920	0.2400	0.0770	0.1600	0.0410	<0.005	0.0150

В первую группу входят ЖМО Курильской островной дуги (глубины 1170-1375.5 м) с близкими содержаниями железа и марганца ($Mn/Fe=0.83-0.98$, $Mn=9.6-12.6\%$, $Fe=11.6-12.8\%$): 1) корка B24-33, сложенная, в основном, бернесситом с примесями глинистых минералов и силикатов; 2) корка B17-17, образованная по нон-

тронитовому осадку, с Fe-Si бурями прожилками и бернессита; 3) железомарганцевые корки вулкана Эдельштейна (рис. 2). Для этих образований характерны: низкая сумма цветных металлов (0.34-0.69%), при малых содержаниях меди (0.005-0.006%); повышенные значения Cu/Co (до 2.0), Cu/Pb (до 8.0), $Cu+Zn/Co+Pb=3.67-12.27$ (табл. 3).

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Таблица 3. Окончание.

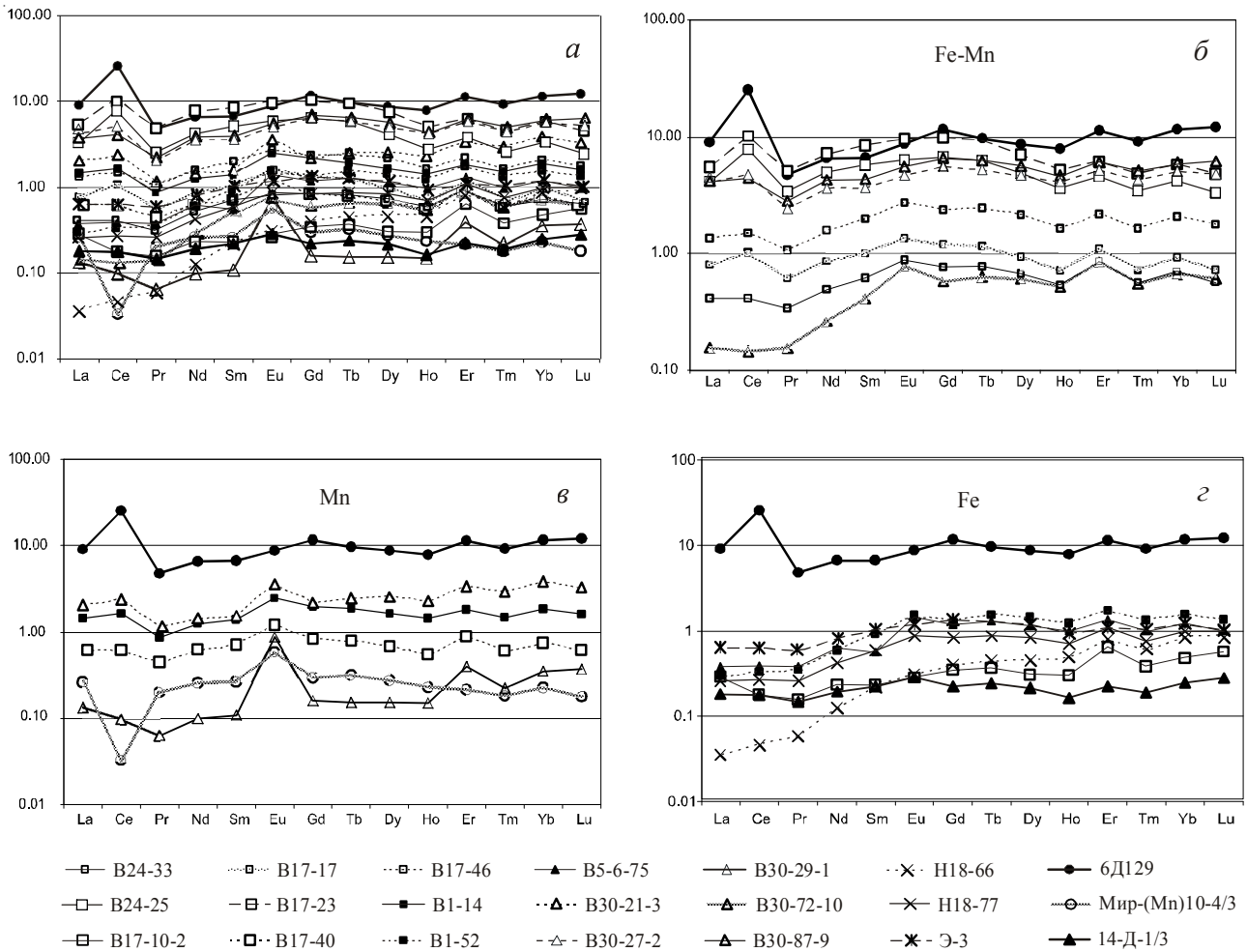
Элемент	Sr	Sc	Y	Zr	Ga	V	Ba	Cr	Ce	La
	г/т									
B24-33	610.0	9.0	23.0	67.0	5.0	120.0	1500.0	29.0	<50.0	<70.0
B24-25	850.0	16.0	90.0	400.0	7.0	430.0	830.0	16.0	430.0	<70.0
B17-10-2	620.0	<5.0	30.0	24.0	<5.0	38.0	140.0	94.0	<50.0	<70.0
B17-17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B17-23	730.0	16.0	98.0	360.0	<5.0	730.0	1400.0	27.0	540.0	160.0
B17-40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B17-46	570.0	35.0	42.0	160.0	15.0	640.0	1200.0	23.0	100.0	<70.0
B1-14	670.0	8.0	37.0	140.0	5.0	480.0	2000.0	32.0	100.0	<70.0
B1-52	650.0	33.0	41.0	110.0	17.0	420.0	350.0	180.0	<50.0	<70.0
B5-6-75	710.0	47.0	39.0	99.0	26.0	610.0	200.0	250.0	<50.0	<70.0
H-18-66	220.0	<5.0	9.0	26.0	11.0	26.0	75.0	69.0	50.0	<70.0
H-18-77	720.0	15.0	36.0	140.0	16.0	470.0	360.0	140.0	130.0	<70.0
Э-3	500.0	14.0	33.0	150.0	17.0	130.0	1100.0	300.0	<50.0	<70.0
B30-21-3	1900.0	<5.0	44.0	120.0	7.0	190.0	10000.0	23.0	150.0	100.0
B30-27-2	940.0	26.0	92.0	310.0	10.0	650.0	6000.0	20.0	250.0	100.0
B30-29-1	740.0	<5.0	5.0	88.0	5.0	230.0	1600.0	22.0	<50.0	<70.0
B-30-72-10	320.0	50.0	25.0	59.0	14.0	430.0	180.0	29.0	<50.0	<70.0
B-30-87-9	1100.0	15.0	150.0	570.0	9.0	580.0	1000.0	13.0	280.0	120.0
15C-19/2	990.0	27.0	110.0	520.0	7.0	690.0	590.0	170.0	560.0	90.0
15C-55/1	1600.0	20.0	150.0	490.0	7.0	750.0	1000.0	39.0	740.0	160.0
9C-93/37	1600.0	24.0	160.0	400.0	8.0	630.0	1300.0	30.0	810.0	190.0
19C-10/08	400.0	24.0	31.0	170.0	13.0	210.0	1200.0	1100.0	120.0	<70.0
19C-12/10	100.0	40.0	15.0	34.0	6.0	200.0	75.0	4200.0	140.0	<70.0
19C-16/12	1400.0	28.0	190.0	630.0	7.0	900.0	1500.0	28.0	830.0	260.0
19C-23/12	690.0	27.0	120.0	360.0	9.0	340.0	960.0	460.0	550.0	100.0
19C-28/29	500.0	15.0	39.0	110.0	10.0	380.0	1500.0	970.0	330.0	90.0
19C-30/81	1000.0	25.0	130.0	430.0	8.0	610.0	1200.0	290.0	870.0	150.0
10И-02/1	750.0	33.0	100.0	380.0	10.0	750.0	1000.0	480.0	470.0	90.0
10И-30/1	1200.0	30.0	150.0	530.0	6.0	680.0	970.0	31.0	880.0	150.0
10И-41/1	970.0	19.0	90.0	390.0	15.0	550.0	890.0	68.0	700.0	140.0
22C-35/1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13C-06/12	1100.0	12.0	92.0	460.0	14.0	450.0	2400.0	36.0	290.0	100.0
16C-28/2	1200.0	22.0	170.0	540.0	8.0	750.0	1700.0	27.0	720.0	160.0
G96-30/08	530.0	20.0	94.0	600.0	10.0	860.0	1900.0	27.0	730.0	130.0
G96-09/02	1500.0	7.0	120.0	600.0	6.0	530.0	1600.0	<10.0	1000.0	230.0
G 96-16/1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G96-19/1	780.0	14.0	93.0	650.0	6.0	460.0	1200.0	10.0	850.0	180.0
G96-20/2	770.0	16.0	100.0	750.0	6.0	470.0	1000.0	10.0	800.0	200.0
G96-21/16	1100.0	18.0	88.0	870.0	8.0	490.0	1100.0	<10	790.0	150.0
18C-33/5	1100.0	26.0	14.0	220.0	20.0	310.0	1200.0	10.0	<50.0	<70.0
18C-41/01	740.0	35.0	47.0	450.0	24.0	360.0	720.0	24.0	210.0	<70.0
18C-57/40	300.0	17.0	110.0	890.0	8.0	610.0	1300.0	12.0	690.0	180.0

