



ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272

Е.С. Базилевская

ИССЛЕДОВАНИЕ ЖЕЛЕЗО- МАРГАНЦЕВЫХ РУД ОКЕАНА



TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE

Founded in 1932

Vol. 518

E.S. Bazilevskaya

**INVESTIGATION
OF THE OCEAN
FERRO-MANGANESE
ORES**



MOSCOW NAUKA 2007

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Основаны в 1932 году
Вып. 518

Е.С. Базилевская

ИССЛЕДОВАНИЕ ЖЕЛЕЗО- МАРГАНЦЕВЫХ РУД ОКЕАНА



МОСКВА НАУКА 2007

УДК 551.24
ББК 26.3
Т78

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук *И.Ф. Габлина*

Редакционная коллегия:

М.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*,
Ю.О. Гаврилов (заместитель главного редактора), *К.Е. Дегтярев*,
Ю.В. Карякин (ответственный секретарь), *Ю.Г. Леонов*,
М.А. Семихатов, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *Г.Ю. Бутузова*,
доктор геолого-минералогических наук *Г.Н. Батурин*

Труды Геологического института / Геол. ин-т РАН. – М. : Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М. : Наука, 1964– . – ISSN 0002-3272.

Вып. 518 : Исследование железо-марганцевых руд океана / Е.С. Базилевская ; [отв. ред. И.Ф. Габлина]. – 2007. – 189 с. – ISBN 5-02-034109-6 (в пер.).

В монографии рассмотрены особенности химико-минералогического состава Mn-руд суши и океана, методика их анализа, зависимость геохимии корок от тектоно-магматической обстановки их формирования, а также проблемы генезиса и источники поставки Mn для океанских руд в связи с геонисторическими аспектами формирования и развития Океана на Земле. Предложена гипотеза связи образования гигантских Mn-рудных бассейнов на континентальных окраинах с последствиями падения в океан крупного астероида.

Для океанологов, морских геологов, литологов, геохимиков, специалистов в области геологии рудных месторождений, а также преподавателей и студентов геологических специальностей вузов.

Темплан 2007-I-195

ISBN 5-02-034109-6

© Геологический институт РАН, 2007

© Базилевская Е.С., 2007

© Российская академия наук и издательство “Наука”, продолжающееся издание “Труды Геологического института РАН” (разработка, оформление), 1932 (год основания), 2007

© Редакционно-издательское оформление.
Издательство “Наука”, 2007

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	9
Глава I	
Химико-минералогическое исследование марганцевых руд	
Постановка проблемы	12
Минералогия Mn	14
Роль диоксида Mn в химическом составе конкреций	20
Экспериментальные исследования	24
Методика фазового анализа	29
Глава II	
Исследование железо-марганцевых конкреций Тихого океана	
Обстановка рудоотложения	32
Динамика распределения металлов в осадочной толще	37
Генетические аспекты образования железо-марганцевых конкреций	41
Асимметрия в составе конкреций	42
Внутриконкреционный диагенез	44
Глава III	
Железо-марганцевые отложения Срединно-Атлантического хребта	
Рудоотложение в осевых и приосевых зонах спрединговых хребтов ..	50
Особенности тектонического строения Срединно-Атлантического хребта	55
Геохимия главных рудообразующих металлов в железо-марганцевых корках из тектонически активных зон океанского дна	58
Состав железо-марганцевых отложений разломных и рифтовых зон Центральной Атлантики	63
Разломная зона Зеленого Мыса	64
Область разломных зон между 12 и 14° с.ш.	71
Разломная зона Вима	75
Разломная зона Долдрамс	80
Зона тектонического нарушения Сьерра-Леоне	83
Разломная зона Романш	97

Разломная зона Чейн	103
Разломная зона Мартин Вас	107
Область тройного сочленения Буве	111
Общие замечания	118

Глава IV

Общие проблемы океанского железо-марганцевого рудогенеза

Погребенные железо-марганцевые отложения по данным глубоководного бурения	121
Металлоносные осадки в связи с проблемой источников Mn в океане	127
Асимметрия океанского железо-марганцевого рудогенеза в связи с тектоникой	131
Глобальная асимметрия	131
История возникновения глобальной асимметрии современного океанского железо-марганцевого рудогенеза	134
Региональная асимметрия рудогенеза	139
Локальные неоднородности рудогенеза	142
Океанское марганценакопление в свете исторической тектоники	143
Палеореконструкция раннепротерозойских событий на основе истории образования гигантских марганцерудных формаций	149
Астероидная гипотеза образования раннепротерозойских месторождений Mn и Fe на континентах	153
Источники поставки Mn для океанских железо-марганцевых руд	158
Железо-марганцевое рудоотложение в спрединговых зонах Срединно-Атлантического хребта	159
Среда океанского рудоотложения	160
Аргументы сторонников эндогенного источника поставки Mn	166
Терригенная поставка Mn	170
Исторические аспекты океанского рудообразования в связи с проблемой источников поставки Mn в океан	172
Заключение	175

CONTENTS

Introduction	9
Chapter I	
Chemical and mineralogical investigation of the Mn ores	
Goal setting	12
Mn mineralogy	14
Role of Mn dioxide in the nodules chemical composition	20
Experimental investigations	24
Methodics of the phase analysis	29
Chapter II	
Studies of the ferro-manganese nodules in the Pacific ocean	
Conditions of the Fe-Mn ore formation	32
Dynamics of the metals distribution in the sediments pile	37
Genetic aspects of the Fe-Mn nodules formation	41
Asymmetry in the nodules composition	42
Intranodules diagenesis	44
Chapter III	
Ferro-manganese crusts of the Mid-Atlantic ridge	
Fe-Mn ore formation in rift and fracture zones of spreading ridge	50
Peculiarities of the Mid-Atlantic ridge tectonic structure	55
Mn and Fe crust geochemistry in the tectonically active zones of the ocean bottom	58
Composition of the Fe-Mn crusts from the fracture zones of the Central Atlantic	63
Cape Verde fracture zone	64
Fracture zones between 12 and 14° N	71
Vema fracture zone	75
Doldrums fracture zone	80
Sierra Leone tectonic break	83
Romanche fracture zone	97

Chain fracture zone	103
Martin Vas fracture zone	107
Bouvet triple junction area	111
General remarks	118

Chapter IV

General problems of the oceanic Fe-Mn ore formation

Buried Fe-Mn nodules based on the deep sea drilling data	121
Metalliferous sediments related to the problem of the Mn sources in the ocean	127
Asymmetry of the oceanic Fe-Mn accumulation in connection with the tectonic	131
Global asymmetry	131
History of the global asymmetry origin	134
Regional asymmetry of the ore formation	139
Local heterogeneity of the ore formation	142
Mn ocean accumulation in the historical tectonic view	143
Reconstruction of the Early Proterozoic events based on the origin of giant Mn formations	149
Asteroid hypothesis of the Early Proterozoic Fe-Mn deposits formation of the continent	153
Mn sources for oceanic Fe-Mn ores	158
Fe-Mn deposits in the Mid-Atlantic spreading zones	159
Oceanic ore-forming medium	160
Arguments of endogenic Mn source supporters	166
Terrigenous supply of manganese	170
Historical aspects of oceanic ore formation according to the Mn production sources	172
Conclusion	175

ПРЕДИСЛОВИЕ

Fe-Mn руды имеют широчайшее распространение в океанах. Активное изучение их началось в 50-х годах прошлого века, хотя известны они были уже в XIX в., а первая научная кругосветная экспедиция на корабле “Челленджер” состоялась в 1873–1876 гг. Основным итогом ее стал капитальный труд Дж. Маррея и А. Ренара [Murray, Renard, 1891], вышедший 16 лет спустя и сохранивший свою актуальность до настоящего времени.

Однако в последующие годы интерес к этим рудам особенно не проявлялся вплоть до окончания Второй мировой войны. К этому времени выяснились ограниченные на перспективу рудные запасы ряда важных в стратегическом отношении металлов в месторождениях суши. Началось весьма активное изучение океанских Fe-Mn конкреций, похожее на бум, которое продолжалось почти 30 лет и несколько снизилось после того как внимание ученых переключилось на вновь открытые сульфидные руды, экономический потенциал которых поначалу оценивался неоправданно высоко. Тем не менее за указанный период времени удалось выявить состав и распространение Fe-Mn руд на океанском дне, выделить наиболее богатые рудные скопления, представляющие экономический интерес, и даже приступить к разработке методов их добычи.

Известно, что в Fe-Mn отложениях сконцентрированы огромные количества Cu, Ni, Co, Zn, Pb и других металлов, придающих им высокую экономическую ценность. Однако откуда берутся эти металлы и как образуются железо-марганцевые конкреции (ЖМК) и корки, что является источником поставки главных рудообразующих металлов – Mn и Fe, какова геологическая история океанского рудогенеза и ряд других проблем не имеют пока однозначного ответа, несмотря на тысячи существующих публикаций, включая несколько крупных обобщений.

Попытка приблизиться к решению именно этих вопросов является целью данной работы, в которой использованы оригинальные

нальные материалы, полученные автором в ряде морских экспедиций в Тихом и Атлантическом океанах. Большой фактический материал по Fe-Mn коркам Атлантики был собран моим соавтором отдельных статей С.Г. Сколотневым, которому выражаю свою благодарность.

Особенностью данной работы является углубленное и разностороннее исследование марганцевой составляющей окисных руд – главной рудообразующей фазы, контролирующей их состав и свойства.

Кроме того, Mn является уникальным элементом, открывающим новые пути для дальнейшего развития современных представлений о геологической истории Земли, что позволяет связать образование гигантских Mn-рудных формаций континентов с колоссальными накоплениями его в Мировом океане. При разработке этой проблемы неопределимую роль сыграло сотрудничество с академиком Ю.М. Пушаровским, в группе которого мне посчастливилось работать в самые сложные для морской геологии годы перестройки.

С большой благодарностью вспоминаю крупнейшего специалиста в области исследования Fe-Mn конкреций Н.С. Скорнякову, привлечшую меня к изучению океанских руд, что стало целью всей моей последующей деятельности.

Работа начинается с краткого обзора химико-минералогических исследований Mn руд Никопольского месторождения, подробно описанных в монографии, вышедшей ранее [Базилевская, 1976]. Полученные тогда результаты стали основой для изучения океанских железо-марганцевых отложений (ЖМО), в частности для разработки рациональной методики их анализа, которая применялась при исследовании Fe-Mn конкреций Тихоокеанской рудной провинции Кларифон-Клиппертон, а позже – Fe-Mn отложений, преимущественно в форме корок, в обширной области Срединно-Атлантического хребта (САХ).

Особенностью исследований Fe-Mn рудообразования в зонах спредингового Срединно-Атлантического хребта является то, что они тесно связаны с изучением тектоно-магматической обстановки рудоотложения и петрологического состава коренных пород, проводимым в рейсах по тематике Ю.М. Пушаровского.

Именно результаты этих экспедиций позволили с новых позиций обратиться к общим вопросам металлогении океана. В итоге предложена и обоснована новая гипотеза образования гигантских континентальных Mn-рудных формаций в раннем

протерозое, которая позволяет выявить генетические связи их с океаническим источником Mn.

Заключительная часть посвящена проблеме источников поставки Mn в океан. Рассматриваются наиболее распространенные в литературе представления на этот счет и предлагается новый вариант решения ее на основе анализа известных геоисторических данных и фактического материала, приведенного в предыдущих разделах книги.

Автор благодарен коллегам по морским экспедициям на НИС “Академик Николай Страхов” С.Г. Сколотневу, А.А. Пейве и А.О. Мазаровичу за исключительно благоприятную рабочую обстановку и помощь во время рейсов, в которых довелось участвовать, а также за сбор ценнейших коллекций Fe-Mn отложений во всех последующих экспедициях. Доброжелательную помощь в оформлении рукописи оказал С.А. Мошаров, которому автор весьма благодарен.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программе 17 Президиума РАН “Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология”; Федеральной целевой программе “Мировой океан” Минобрнауки РФ; Российского фонда фундаментальных исследований (грант 06-05-64152а) и по гранту Ведущих научных школ № НШ-9664.2006.5.

ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Прежде чем приступить к исследованию железо-марганцевых отложений океанского дна, нам пришлось провести большую исследовательскую работу, конечной целью которой был выбор методики анализа собственно Mn руд, поскольку Mn, как показано ниже, является главным рудным компонентом ЖМО. Задача осложнялась необходимостью выбора одного достаточно обоснованного метода селективного (или фазового) анализа из десятка описанных в литературе. Главным препятствием оказалась недостаточная разработанность проблемы валентного состояния Mn в природных минералах. С позиций химии оксиды Mn в природных минералах могут находиться в трех валентных состояниях: Mn^{2+} , Mn^{3+} и Mn^{4+} , причем считается, что трехвалентное состояние имеет Mn в манганите. Между тем Mn руды осадочных месторождений формируются в нейтральных или слабощелочных условиях, когда наибольшую стабильность приобретают ионы Mn^{2+} и Mn^{4+} , а существование ионов Mn^{3+} невозможно, поскольку происходит реакция диспропорционирования по схеме: $Mn_2O_3 \rightarrow MnO + MnO_2$. Кроме того, это подтверждается строением электронной оболочки Mn, свидетельствующим о чрезвычайно высокой устойчивости электронной структуры, в которой внешняя оболочка заполнена ровно наполовину.

Значительно меньше аргументов можно найти в пользу трехвалентного состояния Mn в минералах, причем основную часть их составляют данные химических экспериментов, основанных на определении валентного состояния ионов в растворе, что не отражает состояние Mn в твердой фазе. Таким образом, имелась определенная неувязка между теоретическими предпосылками химиков, пытавшихся определить трехвалентный Mn, и истинным составом природных минералов [Базилевская, 1976].

На этом этапе была признана целесообразность использования расчетного метода фазового анализа по И. Мейеру и Р. Кантерсу [Meier, Kanters, 1930a, б], подвергшегося критике со сторо-

ны практически всех разработчиков более поздних рекомендаций прямых методов анализа как косвенное недостаточно точное определение. На самом деле авторы воспользовались специфической реакцией для оксидов Mn – реакцией взаимодействия с разбавленными кислотами, позволяющей переводить в раствор определенную часть Mn – 1/2 из Mn_2O_3 ($MnO \cdot MnO_2$) и 2/3 из Mn_3O_4 ($2MnO \cdot MnO_2$), причем в обоих случаях в осадке остается соответствующая исходному образцу часть MnO_2 . Результаты анализа не зависят от того, на каких позициях в отношении валентного состояния Mn в минералах стоят авторы, поскольку возможность дальнейших пересчетов здесь не ограничена. Если учитывать современные представления о существовании в осадочных (низкотемпературных) Mn рудах только двух валентных состояний (MnO и MnO_2), то следует признать, что методика Мейера и Кантерса является прямым методом определения химического состава Mn руд. Однако она не позволяет определять количественно фазовый минеральный состав руды, состоящей из смеси минералов. Для этого, как показали наши исследования осадочных Mn руд Никопольского месторождения, необходимо сочетание описанного метода химического анализа с термографическими и рентгенографическими исследованиями.

В процессе исследований проводился контроль (с использованием классического метода определения активного кислорода) не растворившихся в разбавленной кислоте остатков на предмет полноты удаления MnO , а также изучался собственно нерастворимый осадок (MnO_2) термическим и рентгенографическим методами. Оказалось, что физические свойства нерастворимых остатков, полученных при обработке разных минералов, различны. Они представлены собственными модификациями MnO_2 : β - MnO_2 (идентичная пиролюзиту) для манганита, γ - MnO_2 для браунита и гидратированный диоксид Mn, схожий по рентгенографическим рефлексам (хотя и менее интенсивным) также с γ - MnO_2 , для гаусманита. Заметим, что если манганит представляет собой низкотемпературный минерал, характерный для осадочных месторождений, то браунит и гаусманит генетически относятся к высокотемпературным минералам, не характерным для упомянутых месторождений. Однозначно исключать вероятность нахождения в структурах последних Mn(III) нельзя, более того, по-видимому, γ - MnO_2 является типичным остатком при растворении Mn_2O_3 . Таким образом, проведенный эксперимент позволяет выявить различия в структурах нерастворимых остатков, представленных разными модификациями MnO_2 между низкотемпературным

манганитом и высокотемпературными минералами – гаусманитом и браунитом.

В рудах осадочных месторождений высокотемпературных минералов не бывает. Здесь нередко встречаются псевдоморфные замещения пиролюзита по манганиту без внешних изменений кристаллической формы минерала. Это происходит в результате окисления и обезвоживания манганита, полная формула которого $MnO \cdot MnO_2 \cdot H_2O$. Тот факт, что остаток от кислотной обработки манганита представлен пиролюзитом, свидетельствует о разновалентном исходном состоянии оксидов Mn в этом смешанно-валентном минерале. Детально эксперименты описаны в монографии [Базилевская, 1976]. Отмечу, что ни в отечественной, ни в зарубежной литературе подобные исследования до настоящего времени не публиковались.

Именно эта работа стала базовой для всех наших последующих геохимических исследований Mn руд. С нее же началось химико-минералогическое изучение океанских железо-марганцевых конкреций (ЖМК), к которому, как отмечено во введении, меня привлекла Н.С. Скорнякова – известный специалист в этой области, первооткрыватель ряда рудных скоплений на дне Тихого океана и создатель многих обобщающих карт по геохимии ЖМК и осадков.

МИНЕРАЛОГИЯ Mn

Объективное представление о минеральном составе Mn-рудной фазы в ЖМО является главным условием для разработки их анализа. Первыми исследователями этой проблемы были В. Бусер и А. Грюттер [Buser, Grutter, 1956], выделившие три основных минерала Mn в конкрециях: δ - MnO_2 , 7Å-манганит и 10Å-манганит, которые позднее были названы соответственно вернадит, бернессит и тодорокит (еще позднее – бузерит). При этом авторы отмечали преимущественно рентгеноаморфное сложение основной массы рудного вещества конкреций, проявляющееся на дебаграммах в виде темного фона. Для получения слабых рентгенографических рефлексов приходилось продлевать время экспозиции до нескольких часов.

Таким образом, подход к разработке фазового метода анализа Mn-фазы железо-марганцевых конкреций должен отличаться от анализа руд, сложенных хорошо раскристаллизованными минералами, имеющими в составе стехиометрические соотношения разновалентных оксидов.

Таблица 1

Химический состав исследованных образцов псиломелана (Никополь)
и тодорокита (Куба)

Компонент	Псиломелан		Тодорокит	
	1	2	1	2
SiO ₂	0,31	–	0,86	–
TiO ₂	Нет	–	Нет	–
Al ₂ O ₃	Нет	–	1,43	0,86
Fe ₂ O ₃	2,21	1,96	1,19	1,00
CaO	2,71	1,98	4,88	4,63
MgO	1,50	0,96	1,06	0,86
BaO	3,40	2,04	0,83	0,60
Na ₂ O	0,91	0,91	1,28	1,11
K ₂ O	0,89	0,77	0,47	0,30
H ₂ O ⁺	8,41	–	7,39	–
H ₂ O ⁻	3,23	–	1,44	–
CO ₂	0,18	–	3,22	–
C	Нет	–	Нет	–
MnO	6,78	6,64	8,12	7,96
MnO ₂	69,24	–	67,15	–
Сумма	99,85	–	99,32	–

Примечание. 1 – исходный образец; 2 – растворилось в 1% HNO₃

Среди окисных минералов Mn, распространенных в рудах Никопольского месторождения, существует группа минералов псиломеланового типа, краткое рассмотрение которой важно для понимания минералогии Fe–Mn океанских руд. Как известно, существует много самостоятельных разновидностей минералов этого типа, выделяемых главным образом на основе рентгенографических рефлексов. Для исследований был взят типичный для Никопольского бассейна образец псиломелановой руды, массивного сложения, весьма богатой Mn (MnO₂ – 69,24%), но обладающей комплексом свойств, не позволяющих отнести ее к известным разновидностям минералов этого типа. Особый интерес представляет высокое содержание в этом образце связанного Mn(II) – 6,78% (табл. 1). Согласно описанным выше экспериментам, можно ожидать, что обработка этой пробы, разбавленной кислотой, позволит перевести в раствор связанный Mn(II). Было

Таблица 2

Рентгенограммы образцов тодорокита и псиломелана

Тодорокит (Куба)		Тодорокит, обработанный 1% HNO ₃		Псиломелан (Никополь)		Псиломелан, обработанный 1% HNO ₃		Тодорокит (Куба) по [Fron- del, Marvin, Ito, 1960]	
I	D	I	D	I	D	I	D	I	D
10	9,58	10	9,60			10	9,50	10	9,58
						2	6,80	0,5	7,18
8	4,85	6	4,87	7	4,85	6	4,76	8	4,80
4	4,30							1	4,45
4	3,05	1	3,10			1	3,19	1	3,20
				9	2,40	8	2,39	3	2,46
								5	2,40
4	2,34	4	2,36					4	2,34
2	2,20	2	2,23	2	2,20	2,20	2	2,19	2,23
1	2,11	0,5	2,13					0,5	2,13
2	1,99			1	1,99	1	1,96	2	1,98
1	1,91	1	1,92					0,5	1,92
1	1,75			0,5	1,80			1	1,74
0,5	1,53	1	1,55	0,5	1,58	1	1,56	1	1,53
2	1,42	2	1,42	10	1,42			2	1,42
0,5	1,38	1	1,39					1	1,39

интересно выяснить, входит ли этот Mn в решетку минерала или находится в сорбированном состоянии. Для полного извлечения Mn(II) потребовалась трехкратная обработка 1%-ным раствором азотной кислоты при определениях содержаний Mn в последовательных вытяжках. В нерастворимом остатке определено содержание валового Mn и активного кислорода. Определения показали, что обработка практически не затронула диоксид Mn, его содержание в остатке составило 69,28%. Рентгенографическое исследование остатка показало резкое изменение структуры образца, на его рентгенограмме появился рефлекс при 9,50 Å с высокой интенсивностью, типичный только для одного известного в природе Mn минерала – тодорокита (табл. 2).

Наиболее существенными показателями состава и свойств нерастворимого остатка являются: во-первых, полное отсутствие связанного Mn(II); во-вторых, наличие на рентгенограмме тодорокитового рефлекса. Тот факт, что выщелачивание связанного Mn(II) сопровождается перестройкой кристаллической структуры псиломелана, свидетельствует о вхождении его в

структуру исходного образца. Полученный в результате обработки нерастворимый остаток диоксида Mn с весьма характерным рефлексом свидетельствует об идентичности его с минералом тодорокитом, что само по себе означает, что тодорокит является структурным аналогом собственной модификации диоксида – 10\AA -MnO₂.

Что касается двух других выделяемых в конкрециях минералов, δ -MnO₂ (вернадит) и 7\AA -манганита (бернессит), то оба они неоднократно были получены при синтезе гидратированного MnO₂ в чистом виде без каких-либо примесей, что также позволяет рассматривать их в качестве его самостоятельных модификаций [McKenzie, 1971]. Разница между ними сводится к появлению у бернессита двух дополнительных рефлексов на рентгенограмме при 3,6 и 7,12 Å, в отличие от вернадита, характеризующегося наличием только двух рефлексов при 1,40 и 2,40 Å, которые имеются и на рентгенограммах бернессита. В практике это означает, что выделить вернадит в присутствии бернессита не представляется возможным. Как показали исследования Х. Макмурди и Е. Головато [McMurdie, 1944; McMurdie, Golovato, 1948], это две стадии раскristаллизации одной модификации диоксида Mn, причем вторая – представляет собой полуморфный продукт.

Минерал бернессит впервые был описан в рудных залежах Шотландии в качестве структурного аналога δ -MnO₂, встречающейся в древних месторождениях [Jones, Milne, 1956]. Тодорокит сначала был описан в марганцевых месторождениях Японии [Yoshimura, 1938], а позже – на Кубе [Levinson, 1960]. Химические формулы этих минералов у разных авторов разные, весьма сложные с большим количеством включенных в них элементов, в целом характеризуются отсутствием стехиометрических соотношений в их составе и трудностью выявления механических примесей. Е.А. Соколова с соавт. [Соколова и др., 1971] указывают, что даже внешне однородные сферолитовые агрегаты кубинского тодорокита имеют механические примеси. В то же время весьма трудно отличить механическую примесь от связанных в минерале катионов, так как возможности для сорбционного связывания некоторых катионов у тодорокита весьма велики. Опыты Р. Маккензи [McKenzie, 1971] показали, что можно получить препараты синтетического тодорокита, содержащие до 25% сорбированных ионов Cu, Co, Ni в сочетании с Mn(II).

Выше описан проведенный нами эксперимент с псиломеланом, в результате которого был получен диоксид Mn со структу-

рой тодорокита. Аналогичный опыт поставлен на кристаллическом образце кубинского тодорокита из коллекции Е.А. Соколовой. В этом случае получен нерастворимый остаток, на 84,36% сложенный MnO_2 и на 13,67% – H_2O , т.е. представленный гидратированным диоксидом Mn. Особенно интересны рентгенографические исследования этого остатка (табл. 2). Оказалось, что извлечение связанных в исходном образце катионов (свыше 15% его состава) не приводит к изменениям его кристаллической структуры. Это значит, что связанные в тодороките катионы находятся в сорбированном состоянии, а модификация диоксида Mn, обуславливающая кристаллическую структуру минерала, обладает высокой сорбционной активностью.

Таким образом, следует признать, что Mn-фаза ЖМО представлена различными модификациями гидратированного диоксида, обладающими высокой сорбционной активностью в отношении как ряда малых элементов, так и Mn(II). Этот вывод позволяет подойти к разработке научно обоснованного метода фазового анализа ЖМО.

Однако нельзя не упомянуть выделенные в последние годы в основном отечественными исследователями многочисленные разновидности новых минеральных фаз в ЖМО [Чухров и др., 1983–1985, 1990]. Например, для тодорокита выделено несколько аналогов со сходной дифракционной картиной, которые различаются по степени дефектности структур [Корнышков, 1986а, б].

Открытие новых минеральных разновидностей было сделано с помощью высокоразрешающих электронно-микроскопических методов, которые не могут характеризовать минералогию всего рудного вещества конкреций, поскольку ограничиваются исследованием отдельных микроучастков. Кроме того, известно, что минералы конкреций характеризуются близким химическим составом, очень высокой дисперсностью, тончайшими срастаниями друг с другом и низкой структурной упорядоченностью. Применение к ним таких методов исследования, как микродифракция электронов и энерго-дисперсионный анализ, не всегда позволяет получить объективную картину исходных структур, поскольку известно, что под действием ядерных излучений (потоки быстрых частиц: нейтронов, протонов, электронов и пр.) слабоупорядоченные, дефектные структуры сильно изменяются, даже при соотношении 1 дефектного атома на миллиард регулярных [Витовский, Эланго, 1985]. Весьма низкая степень окристаллизованности (рентгеноаморфность) Mn-минералов в конкрециях свиде-

тельствуется о дефектности их структур. Поэтому большой перечень вновь выделенных минеральных разновидностей не отражает состава натурального рудного вещества конкреций, а лишь характеризует структурные особенности его вновь синтезированных в результате облучения модификаций, т.е. по существу является артефактом. Количество потенциальных открытий новых разновидностей при этом зависит от возможностей электронных микроскопов и будет возрастать при смене их поколений.