Примечание: <-> - анализ не проводился

Гидротермальный генезис этих образований отражается в низких содержаниях РЗЭ при доминирующей роли тяжелых РЗЭ (ЛРЗЭ/ТРЗЭ=0.46-0.66), высоких значениях $Eu/Eu^*=1.24-1.28$ и $Eu/Sm=0.28-0.30$ (рис. 3б, табл. 5). В полигенных пелагических образованиях концентрации РЗЭ, за исключением Се,

ассоциирующего с Mn, нередко связаны прямой корреляцией с железом, (Дубинин, Волков, 1986). В гидротермальных корках все РЗЭ коррелируют с железом (Аникеева и др., 2002).

Увеличение содержаний цветных металлов ($Cu+Ni+Co=0.23$) и РЗЭ (261.26 г/т) в образце B17-46 отражает активное участие в его образо-



Железомарганцевые образования подводных вулканов: Курильской островной дуги: В24-33, В24-25, В17-10-2, В17-17, В17-23, В17-40, В17-46; островной дуги Идзу-Бонин: скалы Смита В1-14, подводная вулканическая группа Софу : В 1-52; подводный вулкан Эсмеральда Марианской островной дуги: В5-6-75; островной дуги Кермадек: В30-21-3, В30-27-2, В30-29-1, В30-72-10, В30-87-9; бухты Матупи, о. Новая Гвинея: Н-18-66, Н-18-77; подводный вулкан у о-ва Эпи, о-ва Новые Гебриды: Э-3; гидрогенная корка поднятия Мидпасифик 6Д129 (Аникеева и др., 2002); сульфидная постройка «Мир»: 10-4/3 (марганцевая корка) (Kazakova et al., 2004), 14-Д-1/3 (железисто-кремнистый агрегат) (Kazakova et al., 2004).

Рис. 3. Распределение содержаний РЗЭ, нормированных к NASC (Gromet et al., 1984), в различных типах ЖМО Западно-Тихоокеанской переходной зоны (а- сводный график, б – Fe-Mn корки, в – Mn-обогащенные корки, г – Fe-обогащенные корки).

вании гидрогенных процессов. Однако по значениям параметра Cu/Co образец В17-46 близок мелководной корке тройного сочленения Буве, вулканов 1.4 и Эдельштейна, расположенных в северо-восточной части Курильской островной дуги (Аникеева и др., 2005), относящихся к проявлениям низкотемпературной Fe-Mn минерализации (рис. 4).

Вторая группа гидротермальных образований представлена корками с повышенным содержанием Mn – В17-40 (Курильская островная дуга), В1-14 (островная дуга Идзу-Бонин), В30-29-1, В30-21-3 (островная дуга Кермадек) (рис. 2, табл. 3). Значения Mn/Fe варьируют от 5.17 до 22.66, (Cu+Ni+Co)=0.023-0.049 %, за исключением корки В1-14 (Cu+Ni+Co=0.283 %). Содержание РЗЭ не превосходит первых сотен (104.97-351.30

г/т, а в пробе В30-29-1 (островная дуга Кермадек) составляет 20.88 г/т (табл. 5). Кроме того в этой корке самое высокое отношение Eu/Sm=1.69, при Eu/Sm=0.36-0.48 в остальных корках этой группы, значения Cu+Zn/Co+Pb=14.29, Cu/Co=7.0, Cu/Pb=9.33, что характерно для гидротермальных образований. Высокие значения модуля SiO₂/Al₂O₃=19.24 отмечены в корках, отлагающихся на гидротермально-измененных породах разломных зон (табл. 3, 4, 5). На диаграмме распределение РЗЭ в корке В30-29-1 близко нонтрониту реликтовой зоны гидротермального поля ТАГ, однако Mn/Fe=5.17, что не соответствует составу этого минерала. С другой стороны распределение РЗЭ в этом же образце близко к гидротермальной марганцевой корке 10-4/3 реликтовой сульфидной постройки «Мир» (ТАГ),

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Таблица 4. Результаты силикатного химического анализа железомарганцевых корковых образований Западно-Тихоокеанской переходной зоны и зон трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта

Элемент	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Собщ.
№ пробы	вес. %								
B24-33	32.90	4.01	0.22	2.19	2.81	1.57	2.96	0.28	0.04
B24-25	46.47	7.21	0.53	3.00	1.40	1.08	1.91	0.76	0.03
B17-10-2	36.65	0.26	0.08	0.92	2.43	3.15	1.77	0.90	0.03
B17-17	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B17-23	20.60	3.56	0.46	4.07	1.90	0.95	2.09	1.00	0.03
B17-40	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B17-46	28.53	10.16	0.80	5.74	3.95	0.73	2.29	0.46	0.03
B1-14	26.74	5.55	0.43	1.94	2.28	1.41	2.51	0.28	0.03
B1-52	49.03	13.55	1.01	6.64	2.54	0.57	3.60	0.46	0.03
B5-6-75	51.23	15.73	1.14	8.53	3.51	1.02	3.16	0.34	0.03
H-18-66	4.00	0.86	0.16	0.63	0.73	0.14	3.00	0.30	0.03
H-18-77	36.60	8.20	0.50	2.18	1.34	1.50	3.08	0.73	0.16
Э-3	46.70	9.35	0.44	2.76	1.28	2.30	3.60	0.26	0.05
B30-21-3	12.97	4.18	0.29	1.12	2.57	2.06	1.77	0.25	0.02
B30-27-2	18.95	6.30	0.75	5.95	3.07	0.89	2.85	0.95	0.08
B30-29-1	8.85	0.46	0.10	1.19	3.64	1.71	1.87	0.24	0.08
B-30-72-10	46.60	14.07	0.80	9.91	3.84	0.56	2.16	0.38	0.06
B-30-87-9	20.40	5.78	0.94	3.62	1.98	0.84	2.62	1.02	0.03
15C-19/2	17.30	6.40	1.70	5.00	2.19	0.92	2.08	1.10	0.11
15C-55/1	12.20	4.06	1.04	10.58	1.70	0.52	1.70	1.10	0.15
9C-93/37	9.70	4.20	1.00	11.11	1.81	0.54	1.34	1.10	0.15
19C-10/08	36.80	6.04	0.38	0.92	15.87	0.84	1.20	0.48	0.08
19C-12/10	42.50	4.63	0.28	3.27	24.50	0.16	0.60	0.30	0.02
19C-16/12	7.20	2.82	1.44	4.14	2.05	0.07	0.30	1.26	0.21
19C-23/12	27.80	6.96	0.74	2.05	6.46	0.84	1.50	0.86	0.09
19C-28/29	31.40	4.64	0.44	1.52	11.74	0.98	1.50	0.46	0.14
19C-30/81	17.00	4.35	1.00	3.32	4.70	0.50	1.62	1.02	0.16
10И-02/1	22.40	7.20	0.66	6.13	6.00	0.42	1.70	0.95	0.14
10И-30/1	10.47	4.90	1.19	8.26	1.87	0.55	1.41	1.10	0.03
10И-41/1	24.16	9.55	0.92	4.78	3.63	0.67	1.65	0.70	0.03
22C-35/1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13C-06/12	11.23	4.45	0.39	4.78	2.77	0.86	1.73	0.80	0.04
16C-28/2	10.73	5.22	0.91	7.27	2.11	0.52	1.15	1.22	0.13
G96-30/08	10.74	3.93	0.78	1.75	2.78	0.85	1.47	1.04	0.14
G96-09/02	5.05	0.78	1.95	3.23	1.60	0.54	2.02	0.82	0.02
G 96-16/1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G96-19/1	17.48	2.81	1.95	2.98	1.44	0.76	1.75	0.91	0.05
G96-20/2	17.93	2.81	2.07	2.13	1.33	0.76	1.73	0.83	0.04
G96-21/16	19.59	3.57	2.25	2.35	1.36	0.86	1.73	0.90	0.04
18C-33/5	45.20	10.37	2.07	5.57	3.00	1.43	3.58	0.36	0.05
18C-41/01	41.30	10.19	3.95	5.24	2.99	1.40	2.48	1.10	0.06
18C-57/40	15.43	2.39	2.35	2.74	1.79	0.57	1.80	0.94	0.03

Примечание: <-> - анализ не проводился.

но отсутствует отрицательная цериевая аномалия (рис. 3е). Ранее отмечалось, что многие нонтролитовые корки пропитаны марганцевыми минералами более поздней генерации (Гавриленко, 1997; Glasby et al., 2006). При сравнении с аналогичными ЖМО из районов других геолого-тектонических

обстановок океана оказалось, что распределение РЗЭ в корке В30-29-1 близко к гидротермальной корке с Галапагосского поднятия (Mn=52.7 %), а Eu/Eu*=6.66, что подтверждает гидротермальную природу данного образца (Дубинин, 2006).

К третьей группе относятся железистые гид-

Таблица 5. Результаты ICP- анализа редкоземельных элементов железомарганцевых корковых образований Западно-Тихоокеанской переходной зоны и зон трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта

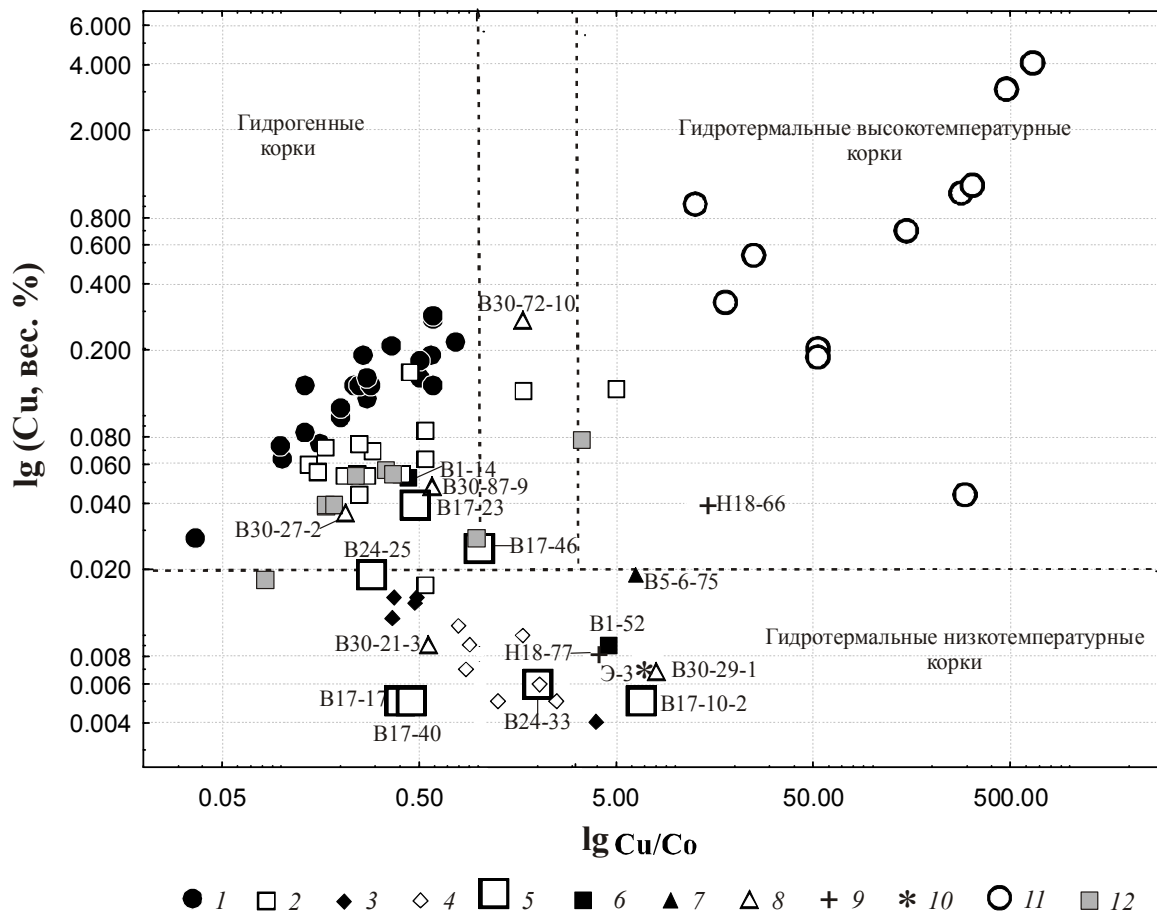
Элемент	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
№ пробы	г/г													
B24-33	13.0	28.0	3.5	15.0	3.7	1.1	4.2	0.7	3.7	0.8	2.8	0.3	2.2	0.3
B24-25	110.0	520.0	35.0	150.0	34.0	7.9	37.0	5.3	27.0	5.1	15.0	2.0	13.0	1.5
B17-10-2	7.4	12.0	1.6	7.0	1.4	0.3	1.9	0.3	1.7	0.4	2.1	0.2	1.5	0.3
B17-17	25.0	68.0	6.4	26.0	6.0	1.7	6.6	1.0	5.2	1.0	3.6	0.4	2.9	0.3
B17-23	170.0	680.0	52.0	220.0	50.0	12.0	54.0	7.8	39.0	7.3	20.0	2.8	18.0	2.2
B17-40	19.0	41.0	4.6	19.0	4.2	1.5	4.6	0.7	3.8	0.8	2.9	0.4	2.3	0.3
B17-46	42.0	100.0	11.0	48.0	12.0	3.4	13.0	2.1	12.0	2.3	7.2	1.0	6.5	0.8
B1-14	45.0	110.0	8.9	38.0	8.3	3.1	11.0	1.6	9.1	2.0	5.9	0.9	5.8	0.7
B1-52	9.0	22.0	3.6	18.0	5.5	1.9	7.3	1.3	8.0	1.7	5.7	0.8	4.9	0.6
B5-6-75	12.0	26.0	3.9	19.0	5.4	1.8	6.5	1.1	6.4	1.4	4.4	0.6	3.8	0.5
H-18-66	1.1	3.1	0.6	3.8	1.3	0.4	2.2	0.4	2.5	0.6	2.6	0.3	2.6	0.4
H-18-77	8.1	18.0	2.7	13.0	3.5	1.1	4.6	0.7	4.6	1.0	3.6	0.4	3.1	0.4
Э-3	20.0	43.0	5.9	27.0	6.4	1.5	7.5	1.1	6.6	1.3	4.5	0.6	3.8	0.5
B30-21-3	64.0	160.0	12.0	44.0	9.3	4.5	12.0	2.1	14.0	3.2	11.0	1.7	12.0	1.5
B30-27-2	130.0	320.0	25.0	110.0	22.0	5.9	31.0	4.5	26.0	5.8	17.0	2.5	16.0	2.2
B30-29-1	4.1	6.6	0.7	3.0	0.7	1.1	0.9	0.1	0.9	0.2	1.3	0.1	1.1	0.2
B-30-72-10	4.9	9.7	1.6	8.0	2.5	1.0	3.2	0.5	3.4	0.7	2.8	0.3	2.1	0.3
B-30-87-9	140.0	300.0	29.0	130.0	26.0	7.0	36.0	5.3	31.0	6.6	20.0	3.0	19.0	2.8
15C-19/2	190.0	750.0	49.0	200.0	45.0	11.0	57.0	8.0	41.0	7.9	22.0	3.1	20.0	2.5
15C-55/1	280.0	1200.0	71.0	290.0	61.0	14.0	76.0	10.0	54.0	10.0	28.0	3.8	25.0	3.1
9C-93/37	380.0	1200.0	94.0	390.0	86.0	20.0	99.0	14.0	71.0	13.0	36.0	4.9	31.0	3.8
19C-10/08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19C-12/10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19C-16/12	460.0	1500.0	100.0	450.0	95.0	22.0	110.0	16.0	84.0	16.0	43.0	6.3	38.0	4.9
19C-23/12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19C-28/29	89.0	430.0	24.0	95.0	21.0	5.0	25.0	3.4	18.0	3.2	8.9	1.2	7.9	1.0
19C-30/81	270.0	1300.0	73.0	290.0	64.0	15.0	77.0	11.0	55.0	11.0	29.0	4.2	27.0	3.5
10И-02/1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10И-30/1	270.0	1500.0	69.0	280.0	61.0	15.0	75.0	11.0	56.0	11.0	32.0	4.6	29.0	3.8
10И-41/1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22C-35/1	460.0	1600.0	110.0	460.0	100.0	23.0	110.0	16.0	81.0	15.0	39.0	5.4	33.0	4.2
13C-06/12	83.0	490.0	19.0	78.0	17.0	4.5	25.0	3.5	19.0	4.0	13.0	1.9	12.0	1.7
16C-28/2	290.0	1100.0	73.0	300.0	66.0	16.0	78.0	11.0	61.0	12.0	33.0	4.8	31.0	4.3
G96-30/08	220.0	1000.0	59.0	230.0	52.0	12.0	63.0	8.8	46.0	8.8	25.0	3.6	24.0	3.1
G96-09/02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G 96-16/1	80.0	150.0	20.0	82.0	18.0	5.2	20.0	3.0	17.0	3.1	9.1	1.2	7.7	0.9
G96-19/1	320.0	1400.0	88.0	360.0	80.0	18.0	88.0	13.0	65.0	12.0	32.0	4.7	30.0	3.6
G96-20/2	280.0	1200.0	80.0	330.0	74.0	17.0	82.0	12.0	62.0	11.0	31.0	4.4	28.0	3.5
G96-21/16	260.0	1200.0	75.0	300.0	66.0	15.0	75.0	11.0	58.0	11.0	29.0	4.1	26.0	3.2
18C-33/5	34.0	76.0	9.5	40.0	8.9	3.0	10.0	1.5	8.5	1.7	5.1	0.7	4.2	0.5
18C-41/01	90.0	280.0	27.0	110.0	24.0	5.8	25.0	3.9	21.0	3.9	12.0	1.6	11.0	1.2
18C-57/40	300.0	1100.0	82.0	330.0	74.0	17.0	82.0	12.0	61.0	11.0	30.0	4.2	27.0	3.7

Примечание: <-> - анализ не проводился.

ротермальные корки B17-10-2 (вулкан Обручева, Курильская островная дуга), B40-21м-4а (вулкан Эдельштейна, Курильская островная дуга), B1-52 (подводная вулканическая группа Софу, островная дуга Идзу-Бонин), B5-6-75 (Марианская островная дуга, вулкан Эсмеральда), H18-66, H18-77 (остров Новая Гвинея, кальдера Рабаул, бухта Матупи), Э-3 (о-ва Новые Гебриды, подводный вулкан у острова Эпи.), в которых Fe/Mn=13.03-

51.62, Mn=0.33-2.75 % Fe=8.49-52.85 % (рис. 2). На диаграмме (рис. 4) эти ЖМО с очень низкими значениями суммы металлов (Cu+Ni+Co=0.01-0.06 %) попадают в область повышенных значений модуля Cu/Co (табл. 3). По обогащенности медью только два образца - B5-6-75 (1740 м), H18-66 (25 м) приближаются к полю Fe-корок САХ (Cu>0.02 %), залегающих близ мест истечения гидротерм (рис. 4). На САХ подобные ЖМО развиты

ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫЕ КОРКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ



Гидрогенные Fe-Mn корки Тихого океана: 1 - Магеллановы горы и поднятие Мидпасифик; (Аникеева и др., 2002). Гидротермально-гидрогенные Fe-Mn корки: 2 - разломные зоны Срединно-Атлантического хребта. Гидротермальные Fe-Mn корки Западно-Тихоокеанской переходной зоны: Курильская островная дуга - 3 - подводный вулкан Эдельштейна (Аникеева и др., 2005), 4 - подводный вулкан 1.4 (Аникеева и др., 2005), 5 - подводные вулканы в районе островов Итуруп, Уруп, Симушир; дуга Идзу-Бонин - 6 - подводная вулканическая группа Софу и скалы Смита; 7 - подводный вулкан Эмеральда, Марианская островная дуга, 8 - островная дуга Кермадек, 9 - бухта Матупи, о. Новая Гвинея, 10 - подводный вулкан у о-ва Эпи, о-ва Новые Гебриды. Гидротермальные Fe-Mn корки Срединно-Атлантического хребта: - 11 - сульфидная постройка «Мир» (Kazakova et al., 2002); 12 - Fe-Mn корки тройного сочленения Буве.

Рис. 4. Вариационная диаграмма Cu-Cu/Co химических составов различных типов ЖМО Западно-Тихоокеанской переходной зоны, разломных зон и тройного сочленения Буве Срединно-Атлантического хребта, гайотов Тихого океана.

на вершинах и в кальдерах подводных вулканов в местах локального излияния базальтовых лав. Такие корки сложены, преимущественно, рентгено-аморфным железистым веществом. Типоморфный минеральный состав кристаллических фаз такого типа ЖМО – гетит, гидрогетит, феррооксигит. В виде примесей встречаются: вернадит, бернессит, нонтронит, аморфные Fe-Si фазы, фосфаты, слоистые алюмосиликаты.

Группа железистых корок (охры с примесью нонтронита) бедна РЗЭ (38.14-129.68 г/т) (табл. 5) и характеризуется повышенными значениями $Eu/Sm=0.24-0.35$, выположенной цериевой аномалией ($Ce/Ce^*=0.91-1.06$), $Eu/Eu^*=0.93-1.39$. В отличие от Fe-корок САХ, где менее контрастно проявлена положительная аномалия Eu ($Eu/Eu^*=0.77$), а распределение РЗЭ приближается

по форме к «базальтовому» спектру, в нашей выборке резкое преобладание среднетяжелой ветви РЗЭ над легкой ($LPЗЭ/TPЗЭ=0.07-0.45$) (рис. 3г, табл. 5) подчеркивает их низкотемпературную гидротермальную природу. Спектр распределения РЗЭ в корке В17-10-2 ($SiO_2/Al_2O_3=140.96$) близок к железисто-кремнистым образованиям сульфидной постройки «Мир» ТАГ (САХ) (рис. 3г, табл. 5) (Kazakova et al., 2004).

Опираясь на модульные величины ($Cu/Zn>1.0$, $Cu/Cu+Zn>0.7$), можно сделать вывод о преобладании цинковой специализации для железистых корок из различных районов Западно-Тихоокеанской переходной зоны - $Cu/Zn=0.72$, $Cu/Cu+Zn=0.38$.

Геохимия редких элементов. Существенную информацию о геолого-тектонической обстановке,

генезисе, возрасте и температурных режимах образования Fe-Mn оксидных корок несут данные о содержаниях и распределении в них редких элементов (Li, Sr, Mo, Ba, As, U, Cd).

Самые высокие содержания Ba (десятки – до целых %) зафиксированы в древних марганцевых отложениях Западной окраины Тихого океана (Usui, Someya, 1997) и в исследованных нами марганцевых корках. Несколько уменьшаются содержания Ba в современных Mn-корках (Usui, Someya, 1997) и марганцевых образованиях флангов сульфидной постройки «Мир». По сравнению с Mn образованиями (Ba=200-10 000 г/т) самые низкие концентрации бария отмечаются в железистых корках ЗТПЗ (Ba=75-1100 г/т) (табл. 3) и оксидных Fe-Si агрегатах сульфидной постройки «Мир».

Железистые корки беднее Mo (5.3-120.0 г/т), Cd (0.25-1.30 г/т), Li (1.70-43.0 г/т), Sb (0.55-31.0 г/т), но богаче As (1.5-410 г/т) (табл. 6). В Mn – корках As=19.0-94.0 г/т, что близко к концентрациям его в типичных гидротермальных образованиях реликтовой сульфидной постройки «Мир» (As=31.05-60.17 г/т).

По нашим наблюдениям геохимия Li различна в разных по составу и генезису железомарганцевых отложениях (рис. 5). Кларк лития в земной коре – 32 г/т, в железистых корках ЗТПЗ, при крайне низких содержаниях Li (17-43 г/т), наблюдается сильная положительная корреляция с модулем SiO_2/Al_2O_3 (+0.98), более слабая с Fe/Cu (+0.87), Mn/Fe (+0.75) и с P_2O_5 (+0.72), что может говорить о связи этого щелочного металла не только с алюмосиликатной составляющей корок, но и с гидроксофосфатом железа, поступающими с глубинными гидротермальными растворами, что уже

отмечалось и для редкоземельных элементов (Дубинин, 2006). В Mn и Fe-Mn корках эта корреляция также присутствует, но выражена менее ярко.

Повышенные содержания Li=190 г/т (при средних 107.2 г/т) обнаружены в марганцевых корках В17-40 (Курильская островная дуга), В1-14 (островная дуга Идзу-Бонин), В30-29-1, В30-21-3 (островная дуга Кермадек) (табл. 6) и в марганцевых гидротермальных корках сульфидной постройки «Мир» (Li=121-595 г/т), обогащенных Cu (1.67-4.12 %) (Davidov, 2004; Kazakova et al. 2004). В корке В30-21-3 установлены самые большие концентрации Sr (0.19%), Ba (1.0%). Несколько повышены в этой группе корок содержания Mo (250-890 г/т) и Cd (4.1-47 %). На диаграмме (рис. 4) корка В30-29-1 (Cu/Co=7.0) сопряжена с группой низкотемпературных, бедных цветными металлами, железистых корок В17-10-2 (Курильская островная дуга), Э-3 (вулкан Эпи), В1-52 (дуга Идзу-Бонин), Н18-77 (Новая Гвинея) и В40-21м-4а (вулкан Эдельштейна) и имеет максимальную для нашей выборки концентрацию Li=190 г/т.

Сравнение различных типов ЖМО северо-западной части Тихого океана показало, что современные и древние гидротермальные Mn отложения, широко распространенные в тыловодужных рифтах, имеют довольно непрерывную и большую протяженность. Этот тип ЖМО, вероятно, образуется в результате крупномасштабной циркуляции низкотемпературных гидротермальных вод и часто связан с гидротермальными Fe оксидными корками, непосредственно залегающими в местах выходов на поверхность дна гидротермальных сульфидных руд. Эти отложения, обычно, состоят из чистых гидроксидов марганца (тодорокита, иногда с примесью

Корки Западно-Тихоокеанской переходной зоны: 1 - Mn-корки, 2 - Fe-Mn корки (Mn/Fe=1-2), 3 - Fe-корки (Fe/Mn > 3.0), 4 - Mn-Fe корки (Mn/Fe < 1.0); гидротермальные корки: 5 - Mn-корки сульфидной постройки «Мир», 6 - Mn-Fe корки Срединно-Атлантического хребта и Тихого океана (Mn/Fe < 1.0), 7 - железисто-кремнистые агрегаты сульфидной постройки «Мир», 8 - Fe-корки Срединно-Атлантического хребта и сульфидной постройки «Мир» (Fe/Mn > 3.0); гидротермальные корки: 9 - (Mn/Fe=1-2).

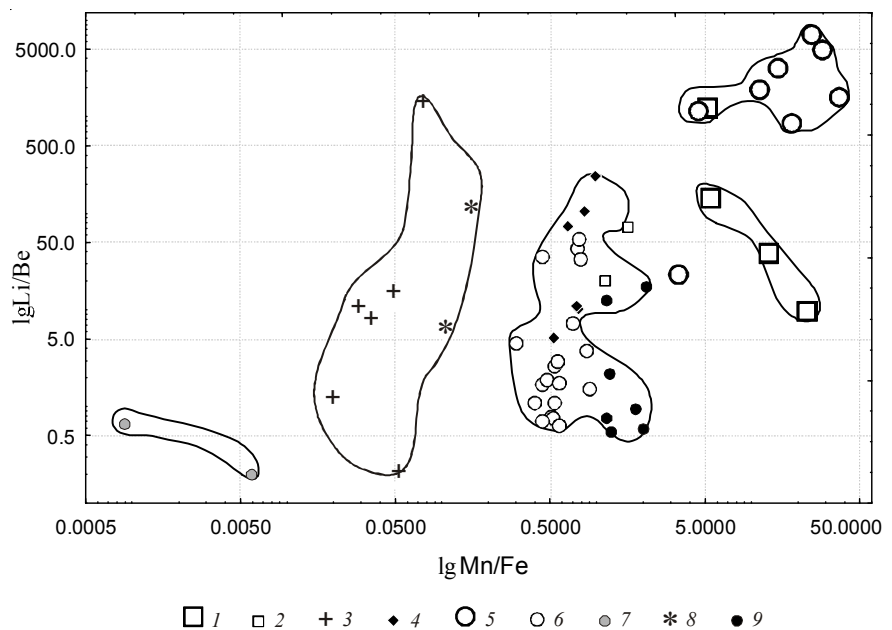


Рис. 5. Зависимость содержаний Li/Be от Mn/Fe оксидных Fe-Mn корок океана.