Заметим, что для выделения новых минералов необходимо наряду с известными физическими методами исследования применять традиционные методы определения полного химического состава образца. К сожалению, ни одна работа, претендующая на открытие новых минералов, этим не сопровождается.

Есть и другие замечания. Например, рентгеновскую дифракционную картину, близкую к тодорокитовой, имеют четыре вновь выделенных минерала: бузерит I и II, асболан и асболан-бузерит [Чухров и др., 1983, 1984]. Различить их можно по поведению при нагревании до 100 °С или в вакууме электронного микроскопа. Однако, как показывают наши исследования, термическая обработка окисных, даже хорошо кристаллизованных Mn-минералов может существенно изменять их структуры, не говоря уже о полуморфных разновидностях. Так, нагревание манганита при 100 °С в течение 2–3 ч полностью переводит его в пиролюзит, хотя при непрерывном нагревании эндотермический эффект преобразования манганита в пиролюзит фиксируется между 300–400 °С. Нагревание слабоокристаллизованных Mn-минералов конкреций, находящихся в тесном срастании с Fe-фазой, значительно легче изменяет их исходное состояние. В целом, как нам представляется, в этом вопросе смешаны понятия минералогические и кристаллографические, а иногда и кристаллохимические, поскольку делаются попытки выведения химических формул для выделяемых разновидностей. Особенно трудно согласиться с введением в их структуры Mn^{3+} . Что касается нагрева в вакууме, то, например, манганит при этом теряет молекулу воды и, не имея возможности для окисления (перехода в MnO_2), образует особую модификацию Mn_2O_3 , которая в недалеком прошлом предлагалась в качестве нового минерала α -курнакита. Нам пришлось затратить определенные усилия, чтобы решить эту проблему [Базилевская, 1976].

Заметим, что в иностранной литературе упомянутые разновидности практически не выделяются, однако название “бузерит” прочно закрепилось за бывшим тодорокитом, при условии его

идентификации в океанских рудах. В месторождениях суши этот минерал по-прежнему называется тодорокитом.

Подводя итоги этого раздела, можно отметить, что сложности определения минералогического состава Mn-фазы конкреций связаны с противоречивыми результатами применяемых методов исследования. Рентгенографические методы позволяют характеризовать состав основной массы Mn, причем идентифицируемые окристаллизованные Mn-минералы имеют в своей основе определенные модификации гидратированного диоксида Mn и могут быть представлены простой формулой $MnO_2 \cdot nH_2O$. Гидроксид Mn, как известно, является непревзойденным природным сорбентом и окислительным катализатором, поэтому все связанные с ним металлы в конкрециях находятся в адсорбированном состоянии, включая и Mn^{2+} . Другие, более тонкие методы позволяют выделять и характеризовать (не всегда объективно) отдельные микроучастки конкреций, причем, на наш взгляд, использовать результаты этой тонкой и кропотливой работы для каких-либо генетических представлений едва ли целесообразно.

В связи с этим представляет особый интерес рассмотрение некоторых законов адсорбции, имеющих значение для формирования марганцевого компонента ЖМО. Следует также подчеркнуть, что окристаллизованные Mn-минералы конкреций встречаются в виде точечных микровыделений в основной рентгеноаморфной массе рудного вещества, о чем свидетельствует темный фон рентгенограмм. Сведения об основной рудной массе менее полны, и здесь необходимо уточнение взаимосвязи рентгеноаморфных гидроксидов Mn и Fe.

РОЛЬ ДИОКСИДА Mn В ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ КОНКРЕЦИЙ

Адсорбционные и окислительные свойства активного диоксида Mn хорошо известны и широко используются в промышленности, в частности для очистки природных вод. Несколько иначе интерпретируются свойства диоксида Mn в химико-минералогической литературе. Раскристаллизованные минералы Mn ЖМК здесь отнесены в химическом смысле к манганитам, т.е. к солям марганцеватистой кислоты. Под последней подразумевается гипотетическое соединение, имеющее формулу H_2MnO_3 , или $MnO_2 \cdot H_2O$. В последнем случае формула соответствует гидратированному диоксиду Mn. Теоретически считается, что при заме-

щении водорода другими катионами образуются соли, называемые манганитами (не путать с минералом манганитом). Так, при замещении водорода марганцем образуется манганит Mn. В идеальном случае формула манганита Mn – $Mn^{2+}Mn^{4+}O_3$, но такого соединения в природных условиях не существует (минерал манганит в структуре содержит молекулу H_2O), а распространены соединения с произвольным содержанием связанного Mn^{2+} , к которым и относятся бернессит и тодорокит. Однако, если бы эти минералы были действительно солеобразными соединениями, то извлечение катионной части при обработке разбавленными кислотами приводило к изменению их кристаллической структуры – соль превращалась бы в кислоту. Как показали описанные выше эксперименты, этого не происходит. Следовательно, рассматривать тодорокит и бернессит в качестве солей марганцеватистой кислоты нельзя. Более обосновано представление о диоксиде Mn как активном сорбенте. Кислотные же свойства диоксида Mn, являющегося в химическом отношении амфотерным оксидом, весьма слабы и проявляются наряду с основными свойствами в зависимости от условий среды. Коллоидно-химическая концепция строения диоксида более полно отражает его свойства. Потенциал-определяющими ионами на его поверхности являются ионы OH^- и H^+ [Morgan, Stumm, 1964]. В пределах pH природных морских вод коллоидные частицы диоксида Mn заряжены отрицательно, с возрастанием pH заряд увеличивается, и поглощение катионов, в том числе Mn^{2+} , возрастает.

Важное значение для понимания механизма накопления малых элементов в конкрециях имеют процессы соосаждения элементов с коллоидальными частицами. Сущность этого процесса, как указывает Н.И. Разенкова [1971], заключается в самопроизвольном захвате одного вещества (микрокомпонента) другим (макрокомпонентом) на границе соприкосновения двух и более фаз в гетерогенной системе. Автор указывает, что соосаждение происходит в результате физической адсорбции или хемосорбции, когда физическая адсорбция сопровождается взаимодействием сорбтива с сорбентом в результате ионного обмена. Провести строгую границу между этими явлениями нельзя, и деление носит условный характер. Обычно основная масса вещества связывается довольно слабо, а следы его – прочно. По-видимому, этим и объясняется необходимость многократной обработки разбавленной кислотой в описанных выше экспериментах с извлечением связанных катионов из псиломелана и тодорокита. При этом в первую очередь в раствор переходит основное количество Mn^{2+} (от 80 до 94%).

Для процессов адсорбции большое значение имеет хорошее развитие поверхности сорбента. Так, синтетический гидроксид Fe, известный как хороший сорбент, имеет удельную поверхность 157 м²/г, удельная поверхность синтетической δ-MnO₂, по В. Бузеру и П. Графу [Buser, Graf, 1955], равна 300 м²/г, т.е. вдвое превышает первую. Это свидетельствует о существенной роли гидроксида Mn как сорбента в ЖМК. По данным В.М. Кадошникова, площадь удельной поверхности в корках Канарской котловины достигает 360–430 м²/г. Это превышает сорбционные возможности известных искусственных сорбентов (силикагели, активированные угли и пр.) [Геология и металлогения..., 1989].

Интересные данные о возможности сорбции трехвалентного Fe на диоксиде Mn приведены в работе Е.В. Алексеевского с соавт. [1937]. Авторы указывают, что при сорбции железа сорбционная емкость диоксида Mn в отношении других катионов резко уменьшается. Очевидно, подобное явление может иметь место и при формировании ЖМО и обуславливает наличие в них микрослоистости, связанной с формированием существенно железистых или марганцовистых прослоев.

В литературе приводятся данные микронзондовых определений обогащенности микроэлементами (Ni и Co) существенно марганцовистых участков конкреций по сравнению с общей массой рудного вещества [Sano, Masubara, 1970]. Это свидетельствует об активности Mn-фазы в перераспределении металлов в конкрециях. Кроме того, известна возможность вытеснения одних адсорбированных ионов другими, имеющими больший заряд и меньший радиус. Это также может контролировать механизм концентрирования определенных катионов диоксидом Mn в конкрециях.

При лабораторном синтезе диоксида Mn методом окисления закисных соединений Mn обычно невозможно получить чистый диоксид, свободный от ионов Mn²⁺, которые неизбежно сорбируются на его поверхности.

Адсорбция на гидроксидах Fe и Mn в лабораторных условиях изучалась многими исследователями. Согласно современным представлениям, общая энергия адсорбции на гидроксидах Fe и Mn складывается из суммы трех видов энергии: физической (электрохимическая адсорбция), химической (специфическая адсорбция) и энергии сольватации (гидратация) и выражается уравнением

$$G_{\text{общ}}^{\circ} = G_{\text{физ}}^{\circ} + G_{\text{хим}}^{\circ} + G_{\text{сольв}}^{\circ}.$$

Термодинамические расчеты позволяют оценить долю каждого вида энергии в процессе адсорбции, однако перенесение этих количественных показателей на природные условия (морская вода) может быть сделано только условно.

Исследования Х. Нохары [Nohara, 1975, 1978] свидетельствуют о существенной роли энергии сольватации в общей энергии адсорбции. Особая роль в разработанной им адсорбционно-гидролизной модели механизма формирования конкреций отводится способным к гидролизу металлам (Cu, Ni, Co и др.), которые, взаимодействуя с коллоидами Fe и Mn, дают скачок в гидролизе на границе раствор–коллоид и затем быстро адсорбируются на активных поверхностях. Гидролизующиеся металлы являются сильнодействующим фактором для коагуляции коллоидных оксидов Fe и Mn. По мнению М. Нохары, заметные вариации в химическом составе конкреций могут быть связаны с критическими концентрациями способных к гидролизу элементов.

Впрочем, этими причинами трудно объяснить, например, закономерные изменения в химическом составе конкреций, расположенных на вершинах подводных гор (при перепаде высот 300–900 м) и у их подножия [Friederich, Pluger, 1974; Скорнякова, Андрющенко, 1976; и др.]. Первые обогащены Co и Fe, вторые – Mn, Ni и Cu.

Д. Хей сделал попытку увязать этот природный феномен с полученными им данными о разных темпах роста конкреций – на вершинах они растут в 3 раза медленнее, чем у подножия [Heue, 1978]. Ранее им был установлен факт быстрого роста зон конкреций, обогащенных Mn, Ni и Cu, и более медленных темпов роста зон с повышенными содержаниями Fe и Co [Heue, 1975; Heue, Marchig, 1977]. Выводы Д. Хея, хотя и представляют определенный интерес, трудно увязать с тем фактом, что существенно железистые конкреции периферии океана (так же как и конкреции внутренних морей и пресноводных озер) имеют темпы роста, на три порядка более высокие, чем глубоководные [Страхов, 1976].

Таким образом, повышенное содержание Fe в конкрециях не всегда связано с их более медленным ростом. Надо отметить, что в более железистых конкрециях периферийных частей океана Mn менее окислен, чем в конкрециях из пелагических районов [Глаголева, 1972]. Данных о степени окисленности Mn в конкрециях в литературе очень мало, хотя этот показатель заслуживает особого внимания.

И.Д. Хем [Hem, 1972] предложил теоретическую модель механизма формирования конкреций, основанную на окислительно-

восстановительных свойствах оксидов Mn в морской воде. Особое значение в этой модели придается реакции диспропорционирования, которая оказывает катализирующее действие на окисление Mn^{2+} и других металлических ионов вследствие переноса электронов. Перенос электронов от Mn к другим металлическим ионам может значительно снижать растворимость малых элементов в присутствии смешанно-валентных оксидов Mn. Это приводит к связыванию и соосаждению окисленных форм малых элементов с оксидами Mn, и, таким образом, происходит формирование вещественного состава конкреций.

Трудно оценить, насколько реалистичны рассмотренные теоретические модели механизма формирования конкреций. Вероятно, в природных условиях механизм этот более сложный и комплексный. Недостаточная универсальность этих, как и других, известных моделей, обзор которых приведен В. Марреем и П. Бреввером [Murrey, Brewer, 1977], заключается в том, что ни одна из них не может объяснить причин вариаций химического состава конкреций как в локальных, так и в региональных масштабах.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В целях выяснения значения степени окисленности Mn в адсорбционных свойствах диоксида нами был проведен эксперимент. Отличие его от известных в том, что обычно такие эксперименты проводятся при встряхивании навески образца-сорбента в ограниченном объеме раствора [Варенцов и др., 1978]. Адсорбционное равновесие при этом достигается довольно быстро (по данным Е.В. Алексеевского, в течение 2 мин), и увеличение времени встряхивания не приводит к дополнительной адсорбции, несмотря на наличие сорбируемых металлов в растворе и потенциальных возможностей сорбента в исходном состоянии. Здесь называются застойные условия, возникающие при многодневном проведении опыта в закрытой системе. Чтобы избежать этого и приблизиться к естественным условиям, в которых гидроксиды сорбируют металлы из неограниченного объема постоянно обновляющихся порций воды, мы воспользовались прибором, позволяющим проводить динамический эксперимент (рис. 1).

Принцип его работы сводится к тому, что определенная навеска сорбента (известного состава) помещается в виде прослойки между пористыми фарфоровыми прокладками и уплотнителем из отмытого кварцевого песка. Раствор в воронку 1 поступает

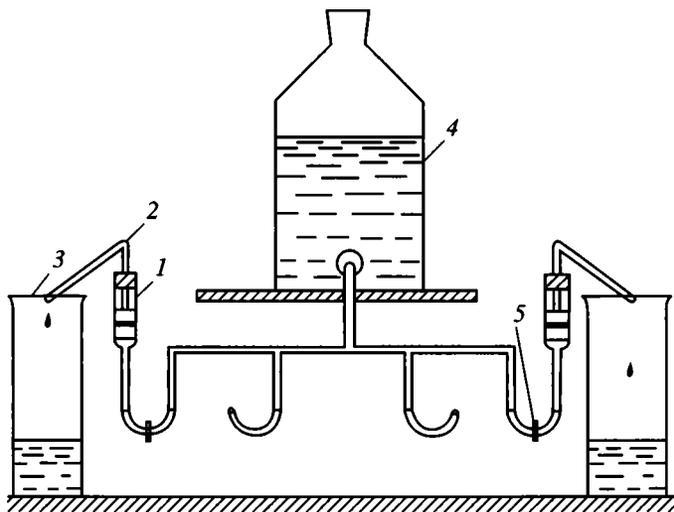


Рис. 1. Схема прибора для изучения адсорбции: 1 – воронка с сорбентом, 2 – отводная трубка, 3 – приемник, 4 – бутылка с нижним тубусом, 5 – винтовой зажим на каучуковой трубке

снизу и, процеживаясь через слой сорбента, вытекает через трубку 2 в пробке в приемник 3. Скорость протекания раствора может регулироваться высотой положения бутылки с нижним тубусом 4 и винтовыми зажимами на питающих трубках 5. В таком виде прибор позволяет одновременно проводить любое количество экспериментов с различными сорбентами в зависимости от числа отводных трубок при одном питающем растворе.

Мы воспользовались этим прибором при проведении 60-дневного опыта по изучению адсорбции Cu , Ni , Co и Mn^{2+} на синтетических препаратах гидроксидов Mn разной степени окисленности. Синтез гидроксидов проводился осаждением их из сернокислой соли Mn (MnSO_4), растворенной в морской воде. Морская вода во всех экспериментах была природной из Черного моря. Осаждение проводилось добавлением аммиака в присутствии различных количеств окислителя – надсернокислого аммония $(\text{NH}_4)_2\text{S}_2\text{O}_8$. Таким образом было приготовлено пять препаратов с составом: $\text{MnO}_{1,39}$, $\text{MnO}_{1,55}$, $\text{MnO}_{1,77}$, $\text{MnO}_{1,86}$ и $\text{MnO}_{1,96}$.

При осаждении в избытке окислителя получались максимально окисленные гидроксиды. Однако синтезировать чистый диоксид MnO_2 таким путем не удалось, так как свежесаженные гидроксиды сорбируют некоторое количество Mn^{2+} из маточного

раствора. Очистить его от Mn^{2+} можно было обработкой разбавленной кислотой, но мы этим приемом не воспользовались, чтобы не нарушать единых условий синтеза всех препаратов. Дифрактограммы всех синтезированных гидроксидов свидетельствуют об их рентгеноаморфном состоянии. Поскольку основная масса рудного вещества конкреций также находится в рентгеноаморфной фазе, полученные препараты не сильно отличаются от природных.

В качестве сорбтивов в эксперименте были использованы растворы сернокислых солей меди, никеля и кобальта в морской воде ($CuSO_4$, $NiSO_4 \cdot 7H_2O$ и $CoSO_4 \cdot H_2O$). Концентрация каждого элемента в растворе составляла 0,009 мг/мл. Надо отметить, что при введении упомянутых солей в морскую воду происходит их растворение и одновременное образование хлопьев гидроксидов этих металлов. Избежать эффекта гидролиза в морской воде можно путем ее подкисления. При этом надо учитывать, что при растворении солей уже произошло некоторое уменьшение исходного значения pH, поэтому эксперименты по адсорбции в морской воде возможны только при более низких pH. В нашем эксперименте для снятия эффекта гидролиза и одновременного создания окислительных условий вводилось минимально необходимое количество надсернокислого аммония. pH такого раствора был около 7, т.е. почти на единицу ниже, чем в морской воде. Заметим, что в природных условиях концентрации этих металлов ниже растворимости их гидроксидов и это не позволяет им выпадать в осадок. Однако манипулировать в эксперименте со столь низкими концентрациями невозможно, как невозможно в любом подобном опыте учесть главнейший геологический фактор – время формирования ЖМО.

Корректность эксперимента обусловлена абсолютным сходством условий, при которых один и тот же раствор с сорбтивами просачивался через равные навески сорбентов – гидроксидов Mn разной степени окисленности, что и позволяет получить сравнительную оценку их сорбционных свойств.

Все синтезированные гидроксиды Mn были тщательно промыты морской водой и во влажном состоянии помещались в воронки. Одновременно определялись H_2O , MnO и MnO_2 в исходных сорбентах. Заданная скорость просачивания раствора составляла 1 л в 10 дней. Таким образом, через каждую прослойку сорбента за 60 дней проциркулировало по 6 л раствора с сорбтивами. По окончании эксперимента были определены Cu, Ni и Co в сорбентах методом количественного спектрального анализа. В отличие от опытов, проводимых в закрытых системах, в нашем экс-

перименте не отмечалось изменений рН раствора в процессе адсорбции. Буферные свойства морской воды в таком варианте проявляются сильнее, чем при встряхивании навески.

На основании полученных данных, сведенных в табл. 3, построен график (рис. 2) зависимости адсорбции Cu, Ni и Co от степени окисления гидроксидов Mn. Сопоставление кривых свидетельствует о том, что адсорбция этих металлов резко возрастает по мере повышения окисленности гидроксидов Mn. Несмотря на равные содержания сорбтивов в исходном растворе, накопление их в процессе адсорбции происходит по-разному. На слабоокисленных препаратах гидроксида Mn селективная последовательность адсорбции имеет вид $Cu > Co > Ni$, на высокоокисленных – значительно возрастает адсорбция Co и этот ряд выглядит как $Co > Cu > Ni$. Таким образом, из рассмотренных элементов наибольшее сродство к кислороду проявляет Co. Эксперимент не только показал особый характер адсорбции Co на гидроксидах Mn, но и подтвердил реальность происходящего при этом окисления Co^{2+} до Co^{3+} , а также вероятность химического взаимодействия его с Mn^{4+} . По-видимому, главная роль при этом принадлежит энергии специфической химической адсорбции, возможность которой подтверждается близкими значениями ионных радиусов Co^{3+} (0,525 Å) и Mn^{4+} (0,54 Å). На вероятность окисления Co при адсорбции на гидроксидах Mn впервые указал Е. Гольдберг [Goldberg, 1954]. В последующем наиболее распространенным стало мнение, что окисление Co происходит за счет внедрения его в кристаллическую решетку гидроксида Mn(IV). Однако в нашем эксперименте все препараты гидроксидов Mn характеризовались рентгеноаморфным состоянием, что исключает корректность этого предположения.

Поведение Co в ЖМО наиболее противоречиво – в литературе имеются указания на возможность прямой корреляции Co как с Mn, так и с Fe [Скорнякова, Андрищенко, 1976; Глаголева,

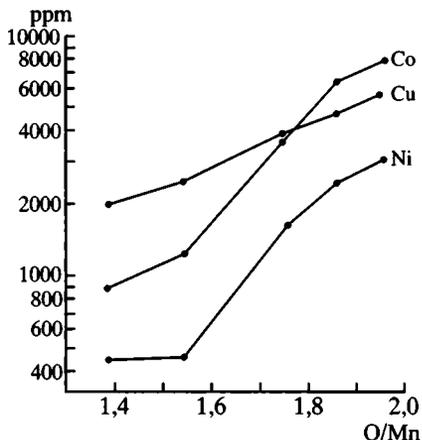


Рис. 2. График зависимости адсорбционного накопления меди, никеля и кобальта от степени окисления Mn в гидроксидах (MnO_n)

Таблица 3

**Зависимость адсорбции Ni, Co и Cu в морской воде
от степени окисленности гидроксида Mn**

Сорбтив	Состав сорбента и количество адсорбированных металлов, ppm				
	MnO _{1,39}	MnO _{1,55}	MnO _{1,77}	MnO _{1,86}	MnO _{1,96}
Ni	450	470	1650	2500	3200
Co	900	1250	3740	6540	8000
Cu	2000	2500	4000	4800	5800

1972]. Так же хорошо известна тенденция накопления Co в корках и конкрециях с подводных поднятий, что свидетельствует об образовании их в более окисленных условиях, инициируемых активизацией вихревых течений. Возможно, малоуловимые вариации в окислительно-восстановительных условиях среды, действующие на протяжении миллионов лет, способствуют этому. По-видимому, здесь создается обстановка, благоприятствующая формированию разностей гидроксидов, более окисленных, чем у подножий этих гор и на прилегающих равнинах. Несомненно, это не единственный фактор, который может объяснить причины отмеченных вариаций в природных условиях, но, судя по опытным данным, проявляться он может весьма существенно.

Равнозначным компонентом ЖМО является Fe, о чем свидетельствует само их название. Fe и Mn являются главными рудообразующими металлами ЖМО. На чем же основана взаимосвязь этих элементов, если антагонизм между ними проявляется как на макро-, так и на микроуровнях? Это видно как при микроскопических исследованиях, так и при послойных микрозондовых анализах поперечных срезов конкреций, которые представлены чередующимися существенно Mn и существенно Fe микрослоями. Многочисленные попытки разделить две рудные фазы с помощью химических реагентов к успеху не привели. Минераграфические исследования строения конкреций свидетельствуют о тесном срастании гидроксидов Mn и Fe, чередующихся в виде отдельных тонких полосок колломорфного строения [Андрющенко, Скорнякова, 1967]. По-видимому, первоначальная связь этих элементов происходит на коллоидном уровне и обусловлена разноименным зарядом их частиц, т.е. имеет электрохимическую природу. В процессе старения коллоидов, на начальных стадиях кристаллизации вещества проявляется известный антагонизм между Mn и Fe, что приводит к их разделению и образованию само-

стоятельных фаз. Заметим, что в природе неизвестно ни одного низкотемпературного окисного Fe–Mn-минерала, а месторождения этих руд всегда разделены во времени и пространстве.

МЕТОДИКА ФАЗОВОГО АНАЛИЗА

Коллоидно-химическая природа образования железо-марганцевых отложений (ЖМО – конкреции и корки) и законы, контролирующие эти процессы, достаточно хорошо известны, подтверждены экспериментальными исследованиями и термодинамическими расчетами. В частности, известно, что в более окислительных условиях формируются более окисленные гидроксиды Mn, характеризующиеся повышенной сорбционной активностью. Снижение окислительно-восстановительного потенциала и значений pH в океанской среде приводит к образованию менее окисленных гидроксидов Mn. Вариации в степени окисленности этого соединения связаны с возможностью образования им в водной среде смешанно-валентных вариаций в широком диапазоне нестехиометрических соотношений между двух- и четырехвалентным Mn в зависимости от условий среды. В высокоокислительной обстановке пелагиали океана, где формируются наиболее ценные ЖМК с максимальной степенью окисленности, близкой к MnO_2 , в них всегда отмечается некоторый дефицит кислорода, свидетельствующий о наличии Mn в более восстановленном двухвалентном состоянии. Mn(IV) является наиболее устойчивой формой этого элемента в твердой фазе в условиях высокоокислительной среды океанского дна, в то время как высокой подвижностью характеризуется сорбционно связанный с ним Mn(II).

Проведенные нами эксперименты позволяют понять, что единственной возможностью получить реальные представления о составе Mn-фазы конкреций является определение количества сорбционно-связанного Mn(II) и расчет соотношения Mn(II)/Mn(IV), которое интерпретируется как степень окисленности этой фазы. Возможно, более правильно это называть степенью восстановления MnO_2 , поскольку такое соединение наиболее стабильно в окислительных условиях морской воды (и на суше) и окисляться более не может, но может, и, как правило, это происходит, снижать общее содержание кислорода за счет сорбции Mn(II). Возможности для такой сорбции у MnO_2 довольно велики. В нашей практике встречались соединения, содержащие более 60% сорбированного Mn(II), на чем остановимся ниже. Тем не менее

Таблица 4

Результаты опробования различных вариантов методики на стандартных образцах железо-марганцевых конкреций, %

№ стандарта	Вариант обработки	Mn ²⁺	Mn ⁴⁺	Fe	Cu	Ni	Co	Zn
		Исходный состав образцов						
1	Без обработки	0,71	28,94	7,25	1,08	1,42	0,20	0,15
2		0,53	22,98	19,39	0,05	0,51	0,87	0,06
3		0,37	16,68	22,13	0,17	0,37	0,40	0,06
		Содержание металлов, перешедших в раствор						
1	Обработка 2% H ₂ SO ₄ при нагреве до закипания	0,71	Нет	2,43	0,70	0,93	0,02	0,13
2		0,54	Нет	8,58	0,06	0,51	0,12	0,06
3		0,30	Нет	9,10	0,16	0,32	0,04	0,05
1	Полное разложение проб в 2% H ₂ SO ₄ + H ₂ O ₂ при кипячении		29,86	6,87	1,05	0,89	0,18	0,14
2			23,38	19,30	0,06	0,52	0,85	0,06
3			17,10	22,20	0,20	0,40	0,56	0,06

не будем менять терминологию и оставим это понятие как определение степени окисленности гидроксида Mn.

Наиболее осмысленной рекомендацией на основании всего изложенного выше является определение количества адсорбированного Mn(II) путем его десорбции обработкой растертой пробы рудного вещества разбавленной кислотой (2% H₂SO₄) при нагревании до кипения. После фильтрации (плотный фильтр) в растворе определяются содержания Mn(II), перешедшего в раствор. В целом эта методика относится к разряду фазовых анализов. Рекомендуемое соотношение навески и раствора для анализа конкреций (корок) – 0,2 г/100 мл, для осадков – 1г/100 мл. Отметим, что по существу такое определение не отличается от расчетного метода фазового анализа Mn руд, предложенного И. Мейером и Р. Кантерсом [Meier, Kanters, 1930a, б], однако для океанских ЖМО это не расчетное, а прямое определение сорбированного Mn(II). В отличие от хорошо окристаллизованных руд континентальных месторождений процесс десорбции на ЖМО происходит значительно легче и быстрее. Описанные условия определения, установленные экспериментальным путем, целесообразно соблюдать для получения сопоставимых результатов для разных образцов ЖМО (табл. 4).

Практика показала, что в океанских рудных стяжениях степень окисленности Mn является важным и очень чувствительным показателем вариаций в условиях среды их формирования. На возможностях использования этого показателя остановимся ниже при рассмотрении рудоотложения Fe–Mn-корок в спрединговых зонах Срединно-Атлантического хребта.

Что касается конкреций, то на границе осадок–придонная вода, в зоне формирования конкреций, происходит резкое изменение физико-химических параметров, приводящее к резкому увеличению содержания растворенного Mn(II) в иловой воде осадка по сравнению с морской водой. Создание и сохранение таких концентраций обязано свойствам твердой фазы осадка, в частности, существованию подвижного равновесия между Mn(II) илового раствора и твердой фазы. Поэтому самые незначительные вариации в содержании Mn(II) могут характеризовать изменения в условиях среды осадкообразования. Определение содержаний Mn(II) весьма важно для генетических построений. Между тем этот показатель редко приводится в соответствующих исследованиях.

Для полного разложения ЖМО (определение общего Mn) использовалась восстановительная обработка. Она основана на том, что Mn в ЖМО полностью растворяется при добавлении нескольких капель пергидроля (H_2O_2) в разбавленную кислоту (2%). Пергидроль в кислой среде выделяет водород, являющийся сильным восстановителем. Реакция проходит следующим образом: $H_2O_2 - 2e^- = O_2 \uparrow + 2H^+$ или $MnO_2 + H_2O_2 + H_2SO_4 = MnSO_4 + O_2 \uparrow + H_2O$. Заметим, что эта реакция может представлять определенный интерес для технологии переработки конкреций, поскольку одновременно растворяет все связанные в конкрециях малые элементы.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ ТИХОГО ОКЕАНА

ОБСТАНОВКА РУДООТЛОЖЕНИЯ

В 28-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев”, проводившем исследования в богатейшей тихоокеанской рудной провинции Клариион-Клиппертон (рис. 3), нам пришлось апробировать описанную методику на образцах конкреций и осадков. При этом представилась уникальная возможность анализировать конкреции и осадки, поднятые в одной трубке. Ниже приводятся результаты, полученные при анализе конкреций и подстилающих их осадков на двух полигонах: первый (I) расположен на крайнем западе провинции и представлен ст. 2474; второй (II) – ст. 2483, расположен в осевой части провинции. Эти полигоны находятся в одном районе океанского дна и характеризуются сходством условий осадкообразования и гидрологии. Не различаются они и по рельефу дна, литологии осадков и скорости их отложения. Тем не менее формирующиеся здесь конкреции различны по размерам, форме, химическому составу и продуктивности отложений. Это и является наиболее привлекательной стороной сравнительного изучения геохимии конкреций и подстилающих их осадков.

Работы в этом районе проводили многие советские и зарубежные исследователи по крупным проектам на полигонах WANINE, DOMES, Вальдивия и др. (табл. 5).

Наиболее полные исследования особенностей гидрологического режима придонных вод и взаимосвязей конкреций и осадков проведены Д. Пайпером и Дж. Блуефордом [Piper, Blueford, 1982] на станции А (DOMES), расположенной между двумя нашими полигонами I и II. Согласно описанию, эта территория представляет собой протяженную долину, ограниченную с севера и юга поднятиями. На южном краю долины осадки смыты и обнажены уплотненные третичные отложения. В северном направлении постепенно увеличивается толща четвертичных осадков, максимально развитых на поднятиях. При этом хорошо выражена известная [Moog, Heath, 1966] связь между конкрециями и осадками: максимальная продуктивность конкреций приурочена к по-

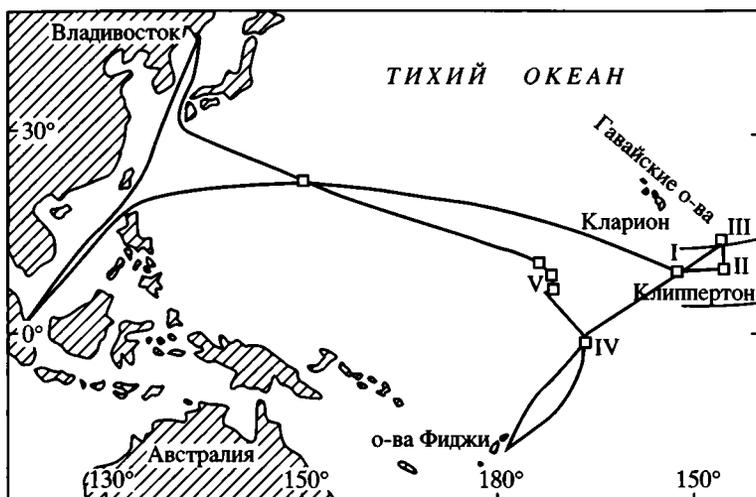


Рис. 3. Схема маршрута 28-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев". Римскими цифрами обозначены номера полигонов, на которых велись исследования

вышенным мощностям осадков, т.е. к вершинам и склонам холмов. Формирующиеся в этих условиях конкреции небольшие по размерам, часто многоядерные, с гладкой поверхностью, преобладающий в них минерал – $\delta\text{-MnO}_2$. На обнаженных третичных осадках долины конкреции встречаются реже, они крупнее, имеют дискоидальную форму, в них преобладает тодорокит. Отмечены также значительные вариации этих показателей для дно-

Таблица 5

Местоположение и площадь наиболее крупных исследованных полигонов в западной части северной приэкваториальной зоны Тихого океана

Полигон	Координаты*		Площадь, км ²
	с.ш.	з.д.	
I, ст. 2474	9°31'	152°40'	497,2
II, ст. 2483	10°01'	146°26'	450
WANINE	8°20'	153°00'	230
DOMES "A"	9°00'	150°00'	2100
Вальдивия	9°05'	148°45'	136 900
MANOP "S"	11°02'	140°	

* Даны координаты центров полигонов.

черпательных проб, взятых с соседних участков дна на расстоянии несколько сотен метров друг от друга.

По мнению Д. Пайпера и Дж. Блуефорда [Piper, Blueford, 1982], распределение осадков и конкреций в этом районе контролируется Антарктическим донным течением, направленным через долину с запада на восток. Трехмесячные стационарные исследования [Hayes, 1980] показали, что высокие скорости придонных течений резко снижаются на расстоянии 200 м от поверхности дна, благодаря чему современные осадки сохраняются и накапливаются на поверхности поднятий.

К востоку от станции А (DOMES), в непосредственной близости от нее, обследована площадь с НИС “Вальдивия” [Friederich, Plüger, 1974]. Здесь также отмечены аналогичные связи между конкрециями и осадками, связанные с рельефом. Конкреции изменялись от гладких сферических на поверхности холмов до дискоидальных с асимметричной морфологией поверхности на равнине. Соответственно изменялись значения Mn/Fe от 2,4 до 4,8.

Позже на том же полигоне П. Хальбах с соавт. [Halbach et al., 1981] установили связь продуктивности конкреций с топографией дна и выделили высокопродуктивные поликонкреционные фации склонов, смешанные фации и фации низкопродуктивных дискоидальных конкреций в депрессиях. Соответственно изменяется отношение Mn/Fe от 2,5 до > 4 , а сумма малых элементов – от < 2 до 2,5–3,5%, т.е. наблюдается обратная корреляция между продуктивностью и качеством конкреций.

В 130 км юго-западнее I полигона расположен полигон WANINE, исследования на котором показали, что максимальные мощности четвертичных отложений здесь приурочены также к вершинам и склонам холмов. Однако ни форма, ни размер конкреций не коррелировали с толщиной четвертичного осадка. Не отмечена также корреляция формы конкреций с их составом. С.Е. Калверт с соавт. [Calvert et al., 1978] считают, что главной причиной вариаций химического состава конкреций являются изменения в содержании Fe, которое при диагенезе может трансформироваться в осадках в смектит. В районе установлена связь между химическим составом конкреций и скоростями седиментации: более высокие значения Mn/Fe в конкрециях коррелируют с минимальными скоростями современного осадконакопления в депрессиях. Следует отметить, что, по данным сейсмических исследований тех же авторов, мощность общей осадочной толщи возрастает к депрессиям, за счет чего происходит сглаживание рельефа дна. Если учитывать, что скорости формирования кон-

креций не превышают нескольких миллиметров в миллион лет, то специфику их состава надо связывать не только с современными осадками, но и со всей осадочной толщей. А это значит, что конкреции с повышенными значениями Mn/Fe формируются на наиболее мощной толще осадков с минимальной толщиной современных отложений.

В 130 км севернее I полигона расположен ранее изученный полигон ИО АН [Скорнякова, 1979], на котором также отмечены связи отношений Mn/Fe в конкрециях с рельефом дна.

Таким образом, проведенные в данной провинции исследования наряду с некоторой спецификой отдельных площадей выявили ряд общих закономерностей в распространении конкреций, связанных с рельефом дна. Наиболее ценные конкреции с повышенными значениями Mn/Fe приурочены к депрессиям. На вершинах и склонах холмов эти значения снижаются до $< 2,5$. Максимальная продуктивность конкреций ($\text{кг}/\text{м}^2$) отмечена на положительных элементах рельефа, минимальная – в депрессиях, т.е. продуктивность и качество конкреций находятся в обратной пропорции. Почти все исследователи объясняют эти закономерности различиями в источниках рудного вещества: на холмах основная часть металлов в конкреции поступает из морской воды, в депрессиях – из иловых вод осадка. В соответствии с этим различаются гидрогенные конкреции с $\text{Mn}/\text{Fe} < 2,5$ и диагенетические – с $\text{Mn}/\text{Fe} > 4-5$. К настоящему времени предложено несколько вариантов морфогенетических классификаций конкреций, в основу которых положены представления о различном генезисе рудного вещества [Скорнякова, Андрющенко, 1976; Скорнякова и др., 1984; Calvert et al., 1978; Glasby, 1982; Halbach et al., 1981].

Полностью соответствуют отмеченным закономерностям условия осадконакопления и конкрециеобразования на полигоне ст. 2483 (II). Согласно описанию С.В. Свальнова, высокопродуктивные отложения конкреций здесь соответствуют максимальным мощностям верхнеплейстоценовых осадков (15–20 см) и приурочены к поверхности и склонам холмов, а низкопродуктивные отложения – к депрессиям, где мощности этих осадков снижаются до 0–2 см. По данным Н.С. Скорняковой с соавт., продуктивность конкреций здесь варьирует в широких пределах – от 0,4 до 11,4 $\text{кг}/\text{м}^2$ [1984]. Наибольшие значения Mn/Fe характерны для равнинных конкреций (диагенетических), на холмах залегают более железистые – гидрогенные или седиментационные.

Несколько отличается обстановка конкрециеобразования на полигоне ст. 2474, где сохраняется постоянный химический

Таблица 6

Химический состав средних проб конкреций и корок и результаты их кислотного растворения;
состав разных поверхностей конкреций, %

№ полигона	Количество проб	Mn ²⁺	Mn _{общ}	Fs		Cu		Zn		Ni		Mn/Fe	O/Mn
				раств.	общ.	раств.	общ.	раств.	общ.	раств.	общ.		
2474	3	0,38	21,3	4,40	9,50	0,42	0,49	0,065	0,070	0,59	0,71	2,24	1,982
2483	6	0,45	24,7	0,66	4,55	0,71	1,05	0,110	0,130	0,76	1,15	5,4	1,982
Рудные корки (разлом Кларион)	8	0,12	16,3	4,50	14,90	0,17	0,19	0,03	0,035	0,22	0,26	1,1	1,992
Разные поверхности конкреций													
2474													
верх	2	0,29	17,6	7,70	11,90	0,34	0,37	0,07	0,07	1,53	0,63	1,1980	1,980
низ	2	0,43	28,7	2,80	3,00	0,74	1,40	0,21	0,23	0,87	1,61	9,6	1,984
2483													
верх	10	1,04	23,8	2,70	6,46	0,42	0,65	0,13	0,15	0,66	1,02	3,7	1,956
низ	10	0,42	27,8	0,46	3,30	0,51	1,00	0,12	0,15	0,79	1,48	8,4	1,985

состав конкреций при их высокой продуктивности ($>10 \text{ кг/м}^2$) как на поверхности холмов, так и на равнине. По своему химизму и морфологическим особенностям конкреции этого полигона отнесены к седиментационному типу [Скорнякова и др., 1984].

В табл. 6 представлен средний состав конкреций с изученных полигонов, который подтверждает описанные различия.

ДИНАМИКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАЛЛОВ В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ

На границе осадок – придонная вода, в зоне формирования конкреций, происходит резкое изменение физико-химических параметров среды, приводящее к резкому увеличению (в 10–100 раз) содержания растворенного Mn(II) в иловой воде осадка по сравнению с морской водой. Это зона геохимического барьера. Создание и сохранение таких концентраций обязано существованию подвижного равновесия между Mn(II) илового раствора и Mn в твердой фазе в осадке, где он формирует собственные стяжения – микроконкреции. Самые незначительные вариации содержания Mn(II) могут характеризовать изменения условий среды осадкообразования. Определение содержания Mn(II) в осадочной толще весьма важно для генетических построений.

В числе прочих резко изменяющихся физико-химических параметров этой зоны градиент pH , который, по данным разных авторов, в пелагиали океана составляет от десятых долей до единицы и направлен в сторону подкисления среды осадка [Пушкина, 1980; Callender, Bowser, 1980; Gundlach et al., 1977; Hartman, Muller, 1982]. Это означает, что взвесь, оседая на дно, попадает в более кислую среду и испытывает соответствующие диагенетические преобразования в течение геологически длительных отрезков времени. О направленности этих преобразований можно отчасти судить по доле кислоторастворимых металлов в осадках и тенденциям их изменений с глубиной погребения.

В литературе обычно рассматриваются два типа конкреций: гидрогенные, формирующиеся за счет металлов морской воды, и диагенетические, получающие рудное вещество из иловых вод осадка, высвобождающиеся при постосадочных диагенетических преобразованиях в его толще.

В табл. 7 приведены результаты изучения химизма осадков из двух трубок, поднятых с равнинных участков этих полигонов. Общие содержания металлов в разных горизонтах осадка в трубках сходны. В частности, весьма сходны концентрации общего Fe

Таблица 7

**Химический состав осадков и результаты определения подвижных
(растворимых в 1% H₂SO₄) форм металлов, %**

Станция, полигон, глубина, см	Характеристика осадка*	Mn(II)	Mn _{вал}	Fe	
				I**	II***
2474-39, I 0-5	Радиоляриево-глинистый ил	0,23	0,34	0,82	4,5
120-125	Миопелагическая глина	0,24	0,49	1,36	6,1
265-270	”	0,26	0,68	1,30	4,6
380-385	”	0,26	0,66	1,22	4,9
515-520	”	0,16	0,90	0,90	5,0
655-660	”	0,13	1,12	0,70	5,0
2483-33, II 0-5	Глинисто-радиоляриевый ил	0,06	0,30	0,26	5,0
105-110	Эвпелагическая глина	0,09	1,20	0,50	4,9
215-220	”	0,046	1,28	0,25	4,6
280-285	”	0,038	1,10	0,19	4,5
320-325	”	0,030	1,20	0,27	5,5

* По данным С.В. Свальнова.

** Растворимая в 1% H₂SO₄ фаза.

*** Валовое содержание.

в осадочной толще, хотя разница его содержаний в конкрециях существенна – на первом полигоне вдвое выше, чем на втором. Это позволяет сделать вывод об отсутствии прямой связи между составом осадков и образующихся на них конкреций.

При рассмотрении результатов определения подвижных (кислоторастворимых) форм металлов в осадках отмечается существенная разница в содержаниях Fe и Mn. В среднем в осадочной толще ст. 2474-39 содержится подвижных форм Mn и Fe в 4 и 3 раза соответственно больше, чем на ст. 2483-33. При этом содержания растворенной части малых элементов разнятся незначительно, следствием чего являются низкие соотношения сумм малых и главных рудообразующих элементов в осадках ст. 2474-39 (0,036) и втрое более высокие – ст. 2483-3 (0,11). Таким образом, в целом подвижные формы в осадках полигона ст. 2474 относительно богаты главными рудообразующими металлами и обеднены малыми элементами в сравнении со ст. 2483.

Cu		Zn		Ni		Co		O/Mn
I	II	I	II	I	II	I	II	
0,019	0,034	0,005	0,013	0,010	0,012	0,005	0,005	1,3
0,020	0,037	0,008	0,015	0,018	0,020	0,004	0,007	1,5
0,016	0,047	0,008	0,022	0,020	0,020	0,003	0,007	1,6
0,020	0,051	0,008	0,018	0,021	0,021	0,005	0,008	1,6
0,026	0,060	0,008	0,029	0,030	0,033	0,004	0,009	1,82
0,026	0,076	0,007	0,021	0,030	0,037	0,004	0,010	1,91
0,020	0,039	0,005	0,014	0,012	0,015	0,002	0,005	1,8
0,016	0,081	0,004	0,017	0,021	0,042	0,003	0,013	1,925
0,016	0,071	0,007	0,019	0,035	0,057	Сл.	0,011	1,937
0,013	0,070	0,005	0,018	0,040	0,052	Сл.	0,013	1,962
0,008	0,076	0,005	0,021	0,016	0,022	Сл.	0,007	1,970

Эти выводы находятся в прямой связи с отмеченными закономерностями в составе и продуктивности конкреций, высокопродуктивных, но обедненных малыми элементами на полигоне I (ст. 2474) и менее продуктивных, но обогащенных ценными металлами на полигоне II (ст. 2483). Низкие темпы диагенетической поставки рудного вещества на II полигоне приводят к формированию более ценных конкреций.

Таким образом, полученные данные не подтверждают существование гидrogenное происхождение одних конкреций и диагенетическое – других. Разница в составе конкреций зависит от различных темпов диагенетической поставки металлов из осадочной толщи, которая связана с различиями в физико-химических условиях среды осадка.

Более “застойные” условия, по-видимому, имеет площадь полигона ст. 2474. Это проявляется в отсутствии заметной разницы в отложениях конкреций и современных осадков как на поверх-

ности холмов, так и в депрессии. В то же время депрессия полигона ст. 2483 часто является зоной полного отсутствия осадка, что указывает на высокие скорости придонных течений, сносящих осадок и способствующих интенсивной аэрации как поверхности, так и всей толщи осадка. В более окислительных условиях формируются более окисленные формы гидроксидов Mn. Это характерно для осадка ст. 2483.

Важно подчеркнуть, что закономерные изменения в составе подвижных форм металлов прослеживаются на всей исследованной глубине осадочной толщи (вплоть до 6,57 м). Это свидетельствует о том, что диагенетические преобразования в окисленных осадках не ограничиваются только тонким верхним слоем, а охватывают значительные мощности и, возможно, всю толщу осадка.

Наиболее интенсивно процессы перераспределения Mn происходят в верхних горизонтах осадка, где минимальные содержания общего Mn сочетаются с максимальными содержаниями Mn(II). На ст. 2474-39 степень окисленности Mn в верхних горизонтах минимальна ($O:Mn = 4:3$ или Mn_3O_4) и повышается с глубиной. На ст. 2483-33 в верхнем горизонте осадка Mn значительно более окислен ($MnO_{1,8}$), и это отражает различия в физико-химических условиях среды образования осадочных толщ на этих станциях.

В обоих случаях степень окисленности Mn в осадках увеличивается с глубиной; содержания растворимых форм других металлов по отношению к общим возрастают к поверхности осадка, где и происходит формирование конкреций. Последнее не связано с изменениями в литологическом (и химическом) составе осадков, поскольку, как свидетельствует табл. 7, эти закономерности характерны для различных типов осадков. Осадки разного возраста и литологического состава являются как бы нейтральным фоном, в котором происходят закономерные изменения в составе рудной фазы. Это понятно, если иметь в виду, что Fe-Mn гидроксиды в осадках образуют собственные стяжения (микронебреции, пленки, налеты и т.д.) и не связаны химически и минералогически с их литогенной частью.

Максимальные концентрации подвижных форм металлов в верхних горизонтах осадков перераспределяются между поверхностными конкрециями и рудными микростяжениями более глубоких горизонтов осадка. При этом осадочная толща может играть роль как концентратора металлов, так и поставщика их для формирования конкреций.

Подвижные формы металлов в осадках находятся в состоянии равновесия с металлами иловых вод. Механизм концентрирования последних обусловлен свойствами твердой фазы осадка, в динамическом равновесии с которой создаются и удерживаются эти концентрации. Mn в иловых водах находится в растворенном двухвалентном состоянии, концентрации его в 20–3120 раз превышают содержание в морской воде. Эти данные относятся к иловым водам исследованных районов [Батурин, 1986]. Существовать такие концентрации могут, только удерживаясь в равновесии с Mn(II) твердой фазы осадка. Таким образом, содержания Mn(II) в осадке косвенно отражают изменения в составе иловых вод.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Имеющая распространение гидрогенно-диагенетическая теория образования конкреций, на наш взгляд, не позволяет ответить на ряд существенных вопросов. Во-первых, почему в одинаковых условиях на соседних площадях одни конкреции берут металлы из морской воды, а другие – из иловых вод? Во-вторых, при стабильном составе морской воды гидрогенная поставка металлов должна быть больше на участках с более высокими скоростями придонных течений и соответственно, контактируя с большими массами морской воды, поверхностные конкреции должны извлечь больше металлов. Между тем к таким участкам, как показано выше, приурочено образование “диагенетических”, а не гидрогенных конкреций. В-третьих, общепризнанным эталонным диагенетическим образованиям являются конкреции, формирующиеся на осадках с восстановительными условиями периферии океана. Они характеризуются наиболее высокими темпами роста и низкими значениями Mn/Fe. Почему же в отношении пелагиали океана считается, что диагенетические конкреции имеют более высокие значения этого показателя, чем гидрогенные?

Можно было бы увеличить перечень подобных вопросов, но и приведенных достаточно, чтобы убедиться в определенных слабостях гидрогенно-диагенетической теории конкрециеобразования.

Полученный нами фактический материал свидетельствует о том, что диагенез играет решающую роль в формировании вещественного состава конкреций как на периферии, так и в пелагиали океана. При этом снижение значений Mn/Fe в конкрециях характеризует увеличение темпов диагенетической поставки металлов.

В полностью окисленных осадках диагенез происходит на фоне высоких положительных значений Eh. Но и здесь эта величина не стабильна, колебания в интервале +300 – +500 мВ обычны для таких осадков и, по-видимому, достаточны для стимулирования процессов диагенетического уравнивания при геологически медленных темпах роста конкреций.

АСИММЕТРИЯ В СОСТАВЕ КОНКРЕЦИЙ

Как же реализуются повышенные концентрации подвижных форм металлов осадков в лежащих на их поверхности ЖМК? Началом решения этой проблемы, на наш взгляд, может стать обнаружение Б. Раабом [Raab, 1972; Raab, Meylan, 1977] асимметрии форм, скоростей роста и вещественного состава разных поверхностей конкреций. Характерная, особенно для наиболее крупных, хорошо развитых конкреций, асимметрия подтверждена многими исследователями. Б. Рааб предположил, что асимметрия образуется вследствие выщелачивания из верхних корок конкреций Mn и малых элементов, в то время как нарастание конкреций происходит с их оснований, которые характеризуются более высокими значениями Mn/Fe и повышенным содержанием малых элементов. Однако большинство других исследователей в соответствии с гидрогенно-диагенетической концепцией полагают, что асимметрия образуется за счет формирования верхних частей конкреций из металлов морской воды, а нижних – из металлов, поступающих за счет диагенеза осадков.

В табл. 6 приведены результаты химического анализа средних проб рудных корок, взятых из разных поверхностей (низ и верх) конкреций с исследуемых полигонов. Судя по валовым содержаниям металлов, асимметрия у конкреций полигона ст. 2474 выражена значительно резче, чем ст. 2483. Здесь, в пределах отдельных стяжений, отношение Mn/Fe варьирует в пределах 9,6 (низ) – 1,5 (верх), т.е. изменяется в 6,4 раза. В конкрециях же полигона ст. 2483 эти колебания находятся в пределах 9,0–2,72, т.е. изменяются в 3,3 раза. Соответственно и сумма малых элементов (Cu, Ni, Zn) в подошвах конкреций ст. 2474 в 3 раза больше, чем в верхних корках, в то время как в конкрециях ст. 2483 – только в 1,5 раза.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что при сходстве химического состава нижних поверхностей конкреций обоих полигонов отношение Mn/Fe выше в основаниях конкреций полигона ст. 2474 (9,6). Это означает, что даже с позиции общепринятой интерпретации гидрогенно-диагенетической концепции ос-

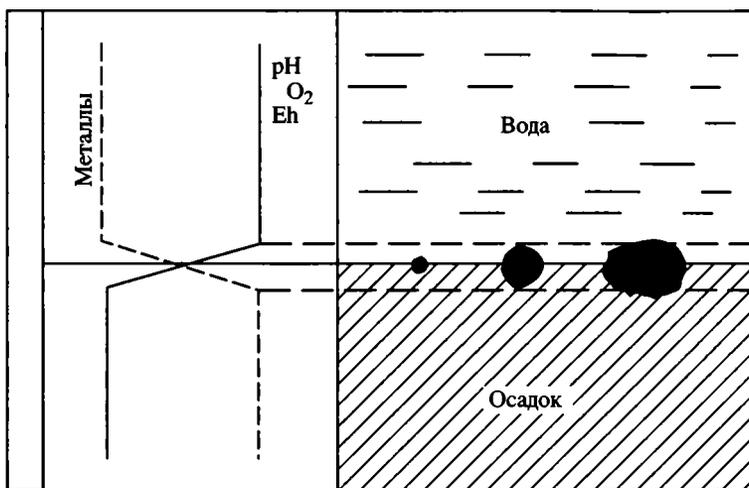


Рис. 4. Схематическое изображение геохимического барьера в зоне образования конкреций на границе придонная вода–осадочная толща

нования этих конкреций испытывают более интенсивное влияние диагенеза, чем основания конкреций с полигона ст. 2483.