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Таблица 6. Результаты ICP- анализа редких элементов железомарганцевых корковых образований Западно-Тихоокеанской переходной зоны и зон трансформных разломов САХ

Элемент	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As
№ пробы	г/т										
B24-33	72.0	0.3	6.7	120.0	12.0	43.0	240.0	32.0	360.0	19.0	18.0
B24-25	24.0	2.2	12.0	310.0	12.0	700.0	1600.0	170.0	380.0	17.0	98.0
B17-10-2	43.0	0.0	<0.7	6.0	4.0	6.8	37.5	1.5	31.0	3.1	38.0
B17-17	83.0	0.8	<0.7	210.0	42.0	140.0	500.0	52.0	380.0	35.0	19.0
B17-23	66.0	3.2	<0.7	530.0	43.0	790.0	4000.0	330.0	810.0	32.0	180.0
B17-40	35.0	0.9	<0.7	94.0	20.0	54.0	150.0	23.0	110.0	48.0	19.0
B17-46	58.0	0.8	26.0	490.0	25.0	250.0	1800.0	210.0	660.0	42.0	44.0
B1-14	160.0	1.1	7.7	330.0	22.0	1100.0	1200.0	450.0	500.0	110.0	51.0
B1-52	7.5	0.7	25.0	250.0	5.6	69.0	37.5	69.0	110.0	13.0	15.0
B5-6-75	10.0	0.6	35.0	410.0	9.5	81.0	37.5	180.0	120.0	17.0	1.5
H-18-66	1.7	8.0	5.0	6.0	110.0	55.0	150.0	270.0	1600.0	3.1	240.0
H-18-77	6.3	5.0	11.0	410.0	5.1	42.0	37.5	30.0	520.0	10.0	410.0
Э-3	11.0	1.3	10.0	97.0	12.0	40.0	37.5	32.0	76.0	15.0	27.0
B30-21-3	34.0	3.5	3.1	49.0	3.2	180.0	270.0	66.0	160.0	320.0	94.0
B30-27-2	30.0	2.9	13.0	590.0	14.0	1800.0	3100.0	340.0	640.0	26.0	160.0
B30-29-1	190.0	0.2	0.9	110.0	1.5	22.0	140.0	35.0	140.0	87.0	61.0
B30-72-10	22.0	0.3	31.0	300.0	66.0	1700.0	390.0	2700.0	130.0	20.0	19.0
B-30-87-9	16.0	3.1	14.0	530.0	13.0	860.0	1900.0	420.0	580.0	21.0	180.0
15C-19/2	21.0	4.6	19.0	640.0	250.0	1300.0	780.0	600.0	380.0	12.0	240.0
15C-55/1	11.0	5.7	13.0	730.0	25.0	2400.0	1100.0	520.0	400.0	15.0	290.0
9C-93/37	13.0	7.2	16.0	730.0	24.0	2600.0	1400.0	500.0	440.0	17.0	280.0
19C-10/08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19C-12/10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19C-16/12	8.8	7.8	17.0	900.0	16.0	4300.0	1600.0	650.0	470.0	19.0	330.0
19C-23/12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19C-28/29	83.0	2.4	11.0	370.0	680.0	800.0	1900.0	1300.0	440.0	25.0	76.0
19C-30/81	18.0	6.1	14.0	650.0	100.0	2400.0	1900.0	640.0	420.0	16.0	220.0
10И-02/1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10И-30/1	17.0	6.4	14.0	700.0	19.0	3400.0	1500.0	490.0	390.0	15.0	270.0
10И-41/1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22C-35/1	5.2	8.0	14.0	1000.0	120.0	4100.0	1700.0	420.0	530.0	21.0	340.0
13C-06/12	71.0	5.5	9.8	450.0	22.0	3200.0	6900.0	720.0	740.0	39.0	160.0
16C-28/2	14.0	8.1	18.0	820.0	18.0	1800.0	1100.0	430.0	520.0	17.0	320.0
G96-30/08	58.0	7.8	19.0	790.0	14.0	3600.0	4300.0	1500.0	660.0	31.0	260.0
G96-09/02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G 96-16/1	8.7	2.3	28.0	400.0	130.0	400.0	270.0	170.0	310.0	19.0	48.0
G96-19/1	4.7	6.0	13.0	560.0	11.0	2000.0	850.0	470.0	610.0	28.0	160.0
G96-20/2	4.7	6.6	13.0	580.0	10.0	1700.0	580.0	500.0	640.0	32.0	160.0
G96-21/16	5.7	5.1	13.0	600.0	11.0	1500.0	510.0	490.0	600.0	30.0	150.0
18C-33/5	25.0	1.0	20.0	200.0	11.0	300.0	1400.0	780.0	430.0	37.0	6.2
18C-41/01	13.0	2.0	24.0	280.0	35.0	430.0	450.0	260.0	530.0	23.0	32.0
18C-57/40	4.7	5.9	13.0	610.0	15.0	2200.0	910.0	330.0	710.0	28.0	170.0

Cu-Ni бузерита), содержат ничтожно малые количества цветных металлов - Cu (0.0228-0.0322 %), Ni (0.0287-0.0765 %), Co (0.0072-0.0162 %, а также Pb (0.0045-0.0126 %), Zn (0.0238-0.0395), V (0.0225-0.0322 %), редких и редкоземельных элементов - Y (17.1-29.6 г/т), U (2.1-2.4 г/т), Th (0.65-0.97 г/т), PЗЭ (десятые доли - первые десятки г/т) (Usui, Someya, 1997). Заметим, что в древних Mn образованиях содержания этих

компонентов выше, чем в современных отложениях. Особенно контрастно эти различия выражаются в изменении содержаний PЗЭ, где, начиная с Nd, концентрации редкоземельных компонентов древних отложений в несколько раз выше, чем в молодых разновидностях. Возможно, это объясняется обрастанием первично гидротермальных Mn окислов при старении водородными слоями корок. Обычно низки и содержания детритовых ком-

Таблица 6. Окончание.