Подвижные формы металлов накапливаются в верхних частях конкреций. При этом в конкрециях I полигона доля их выше, чем на II полигоне, но последние характеризуются в среднем трехкратным увеличением содержания Mn(II) в верхних корках. Все это свидетельствует о большей “свежести” образования верхних корок по сравнению с нижними.

Анализ полученных данных позволяет предложить следующую модель формирования конкреций. На рис. 4 схематически изображен разрез океанского дна, на поверхности которого лежат конкреции. Как видно, эта поверхность представляет собой геохимический барьер, в узкой зоне которого происходят резкие изменения ряда физико-химических параметров. По данным разных авторов, снижение pH в условиях глубоководного дна может составлять от десятых долей до единицы. Последнее сопровождается снижением содержания растворенного кислорода и значений Eh при переходе от придонной воды к поровым растворам осадка и резким возрастанием содержания металлов. Эти данные у разных авторов в абсолютных величинах варьируют, но тенденция их изменения всегда сохраняется.

При образовании конкреций в зоне геохимического барьера возможны два случая нахождения их на поверхности осадка на

изученных полигонах: в первом – конкреции лежат на уплотненных третичных эродированных осадках (крупные дискоидальные с шершавой нижней и гладкой верхней поверхностью), во втором – находятся на поверхности рыхлого, легко взмучиваемого полужидкого современного осадка (мелкие, округлые, часто сростковые с гладкой поверхностью). Очевидно, что более резкие перепады физико-химических параметров будут на уплотненных осадках, где зона геохимического барьера ограничена тонкой границей вода–осадок. В рыхлом осадке существует некоторая толща, в пределах которой происходит постепенное изменение этих параметров, т.е. зона геохимического барьера размыта. На рис. 4 она ограничена горизонтальной штриховой линией. Пока конкреции малы, они целиком находятся в пределах этой зоны и могут расти относительно равномерно во все стороны, но по мере увеличения размеров верх и низ конкреций выходят за рамки геохимического барьера и оказываются в средах с разными условиями. Спецификой геохимии Mn является возможность образования в разных условиях гидроксидов, отличающихся как степенью окисленности Mn, так и сорбционной способностью. Этого достаточно для образования асимметрии в химическом составе конкреций. Однако приведенные данные по распределению отдельных элементов в разных поверхностях конкреций не позволяют увязать их только с этой причиной из-за повышенного содержания Mn(II) в верхних частях конкреций. Казалось бы, в более окисленной среде морской воды должны формироваться более окисленные гидроксиды Mn, чем в подошвах конкреций. Повидимому, известные из экспериментальных исследований закономерности адсорбции отражают состав ничтожно малой части рудной фазы конкреций, отлагающейся в данный момент.

ВНУТРИКОНКРЕЦИОННЫЙ ДИАГЕНЕЗ

Конкреции являются продуктом геологически длительной истории формирования, в котором окончательный облик определяется процессами вторичного преобразования вещества, т.е. внутриконкреционным диагенезом. Главная причина этого процесса – градиент физико-химических показателей сред нахождения верхних и нижних корок конкреций. Для осаждения Mn, например, благоприятны условия, имеющие место на верхней корке конкреций, поскольку известна предпочтительность Mn к отложению на так называемых “активных” поверхностях. Вместе с тем рудные металлы сконцентрированы в поровых водах осадка,

т.е. контактируют непосредственно с подошвой конкреций. На наш взгляд, возможность миграции Mn в пределах единого тела конкреций, насыщенного водой до 40%, по [Батулин, 1986], сомнений не вызывает. Вероятность внутриконкреционного диагенеза подтверждена в работах [Burns, Burns, 1978; Callenler, Bowser, 1980; Nohara, 1978].

Рассмотрим возможное направление внутриконкреционного диагенеза. Спецификой конкреций являются одновременность образования концентрических поверхностей (наиболее древние – в центре) и их высокая пористость и проницаемость. Конкреции пропитаны внутриводной водой, контактирующей как с иловой водой осадка, так и с придонной морской водой. По мере увеличения размеров и массы конкреции все большая часть ее основания углубляется в осадок и ранее отложившиеся фазы начинают испытывать воздействие более кислой среды осадка. При этом (по аналогии с кислотной обработкой) подвижные формы металлов мигрируют вверх, где сорбционно связываются. Выщелачивание нижних поверхностей приводит к образованию крупноглобулярных, шершавых корок.

Процессы внутриконкреционного диагенеза приводят к взаимному отторжению гидроксидов Mn и Fe, вследствие чего у первых проявляется способность к образованию слабоокристаллизованных минералов, которые в порядке усложнения структур можно расположить в ряд: вернадит – бернессит – тодорокит. Именно поэтому тодорокит чаще отмечается в основаниях конкреций. Раскристаллизация способствует повышению сорбционной способности гидроксида Mn и усилению его способности к избирательной сорбции [Алексеевский и др., 1937].

По-видимому, основания крупных конкреций имеют более сложную и глубокую историю вторичных изменений, чем их вершины. Вероятность постосадочного перераспределения Fe и Mn в конкрециях подтверждается также стабильностью суммы этих элементов в разных частях асимметричных конкреций с обоих исследованных полигонов.

Один из наиболее противоречивых вопросов, касающихся образования конкреций, – скорость их роста. Радионуклидные методы не всегда применимы к открытым системам, каковыми являются конкреции, хотя они наиболее часто используются и свидетельствуют об образовании конкреций со скоростями, не превышающими нескольких миллиметров в миллион лет. Однако не может ли исказить эти результаты вероятность участия в образовании современных конкреций металлов, высвободившихся

вследствие диагенеза или других причин из более древних отложений? Определенное влияние оказывает и внутриконкреционное перераспределение металлов.

Более объективным показателем темпов рудоотложения на наших полигонах является продуктивность отложений конкреций, которая несравненно выше на I полигоне, где диагенетическая поставка металлов интенсивнее. Относительно редкие конкреции II полигона формируются в условиях дефицита металлов и, вероятно, растут медленнее. Медленно растущие конкреции испытывают более глубокие внутренние преобразования, которые способствуют концентрированию в них ценных металлов.

Особую роль в формировании конкреций играет асимметрия степени окисленности марганцевых гидроксидов на разных поверхностях (низ и верх). Не исключено, что она приводит к возникновению неравновесной физико-химической системы в пределах отдельных стяжений и создает вокруг них электрохимический потенциал, способствующий привлечению металлов из окружающей среды. Об этом свидетельствует “истощение” металлами верхних горизонтов осадков, подстилающих конкреции, особенно выраженное на II полигоне (табл. 7). Возникающий в осадках “вакуум”, в свою очередь, способствует сорбционному стяжению растворенных в морской воде металлов всей поверхностью тонкодисперсного осадка [Волков, Штеренберг, 1981].

Таким образом, полученные нами фактические данные подтверждают справедливость положений, разработанных в трудах Н.М. Страхова и его последователей, о седиментационной природе накопления металлов в осадках и диагенезе как второй стадии рудообразования в пелагиали океана [Страхов, 1976а, б].

Предлагаемая модель формирования конкреций позволяет допустить, что скорости их роста будут увеличиваться с усилением асимметрии как в степени окисленности, так и в вещественном составе разных поверхностей. Уплотненная форма конкреций возникает при максимальном нарастании их по боковым поверхностям, что характерно для конкреций, покоящихся на уплотненных осадках, где зона геохимического барьера сужена. Заметим, что связь формы конкреций с физическими свойствами подстилающих осадков должна учитываться при разработке технологии добывающих устройств.

С позиции предлагаемой модели более ясными представляются возможные причины локальной изменчивости продуктивности и химизма отложений, образования асимметрии форм, вещественного состава конкреций и др. С ее помощью можно объ-

яснить результаты исследований, которые самим авторам кажутся “неожиданными и головоломными” [Moog et al., 1981]. В указанной работе для выяснения роли диагенеза в формировании одной конкреции использован набор современных методов: радиохимический, химический, структурный и минералогический. При этом установлено, что Fe быстрее (на 50%) накапливается в нижней части конкреции, в то время как в асимметричных конкрециях оно концентрируется сверху. Еще резче разница для ^{232}Th : доказано, что накопление его также происходит более энергично в основании конкреций, тем не менее содержания его в верхних частях в 20 раз выше. Авторы не смогли объяснить полученных данных, поскольку основывались на гипотезе образования верха и низа конкреций из разных источников металлов (седиментационного и диагенетического). Между тем полученные ими данные свидетельствуют о поступлении металлов из осадка и о последующем перераспределении их внутри конкреции.

Подводя итоги этого раздела, подчеркнем главное. Процесс океанского Fe–Mn рудоотложения – единый осадочный процесс, в котором накопление металлов в осадках и конкрециях взаимосвязано и взаимообусловлено. Обычный предел ассимиляции Fe и Mn осадком (глубоководными красными глинами) не превышает в пелагиали океана суммарно 6–8%. Все излишки металлов, превышающие этот предел, “выдавливаются” из осадочной толщи в процессе диагенетических преобразований, сопровождающихся старением, уплотнением и обезвоживанием более глубоких горизонтов осадка, и реализуются в форме конкреций. (Тот факт, что осадки с глубиной обезвоживаются, подтвержден данными глубоководного бурения). Поэтому конкреции являются таким же компонентом глубоководного океанского осадкообразования, как и сам осадок.

Предметом особого рассмотрения может быть динамика изменений подвижных форм металлов в погребенных конкрециях. В табл. 8 приведены результаты исследований погребенных конкреций со ст. 2474-39, где они встречены на 9 горизонтах. Как видно, за исключением двух горизонтов (441 и 556 см), отмечается закономерное снижение содержания Mn(II) в конкрециях с глубиной погребения. Одновременно снижаются и суммарные содержания малых элементов с 1,5 до 0,94%. Последовательность и закономерность этих изменений позволяют говорить об участии вещества погребенных конкреций в поставке металлов через осадочную толщу для формирования поверхностных отложений, о чем предположительно сообщалось ранее [Базилевская, 1981].

Таблица 8

Химический состав погребенных конкреций ст. 2474-39

Глубина зале- гания, см	Содержание, мол.%					
	Mn(II)	Mn _{вал}	Fe	Cu	Zn	Ni
0	0,42	20,8	12,1	0,43	0,07	0,69
262	0,28	20,0	11,0	0,55	0,06	0,68
278	0,28	21,9	11,3	0,49	0,07	0,65
276	0,28	21,3	10,9	0,40	0,07	0,65
441	0,43	21,7	11,2	0,35	0,05	0,053
466	0,22	22,7	11,8	0,52	0,08	0,66
546	0,22	22,2	11,9	0,36	0,05	0,38
556	0,44	20,2	12,0	0,37	0,06	0,39
656	0,19	20,7	12,3	0,28	0,04	0,32
657	0,19	20,9	12,0	0,23	0,05	0,39

Существенно отметить, что содержания Mn(II) в погребенных конкрециях и соответствующих им горизонтах осадка соизмеримы. По-видимому, высокие содержания подвижных форм главных рудообразующих металлов в осадках I полигона (ст. 2474) (табл. 7) обусловлены суммарным эффектом диагенеза осадков и выщелачиванием их из погребенных конкреций. В осадках II полигона (ст. 2483) погребенные конкреции не встречены.

В том же 28-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" помимо конкреций были подняты и железо-марганцевые корки. Для этого был заложен III полигон, приуроченный к выходам коренных пород в гигантском разломе океанического дна Кларирон (рис. 3). Здесь перепады глубин достигают 1000 м и корки откладываются непосредственно на обнажениях коренных пород, образуя нередко мощные, до нескольких сантиметров отложения. Они не имеют прямой связи с осадочной толщей и представляют интерес как эталон иных условий отложения окисных руд. В локальных понижениях и в основании разлома накапливается осадок, и там можно встретить конкреции.

В табл. 6 был приведен средний состав восьми исследованных рудных корок. Он существенно отличается от состава конкреций на I и II полигонах, а также от состава единственной конкреции, поднятой с поверхности осадка в основании приразломной впадины на III полигоне. В корках резко уменьшается содержание Mn и малых элементов и возрастает содержание Fe (к сожалению, не проведены определения Co). Mn-фаза становится более окислен-

ной, содержание Mn(II) в ней резко понижается. Такие изменения характеризуют специфику образования корок в отсутствие осадочной толщи, когда основным источником металлов становится морская вода. Идеальные условия для отложения рудных корок создаются на остроконечных выступах и крутых склонах подводных обнажений коренных пород океанского дна. Поэтому обычно в условиях неотложения осадка они покрыты Fe–Mn корками различной толщины – чем древнее выходы, тем мощнее корки. Осадки в разломных зонах отлагаются на пологих склонах, уступах и в основании приразломных впадин. Особый интерес представляют резкие различия в составе корок и конкреций, поднятых по существу из одной точки океанского дна со сходных глубин (6000–5800 м). Это еще раз подтверждает контролирующую роль осадочной толщи в перераспределении рудных компонентов, поступающих из воды.

В заключение раздела отметим, что в рудной провинции Кларин–Клиппертон (Тихий океан) решающую роль в формировании вещественного состава конкреций играют диагенетическая мобилизация металлов из осадочной толщи, а также процессы внутриконкреционного диагенеза. Морская вода и взвесь, несомненно, являются главными поставщиками металлов на океанское дно, но специфика вещественного состава, локальная изменчивость и асимметрия конкреций не могут контролироваться морской водой. Формирование конкреций происходит из одного главного источника вещества – насыщенных подвижными формами металлов иловых вод верхних горизонтов осадка. Высокие концентрации металлов в иловых водах поддерживаются благодаря подвижному равновесию их с металлами твердой фазы осадка. Механизм концентрирования металлов в иловых водах связан со свойствами тонкодисперсного глинистого осадка. Этот процесс не зависит от наличия или отсутствия конкреций на поверхности осадка. Повышенные содержания металлов в иловых водах могут реализоваться в рудных стяжениях разных форм: при наличии ядер на поверхности осадка – в форме ЖМК, при их отсутствии – микроконкреций или пленок, фиксирующихся в осадке и не связанных с ним химически. Последнее приводит к тому, что литологический состав осадков не контролирует химизма рудного процесса. На фоне различных осадков происходит единый для океана процесс окисного рудообразования, который контролируется физико-химическими условиями среды и обуславливающими их факторами.

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

РУДООТЛОЖЕНИЕ В ОСЕВЫХ И ПРИОСЕВЫХ ЗОНАХ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ

Срединно-океанические хребты (СОХ) привлекают пристальное внимание исследователей в связи с их потенциальной гидротермальной рудоносностью. В настоящее время в спрединговой зоне Срединно-Атлантического хребта (между 13 и 37,5° с.ш.) открыто несколько гидротермальных рудопроявлений и рудных полей с отложениями массивных полиметаллических сульфидов. Рифтовые зоны СОХ принято рассматривать как важный источник поставки металлов в их общем балансе в океане. Описаны многочисленные находки гидротермальной рудной минерализации в коренных породах океанского дна.

Обычно все Fe–Mn отложения на выходах коренных пород в рифтовых зонах спрединговых хребтов априори рассматриваются как гидротермальные по отношению к источникам металлов. Это отражено на известных картах гидротермальной минерализации в Мировом океане [Металлогеническая карта..., 1998; Анисеева и др., 2005].

Между тем хорошо известно, что практически все подводные обнажения коренных пород покрыты ЖМО, даже когда они не имеют никакой связи с зонами эндогенной активности. Более того, здесь рудные корки рассматриваются как эталон гидрогенных отложений (образованных из металлов морской воды) в отличие от конкреций, формирование которых связано с мобилизацией металлов из осадочной толщи (диагенез).

Основным критерием отличия гидрогенных корок от гидротермальных считается их местонахождение. Хотя и считается, что для гидротермальных корок обычны аномалии в отношениях Mn/Fe и резкое снижение содержаний сорбированных металлов, однако вещественный состав корок отражает не столько источник поставки металлов, а лишь условия их отложения, включающие такие показатели, как скорость отложения, физико-химические параметры среды (рН, Eh и др.), от которых зависит возможность растворения и регенерации Fe–Mn отложений.

Металлогения океанского дна в зонах спрединговых хребтов представлена двумя основными типами руд: окисными железомарганцевыми отложениями, преимущественно в форме корок, и восстановленными сульфидными или колчеданными рудами.

Окисные рудные корки также покрывают многие подводные обнажения коренных пород, лишенных осадков. Необходимым условием их формирования является окислительная обстановка, характерная для водной среды современного океана.

Принципиально иным типом океанских руд являются полиметаллические сульфиды (в основном Fe, Cu, Pb и Zn). Для их формирования необходима восстановительная среда, которая создается в определенном объеме морской воды изливающимися из недр океанского дна металлоносными сульфидными гидротермами. Сохраняться сульфидные руды в агрессивных высокоокислительных условиях океанской воды могут в двух случаях: либо при постоянной подпитке новыми порциями флюида, либо при погребении в толще восстановленного осадка. В других случаях эти отложения геологически эфемерны и, окисляясь, растворяются, формируя специфические металлоносные осадки.

Исследования, проведенные в наиболее изученном гидротермальном поле ТАГ на 26° с.ш. Срединно-Атлантического хребта, показали эпизодичность и многократность активизации гидротермальной деятельности в последние 120 тыс. лет [Lalou et al., 1986, 1990]. Периодичность пульсирования гидротерм за последние 20 тыс. лет составляет здесь 5–6 тыс. лет. При этом вследствие цементации подводящих каналов изменяются их направления, и очередные прорывы гидротерм происходят в новых точках на расстояниях в сотни метров или первых километров от старых [Богданов и др., 1994]. Из этого следуют два главных вывода: во-первых, о геологической эфемерности существования гидротермальных излияний на фоне миллионнолетней истории существования океана, а следовательно, и осадочного Fe–Mn рудоотложения на его дне; во-вторых, о возможности частичного или полного окисления и растворения сульфидных руд в периоды затухания активных излияний.

Именно таково соотношение между мощнейшим процессом окисного Fe–Mn рудогенеза (конкреционнo-коркового) в океане и точечными проявлениями на этом фоне гидротермального сульфидообразования, происходящего в целом в агрессивной для него среде и не нарушающего существующего в океане устойчивого равновесия в составе морской воды. Тем не менее металлоносные гидротермы нередко рассматриваются как

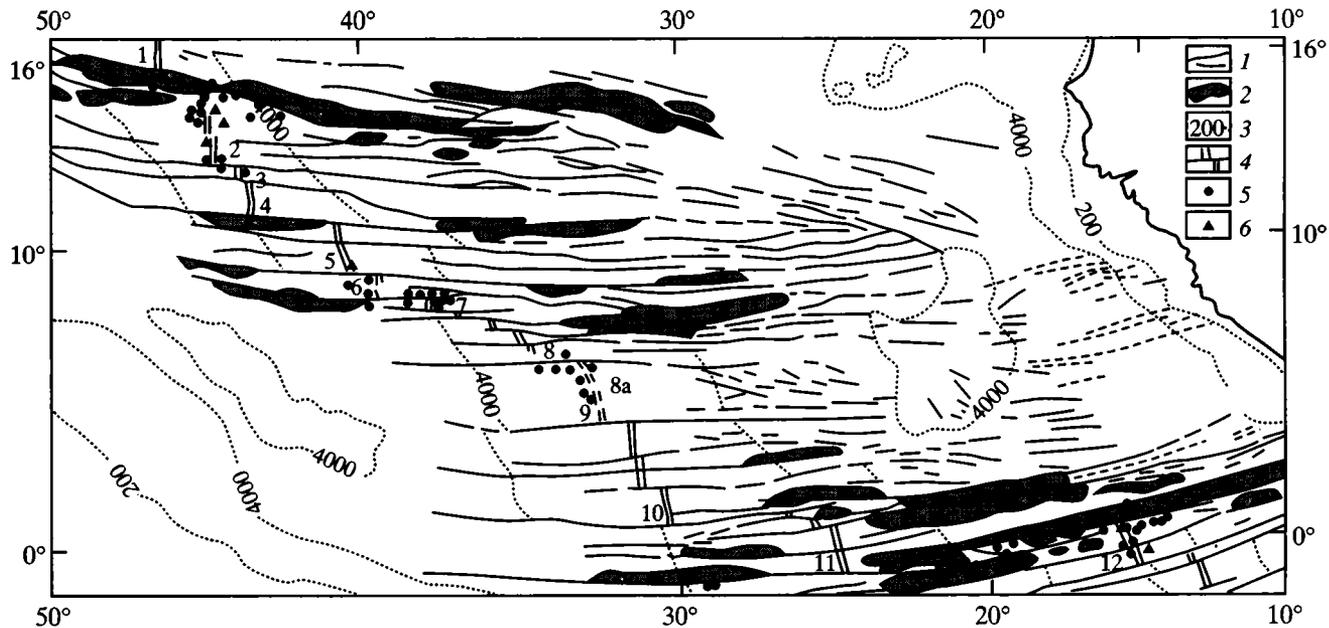


Рис. 5. Схема разломов Центральной Атлантики с нанесенными станциями драгирования Fe–Mn корок

1 – Зеленого Мыса, 2 – Марафон, 3 – Меркурий, 4 – Вима, 5 – Архангельского, 6 – Долдрам, 7 – Вернадского, 8 – Богданова, 8a – тектоническое нарушение Сьерра-Леоне, 9 – Страхова, 10 – Сан-Паулу, 11 – Романш, 12 – Чейн; 1 – зоны разломов и прочие разломные структуры, 2 – поперечные хребты, 3 – изобаты, 4 – рифтовые сегменты, 5 – станции драгирования ЖМО, 6 – станции с корками аномального состава

один из источников поставки металлов, сорбционно связанных в ЖМО. Существует мнение, что не только металлы сульфидных отложений, но и Mn поставляются в основном из этого источника [Лисицын, 1993]. Вообще все рудные отложения в пределах СОХ принято априори относить к гидротермальным, включая в их число и окисные рудные корки [Гидротермальные сульфидные..., 1992].

Теоретическим обоснованием важной роли СОХ в поставке металлов в океан служит общепринятая гипотетическая схема выщелачивания базальтов морской водой [Corliss, 1971; Vonatti, 1978]. Она якобы подтверждена экспериментами с разложением базальтов в морской воде, проводимыми при нагревании в запаянных золотых ампулах. Критическое рассмотрение результатов этих экспериментов дано в капитальном труде Г.Ю. Бутузовой [1998], показавшей, что выщелачивающиеся при этом элементы не соответствуют тем, которые фиксируются в гидротермальных излияниях. Подробнее эта проблема рассмотрена ниже в специальной главе.

Данное исследование основано на большом фактическом материале, полученном при драгировках разломных и рифтовых структур Центральной Атлантики, а также некоторых районов Южной Атлантики, где Геологический институт РАН уже более 20 лет проводит целенаправленные морские исследования по изучению строения и состава пород разломных зон Атлантического океана.

В рамках этой темы проведено 13 морских научных экспедиций на НИС “Академик Николай Страхов”, а также 13 экспедиций на других исследовательских судах. В обширном районе Приэкваториальной Атлантики это разломы: Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий, Вима, Архангельского, Долдрамс, Романш, Чейн и тектоническое нарушение Сьерра-Леоне (рис. 5); в Южной Атлантике – район тройного сочленения Буве, а также зона разлома Мартин Вас и поднятие Риу-Гранди.

В целом районы работ, расположенные в центральной части океана, весьма благоприятны для Fe–Mn отложений, поскольку максимально удалены от влияния терригенного сноса, что ограничивает скорость осадконакопления. Кроме того, они изобилуют обнаженными выходами коренных пород, характерных для структур рифтовых сегментов и разломов. Поэтому ЖМО, в основном малой мощности, здесь широко распространены, хотя на отдельных участках разломных зон корки достигают толщины 50–70 мм.

Надо сказать, что специализированных рейсов по изучению ЖМО в активных зонах океанского дна почти не проводилось, а состоявшиеся были целиком посвящены проблемам гидротермального рудообразования и стремлению обнаружить залежи полиметаллических сульфидов, рассматривающихся как экономически перспективные руды будущего. Пока эти надежды не сбылись, хотя и открыты отдельные точки и площади с отложениями сульфидных руд. Это связано с рядом обстоятельств, главными из которых являются: малые запасы руды, не обеспечивающие экономической целесообразности их добычи; расположение этих залежей в пределах 200 км зон исключительных экономических интересов отдельных государств (Северная Америка) либо в отдаленных районах Центральной Атлантики. В некоторых случаях проблема реальной добычи состоит не только в удаленности объекта, но и в гипотетическом предположении о нахождении главных запасов руды в погребенном состоянии в коренных породах океанского дна.

Основные скопления железо-марганцевых конкреций приурочены, как уже упоминалось, к глубоководным котловинам, где их состав и плотность залегания представляют определенный экономический интерес. Поэтому данные районы являлись предметом первоочередного внимания со стороны ученых и практиков. Интерес к ним заметно ослабел после первых же открытий в рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского хребта сульфидных руд, содержащих иногда “ураганные” концентрации Cu, Zn, Pb. При этом было сделано не одно заявление относительно открытия не только главного рудного богатства океанского дна, но и главного источника поставки металлов для железо-марганцевых отложений.

В то же время в проблеме океанского Fe–Mn рудогенеза спорными или нерешенными остаются важные вопросы, касающиеся источников поставки рудного вещества, механизма и скорости образования ЖМО, их возраста и др. Поэтому изучение образцов отложений, полученных непосредственно из зон одного из предполагаемых источников поставки металлов – рифтовых зон, представляет определенный интерес.

В соответствии с современными представлениями, в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов происходят процессы спрединга, сопровождающиеся новообразованием молодой океанической коры. Эти зоны океанского дна постоянно находятся в напряженном состоянии под воздействием глубинных геодинамических процессов. Если учитывать, что образование ЖМО про-

исходит медленно (миллиметры в миллион лет, о чем свидетельствуют многочисленные радиометрические измерения, или миллиметры в тысячу лет, что также иногда утверждается [Ануфриев и др., 1999]), то в осевой зоне срединно-океанических хребтов железо-марганцевые отложения должны либо отсутствовать, либо образовывать тончайшие налеты. Однако иногда в этих районах встречаются корки в 10–12 мм и более, особенности формирования которых рассмотрены ниже.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА¹

Строение океанского дна в районе Приэкваториальной Атлантики характеризуется рядом особенностей, которые создают ее структурно-морфологическую специфику. В этой области океана происходит сгущение трансформных разломов. Между крупными разломами часто находятся более мелкие поперечные разломы, при этом можно выделить две области их чрезвычайно широкого развития: северную между разломом Зеленого Мыса и нарушением Сьерра-Леоне и южную между разломами Сан-Паулу и Романш. На рис. 5 видно, что этим областям соответствуют максимальные сдвиги рифтовых сегментов, в целом сохраняющих субмеридиональное направление. Суммарная длина рифтовых сегментов между разломами Зеленого Мыса (15°20' с.ш.) и Чейн (2° ю.ш.) составляет около 1800 км, в то время как суммарное смещение отдельных рифтовых сегментов по разломным зонам в широтном направлении достигает 3300 км. Эти показатели отражают общую протяженность межрифтовых или, иначе, активных отрезков разломных зон в этом секторе Приэкваториальной Атлантики.

Активизации тектонического режима в межрифтовых отрезках трансформных разломов способствует встречно направленное движение противоположных бортов разломных зон, инициируемое спредингом в ограниченных ими рифтовых сегментах.

На южном борту разлома Вима и на северном – разлома Романш сформировались грандиозные поперечные хребты высотой до 5 км и длиной до нескольких сотен километров [Bonatti et al., 1994]. В глубине разреза этих хребтов преобладают мантийные ультрабазиты, в верхней части – присутствуют базальты и

¹ Соавтором данного раздела является С.Г. Сколотнев.

известняки. Фациальный облик и возраст известняков свидетельствуют о том, что некоторые хребты более 5 млн лет назад вздымались над уровнем моря, а затем в ходе опускания хребтов на их абразионной поверхности сформировалась карбонатная банка. Сейчас вершинные части хребтов находятся на глубине около 1000 м. О большой амплитуде контрастных вертикальных движений в этой области Атлантики свидетельствуют и результаты изучения осадочных пород, поднятых со склонов ряда других структур – в районе разломов Долдрамс и Вернадского [Сколотнев и др., 1991].

В приэкваториальной части САХ рифтовая долина хорошо выражена в виде узких глубоких депрессий, залитых базальтами. Прилегающие к ней рифтовые горы, как правило, сложены также базальтами. Однако вблизи некоторых разломов в бортах рифтовой долины преобладают глубинные породы: габброиды и ультрабазиты. Особенно широко они распространены в районе восточного интерсекта разлома Зеленого Мыса с рифтом. Здесь не только борта рифтовой долины, но и рифтовые горы в приразломной полосе шириной около 40 км сложены преимущественно глубинными породами, а базальты присутствуют лишь в виде маломощных горизонтов [Сколотнев и др., 1991]. Рифтовая долина на этом участке разбивается на ряд более мелких субпараллельных депрессий. Все это свидетельствует об интенсивности тектонических процессов в районе данного интерсекта. В этой приразломной полосе на восточном фланге хребта экспедицией на НИС “Профессор Логачев” были открыты “черные курильщики” [Bataev et al., 1994; Krasnov et al., 1995], а непосредственно в зоне сочленения разлома и рифта драгированы базальты с обильной сульфидной минерализацией [Геологические исследования..., 1991].

Сложное строение имеет и зона пересечения южного сегмента рифта с разломом Романш. Непосредственно в зоне сочленения рифтовая долина исчезает, а на ее продолжении находится ряд мелких разно ориентированных депрессий. Имеются признаки того, что на этом участке океанского дна произошел джампинг рифта с его прежнего более западного положения [Bonatti et al., 1994].

Итак, основной тип строения гребневой части САХ определяется рифтами и поперечными к ним трансформными разломами. Однако помимо них в районе Приэкваториальной Атлантики развиты структуры, косые по отношению к ним [Пушаровский, Сколотнев, 1997], которые вносят дополнительные осложнения в

строение океанского дна. Иногда с ними ассоциируют вулканы центрального типа, находящиеся на удалении от рифта. Аналогичные вулканы, но вблизи рифта, имеют более крупные размеры. К ним относится, в частности, подводная гора Ферсмана, являющаяся угловым поднятием в зоне сочленения разлома Марафон с северным сегментом рифта. В основании горы Ферсмана обнаружены базальты с богатой сульфидной минерализацией [Разницин и др., 1991]. В случае, когда цепочки косых структур пересекают рифт, как это имеет место между разломами Марафон и Зеленого Мыса, рифт приобретает признаки структуры косоугольного спрединга, а его днище становится аномально приподнятым [Сколотнев и др., 1991]. К этому участку рифта также приурочены излияния базальтов, производных более обогащенной мантии, и гидротермальная активность.

Область Приэкваториальной Атлантики – район разнообразного по составу магматизма. На фоне преобладающего распространения деплетированных базальтов типа N-MORB в гребневой части САХ встречаются участки разного масштаба, где изливались более обогащенные разновидности базальтов типа T- и P-MORB. Наиболее крупные их выходы встречены между разломами Зеленого Мыса и Марафон, а также вблизи восточного интерсекта разлома Романш, где выделяются самостоятельные геохимические провинции [Сущевская и др., 1994; Сколотнев и др., 1991].

Таким образом, история геологического развития и строение Приэкваториальной Атлантики отличаются большой сложностью. Это проявляется в разнообразии магматизма, в структурных перестройках океанского дна, в интенсивности вертикальных тектонических движений. Все эти факторы прямо или косвенно влияют на процесс рудообразования в осевой части Срединно-Атлантического хребта.

В этом отношении особенно показателен участок рифтовой зоны между разломами Зеленого Мыса и Марафон. Плюмовая активность, характерная для этого района, приводит к интенсификации магматической деятельности, в том числе внерифтовой, и соответственно создает благоприятные предпосылки для гидротермальной активности как в самом рифте, так и за его пределами. Наличие цепочек косых структур повышает проницаемость коры, что также является благоприятным фактором для инициации гидротермальной деятельности. Наконец, интенсивные тектонические движения в приразломной зоне также увеличивают проницаемость коры для гидротермальных флюидов,

разрушая при этом окисные рудные корки, ранее отложившиеся на коренных породах. Флюиды растворяют корки и обогащаются содержащимися в них металлами, в частности Mn. Регенерация или переотложение ЖМО происходит непосредственно за пределами влияния отдельных выходов гидротерм. Поэтому в описываемом районе концентрированного проявления признаков гидротермальной активности были драгированы и многочисленные фрагменты пород, покрытые свежесажденными окисными отложениями. Специфика их состава и механизм осаднения рассмотрены ниже.

Район, прилежащий к разлому Романш с юга, в тектоническом и вещественном плане похож на сегмент САХ между разломами Зеленого Мыса и Марафон, но здесь не отмечено столь обильных признаков гидротермальной активности, хотя аномалии в составе некоторых рудных корок имеются.

Особо следует остановиться на роли вертикальных движений в окисном рудогенезе. Высокоамплитудные вертикальные вздымания или опускания океанского дна, как это имеет место в районе разломов Вима и Романш, создают условия нестабильного отложения и возможного переотложения ЖМО.

Отмечено, что высокоамплитудные контрастные тектонические движения в районе разлома Долдрамс приводят к интенсивному разрушению коренных пород с последующим неоднократным переотложением обломочного материала. В результате на склонах поперечных хребтов возникают дифференцированные обломочно-осадочные накопления, стимулирующие диагенетическую мобилизацию Mn. Процесс отложения ЖМО осадочный, но тектоно-магматические проявления оказывают на него существенное влияние.

ГЕОХИМИЯ ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ В ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОРКАХ ИЗ ТЕКТНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ЗОН ОКЕАНСКОГО ДНА

Несмотря на определенную близость химических свойств марганца и железа, расположенных рядом в таблице Менделеева, в природных условиях, где решающее значение имеет фактор геологического времени, геохимия их существенно различается. Железо, имея более низкий стандартный потенциал окисления, осаждается раньше марганца. Кроме того, Fe обладает способностью образовывать минералы или входить в состав других мине-

ралов (например, глинистых) как в окисленных, так и в восстановленных осадках.

В океанской среде марганец в твердой фазе может находиться только в окислительных условиях, где он образует единственную минеральную форму – гидроксидную. В восстановительных условиях эта форма неустойчива и, растворяясь, обогащает соответствующие гидротермальные растворы.

Это означает, что в океане значительная часть железа связывается в осадочной толще и таким образом выводится из сферы окисного рудогенеза, в то время как марганец практически полностью сохраняется в этой сфере, благодаря потенциальной возможности растворения при смене окислительных условий на восстановительные. В современном океане, воды которого насыщены кислородом, особенно в глубоководных районах, возникновение восстановительных условий всегда связано с локальными проявлениями разного рода эндогенной активности. Последствия этих проявлений, несмотря на их возможную разномасштабность, всегда гасятся несопоставимо большими объемами окисленных морских вод, вследствие чего происходит регенерация Mn отложений. Иными словами, Mn в океане более тесно связан с гидросферой, сохраняющей его в океанской среде в неблагоприятных для образования отложений условиях. Большая же часть Fe необратимо изымается из океанского рудогенеза, уходя в глубинные оболочки Земли. При этом имеются в виду как осадочная толща, так и более глубокие слои, погребяемые, например, в зонах субдукции мантийными нисходящими потоками (даунвеллинги) или при иных тектоно-магматических событиях.

Второй особенностью гидроксидов Mn является возможность изменения степени окисленности в зависимости от условий среды.

В практике морской геохимии определения степени окисленности Mn-фазы проводятся относительно редко. Примененная нами методика, детально описанная выше, основана на десорбции Mn^{2+} при обработке разбавленной кислотой, практически не затрагивающей сорбента MnO_2 . В табл. 4 приведены некоторые результаты проведенных нами экспериментов. Экстраполяция их на природные условия позволяет понять смысл химических процессов, происходящих в ЖМО, оказавшихся в сфере действия либо кислых (утративших восстановительные свойства) гидротермальных растворов (кислотная обработка), либо кислых и восстановленных гидротермальных растворов, что бывает обычно (восстановительная обработка). В первом случае происходит десорбция Mn^{2+} и степень окисленности гидроксида повышается.

Во втором – полностью растворяются ЖМО и в морской воде образуются ореолы рассеяния или плюмы, обогащенные растворенными металлами в совокупности с гидротермально поставленными. В морской воде плюм окисляется и происходит регенерация ЖМО при ускоренных темпах осаждения и соосаждения металлов, в ходе которых образуются смешанно-валентные гидроксиды Mn с повышенным содержанием Mn^{2+} и низким содержанием малых элементов. Поэтому свежерегенерированные ЖМО обычно бывают более восстановленными. Заметим, что нередко при определении скорости роста ЖМО разными методами бывают расхождения, иногда на три порядка. По-видимому, не всегда это связано с погрешностями методик, а является следствием существования разновозрастных генераций ЖМО на океанском дне.

В зависимости от интенсивности гидротермальной деятельности зона геохимического барьера маркируется более или менее крупными ареалами ЖМО соответствующего аномального состава. Таким образом, формирование этих отложений не связано с глубинной поставкой Mn, скорее это результат его перетолжения.

Третьей особенностью гидроксидов Mn является свойство стягивания их так называемыми активными поверхностями, или положительными формами рельефа, несущими определенный электростатический заряд. Известно, что наиболее мощные рудные корки всегда приурочены к обнаженным вершинам подводных гор, даже в глубоководных котловинах наиболее высокие плотности залегания конкреций отмечены на склонах и вершинах абиссальных холмов [Скорнякова, Андрющенко, 1976]. Здесь важно отметить, что в морской химии поверхность раздела между электролитным раствором (морской водой) и дном океана является определяющим фактором всех происходящих на ней процессов. Это связано с тем, что «вода близ поверхностей раздела значительно отличается от “нормальной” воды, находящейся на некотором удалении от этих поверхностей» [Хорн, 1972, с. 241]. Там же отмечено, что “поверхности раздела в природе вполне отвечают границам между науками”, поэтому в данной главе ограничимся лишь упоминанием о большой сложности процессов рудоотложения на океанском дне, судить о которых приходится по расшифровке сущности конечного результата – особенностей состава ЖМО.

В практике аналитической химии хорошо известно свойство свежесажденного гидроксида Mn наползать на края фильтра,

что отражает тягу гидроксида к максимально окислительным условиям, поэтому при фильтрации раствор с осадком наливается примерно до половины высоты фильтра. Думается, что и в природных условиях происходит аналогичный процесс. Это значит, что рудные корки на подводных склонах формируются не только в результате гидрогенного осаждения металлов из воды. В этом также участвуют более сложные процессы постосадочного стягивания рудного вещества со склоновых поверхностей поднятий к их вершинам. В нашей практике отмечено, что в узких межхребтовых впадинах, нередко заполненных толщами осадков в несколько сотен метров, ЖМК не формируются – процесс рудогенеза здесь сдвинут к подножиям хребтов, возвышающихся над осадком, но сохраняющих связь с диагенетической мобилизацией металлов из осадочной толщи. Тонкие рудные пленки, покрывающие склоны, являются транзитной зоной, поставляющей гидроксиды главных рудообразующих металлов к их вершинным частям.

Недавно Е.В. Михайлик и А.И. Ханчук [2004] высказали интересное предположение о влиянии топографических вихрей Тейлора-Хогга, формирующихся над подводными поднятиями (гайотами), на формирование рудных тел на гайотах Магеллановых гор.

Безусловно, в этом процессе задействованы и электрохимические факторы, поскольку первично осажденные коллоиды гидроксидов Mn и Fe всегда имеют разноименный электрический заряд, а сам процесс протекает в среде морской воды, являющейся электролитом. По-видимому, при этом происходит сорбционное связывание малых элементов, особенно Co – металла, обычно обогащающего корки вершинных частей поднятий, достигающих глубин 1–2 км.

Итак, мы перечислили наиболее важные особенности химизма гидроксидов Mn, которые следует учитывать при геохимической интерпретации аналитических данных. Надо отметить, что гидроксиды Fe, постоянные спутники Mn в окисном рудогенезе, в основных чертах повторяют его свойства, но главное различие между этими фазами заключается в том, что если Mn, поступивший в океан, полностью в нем остается (имеет замкнутый круговорот) и накапливается в течение всей геологической истории существования океанических бассейнов, то только часть Fe, внесенного в океан, участвует в окисном рудогенезе [Базилевская, 1997]. Какими бы ни были первичные источники этих металлов (терригенный снос, выщелачивание ба-

зальтов или вынос гидротермальными растворами), все они являются продуктами переработки литосферной оболочки, кларковые отношения Mn/Fe в породах которой в среднем составляют 0,017. Главным итогом океанского рудогенеза является почти стократное увеличение роли Mn в ЖМК (Mn/Fe в среднем 1,44) [Металлогеническая карта..., 1998]. При этом надо учитывать, что Fe является обычным металлом в металлоносных гидротермальных излияниях и соответствующих сульфидных рудах. Fe отлагается в каналах излияний вплоть до их закупорки и прорыва в другом месте. Для Mn отложение в среде восстановленного флюида невозможно, хотя вполне вероятно, что в новом месте прорыва эти флюиды будут растворять ранее существовавшие здесь окисные отложения, которые и фиксируются в растворе как гидротермальная поставка. На примере Галапагосского спредингового центра, где была обнаружена гидротермальная активность с отложениями Mn “шляп” на поверхности гидротермальных холмов, по общему мнению рассматриваемых как доказательство гидротермального источника поставки этого металла, нам пришлось высказать альтернативную точку зрения о выщелачивании этого Mn из осадочной толщи [Базилевская, 1980], что детально рассмотрено ниже. Аналогичная ситуация может быть и в любом другом месте, где гидротермальные излияния также просачиваются через осадок.

Вообще проблема источников рудного вещества, связанного в ЖМО, сложнее, чем представляется сейчас. Она включает в себя не только непосредственную поставку металлов с терригенным сносом или гидротермальными системами, но и переотложение рудного вещества в геологической истории Мирового океана [Базилевская, 1997]. Подобную мысль высказывал и Н.М. Страхов при обсуждении проблемы источников металлов в конкрециях: “Специфичность пелагического конкрециеобразования в океанах не в источнике рудного вещества, а в обстановке рудообразования” [Страхов, 1976, с. 5]. Причем речь тогда шла о сходстве состава пелагических руд океанов и конкреций из бассейнов, лишенных каких-либо проявлений вулканизма.

В заключение хотелось бы подчеркнуть основную особенность ЖМО – геохимическую подвижность главного рудообразующего металла – Mn. Именно этим объясняется тот факт, что рудные корки в активных зонах океанского дна повсеместно отлагаются на молодых обнажениях коренных пород, не подверженных непосредственному влиянию гидротермальных растворов.

СОСТАВ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛОМНЫХ И РИФТОВЫХ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

Химические анализы ЖМО, приводимые в таблицах, выполнены методами “мокрой” химии (определения Fe, Mn_{вал} и Mn(II)) в аналитической лаборатории Геологического института РАН (аналитик М.И. Степанец); а также методом атомно-абсорбционной спектроскопии (Cu, Ni, Co, Zn, Pb, Li) в Институте океанологии РАН (аналитик Н.Н. Завадская). Для определения Mn(II) использован описанный выше метод десорбции, который оправдал себя в более поздних исследованиях [Челищев и др., 1992], где особо отмечено, что нерастворимость гидроксида MnO₂ в 1% серной кислоте подтверждена не только химико-аналитическим методом, но и методами рентгеновской дифрактометрии и микродифракции электронов.

Все данные химических определений малых элементов на приводимых ниже графиках были пересчитаны на содержание в граммах на тонну рудного вещества (Fe+Mn) по формуле:

$$\frac{n\% \cdot 100}{(\text{Fe} + \text{Mn})\%} \cdot 10^4, \text{ где } n - \text{содержание малых элементов или их}$$

сумма, в зависимости от смысла графика. Этот прием в данной работе обусловлен тем, что в некоторых ЖМО, особенно из рифтовых структур, общее содержание рудной фазы понижено за счет повышенного содержания литогенного компонента. Между тем основным носителем малых элементов является именно рудная фаза. Поэтому выявление истинного состава рудных фаз позволяет получать сопоставимые результаты для всех образцов, что имеет важное значение для генетических построений.

Нумерация исследованных образцов (в соответствии со станциями их отбора) начинается с номера рейса, далее идет буквенный индекс: S, G, L, I, V, обозначающий название научно-исследовательского корабля – соответственно “Академик Николай Страхов”, “Геленджик”, “Профессор Логачев”, “Академик Иоффе” и “Академик Сергей Вавилов”.

В этом разделе основное внимание уделено рудным отложениям, характеризующимся выраженными аномалиями в составе, отражающими вариации в среде их отложения. Как правило, причиной последних является снижение содержания кислорода в морской воде, что может быть следствием проявления эндогенной активности в условиях тектоно-магматической нестабильности, характерной для осевых зон спрединговых хребтов.

Ниже рассмотрены особенности Fe–Mn рудоотложения и состава корок в каждой исследованной разломной зоне, которые перечисляются по направлению с севера на юг.

РАЗЛОМНАЯ ЗОНА ЗЕЛЕНОГО МЫСА

Разлом Зеленого Мыса (или разлом $15^{\circ}20'$ с.ш.) привлекает внимание исследователей с 1967 г., когда он был открыт голландскими геофизиками. С тех пор здесь проходили многочисленные отечественные и зарубежные экспедиции, и этот район стал международным полигоном по изучению тектономагматических процессов в коре Атлантики.

Разлом относится к числу крупнейших трансформных разломов Атлантики, его протяженность превышает 2300 км, а амплитуда сдвига рифтовых сегментов САХ здесь составляет 195 км (см. рис. 5). Внутренняя структура разломной зоны сложная, меняющаяся по ее простиранию. Помимо осевого желоба, в ней располагаются менее протяженные трог, щели и гребни [Строевые зоны..., 1989].

В ряде экспедиций были получены свидетельства эндогенной активности: аномальный состав морской воды, признаки сульфидной минерализации пород, особенно проявленные в зоне сочленения разлома с южным сегментом рифтовой долины [Bougault et al., 1988; Rona et al., 1992; Шарапов и др., 1993]. Многие факты свидетельствовали о вероятности обнаружения здесь массивных полиметаллических сульфидных руд. Однако удача сопутствовала экспедиции на НИС “Профессор Логачев”, открывшей сульфидное поле в 30 км южнее разломной зоны в пределах батиметрической ступени восточной стены рифтовой долины. Успеху работ способствовало использование комплекса “Рифт”, оснащенного потенциометрическими зондами рН, Eh, ЕП (естественный электрический потенциал) и пр., буксировавшегося на расстоянии 30–40 м над дном. Именно аномалии среды позволили локализовать рамки этого поля с двумя активными гидротермальными излияниями типа “черных курильщиков” [Batuev et al., 1994; Krasnov et al., 1995].

В наших экспедициях: 3, 6 и 15-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” собрана представительная коллекция образцов ЖМО по всему профилю разломной зоны с различных морфотектонических структур и особенно детально – из зоны сочленения с южным сегментом рифта. Менее чем в 8 км от сульфидного поля были драгированы известняки, покрытые слоем до 3 мм ЖМО

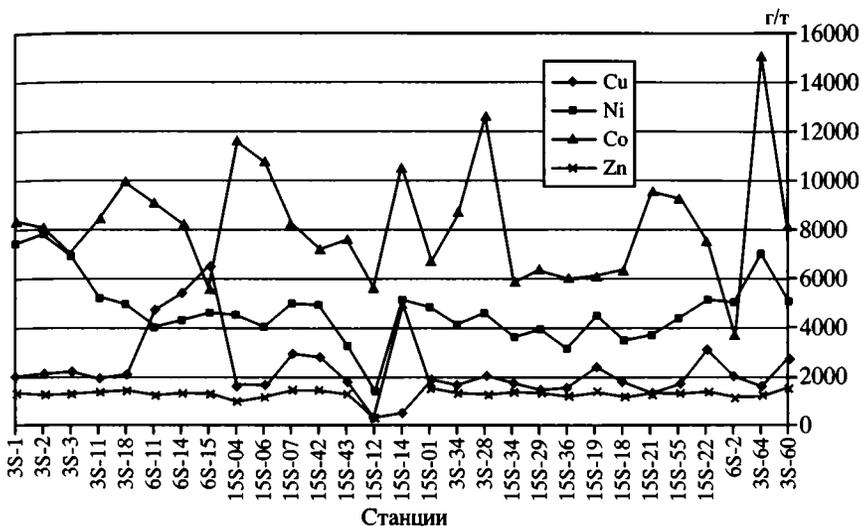


Рис. 6. Вариации содержания малых элементов в ЖМО разломной зоны Зеленого Мыса

(обр. 15S-12 и 15S-14), при этом отмечено, что окисное Fe–Mn оруденение проявлено здесь повсеместно и толщина рудных корок увеличивается по мере удаления к западу и востоку от этой зоны.

Набор определяемых элементов включал, как правило, Mn, Fe, Cu, Ni, Co и Zn, а также степени окисления Mn-фазы (табл. 9). Результаты анализов для малых элементов, приведенные в таблице, пересчитаны на суммарные содержания главных рудообразующих элементов (Mn+Fe) и выражены в граммах на тонну рудного вещества. На основании полученных данных построены графики (рис. 6). Несмотря на черты сходства химического состава корок, проявляющиеся в низких значениях Mn/Fe и низких содержаниях малых элементов, состав их варьирует. Особенно заметно это проявлено в группе образцов, обрамляющих описанное выше гидротермальное поле Логачев. В условиях гидротермальной активности рудоносные флюиды обогащены закисными формами Fe и других металлов, и это препятствует окислению близко расположенных гидроксидов Mn. Очевидно, с этим связано резкое снижение окисленности Mn в образцах 15S-12, 15S-14 и 15S-19, формирующихся вблизи гидротермальных полей.

То, что снижение окисленности Mn-фазы в ЖМО является важным индикатором эндогенной (гидротермальной) активности,

Таблица 9

Химический состав ЖМО разломной зоны Зеленого Мыса, %

Станция	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	MnO _n
	с.ш.	з.д.			
3S-1	16°12'	29°02'	4630-4800	2	1,9986
3S-2	16°08'	29°06'	4940-4800	24	1,9984
3S-3	16° 05'	29°05'	4830-4000	3	1,9985
3S-11	14°44'	42°29'	4950-4300	50	1,9769
3S-18	14° 38'	42°36'	4300-4050	72	1,9834
3S-28	15° 22'	44°59'	4020-3300	50	1,9821
3S-34	15° 00'	44°58'	3950-3460	0,5	1,9597
3S-60	15°17'	46°50'	3400-3370	30	1,9732
3S-64	15°23'	46°25'	3800-3500	22	1,9594
6S-11	14°31'	43°54'	2950-2900	15	1,9809
6S-2	15°04'	45°45'	2730-2700	10	1,9505
6S-11	14°31'	43°54'	2950-2900	12	1,9667
6S-14	15°07'	44°01'	3550-3480	18	1,9691
6S-15	15°0'	44°01'	5500	10	1,9698
15S-01	14°04'	44°54"	2400-2380	10	1,9738
15S-04	14°48'	44°06'	3700-3300	10	1,9784
15S-06	14°46'	44°19"	3500-2900	15	1,9777
15S-07	14°49'	44°22'	3400-3200	20	1,9829
15S-12	14°43'	44°53'	2000-1790	3	1,9011
15S-14	14°42'	44°53'	2000-1790	2	1,8799
15S-18	14°44'	45°12'	3300-3100	10	1,9647
15S-19	14°45'	45°08'	3400-3300	10	1,9063
15S-21	14°48'	45°16'	3260-3100	16	1,9691
15S-22	14°48'	45°20'	3300-3250	5	1,9681
15S-29	15°02'	45°07'	2750-2600	2	не опр.
15S-34	15°04'	45°00'	2800-2700	3	1,9461
15S-36	14°50'	45°07'	3000-2900	8	1,9627
15S-42	15°02'	44°40'	3300-2900	8	1,9501
15S-43	15°07'	44°41'	4450-4300	2	1,9596
15S-55	14°54'	45°16'	2900-2800	10	1,9712
19S-12	13°38,6'	45°16'	3300-2900	30	1,8335
9S-14	13°25'	44°55'	3400-3000	18	1,9520
9S-16	13°21,6'	44°57'	2900-2160	2	1,9295
9S-18	13°50,4'	44°36,3'	2400-2200	10	1,9795

Мп _{вал}	Fe	Си	Ni	Co	Zn	Pb
13,95	18,78	0,064	0,24	0,271	0,042	He опр.
12,21	16,36	0,061	0,222	0,26	0,037	He опр.
13,59	18,47	0,07	0,221	0,222	0,042	He опр.
12,97	22,54	0,069	0,184	0,301	0,051	He опр.
12,66	22,47	0,074	0,172	0,351	0,049	He опр.
11,73	25,48	0,076	0,172	0,473	0,05	He опр.
10,43	19,74	0,048	0,123	0,261	0,04	He опр.
11,94	20,44	0,088	0,161	0,262	0,048	He опр.
15,53	18,9	0,054	0,24	0,521	0,042	He опр.
12,66	23,69	0,214	0,163	0,264	0,041	He опр.
12,52	23,62	0,074	0,132	0,321	0,038	He опр.
10,81	22,15	0,156	0,131	0,302	0,038	He опр.
9,38	23,11	0,177	0,141	0,271	0,041	He опр.
10,25	22,54	0,213	0,152	0,184	0,044	He опр.
11,28	22,16	0,059	0,159	0,224	0,051	0,058
13,42	22,01	0,057	0,161	0,411	0,036	0,085
12,58	22,91	0,056	0,142	0,384	0,044	0,075
12,84	22,31	0,105	0,172	0,291	0,053	0,083
2,83	27,28	0,011	0,041	0,168	0,013	0,032
4,58	14,18	0,007	0,096	0,198	0,091	0,029
11,33	32,38	0,077	0,151	0,276	0,051	0,055
8,81	24,26	0,081	0,149	0,203	0,047	0,037
13,25	23,51	0,047	0,136	0,352	0,047	0,065
12,51	24,79	0,115	0,194	0,281	0,054	0,075
10,08	21,71	0,045	0,124	0,202	0,044	0,054
10,92	22,91	0,058	0,122	0,201	0,047	0,046
11,01	23,19	0,052	0,108	0,206	0,042	0,048
10,01	21,25	0,086	0,154	0,224	0,047	0,062
8,67	21,71	0,054	0,101	0,232	0,039	0,081
12,5	22,61	0,059	0,154	0,328	0,047	0,077
15,03	25,07	0,093	0,194	0,233	0,056	0,051
47,82	4,95	0,082	0,061	0,036	0,011	0,005
9,19	21,74	0,026	0,052	0,137	0,045	0,021
15,9	26,64	0,064	0,192	0,346	0,059	0,078

в практике наших исследований установлено давно [Базилевская и др., 1991], однако недавно впервые появилось экспериментальное его объяснение [Shippers, Jorgensen, 2001]. Оно сводится к тому, что окислителем пирита (FeS_2) в анаэробных условиях (восстановительная среда) является Fe(III) в присутствии MnO_2 . При этом Fe(III) восстанавливается до Fe(II) , которое вновь окисляется до Fe(III) за счет кислорода MnO_2 . Таким образом, можно объяснить восстановленность Mn-фазы в первично-окисных ЖМО, формирующихся вблизи гидротермальных источников.