Элемент	Va	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
№ пробы	г/т								
V24-33	750.0	0.6	0.1	35.0	3.3	9.7	0.09	1.3	4.2
V24-25	600.0	4.5	0.5	24.0	30.0	270.0	2.60	25.0	6.8
V17-10-2	87.0	<0.07	<0.07	5.0	1.3	1.6	<0.05	0.1	7.2
V17-17	1400.0	1.2	0.3	51.0	4.6	25.0	0.22	3.6	2.0
V17-23	1300.0	1.1	0.2	60.0	45.0	360.0	3.40	26.0	10.0
V17-40	2000.0	1.2	0.4	270.0	3.9	14.0	0.15	3.0	1.1
V17-46	1600.0	1.7	0.2	30.0	22.0	71.0	0.60	2.9	3.8
V1-14	5200.0	2.2	0.2	170.0	110.0	150.0	1.50	5.9	3.2
V1-52	120.0	3	0.3	1.5	0.3	3.6	0.06	0.7	3.1
V5-6-75	240.0	2.3	0.4	1.1	0.3	3.9	<0.05	1.3	0.7
H-18-66	35.0	0.1	0.0	2.1	1.0	4.5	<0.05	0.0	15.0
H-18-77	210.0	2.5	0.2	0.6	0.3	9.2	<0.05	1.0	5.5
Э-3	350.0	3.5	0.3	0.7	0.3	9.6	0.20	3.2	6.0
V30-21-3	14000.0	2	0.3	15.0	50.0	100.0	0.62	6.1	7.7
V30-27-2	1000.0	5.3	0.5	41.0	53.0	980.0	8.40	11.0	11.0
V30-29-1	4300.0	0.24	0.1	22.0	13.0	16.0	0.16	0.4	1.1
V-30-72-10	480.0	1.5	0.1	1.2	0.9	2.1	<0.05	0.5	1.3
V-30-87-9	850.0	10	0.5	34.0	46.0	650.0	4.90	10.0	11.0
15C-19/2	470.0	10	1.5	22.0	35.0	310.0	2.20	36.0	9.3
15C-55/1	660.0	11	1.5	40.0	44.0	540.0	4.60	57.0	12.0
9C-93/37	730.0	9.2	1.3	60.0	47.0	620.0	5.70	72.0	13.0
19C-10/08	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19C-12/10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19C-16/12	920.0	1.4	0.7	65.0	63.0	740.0	5.60	88.0	15.0
19C-23/12	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19C-28/29	1000.0	3.7	0.7	9.6	22.0	200.0	2.60	33.0	3.3
19C-30/81	670.0	10	1.3	53.0	64.0	600.0	6.50	76.0	12.0
10И-02/1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10И-30/1	650.0	11	1.7	40.0	87.0	630.0	6.00	84.0	13.0
10И-41/1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22C-35/1	1000.0	8.9	1.3	70.0	44.0	1100.0	11.00	100.0	17.0
13C-06/12	1800.0	11	0.7	50.0	130.0	450.0	5.50	14.0	9.0
16C-28/2	820.0	18	1.1	45.0	46.0	390.0	3.40	50.0	14.0
G96-30/08	1400.0	4.2	0.7	71.0	100.0	510.0	4.40	50.0	10.0
G96-09/02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G 96-16/1	360.0	7.6	2.1	8.4	8.9	180.0	1.30	8.9	2.7
G96-19/1	1300.0	3.6	1.0	56.0	29.0	1600.0	15.00	110.0	15.0
G96-20/2	1500.0	21	1.8	49.0	7.4	1400.0	14.00	110.0	14.0
G96-21/16	1300.0	1.6	0.5	34.0	8.8	1300.0	12.00	100.0	13.0
18C-33/5	1300.0	4.7	2.0	5.5	10.0	16.0	0.16	4.2	1.7
18C-41/01	660.0	11	2.8	3.2	5.6	160.0	1.30	19.0	4.2
18C-57/40	1400.0	18	0.4	43.0	30.0	1600.0	12.00	100.0	17.0

Примечание: <-> - анализ не проводился.

понтонтов – Si (7.73-4.17 %), Al (1.57-0.72 %), Ti (0.147-0.079 %). Концентрации магния и бария, входящих в структуру тодорокита, наоборот, могут быть достаточно высоки - Mg (1.95-1.83 %) и Ba (0.14-0.59 %), особенно в древних разновидностях.

В марганцевых отложениях, связанных с современными активными подводными вулканами, иногда отмечаются высокие содержания Zn (до 0.53 %), Li (до 1210 г/т), Mo (до 2500 г/т), Cd (до 62 г/т) (Usui, Someya, 1997). Подобная минерализация встречается и на бездействующих

хребтах, а также в центрах спрединга (Usui et al., 1986). В современных гидротермальных осадках содержание Li максимально и составляет от 150 до 1400 г/т (Hein et al., 2004).

Концентрация Li в глубоководных конкрециях (Li=95.4-318.7 г/т) выше, чем в гидротермальных корках (Li=2.27 г/т) (Jiang et al., 2007). Наиболее высокие концентрации Li связаны с марганцевыми фазами. Положительная корреляция Li с Al и Si, соответственно (+0.98) и (+0.89) в гидротермальных корках Тихого океана, состоящих из вернадита и

аморфных гидроксидов Fe (Jiang et al., 2007), предполагает его связь с алюмосиликатной (глинистой) фазой, а также с железистыми гидроксидами, адсорбирующими литий из морской воды. Литий может замещать ионы Mg^{2+} и Fe^{2+} в октаэдрических позициях в хлорите и смектите, или Na^{2+} в цеолитах (Berger et al., 1988).

Li обогащает современные Mn образования Тихого океана и марганцевые корки сульфидной постройки «Мир». Содержания W, Cd и Sb повышены в марганцевых отложениях по сравнению с железистыми разновидностями гидротермальных образований ЗТПЗ и САХ (табл. 6). Для железомарганцевых и железистых корок отмечаются несколько повышенные содержания As, Cr, Be по сравнению с марганцевыми отложениями. Наивысшие концентрации Mo наблюдаются в марганцевых корках сульфидной постройки «Мир», понижаясь в железистых образованиях как ЗТПЗ, так и САХ.

ВЫВОДЫ

1. По основным минералого-геохимическим характеристикам оксидные Fe-Mn корки задуговых бассейнов Западно-Тихоокеанской переходной зоны представляют единую группу, вариации химического и минерального составов в которой определяются локальными факторами, такими как температурный режим и удаленность от мест разгрузки гидротермального раствора.

2. Все изученные корки имеют гидротермально-осадочную природу при различной степени участия гидрогенного фактора, наиболее активно проявленного в пробах Курильского звена ЗТПЗ и, возможно, связанного с прохождением гидротермальных растворов сквозь мощную толщу осадков и встречной фильтрацией богатых кислородом придонных вод.

3. Гидротермально-осадочный процесс связан с влиянием нескольких факторов, главнейшими из которых являются состав и температура гидротермальных растворов, поступающих к поверхности морского дна в зонах вулканической активности. В отличие от среднетемпературных образований, выполненных из гипса и барита (подводный вулкан Пийпа) (Селиверстов и др., 1995), изученные нами пробы сложены, в основном, минералами Mn и Fe со значительной примесью эдафогенного и глинистого материала.

4. Признаки гидротермальности в Fe-Mn образованиях задуговых бассейнов ЗТПЗ повсеместно проявляются в особенностях их геохимического состава: контрастные вариации содержания Mn и Fe, низкие концентрации цветных и редкоземельных элементов (доминирование средне-тяжелой ветви РЗЭ, положительная аномалия Eu, повышенные значения Sm/Nd), высокие содержания

Li и Ba. Все эти признаки свидетельствуют о низкой температуре гидротермального фронта, находящегося на стадии затухания процессов гидротермального рудообразования, в том числе и сульфидного.

Вторая группа факторов, наиболее проявленная в корках Курильского звена, связана со смешиванием гидротерм с морской водой, которая является сильнейшим агентом, влияющим на генезис низкотемпературных оксидных железомарганцевых образований и распределение в них важнейших основных, редких и редкоземельных компонентов. Поэтому часть изученных нами образцов, безусловно, имеют смешанный (гидротермально-гидрогенный или гидрогенно-гидротермальный) генезис.