Что касается корок из других отрезков разломной зоны, то вариации в их составе менее заметны, и в целом можно отметить закономерность связи между отношением Mn/Fe и степенью окисленности MnO_n . Как правило, последняя возрастает со снижением содержания Fe. Максимальными значениями Mn/Fe и MnO_n характеризуются корки, сформировавшиеся на литифицированных глинах склонов Зеленомысского поднятия в области перехода к абиссальной котловине, т.е. на максимальном удалении от САХ (образцы 3S-1, 3S-2 и 3S-3). Эти показатели постепенно и синхронно снижаются при приближении к рифтовой зоне.

Наиболее мощные корки подняты на восточном фланге разломной зоны, примерно в 130 милях от зоны сочленения с южным сегментом рифта. Толщина обр. 3S-18 составляла 72 мм, а обр. 3S-11 – 50 мм. По-видимому, это не предел, поскольку образцы представляли собой сколы с такого же рудного основания. Послойный анализ первой корки показал отсутствие заметных различий в составе по поперечному срезу (3 слоя). Она поднята с южного борта разлома, где возраст коры оценивается как поздний олигоцен–ранний миоцен. Вторая корка поднята в нескольких милях к северо-западу, состав ее сходен с первой. Учитывая медленные темпы роста гидрогенных корок Атлантики, оцениваемых в 1,3–2,5 мм/млн лет (Lalou et al., 1980), можно допустить, что процесс рудоотложения здесь насчитывает десятки миллионов лет, и его течение существенно не нарушалось на этом отрезке времени.

В целом, по мере приближения к гребню САХ состав корок закономерно изменяется – они становятся более железистыми, снижается содержание Ni.

В 60 милях от оси хребта на восточном продолжении пассивной части разлома было сделано меридиональное пересечение разломной зоны. Корки подняты с межразломного хребта (обр. 6S-11) и с северного борта разлома (обр. 6S-14 и 6S-15). При об-

щем сохранении тенденции изменения состава здесь неожиданно резко (в 3 раза) увеличивается содержание Cu. “Неожиданно”, потому что это происходит на фоне стабильных содержаний других малых элементов. Мощность корок 10–15 мм, они характеризуются легкостью и пористостью, напоминая шлаковидные образования. По-видимому, это следствие гидротермальной поставки Cu (возможно, выпадение при окислении плюма). Заметим, что в близлежащих от гидротермального источника окисных отложениях такого обогащения не отмечено.

В активной, межрифтовой части разлома ЖМО в целом характеризуются спокойным составом без выраженных аномалий. Среди них можно выделить обр. 3S-28, полученный с западного борта приразломной меридиональной депрессии. Эта корка, отложенная на базальте, представлена коралловидным наростом толщиной до 50 мм. Вблизи зоны сочленения разлома с северным сегментом рифта был поднят серпентинит с коркой толщиной 22 мм (обр. 3S-64). Она характеризуется повышенными содержаниями Mn, Ni и Co, однако это кажется несколько неожиданным, поскольку для формирования такой корки на океанском дне требуются миллионы лет, что едва ли возможно вблизи зоны молодого рифтового корообразования. По-видимому, это результат тектонической активности, вследствие которой данный фрагмент был привнесен извне.

Особого рассмотрения заслуживает район южного сочленения рифтового сегмента с разломной зоной, где было открыто поле сульфидных руд с активными излияниями гидротермальных флюидов. Местоположение станций драгирования, приведенное на схеме (рис. 7), позволяет проследить изменения в составе корок по двум пересечениям рифтовой долины САХ. Первое проходит непосредственно через зону сочленения (станции 15S-04, 15S-06, 15S-07, 15S-42, 15S-43, 15S-34, 15S-29 и условно 15S-55), второе – примерно в 20 милях к югу от зоны сочленения пересекает гидротермальное поле и рифтовую долину (станции 15S-12, 15S-14, 15S-19, 15S-21 и 15S-22). На графиках четко проявлено резкое снижение степени окисленности Mn и его содержаний на втором пересечении. Особенно существенны аномалии в составе образцов 15S-12 и 15S-14, непосредственно оконтуривающих сульфидное поле. В меньшей мере это проявлено в обр. 15S-19, поднятом с противоположной стороны рифтовой долины, где толщина корки достигает 10 мм и накопление малых элементов приближается к составу нормальных гидротермальных корок.

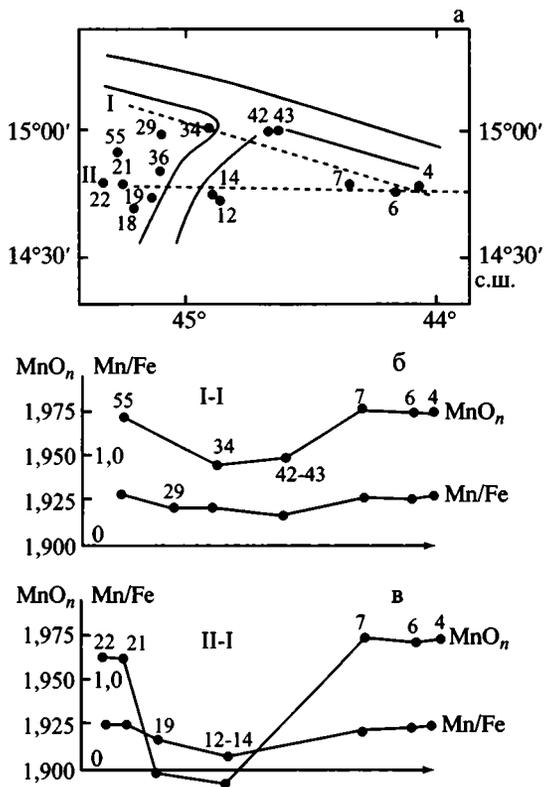


Рис. 7. Изменения в составе ЖМО по двум пересечениям (I-I; II-I) рифтовой долины вблизи разломной зоны Зеленого Мыса по станциям 15-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”

Интересно проследить кривую изменения содержания Cu — оно минимально в корках вблизи гидротермальных источников и увеличивается в более удаленных, но не всегда равномерно. По-видимому, это связано с особенностями придонных течений, транспортирующих гидротермальные плюмы.

Таким образом, аномалии в составе ЖМО, контактирующих с районом активного гидротермального поля, проявляются в резком снижении степени окисленности Mn-фазы и некотором снижении значения Mn/Fe . Эти показатели могут быть использованы в качестве индикаторов при поисках участков с современной гидротермальной активностью.

Следует также отметить, что мы не получили никаких свидетельств в пользу гидротермальной поставки Mn. Более того, от-

мечается обеднение этим элементом окисленных отложений вблизи активного поля, которое постепенно, по мере удаления от него, ослабевает и нормализуется на уровне средних значений для корок из разломной зоны.

ОБЛАСТЬ РАЗЛОМНЫХ ЗОН МЕЖДУ 12 И 14° С.Ш.

В этой области САХ пересекают разломы 13°35', Марафон и Меркурий. Общее смещение рифтовых отрезков САХ по этим разломам составляет 60–70 миль (рис. 8). По химическому составу существенные аномалии присущи всем коркам, поднятым из рифтовой долины (табл. 10, рис. 9). Поскольку характер изменений в составе корок различен, рассмотрим его последовательно, начиная с самого южного обр. 9S-98. Он поднят с медианного хребта вблизи зоны сочленения разлома Меркурий с южным сегментом рифтовой долины. Это – плотная слоистая корка до 30 мм толщиной. Аномалии ее состава выражены в пониженной степени окисленности Mn-фазы и некотором снижении суммы малых элементов по сравнению с близрасположенными (15–20 миль) образцами 9S-88 и 9S-99.

В северном сегменте рифта получен обр. 9S-84. Это молодое отложение (1–2 мм), отличающееся минимальными содержаниями малых элементов. Все другие показатели находятся в пределах обычных норм для Центральной Атлантики.

На западном борту рифтовой долины в 10 милях к северу от зоны сочленения с разломом Марафон получен обр. 9S-56, сложенный рыхлой коркой тощиной 3 мм с заметным снижением содержаний малых элементов. Особый интерес представляют образцы 9S-14 и 9S-16, поднятые из рифтовой долины в 30 милях севернее. Первый – с аномального блока в осевой части долины, второй – с западного борта долины. Расстояние между этими точками не превышает 5 миль, а различия в составе корок разительны. Обр. 9S-14 представлен крупнослоистой сажисто-черной, твердой, но легкой пористой коркой до 17 мм толщиной с рыхлыми оранжевыми примазками. Эта существенно Mn корка поднята без подстилающего субстрата, отношение Mn/Fe в ней 9,74 при резко пониженных содержаниях малых элементов. Существенно почти 50-кратное увеличение содержания Li по сравнению с обычными значениями для ЖМО, приводимыми в сводке Г.Н. Батурина [1986], полагающего, что механизм накопления Li в конкрециях преимущественно диагенетический. Между тем, на наш взгляд, аномалии в составе корки могут свидетельствовать о

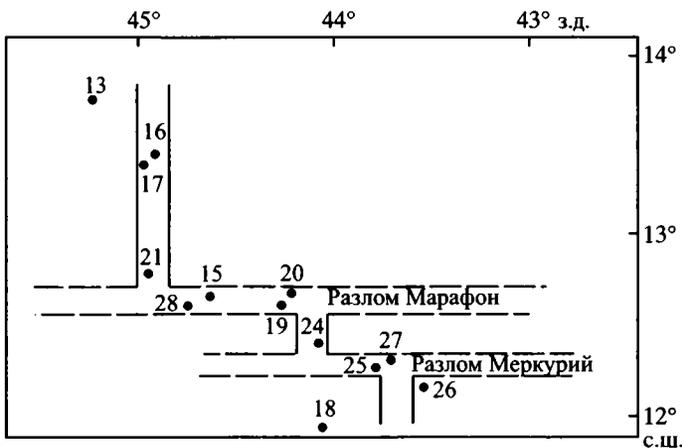


Рис. 8. Схема разломных зон между 12 и 14° с.ш. станциями драгирования корок в 9-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов"

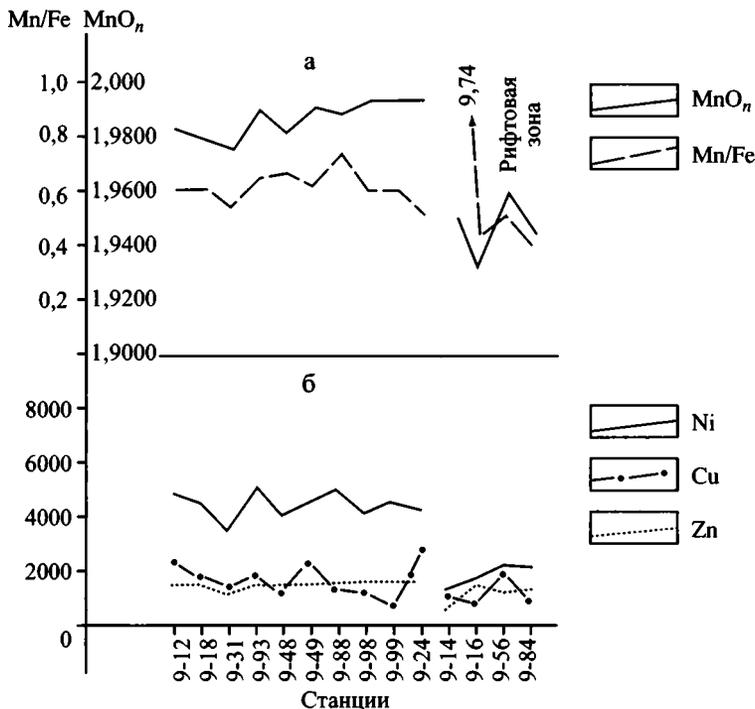


Рис. 9. Графики вариаций в отношениях Mn/Fe и степени окисленности гидроксидов Mn (а), а также в содержаниях малых элементов (б) в ЖМО из области разломов между 12 и 14° с.ш.

Таблица 10

Химический состав ЖМО из области разломов между 12 и 14° с.ш., %

Станция	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Mn _п	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	с.ш.	з.д.										
9S-24	12°38'	44°40'	4550–4200	40	1,9885	12,98	25,08	0,104	0,186	0,248	0,057	0,061
9S-31	12°41'	44°37'	3000–2900	10	1,9392	15,13	27,6	0,051	0,149	0,341	0,052	0,067
9S-48	12°35'	44°16'	3100–3050	8	1,9815	16,95	25,25	0,052	0,168	0,261	0,052	0,058
9S-49	12°42'	44°14'	3090–3060	40	1,9880	17,33	27,31	0,097	0,184	0,336	0,057	0,071
9S-56	12°49'	44°55'	3400–3300	3	1,9575	14,99	28,62	0,048	0,091	0,162	0,053	0,018
8S-84	12°24'	44°02'	3800–3600	2	1,9435	12,55	29,85	0,045	0,083	0,126	0,056	0,022
9S-88	12°17,6'	43°41,3'	2600–2300	11	1,9845	17,49	23,79	0,054	0,203	0,335	0,058	0,078
9S-93	11°58'	44°01'	2400–2200	10	1,9865	15,44	23,67	0,067	0,208	0,323	0,061	0,076
9S-98	12°07,2'	43°31'	3400–3000	30	1,9895	17,71	29,08	0,053	0,187	0,232	0,064	0,079
9S-99	12°19,5'	43°39'	2200–1800	5	1,9890	16,57	27,63	0,035	0,221	0,508	0,072	0,133
9S-12	13°38,6'	45°16'	3300–2900	30	1,8335	15,03	25,07	0,093	0,194	0,233	0,056	0,051
9S-14	13°25'	44°55'	3400–3000	18	1,9520	47,82	4,95	0,082	0,061	0,036	0,011	0,005
9S-16	13°21,6'	44°57'	2900–2160	2	1,9295	9,19	21,74	0,026	0,052	0,137	0,045	0,021
9S-18	13°50,4'	44°36,3'	2400–2200	10	1,9795	15,9	26,64	0,064	0,192,	0,346	0,059	0,078

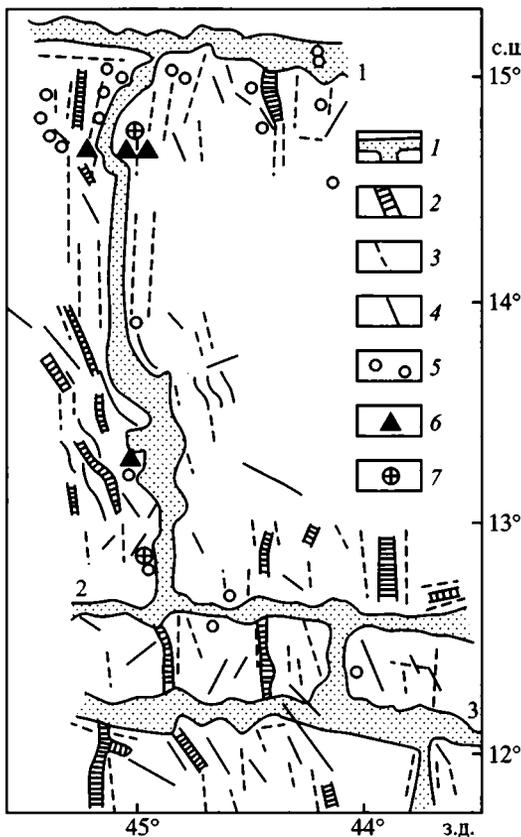


Рис. 10. Морфоструктурная схема участка Срединно-Атлантического хребта между разломами Зеленого Мыса (1), Марафон (2) и Меркурий (3) со станциями драгирования железо-марганцевых корок (основа по [Мазарович, 2000])

1 – рифтовая и разломная долины; 2 – депрессии; 3 – линейные горы, поднятия, гряды; 4 – положительные структуры косога простирания; 5 – станции драгирования; 6 – станции с корками аномального состава; 7 – гидротермальные сульфидные поля Логачев и Ашадзе

несомненном существовании поблизости активных гидротерм, однако едва ли эта корка сформировалась за счет гидротермальной поставки Mn, скорее она привнесена извне и испытала изменения в новой среде ее нахождения. На такой возможности остановимся ниже, при рассмотрении аналогичной корки, поднятой в зоне Сьерра-Леоне. Здесь же отметим, что на соседней ст. S9–16 поднятая корочка (1 мм) имела существенно железистый состав.

Заметим, что предположение о вероятности нахождения поблизости гидротермальных излияний было высказано за 10 лет до того, как было открыто гидротермальное рудное поле “Ашадзе” на 13° с.ш. между описанными станциями и ст. 9S-56 [Бельгенов и др., 2004]. По-видимому, вообще отрезок рифтового сегмента между разломами Зеленого Мыса и Марафон, схема которого приведена на рис. 10, имеет повышенную эндогенную активность.

Все другие образцы корок в этой области получены из разломных зон на их межрифтовых отрезках. Они характеризуются химическим составом, типичным для корок разломных зон САХ. Мощность их, как правило, выше, чем рудных отложений из рифтовых сегментов, что свидетельствует о стабильности тектоно-магматической обстановки, сохраняющейся на протяжении геологически длительных отрезков времени в разломных зонах.

РАЗЛОМНАЯ ЗОНА ВИМА

Разлом Вима протягивается примерно по 11° с.ш., длина его оффсета составляет 320 км. Дно разломной долины шириной от 10 до 20 км полностью перекрыто осадочным чехлом мощностью до 1000 м, вследствие чего представляет собой выровненную горизонтальную поверхность на глубине около 5000 м. В пределах разломной зоны развит протяженный медианный хребет, приуроченный к южному борту разлома и имеющий аномально большие высоты (до глубин 800 м). Исследования проводились на северном борту хребта на протяжении 130 км, причем почти все драгировки приурочены к нижней части склона (рис. 11, *a*), что важно учитывать при анализе рудогенеза, протекающего в условиях влияния осадочной толщи. Обычно ЖМО на склонах поднятий менее развиты, чем на их вершинах, однако на многих станциях профилей они достигают толщины более 20 мм.

Исследования с помощью подводного обитаемого аппарата “Наутилус” показали, что здесь вскрыт полный разрез океанической литосферы, включающий верхнемантийные ультраосновные породы, дайковый комплекс и пиллоу-базальты, находящиеся в правильной стратиграфической последовательности (Cannat et al., 1995). Это говорит о том, что хребет испытал высокоамплитудное поднятие. С другой стороны, по данным [Bonatti et al., 1993], на выровненной поверхности вершинной части хребта залегают отложения карбонатной банки, свидетельствующие о том, что вершина его некогда могла выступать над уровнем моря, а затем была погружена. Причем, как показывают палеонтологические данные, резкое опускание хребта началось 3 млн лет назад. Как видно, здесь имеет место высокая динамика вертикальных движений, что не могло не отразиться на Fe–Mn рудогенезе, особенно у подножия хребта, обнажавшегося при подъеме и перекрывавшегося осадком при опускании. Проведенные драгировки соответствуют именно этому интервалу геисторической нестабильности рудоотложения, и сформировавшиеся здесь

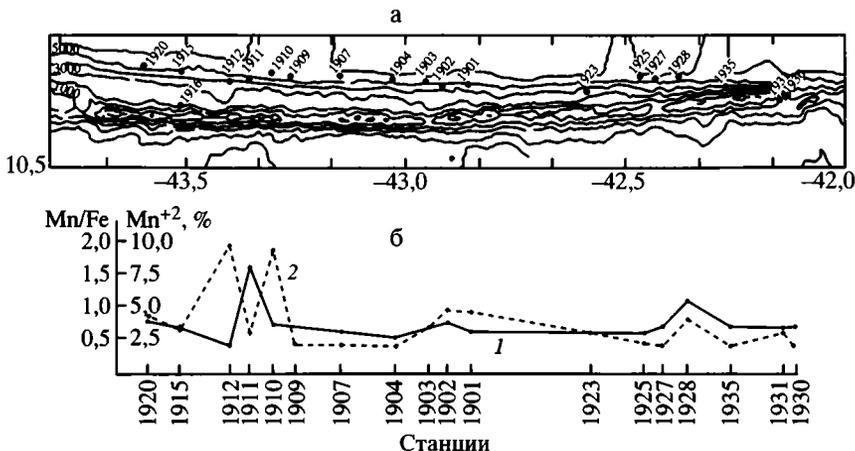


Рис. 11. Местоположение станций драгирования железо-марганцевых корок в разломной зоне Вима (а) и график изменения их состава (б)

1 – Mn/Fe, 2 – содержания Mn²⁺, % от валового Mn (19-й рейс НИС “Академик Николай Страхов”)

корки, по-видимому, не могут быть древнее первых миллионов лет, которыми датируются описанные события [Cannat, Seyler, 1995].

Результаты химического анализа ЖМО приведены в табл. 11 и на графике (рис. 12). Состав большинства поднятых корок на всем протяжении исследованного отрезка хребта довольно ровный, что свидетельствует об однообразии условий их отложения. Среднее отношение Mn/Fe в них составляет 0,63, среднее суммарное содержание малых элементов (Cu, Ni, Co, Zn) – 0,58%, что не выходит за рамки состава наиболее распространенных ЖМО из других разломных зон Атлантики. Исключение составляют рудные корки, поднятые на станциях 19S-10–19S-12 (рис. 11, б). Этот участок хребта находится напротив зоны сочленения северного сегмента рифта с разломной зоной. ЖМО здесь отличаются заметными вариациями в отношениях Mn/Fe, степени окисленности Mn-фазы, а также в составе малых элементов. Причем резкое увеличение Mn/Fe отношения в корках со ст. 19S-11 сопровождается снижением его на ст. 19S-12. Общим для всех станций является заметное снижение содержаний Pb и Co по сравнению с содержаниями их в других ЖМО этой разломной зоны. Вместе с тем корки со ст. 19S-11 характеризуются повышенными содержаниями Ni и Cu. Такое сочетание вариаций в составе ЖМО на

Таблица 11
Химический состав ЖМО разломной зоны Ви́ма, %

Станция	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	MnO _n	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	с.ш.	з.д.										
19S-01	10°41,2'	42°51,5'	4700-3900	6	1,9600	9,49	17,57	0,058	0,241	0,192	0,042	0,046
19S-02	10°41,3'	42°55,5'	4800-3700	4	1,9548	9,49	14,38	0,045	0,244	0,158	0,036	0,051
19S-03	10°41, 8'	42°57,3'	4950-4260	7	1,9673	11,03	17,44	0,055	0,208	0,162	0,051	0,074
19S-04	10°42,1'	43°02,Г	4900-4500	20	1,9800	11,01	19,81	0,069	0,116	0,192	0,052	0,071
19S-07	10°42,4'	43°08,9'	5100-4280	18	1,9793	11,56	20,09	0,064	0,177	0,187	0,046	0,074
19S-09	10°42,5'	43°15,5-	4900-4200	20	1,9800	11,97	18,97	0,078	0,218	0,239	0,046	0,068
19S-10	10°43,1'	43°18,3'	5000-4500	6	1,9082	10,45	15,62	0,141	0,228	0,031	0,059	0,005
19S-11/56	10°42,2'	43°21,2	4470-3700	35	1,9760	20,36	12,83	0,312	0,398	0,091	0,112	0,002
19S-11/74	10°42,2'	43°21,2'	4470-3700	22	1,9730	20,91	13,81	0,191	0,326	0,114	0,117	0,008
19S-12	10°42,1'	43°23,7'	4500-3700	2	1,9030	3,41	9,77	0,021	0,228	0,037	0,014	0,011
19S-15	10°42,9'	43°30,5'	4470-4200	7	1,9708	11,97	17,85	0,087	0,234	0,266	0,044	0,051
19S-15/66	10°42,9'	43°30,5	4470-4200	5	1,9694	10,45	16,18	0,071	0,244	0,211	0,048	0,055
19S-16	10°38,2'	43°30,8	3300-2800	30	1,9762	13,35	20,23	0,056	0,157	0,482	0,045	0,074
19S-20	10°45,1'	43°34,9	5000-4550	10	1,9652	13,49	17,72	0,061	0,252	0,261	0,042	0,065
19S-23	10°41,7'	42°35,1'	5200-4000	25	1,9738	9,91	17,37	0,109	0,183	0,274	0,043	0,065
19S-25	10°42,6'	42°28,2	5100-4850	30	1,9752	13,21	16,74	0,064	0,275	0,311	0,037	0,074
19S-27	10°42,3'	42°26,1'	5000-4500	30	1,9812	11,83	17,58	0,069	0,198	0,215	0,042	0,007
19S-28	10°42,4'	42°23,0'	5100-4500	22	1,9608	13,76	12,69	0,177	0,167	0,041	0,062	0,005
19S-30	10°33,1'	42°08,Г	3950-3480	30	1,9805	12,66	19,05	0,071	0,183	0,288	0,058	0,071
19S-31	10°39,1'	42°09,1'	3200-3150	3	1,9720	13,21	19,95	0,071	0,167	0,382	0,095	0,066
19S-35	10°41,0'	42°16,7	4000-3850	15	1,9785	13,49	20,51	0,057	0,193	0,257	0,052	0,084

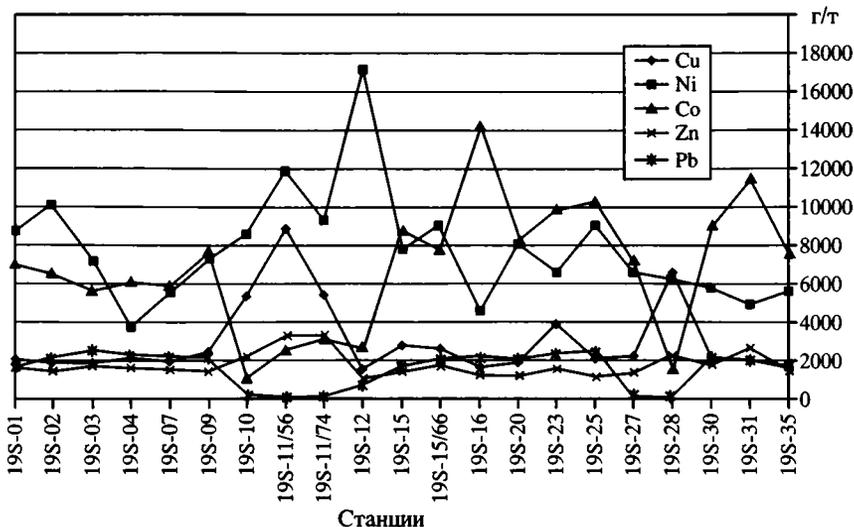


Рис. 12. График вариаций содержания малых элементов в ЖМО разломной зоны Вима

станции, где было поднято большое количество наиболее мощных корок (толщиной до 40 мм), несомненно, отражает особые условия их формирования. Полученные в экспедиции данные по вещественному составу пород хребта с учетом морфологии склонов позволили разделить исследованный отрезок хребта на несколько блоков, различающихся по строению. При этом оказалось, что ст. 19S-11 расположена на границе западного и центрального блоков. Характерная особенность центрального блока состоит в широком развитии метаморфических пород по ультрабазитам и габброидам, что может свидетельствовать о повышенной эндогенной активности в этой области хребта на различных уровнях литосферы, начиная с самых глубинных.

Таким образом, аномальный состав ЖМО на ст. 19S-11 согласуется с вероятностью эндогенной (возможно, гидротермальной) активности в этой зоне. Более того, можно утверждать, что эта станция маркирует центральную точку таких проявлений, поскольку на симметрично расположенных соседних станциях вариации в составе ЖМО однотипны. Прежде всего это пониженная степень окисленности Mn-фазы (Mn^{2+} – до 9,5%), что не исключает возможности ее миграции в более окислительные условия, которые имеют место на участке склона, где находится ст. 19S-11. В согласии с этим находится и тот факт, что мощные

рудные корки со ст. 19S-11 контрастируют с тонкими отложениями на соседних станциях. Рыхлые шероховатые с поверхности корочки на ст. 19S-10 и 19S-12 превращаются в плотные слоистые ботрийдальные корки на ст. 19S-11. Отметим также, что на ст. 19S-11 было поднято относительно много пелагических известняков, хотя глубина здесь близка к предельной глубине карбонатной компенсации (ГКК) [Металлогеническая карта..., 1998]. В процессе опускания хребта на этой границе могли происходить растворение карбонатов и относительное обогащение металлами рудных отложений. Обычно ГКК в пелагических областях океанского дна связывается с благоприятными факторами для рудоотложения [Аникеева и др., 2005]. В данном случае роль ее усугубляется тем, что процесс происходит на крутом склоне хребта, где гидроксиды могут “наползать” вверх по склону на так называемые “активные” поверхности. При этом происходит некоторое разделение между главными рудообразующими металлами – Mn и Fe в силу их разной геохимической подвижности, причем Mn-фаза может сохранять сопутствующие ей металлы – Cu, Ni и Zn. Таким образом можно объяснить особенности состава этих отложений.

По-видимому, специфика состава корок в этой зоне связана с комплексом факторов, среди которых помимо эндогенной активности следует учитывать и обстановку, в которой она проявляется. Предположительно очаг ее находится под осадочной толщей, что гасит ее поверхностные проявления.

Аналогичные ЖМО отмечены и на ст. 19S-28 с повышенными значениями Mn/Fe и резко заниженным содержанием Co и Cu, что четко выделяет эту станцию среди соседних (см. рис. 11, б и 12).

Представляет интерес сопоставление вещественного состава ЖМО на двух станциях одного интересекта через разломный хребет, заложенных на разных глубинах его склона – 19S-15 и 19S-16. Предельная глубина драгирования на первой станции на 1170 м больше, чем на второй. Это существенно сказывается на увеличении толщины корки, поднятой с меньшей глубины, а также на двукратном увеличении в ней содержания Co.

В заключение отметим, что проведенное исследование позволяет выделить две разновидности рудных отложений в разломной зоне Вима: нормальные, состав которых не выходит за рамки наиболее распространенных ЖМО других разломных зон Центральной Атлантики, и аномальные, впервые встреченные в данном разломе. Они характеризуются сочетанием повышенных значений Mn/Fe, повышенными содержаниями

Cu, Ni и Zn, резко заниженными содержаниями Co и Pb и варьирующими значениями степени окисленности Mn-фазы. Можно предполагать комплексное проявление ряда факторов, контролирующих рудогенез в зонах возможного проявления гидротермальной активности, ослабленной перекрывающей ее очаг осадочной толщей. При этом возможна мобилизация рудных металлов из осадка и возрастание роли Mn-фазы с сопутствующими металлами. Нельзя также исключить значение геологической истории развития самого поперечного хребта, особенно для нижней части его склона, являющейся объектом данного исследования.

РАЗЛОМНАЯ ЗОНА ДОЛДРАМС

Разлом Долдрамс – один из крупнейших разломов Центральной Атлантики, смещение рифтовых сегментов здесь составляет около 150 км. Исследования показали, что этот район испытал в раннем и среднем плиоцене интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся структурной перестройкой дна [Строение зоны..., 1991]. Амплитуды вертикальных движений трансверсивного хребта при этом превышали 1000 м. Есть свидетельства надводного происхождения отдельных фрагментов пород, драгированных с глубин 2500–3000 м. Сделан вывод о том, что на одном из этапов геологической истории эта область представляла собой архипелаг из нескольких островов.

Процесс Fe–Mn рудоотложения мог совпасть с началом структурной перестройки океанского дна, что датируется 3,2 млн лет назад. В настоящее время здесь широко распространены ЖМО разной мощности. Максимальной толщины (30–50 мм) корки достигают на флангах разлома в 30–60 милях от оси рифта.

На рис. 13 представлена схема разлома Долдрамс и помечены станции отбора проб. Результаты химического анализа приведены в табл. 12, а также на графиках (рис. 14). В целом состав корок типичен для гидrogenных отложений Атлантики – они умеренно обогащены малыми элементами, степень окисленности Mn-фазы колеблется в диапазоне 1,9500–1,9800, а отношение Mn/Fe – между 0,4–0,53. Исключение составляет обр. 6S-59, взятый с юго-восточного поднятия разлома вблизи зоны сочленения с южным сегментом рифтовой долины. Он представлен крупнослоистой выветрелой коркой толщиной до 25 мм и имеет существенно железистый состав (Mn/Fe – 0,18) при подчиненном содержании

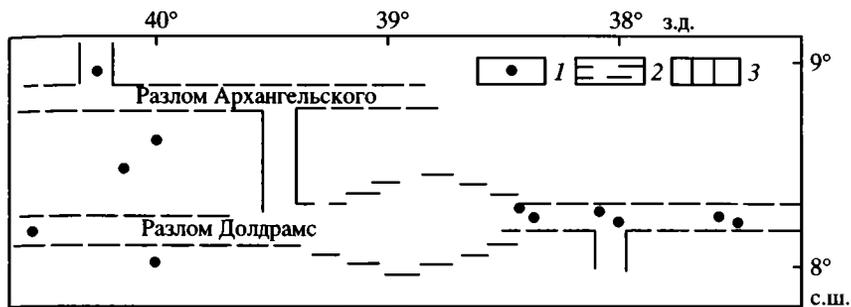


Рис. 13. Схема разломной зоны Долдрамс и прилегающих районов
 1 – станции отбора проб ЖМО, 2 – разломные зоны, 3 – рифтовые сегменты

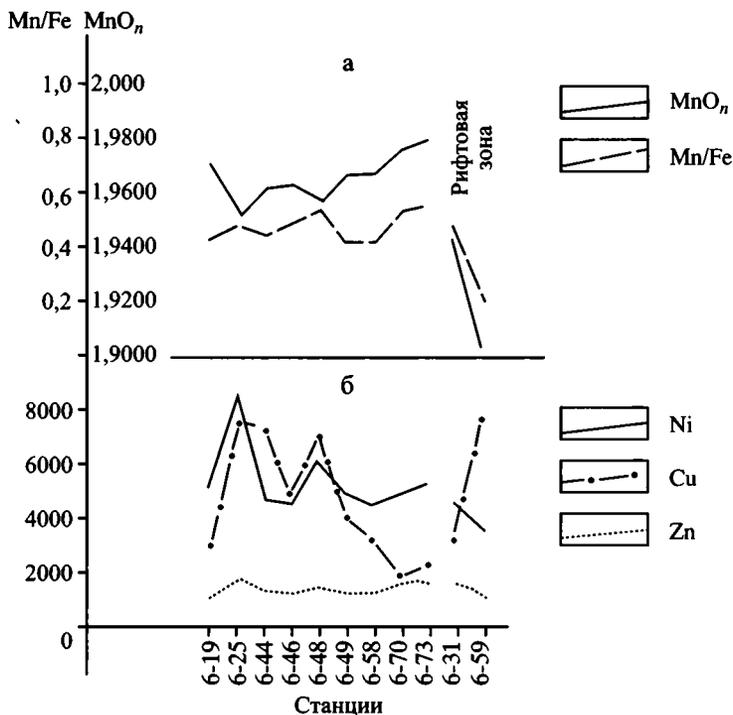


Рис. 14. График вариации отношений Mn/Fe, степени окисленности гидроксидов Mn (а) и содержания малых элементов (б) в ЖМО разломной зоны Долдрамс

Таблица 12

Химический состав ЖМО разломной зоны Долдрамс, %

Станция	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	MnO _n	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	с.ш.	з.д.										
6S-19	8°05,6′	40°40,7′	3100–2960	2	1,9675	9,62	21,87	0,107	ОБ165	0,273	0,043	0,067
6S-25	8°40,0′	30°00,7′	3100–2900	2	1,9500	10,04	21,05	0,235	0,261	0,242	0,059	0,065
6S-31	8°57,8′	40°16,3′	3100–3090	2	1,9392	8,61	20,03	0,082	0,134	0,142	0,043	0,054
6S-44	8°07,8′	40°34,8′	3700–3100	50	1,9631	9,64	21,22	0,221	0,145	0,167	0,042	0,056
6S-46	8°07,9′	40°14,0′	3100–2950	3	1,9601	11,24	23,11	0,169	0,154	0,234	0,046	0,063
6S-48	8°13,0′	37°27,0′	3900–3750	30	1,9539	10,86	21,05	0,224	0,196	0,273	0,049	0,065
6S-49	8°15,0′	37°27,0	4450	12	1,9666	9,07	21,74	0,127	0,157	0,225	0,039	0,069
6S-58	8°17,7′	38°04,0′	4600	10	1,9671	9,47	23,62	0,105	0,147	0,224	0,044	0,067
6S-59	8°15,0′	37°56,4	4650–4450	25	1,9008	4,28	23,96	0,206	0,131	0,087	0,032	0,051
8S-70	8°16,5′	38°19,4′	3900–3800	8	1,9760	12,53	24,68	0,063	0,179	0,232	0,056	0,078
9S-73	8°18,0′	38°22,0′	3850–3800	10	1,9789	12,71	23,55	0,074	0,187	0,266	0,053	0,073

заметно восстановленной Mn-фазы. Последнее соответствует ранее высказанному предположению о тормозящем влиянии Fe на окисление Mn гидроксидов. Аномалии в составе этой корки, возможно, связаны с эндогенной активностью, происходящей в зоне сочленения и имеющей, по-видимому, локальный характер, поскольку всего в 10 милях от этой станции с северного борта разлома был поднят образец 6S-58, не отличающийся от среднего состава других гидрогенных корок.

Менее выраженными аномалиями в составе характеризуется обр. 6S-31, поднятый со склона рифтовой долины вблизи ее южного сочленения с разломом Архангельского.

Все другие образцы Fe–Mn корок в описываемой области были получены из разломных зон на их межрифтовых отрезках. Они имеют типичный состав, характерный для гидрогенных корок Атлантики. Мощность их, как правило, выше, чем в рифтовых зонах. Их формирование происходит в более спокойной тектономагматической обстановке, сохраняющейся на протяжении геологически длительных отрезков времени.

ЗОНА ТЕКТОНИЧЕСКОГО НАРУШЕНИЯ СЬЕРРА-ЛЕОНЕ

Исследованный район в соответствии с описанием [Мазарович и др., 2001; Пейве и др., 2001; Пушаровский и др., 2002] характеризуется заметными аномалиями тектономагматической обстановки и геодинамического режима по сравнению с более северными районами САХ. Здесь нет собственно разлома Сьерра-Леоне, как это предполагалось ранее, а есть зигзагообразный изгиб, интерпретируемый как “нарушение” (рис. 15). Вообще в ряде публикаций отмечается уникальность в геологическом строении полигона Сьерра-Леоне, разделяющего резко различающиеся по структуре части срединного хребта, располагающиеся к северу и югу от него.

Севернее 7°10' с.ш. (разлом Богданова) располагается область САХ, расчлененная на фрагменты многочисленными и протяженными трансформными разломами. Южнее 5° с.ш. гребневая часть САХ представляет собой обширное плато, разрезаемое по центру узкой протяженной рифтовой долиной, которая испытывает несколько левосторонних смещений по сдвигам нетрансформной природы [Пейве, 2002].

Непосредственно к югу от нарушения Сьерра-Леоне находится глубочайшая рифтовая впадина (до 5 км) – впадина Маркова,

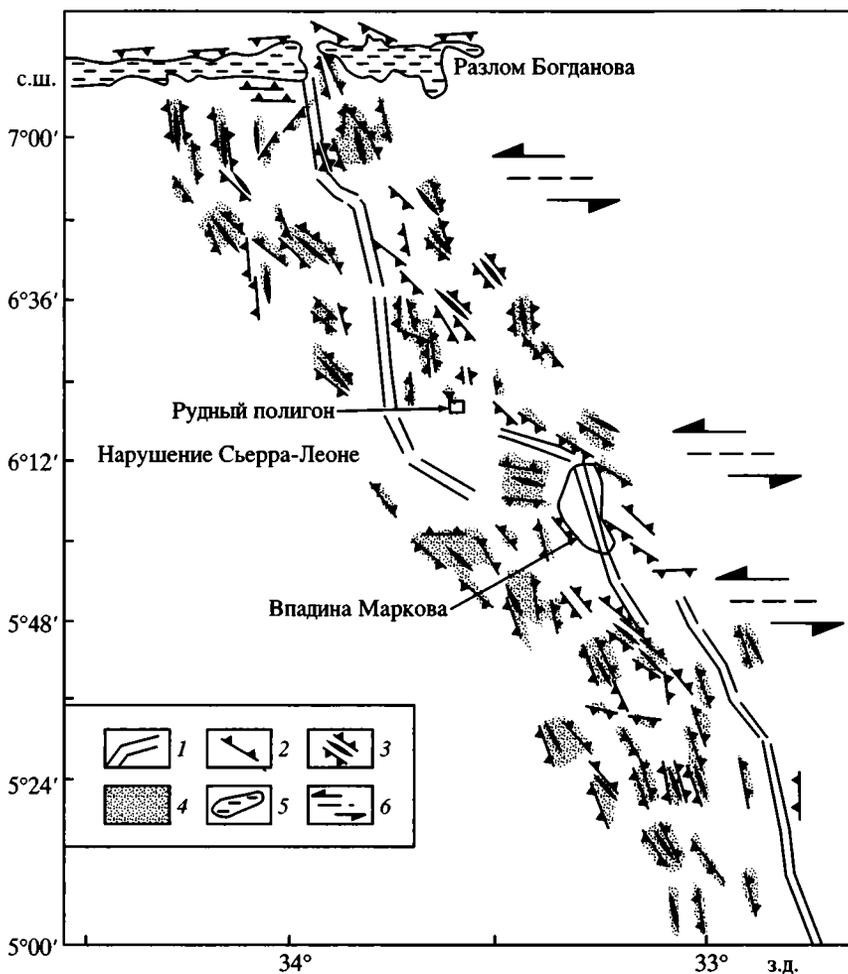
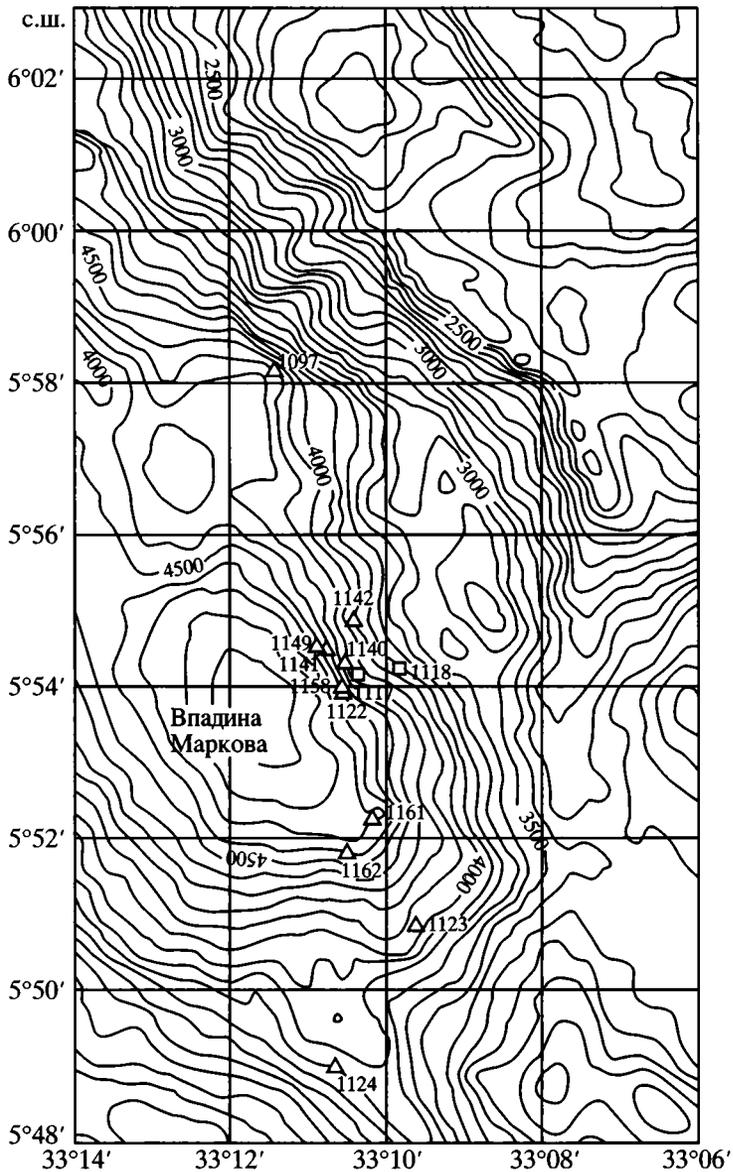


Рис. 15. Схема расположения сегментов рифтовой долины и других морфо-структур полигона Сьерра-Леоне

1 – рифтовая долина; 2 – тектонические эскарпы; 3 – оси рифтовых гор; 4 – горстовые структуры; 5 – долина разлома Богданова; 6 – оси нетрансформных смещений (основа по [Пейве, 2001])

разделенная на две части тектоническим порогом (рис. 16). Помимо впадины Маркова здесь выявлены еще 2 рифтовые впадины (5°46' и 6°41' с.ш.). Днища всех впадин заполнены толщей осадка до 40 м. По-видимому, здесь имел место значительный перенос осадка, связанный с геодинамическими причинами. Кроме



з.д.

Рис. 16. Батиметрическая карта впадины Маркова (полигон Сьерра-Леоне) с нанесением станций отбора проб ЖМО в рейсе 11L (основа по [Мазарович и др., 2001])

того, рифтовые сегменты смещены по нескольким левосторонним сдвигам относительно друг друга, и в целом имеют дугообразную, нетипичную для рифтов, конфигурацию. Наиболее распространенными породами на бортах впадин являются габброиды, измененные в условиях стрессового метаморфизма, затем – ультраосновные породы и незначительную часть составляют долериты и базальты. Предполагается, что глубинные породы были выведены на поверхность дна по плоскостям глубинных срывов. Из приведенного описания можно сделать вывод о несомненном проявлении в этой области крупных (возможно, катастрофических) тектономагматических событий в геологически недалеком прошлом.

С бортов впадины Маркова получены многочисленные гидротермально-измененные породы, а с основания ее восточного склона подняты фрагменты массивной медно-колчеданной руды. Это позволило предположить, что здесь имеет место гидротермальная активность с сульфидными постройками, и послужило причиной ее детального обследования. Плотность проведенных драгировок на восточном борту впадины была исключительно высокой. Достаточно сказать, что с площади около 1 км² при перепаде максимальных глубин драгирования 4450–4100 м было заложено не менее 10 станций, на которых драгированы фрагменты пород с Fe–Mn отложениями. Заметим, что сам факт наличия в основании впадины окисленных отложений указывает на отсутствие здесь в настоящее время гидротермальной активности. По-видимому, она прекратилась сравнительно недавно.

Результаты химического анализа, приведенные в табл. 13 и на рис. 17, свидетельствуют об отсутствии существенных аномалий в большинстве образцов, поднятых за пределами упомянутой впадины в северной части полигона, включая разлом Богданова (рис. 18). Важно отметить, что среднее отношение между двумя главными рудообразующими металлами (Mn/Fe) в корках, отложившихся вне сферы влияния гидротерм, равно 0,49, практически совпадает с отношением этих металлов в морской воде – 0,48 [Bruland, 1983], что является доказательством их существенно гидрогенного формирования, а точнее формирования за счет металлов морской воды.

Иная картина наблюдается южнее нарушения Сьерра-Леоне. Образцы из осевой части рифта и большинство образцов из впадины Маркова (табл. 14) показывают аномалии в составе, характерные для рудных отложений других сегментов рифтовых зон

Таблица 13

**Местоположение и химический состав ЖМО, драгированных между разломом Богданава
и тектоническим нарушением Сьерра-Леоне, %**

Станция	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	MnO _n	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	с.ш.	з.д.										
10I-02	7°02,9'	34°24,9'	2500	1	1,9442	11,82	20,72	0,092	0,315	0,25	0,078	0,009
10I-05	7°12,8'	34°21,1'	4000	4	1,9685	10,17	22,41	0,064	0,159	0,21	0,048	0,021
10I-09	7°06,9'	33°36,9'	3600	8	1,9791	12,93	22,82	0,049	0,152	0,47	0,051	0,084
10I-10	7°02,4'	33°40,6'	3000	10	1,9749	11,93	22,39	0,054	0,169	0,29	0,056	0,062
10I-11с	7°17,6'	33°59,1'	3400	10	1,9500	10,39	20,16	0,051	0,154	0,25	0,045	0,068
10I-11т	7°17,6'	33°59,1'	3400	10	1,9826	13,81	27,31	0,055	0,198	0,54	0,053	0,081
10I-12	7°02,5'	34°15,9'	3000	7	1,9743	10,89	21,28	0,046	0,159	0,35	0,042	0,068
10I-16	6°36,9'	34°05,7'	2800	2	1,9770	11,28	21,28	0,044	0,166	0,34	0,058	0,068
10I-29	6°37,6'	33°08,9'	3300	3	1,9745	12,93	22,96	0,041	0,181	0,42	0,051	0,084
10I-30	6°38,7'	33°03,5'	3200	10	1,9695	11,44	22,41	0,097	0,188	0,38	0,052	0,074
22S-35	6°33,1'	33°27,5'	2150	3	1,9765	14,85	26,36	0,061	0,221	0,45	0,069	0,136
10I-41	5°48,1'	33°05,7'	4000	0,5	1,1047	5,19	8,39	0,032	0,225	0,01	0,014	0,009
10I-43	5°52,3'	33°19,9'	4650	0,5	1,6591	1,32	14,01	0,284	0,029	0,01	0,106	следы
10I-45	5°02,5'	32°45,7'	3300	1	1,9830	5,22	11,21	0,025	0,056	0,08	0,064	следы
10I-46	5°03,1'	32°53,0'	2400	5	1,9778	9,91	22,96	0,046	0,141	0,32	0,058	0,059
10I-55	5°23'	32°50,6'	3800	1	1,8452	2,86	17,34	0,01	0,018	0,02	0,02	0,007
10I-57	5°36,5'	33°11,5'	2850	20	1,6701	10,73	32,99	0,058	0,104	0,34	0,063	0,044
10I-60	5°50,7'	33°13,8'	3600	0,1	1,7204	10,45	27,96	0,032	0,073	0,17	0,043	0,048
10I-63	5°54,5'	33°10,0'	3900	0,1	1,4780	2,15	20,13	0,017	0,056	0,04	0,037	0,007
10I-68	5°54,7'	33°10,8'	4680	0,1	1,9064	2,99	10,16	0,02	0,04	0,08	0,013	0,007
10I-69	5°54,6'	33°09,8'	3800	2	1,9297	12,66	27,96	0,035	0,071	0,26	0,052	0,06
10I-71	5°57,2'	33°31,3'	2800	2	1,9340	14,86	23,77	0,043	0,186	0,56	0,088	0,19