5. По своим основным минералого-геохимическим характеристикам низкотемпературная Fe-Mn минерализация ЗТПЗ близка аналогичным гидротермальным проявлениям хорошо исследованных районов Атлантики и Тихого океана. В образцах Fe-Mn корок ЗТПЗ обнаружены все геохимические разновидности и переходные типы Fe-Mn образований рифтовых систем Мирового океана, отражающие зональность распределения разных минеральных и химических ассоциаций в пределах известных высокотемпературных и среднетемпературных гидротермальных построек: существенно Mn-, Fe-Mn, кремний-содержащие железистые и нонtronитовые корки. Таким образом, каждая из изученных нами проб является представителем реконструированных геохимических барьеров, фиксирующих резкое изменение окислительно-восстановительных условий при миграции гидротермального раствора к поверхности морского дна. Происходит пространственное разделение двух основных гидротермальных элементов Fe и Mn при последовательном осаждении минеральных фаз из низкотемпературных гидротермальных растворов. Микрокомпонентный состав гидротермальных Fe-Mn корок в какой-то мере может отражать состав гидротермальных рудоформирующих растворов, а также сходство и различие процессов фракционирования химических элементов в зоне рудоотложения других гидротермальных полей Мировой рифтовой системы.

6. Изученные пробы оксидных Fe-Mn корок ЗТПЗ являются продуктом гидротермальной активности на морском дне и могут рассматриваться, как индикаторы возможного поддонного сульфидообразования, аналогичного крупным рудопроявлениям южных сегментов ЗТПЗ, таких как месторождения глубоководных полиметаллических сульфидов Санрайз (островная дуга Идзу-Бонин) и Джейд (трог Окинава).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 06-05-9602) и ДВО РАН (проект 06-3-А-08-326).

Список литературы

- Андреев С.И., Аникеева Л.И., Алексеев А.М. и др.* Минеральные ресурсы Мирового океана: концепция изучения и освоения (на период до 2020 г.). СПб: ВНИИОкеангеология, 2007 г. 97 с.
- Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е. и др.* Кобальт-богатые руды Мирового океана. СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
- Аникеева Л.И., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. и др.* Железомарганцевые корки подводного вулканического массива Эдельштейна и подводного вулкана, расположенного к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 47-60.
- Астахова Н.В.* Химический состав и генезис железомарганцевых образований Охотского моря // Дальневосточные моря России / Гл. редактор В.А. Акуличев. М.: Наука, 2007. Книга 3. Геологические и геофизические исследования. С. 260-267.
- Базилевская Е.С.* Исследование железо-марганцевых руд океана. Труды Геологического ин-та РАН. Вып. 518. М.: Наука, 2007. 189 с.
- Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т.* Биоморфные ультрамикроскопические структуры в пелагических железомарганцевых конкрециях // Океанология. 1983. Т. XXIII. Вып. 6. С. 997-1000.
- Варенцов И.М.* Mn-Fe-оксигидроксидные корки подводной горы Безымянная-640, Восточная Атлантика: геохимия редкоземельных элементов, модель формирования // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 4. С. 291-306.
- Гавриленко Г.М.* Подводная вулканическая и гидротермальная деятельность как источник металлов в железомарганцевых образованиях островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1997. 165 с.
- Дубинин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
- Дубинин А.В., Волков И.И.* Механизм накопления редкоземельных элементов на гидроксидах железа в океане // Геохимия. 1986. № 8. С. 1089-1100.
- Селиверстов Н.И., Торохов П.В., Баранов Б.В.* Подводный вулкан Пийпа: структурно-тектонический контроль, геологическое строение и гидротермальная активность // Вулканология и сейсмология. 1995. № 2. С. 50-71.
- Aoki H.* Atlas: Mineral resource of sea floor. Cobalt-rich manganese crust. CoRMC, Japan, 1990. 123 p.
- Berger W.H., Wefer G.* Benthic deep sea foraminifera: possible consequences of infaunal habitat for paleoceanographic interpretation // Journal of Foraminiferal Research. 1988. V. 18. № 2. P. 147-150.
- Davidov M.P.* Geochemistry of Fe-Mn deposits of the rift zone of the northern pre-equatorial section of the MAR – a comparative study // Minerals of the ocean – integrated strategies-2. Conference abstracts. St. Petersburg: VNIIOkeangeologia, 2004. P. 129-130.
- Glasby G.P., Cherkashev, G.A., Gavrilenko G.M. et al.* Submarine hydrothermal activity and mineralization on the Kurile and western Aleutian islands arcs, N.W. Pacific // Marine geology. 2006. V. 231. P. 163-180.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A. et al.* «The North American shale Composite»: its composition, major and trace elements characteristics // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. № 5. P. 2469-2482.
- Hein J.R.* Cobalt-rich ferromanganese crusts: Global distribution, composition, origin and research activities. In: Minerals Other than Polymetallic Nodules of the International Seabed Area // Proceedings of a Workshop held on 26-30 June 2000, International Seabed Authority, Kingston, Jamaica, 2004. V. 1. P. 188-256.
- Jiang X., Lin X., Yao D. et al.* Geochemistry of lithium in marine ferromanganese oxide deposits // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2007. V. 54. Is. 1. P. 85-98.
- Kazakova V.E., Anikeeva L.I., Bursky A.Z.* Rare Earth Elements As Indicators of the Genesis of Fe-Mn Oceanic Formations // Minerals of the ocean – integrated strategies-2. Conference abstracts. St. Petersburg: VNIIOkeangeologia, 2004. P. 59-60.
- Usui A., Someya M.* Distribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the northwest Pacific // Manganese Mineralization Geochemistry and MINERALOGY OF Terrestrial and Marine Deposits / K. Nicholson, Hein J.R., B. Buhn, S. Dasgupta (eds.). Geol. Soc. Publ., 1997. № 119. P. 177-198.
- Usui A., Yuasa M., Yokata S. et al.* Submarine manganese deposits from the Ogasawara (Bonin) arc, off Japan islands // Marine Geology. 1986. V. 73. P. 311-322.

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ
**FERROMANGANESE CRUST FORMATIONS OF THE WEST PACIFIC
TRANSITION ZONE**

L.I. Anikeeva¹, V.E. Kazakova¹, G.M. Gavrilenko², V.A. Rashidov²

¹ *VNII Oceangeologia, 190121 St. Petersburg, Russia*

² *Institute of Volcanology and Seismology, Far East Division. Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

Chemical composition of hydrothermal hydrogenous ferromanganese crusts occurring in different sections of the West Pacific transition zone is variable because hydrothermal solutions contribute differently to crust formation. The hydrothermal origin of the Fe-Mn crusts from the back-arc basins of the WPTZ is evidenced by the contrasting variations of Mn and Fe content, low concentrations of non-ferrous and earth elements (domination of the middle/heavy rare earths elements, positive Eu anomaly, increased Sm/Nd rate), high content of Li and Ba. The formation of aureoles of oxide Fe-Mn crusts is associated with modern hydrothermal activity accompanying sulfide ore outcrops at the sea bottom. All geochemical varieties of the crusts of the ocean's rift systems have been discovered: essentially Mn- and Fe-Mn crusts and ferriferous and nontronite ones containing silicon. As for the hydrothermal crusts, their distance from the hydrotherm discharge areas is controlled by Mn/Fe. High contents of Fe are indicative for high-temperature hydrothermal process and associated shows of deep-sea polymetallic sulfides. The studied Fe-Mn crusts of unstable chemical and mineral composition are of hydrothermal-sedimentary nature at different degrees of involvement of the hydrogenous factor, which is most vividly demonstrated by the samples from the Kuril branch. These formations are the product of hydrothermal activity at the sea bottom and may be regarded as indicators for under bottom sulfide formation in the Kuril branch, similar to the major ore shows in the southern segments of WPTZ, i.e., the Sunrise (the Izu-Bonin arc) and the Jade (the Okinawa trough).