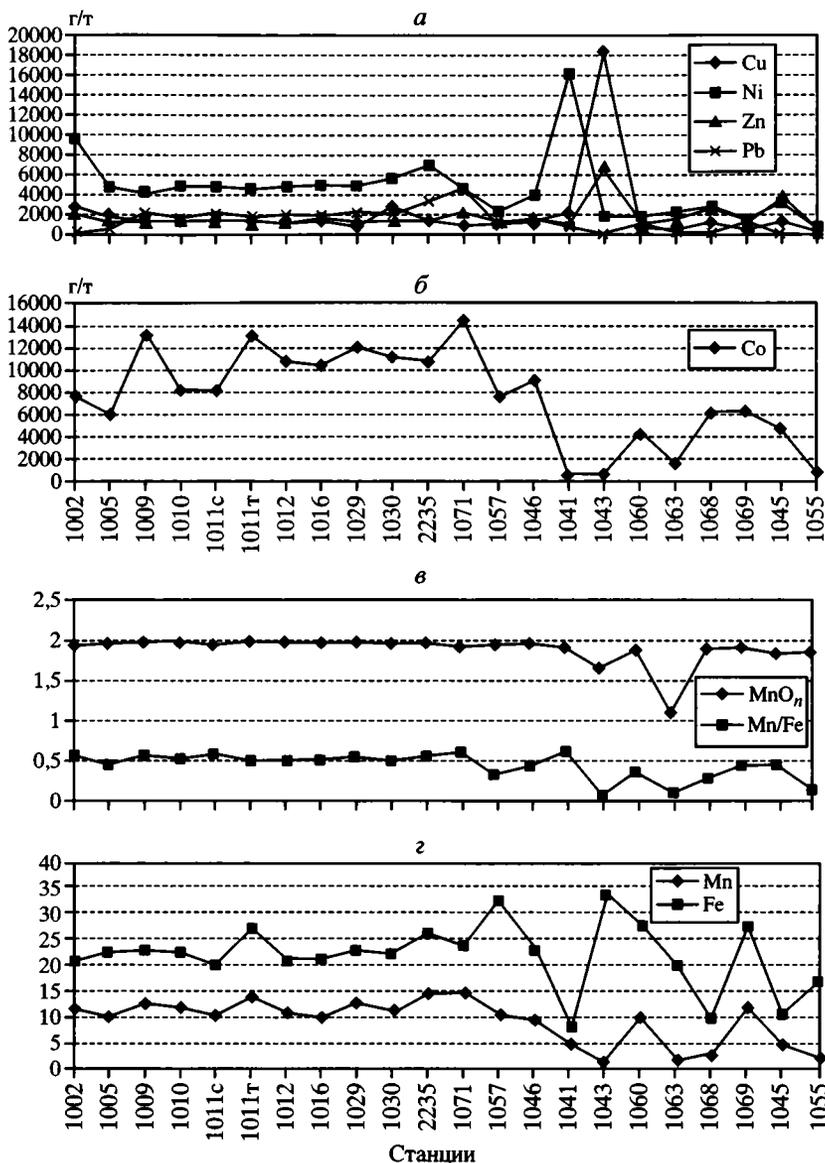


Рис. 17. Вариации состава ЖМО по станциям полигона Сьерра-Леоне, драгированных в 10-м рейсе НИС “Академик Иоффе”. а, б – содержание малых элементов в рудной фазе корок, г/т; в – отношения O/Mn и Mn/Fe в корках, г – содержание Mn и Fe, %

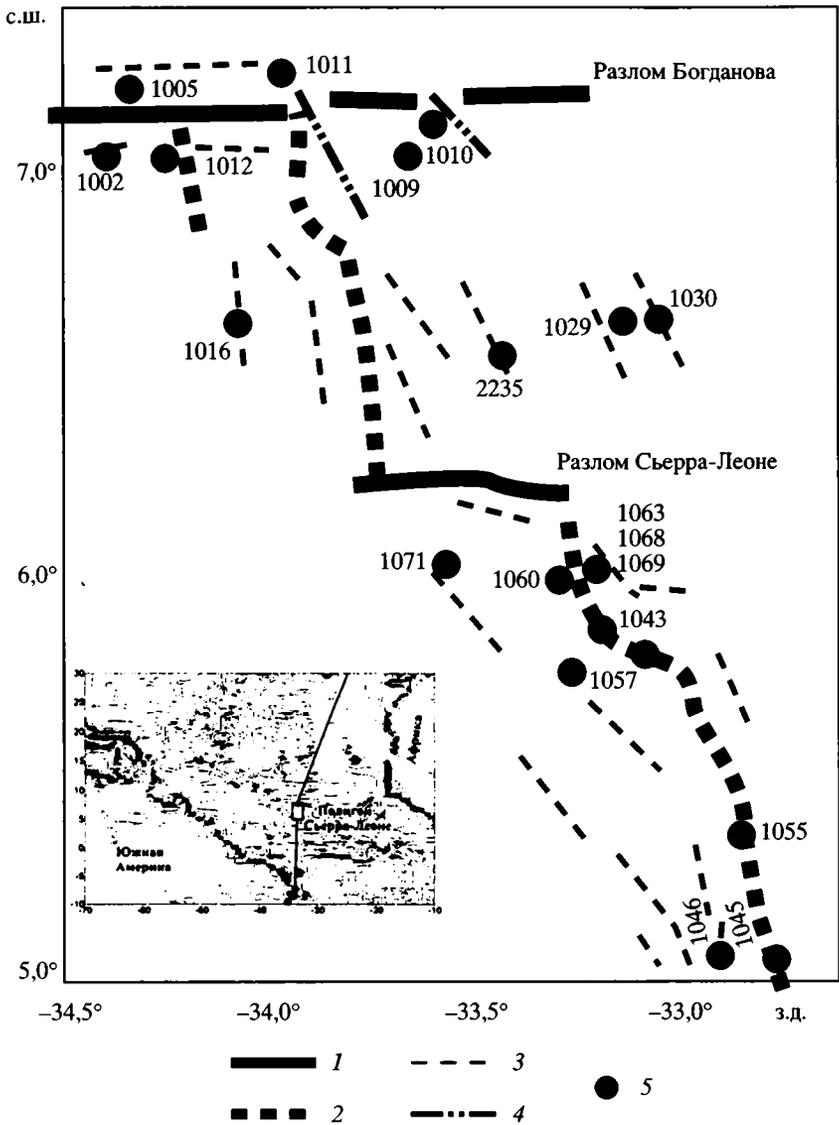


Рис. 18. Схема полигона Сьерра-Леоне с нанесением станций отбора ЖМО в 10-м рейсе НИС "Академик Иоффе"

1 – разломы, 2 – рифты, 3 – оси хребтов, 4 – неовулканические поднятия, 5 – местоположение станций

Таблица 14

Местоположение и характеристика ЖМО из района впадины Маркова (нарушение Сьерра-Леоне)

Образец	Координаты		Максимальная глубина драгирова- ния, м	Субстрат	Толщина корки, мм	Местоположение
	с.ш.	з.д.				
10I-97/37	5°58,2'	33°11,4'	4200	Перидотит	0,2	Северо-восточный борт впадины Маркова
11L-11	5°59,4'	33°18,1'	3700	Троктолит	0,5	Северо-западный борт впадины Маркова
11L-12	5°57,67'	32°17, 9'	4000	Базальт	0,1	—
11L-17	Впадина Маркова		4100	Габбро	0,1	Восточный борт впадины Маркова
11L-18	5°54,2		3900	—	0,1	—
1L-22	Впадина Маркова		4450	—	0,1	Восточный борт впадины Маркова вблизи зоны тектонических деформаций и метасо- матоза
11L-23	5°50,8	33°09,8	3950	Габбро	0,1	Юго-восточный борт впадины Маркова
11L-24	5°40,0	33°10,8	3700	Перидотит	0,5–1	Западный борт рифта к югу от впадины Маркова
11L-40	Впадина Маркова		4200	Габбро	0,1	Восточный борт впадины Маркова
11L-41		—	4300	Базальт	0,1	Восточный борт впадины Маркова вблизи зоны тектонических деформаций и метасо- матоза
11L-42	5°55,7	33°10,7	3950	Габбро	0,1	Восточный борт впадины Маркова

Таблица 14 (окончание)

Образец	Координаты		Максимальная глубина драгирования, м	Субстрат	Толщина корки, мм	Местоположение
	с.ш.	з.д.				
11L-49	Впадина Маркова		4450	Габбро	0,1	Восточный борт впадины Маркова вблизи зоны тектонических деформаций и метасоматоза
1L-49/53	—		4450	Без субстрата	10–15	—
11L-53	—		4450	Габбро	0,1	Восточный борт впадины Маркова
1L-61	5°52,3	33°10,2	4650	Перидотит	0,1	Восточный борт впадины Маркова вблизи зоны тектонических деформаций и метасоматоза
11L-62	5°51,8	33°10,4	4550	Хлоритовый сланец	0,1	Юго-восточный борт впадины Маркова
17V-10	5°49,3	33°10,0	3850	Габбро	0,5–1	Восточный борт рифта южнее впадины Маркова
17V-12	5°47,4	33°10,2	3300		0,2–0,7	Западный борт рифта южнее впадины Маркова
17V-13	5°47,6	33°09,4	3470	—	0,7	То же

Таблица 15

Химический состав ЖМО из района впадины Маркова

Станция	MnO _n	Mn _{вал}	Fe	Si	NI	Co	Zn	Pb
11L-12	He опр.	1,21	4,83	0,017	0,047	0,036	0,024	0,043
11L-18	He опр.	0,54	5,27	0,016	0,043	0,113	0,029	0,043
11L-22	He опр.	3,12	8,36	0,011	0,038	0,049	0,016	0,090
11L-42	He опр.	5,78	11,40	0,012	0,057	0,085	0,018	0,109
11L-53	He опр.	1,42	4,79	0,067	0,01	0,013	0,022	0,04
11L-61	He опр.	1,76	3,27	0,013	0,163	0,042	0,004	0,009
11L-63	He опр.	4,79	14,38	0,018	0,033	0,072	0,021	0,015
11L-10	1,7540	2,03	8,60	0,004	0,112	0,011	0,018	0,0001
11L-11	1,9153	9,8	20,46	0,025	0,072	0,147	0,041	0,068
11L-17	1,4290	1,26	8,01	0,015	0,023	0,018	0,014	0,039
11L-23	1,7540	1,87	5,71	0,013	0,038	0,035	0,014	0,003
11L-24	1,9401	12,01	22,50	0,016	0,074	0,197	0,036	0,003
11L-40	1,8386	4,3	12,24	0,016	0,041	0,077	0,015	0,045
11L-41	1,9270	10,5	18,45	0,023	0,068	0,136	0,032	0,0001
11L-49	1,9394	27,25	5,13	0,525	0,078	0,001	0,209	0,003
11L-49/53	1,9824	48,42	3,74	0,007	0,194	0,011	0,515	0,0001
11L-62	1,9434	11,65	22,90	0,017	0,080	0,230	0,358	0,051
17V-10	1,6449	1,07	2,54	0,0045	0,0060	0,0020	0,0064	<0,005
17V-12	1,9323	8,72	26,20	0,0350	0,0870	0,3000	0,0414	<0,005
17V-13	1,8700	6,46	20,40	0,220	0,3760	0,1600	0,0310	<0,00
Ультрасосновные породы – подложка ЖМС (валовые содержания)								
10I-97	Нет	0,05	5,44	0,001	0,217	0,0195	Сл.	4,3
11L-24	—"	0,04	5,40	0,0005	0,194	0,0159	—"	2,9
16S-07	—"	0,04	5,22	<0,0005	0,241	0,0159	—"	2,9

САХ (табл. 15, рис. 19). Вместе с тем во впадине Маркова встречены отдельные образцы с необычным составом.

Интерес представляет обр. 10I-43, поднятый из этой впадины, характеризующийся существенно железистым составом с повышенными содержаниями Cu и Zn, пониженными – Ni и следовыми – Co и Pb. Такой состав корки, впервые встреченный в рифтовых сегментах САХ, однозначно свидетельствует о формировании ее под непосредственным воздействием гидротермального флюида с Fe–Cu–Zn минерализацией. По-видимому, эта корка находится в приграничной зоне геохимического барьера, где восстановительная среда, создаваемая гидротермальным излиянием, гасится высокоокислительной средой морской воды. Она поднята с максимальной глубины – 4650 м, что на 50 м выше, чем глубина, откуда были подняты фрагменты медно-колчеданной руды. Место поднятия находится примерно в 2,3 милях южнее точки с сульфидными рудами (ст. 10I-32: 5°54,6' с.ш.; 33°10,4' з.д., 4700 м). По существу, это первичное окисное отложение, возможное в таких условиях. Однако нельзя исключать принципиально иного способа образования такой корки и рассматривать ее как начальную стадию окисления собственно сульфидной руды и образования окисленного околосульфидного металлоносного осадка. На эту мысль наводят повышенные содержания Cu и Zn, что не характерно для всех ЖМО разломных и рифтовых зон Центральной Атлантики [Базилевская, Сколотнев, 2001], а также для других ЖМО этого района, в которых обычно среди малых элементов преобладают Ni и Co. Еще одной особенностью описываемой корки является сильная восстановленность Mn-фазы, содержащей треть всего Mn в форме Mn(II). На рис. 19 степень окисленности Mn-фазы сопоставляется с отношением Mn/Fe и, как видно, эти показатели хорошо коррелируют друг с другом. Иными словами, чем выше содержание Fe, тем ниже степень окисленности Mn-фазы.

Заметим, что возможность восстановления твердой фазы гидроксида MnO_2 в среде морской воды имеет довольно широкий диапазон, поскольку гидроксид Mn способен, постепенно восстанавливаясь, формировать нестехиометрические твердофазные соединения типа $nMnO \cdot MnO_2 \cdot mH_2O$, в которых связанный Mn(II) может количественно преобладать над MnO_2 (например, гидрогаусманит, предельно восстановленный окисный Mn-минерал, имеет формулу $2MnO \cdot MnO_2 \cdot mH_2O$). Примером подобных сильно восстановленных по Mn, но в целом окисленных ЖМО, являются рудные корочки со станций 10I-43 и 10I-63.

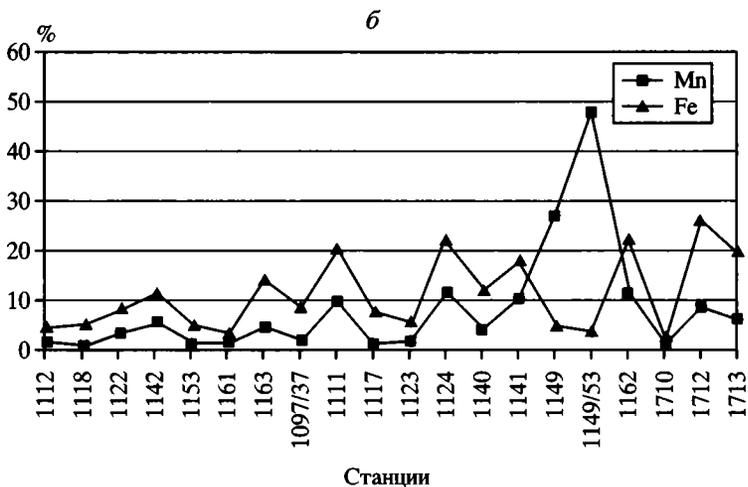
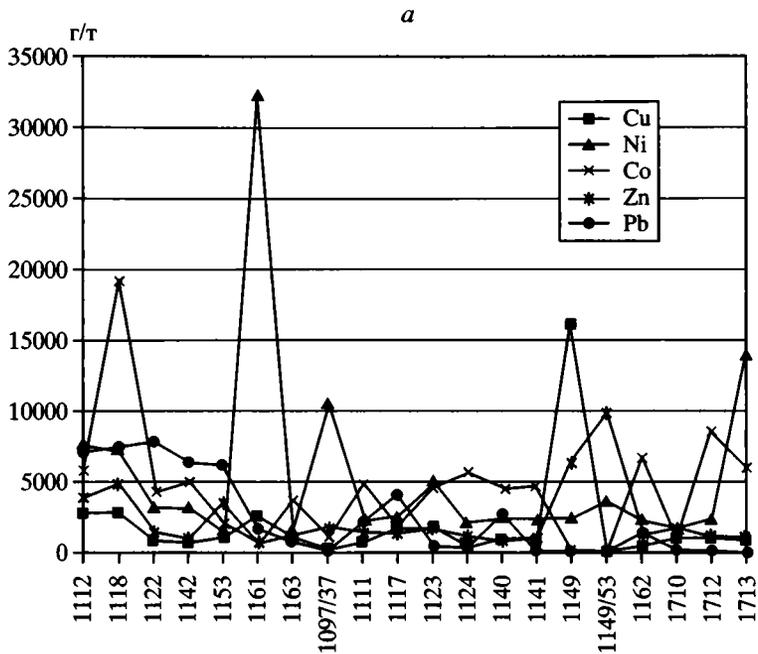


Рис. 19. Вариации содержания малых элементов (а) и содержания Mn и Fe (б) в ЖМО из впадины Маркова (рейс 11L)

Примерно в 6,5 милях южнее ст. 10I-43 находится ст. 10I-41, приуроченная также к рифтовой впадине Маркова, но расположенная по другую сторону разделяющего впадину тектонического барьера на глубине 4000 м. Состав пленки, покрывающей габбро, отличается от описанной, отложенной на базальте, резко повышенными содержаниями Ni при низких содержаниях других малых элементов, включая Cu и Zn. Mn-фаза здесь также в значительной мере восстановлена – 9,63% Mn(II).

Аналогичный состав имеют рудные отложения на станциях севернее (ст. 10I-97) и южнее (ст. 11I-16 и 17I-13) основания впадины Маркова. Причем эти образцы, как видно по их номерам, получены в разных рейсах, что усиливает достоверность отмечаемых аномалий по Ni, а они достигают 3% состава рудного вещества. Такое накопление Ni в молодых Fe–Mn отложениях при рифтовой зоне могло произойти только при наличии высоких концентраций этого металла в растворе, в котором происходило формирование корок.

Известно, что первичная никеленосность вплоть до образования месторождений может иметь магматогенное происхождение. Особенно богаты Ni ультрабазитовые породы. В породах, на которых отложены изученные пленки, содержания Ni доходят до 0,25% (табл. 15), но связать выявленные аномалии с гидротермальным выщелачиванием ультрабазитов не позволяет тот факт, что в ранее изученных нами аналогичных отложениях Центральной и Южной Атлантики подобных аномалий не встречено. Кроме того, во всех известных на сегодняшний день гидротермах фиксируются устойчиво низкие содержания Ni, не характерен он и для сульфидных отложений [Бутузова, 1998]. Между тем в конкрециях некоторых богатых рудных полей Тихого океана содержания Ni иногда достигают 2–3%, но такое накопление происходит геологически медленно путем сорбции из осадка в процессе диагенеза. Можно предположить, что в нашем случае сорбционное накопление Ni произошло быстро, а это возможно только при высоких концентрациях сорбента (Ni) в растворе. На наш взгляд, образование таких растворов (гидротермальных) могло произойти в результате падения астероида на океанское дно в этом районе. Известно, что железные метеориты содержат до 30% Ni. Это спровоцировало активизацию магматизма и сопутствующую гидротермальную деятельность, вынесшую никеленосные растворы на поверхность дна.

Произошло это событие, по-видимому, геологически недавно. Об этом свидетельствуют сохранившаяся деформация рифто-

вых сегментов, их кулисообразное полукруглое, местами как бы разорванное, положение, по форме напоминающее фрагменты импактных кольцевых структур (см. рис. 15).

Но вернемся к впадине Маркова. Здесь наряду с многочисленными существенно железистыми тонкими окисными отложениями в одной из драг был получен образец, представленный существенно Mn коркой толщиной до 15 мм (ст. 111-49). Она оказалась нетипично легкой, крупнослоистой и пористой, несущей явные признаки выщелачивания. Заметим, что в той же драге подняты метасоматиты с тонкой вкрапленностью сульфидов по всему объему [Пущаровский и др., 2004]. Формирование мощной окисленной корки по сульфидосодержащим породам в рифтовой зоне едва ли возможно. Наиболее развитые здесь ультраосновные породы содержат следовые количества Mn (0,04–0,05%) и не могут быть его источником. Как уже отмечалось, эта корка, не имеющая подстилающего субстрата, привнесена извне, возможно, вследствие осыпи с вершины крутого борта впадины или из более отдаленного района, что нельзя исключать в условиях интенсивных тектонических деформаций, характерных для этой зоны. По-видимому, это событие произошло ранее, о чем свидетельствует специфика состава корки, подвергшейся воздействию гидротермально измененной среды, в которой она первоначально могла оказаться. Важно отметить высокую степень окисленности гидроксида Mn (1,9824). Возможно, это связано с десорбцией Mn^{2+} при проработке корки разбавленным морской водой гидротермальным флюидом с ослабленными восстановительными свойствами, но сохранившим кислый характер. Особенностью этой корки являются повышенные содержания Zn, Ni и Li на фоне минимальных значений других малых элементов. Подчеркнем, что именно высокая плотность драгировок на малой площади позволяет исключить возможность образования мощной окисленной корки *in situ* среди тончайших пленок существенно Fe состава.

Создается впечатление, что впадина Маркова аккумулирует на своем дне самые разнообразные рудные фрагменты, образование которых *in situ* невозможно. По-видимому, это связано с высокой геодинамической неустойчивостью окружающего ее района и активной гидродинамикой течений над впадиной.

В заключение отметим, что исследование особенностей состава Fe–Mn отложений, формирующихся в непосредственной близости от места обнаружения фрагментов сульфидной руды во впадине Маркова, свидетельствует либо о слабой интенсивности, либо об отсутствии здесь современной гидротермальной активности.

Крупнейшая демаркационная разломная зона Романш, разделяющая Центральную и Южную Атлантику, имеет сложное строение и различную геологическую историю разных частей [Пушаровский, 1995].

Проведенные в трех рейсах драгировки охватили значительную часть разлома (около 800 км) и позволили собрать богатую коллекцию ЖМО (более 40 образцов). Сделано несколько поперечных сечений разломной зоны Романш через молодые и более древние структуры. На схематической карте разломной зоны (рис. 20) показано расположение станций отбора проб ЖМО, состав которых приведен в табл. 16.

В 13-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” образцы ЖМО получены с северного поперечного хребта в районе, расположенном против зоны сочленения с южным сегментом рифтовой долины САХ. Это плотные слоистые корки на базальтах толщиной до 15 мм, состав их типичен для гидrogenных отложений, формирующихся в спокойной обстановке океанского дна. Относительно малые глубины привершинных участков склонов благоприятны для накопления Со в ЖМО, и здесь отмечено максимальное его содержание (0,91%). Послойный анализ корки 13S-06 показал увеличение содержаний Со к ее основанию, в том же направлении увеличивается степень окисленности Mn-фазы. В целом ЖМО здесь несколько богаче малыми элементами и отношения Mn/Fe в них выше, чем в аналогичных корках более северных приэкваториальных разломов САХ. Вблизи зоны сочленения, с западного (обр. 13S-13 и 13S-14) и восточного (13S-11) бортов рифтовой долины драгированы корки, сложенные рыхлым пористым рудным веществом толщиной 1–10 мм, отложенные на базальтах. Состав их отличается обогащенностью Fe (в 3–4 раза), обедненностью малыми элементами (в 5–6 раз) и большей восстановленностью Mn-фазы. Столь резкое изменение состава на расстоянии 50 миль свидетельствует о возможной эндогенной активности в этой зоне.

В 16-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” ЖМО подняты с различных структур этого трансокеанского разлома между 15°17' и 20°36' з.д. (25 станций). В целом состав полученных корок (табл. 16) указывает на существенно гидrogenное их формирование и не несет явных признаков гидротермального влияния. Главной особенностью состава является обогащенность Ni в ряде образцов, приуроченных к зоне поперечных нарушений на 26° з.д.

Таблица 16

Химический состав ЖМО из разломной зоны Романш, %

Станция		Координаты		Глубина, м,	Толщина корки, мм	MnO _n	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
		с.ш.	з.д.										
13S-06 конкре- ция	верх	0°22'	17°02'	2700–1000	0–5	1,9900	20,87	25,73	0,024	0,291	0,659	0,063	0,173
	центр	"–	"–	"–	5–1	1,9930	24,21	22,11	0,025	0,334	0,833	0,053	0,234
	низ	"–	"–	"–	10–15	1,9932	22,11	20,62	0,027	0,285	0,909	0,051	0,185
13S-06		"–	"–	"–	15	1,9712	18,03	22,61	0,068	0,596	0,439	0,085	0,089
13S-10/2		0°32'	16°24'	1500–1400	15	1,9877	20,25	22,43	0,034	0,357	0,727	0,066	0,182
13S-10/4		"–	"–	"–	"–	15	20,51	21,94	0,078	0,541	0,826	0,081	0,146
13S-47		0°32'	16°15'	1800–1300	Налет	1,8785	2,47	9,42	0,008	0,041	0,221	0,027	0,027
13S-48		0°33'	16°21'	1800–1600	1	1,9764	21,61	19,46	0,019	0,418	0,871	0,065	0,135
13S-11		0°01'	16°26'	3500–3400	8	1,9190	9,26	32,51	0,036	0,047	0,098	0,057	0,009
13S-12		0°05'	16°23'	2800	1	не опр.	8,03	21,44	0,019	0,57	0,121	0,045	0,024
13S-13		0°07'	16°30'	3500–3300	1	1,8677	8,77	20,12	0,024	0,044	0,114	0,045	0,027
13S-14		0°07'	16°32'	3000–2900	5–10	1,8976	6,05	19,13	0,017	0,061	0,121	0,039	0,025
13S-15		0°09'	17°02'	3900–3800	1	1,9426	13,59	16,01	0,037	0,225	0,265	0,049	0,064
		ю.ш.											
16S-01		0°48,3'	20°37,7'	3300–3100	20	1,9779	14,04	23,12	0,037	0,206	0,382	0,101	0,086
16S-04/5		0°54,0'	20°36'	3450–3180	8	1,9863	16,01	24,12	0,044	0,215	0,273	0,103	0,089
16S-04/12		"–	"–	"–	20	1,9797	14,31	24,86	0,062	0,204	0,354	0,098	0,091
16S-05		0°46,9'	20°36,2'	5200–4800	10	1,9686	17,52	19,62	0,081	0,261	0,134	0,089	0,065
16S-07		0°37,8'	19°45,3'	3140–2880	4	1,9690	15,62	21,87	0,057	0,492	0,287	0,126	0,027
16S-12		0°30,1'	19°36,9'	4350–4250	5	1,9795	15,62	19,24	0,167	0,432	0,181	0,124	0,067
16S-19		0°11,1'	17°07,0'	3200–3100	50	1,9644	9,26	18,87	0,042	0,191	0,134	0,082	0,041
16S-23		0°08,0'	16°44,6'	2830–2750	6	1,9650	12,28	30,74	0,097	0,136	0,241	0,108	0,021

16S-24	0°05.5'	16°39.5'	3350-3000	1	1,9590	12.21	.23,99	0.031	0.117	0.231	0.093	0.044
16S-25	0°08.2'	16°39.7'	2400-2300	1	1,9464	9.33	15.12	0.012	0.112	0.443	0.061	0.051
16S-26	0°01.1'	16°20.0	3000-2600	1	1,9245	8.48	21.99	0.019	0.088	0.173	0.074	0.046
16S-28	0°05.1'	16°17.8'	2350-2000	15	1,9677	10.84	30.61	0.054	0.084	0.206	0.111	0.037
16S-31	0°29.8'	16°18.4'	2700-2100	2	1,9656	15.68	24.99	0.021	0.178	0.373	0.112	0.103
16S-33	0°27.9'	16°28.7'	2850-2750	15	1,9772	14.51	25.49	0.047	0.277	0.279	0.108	0.063
16S-36	0°22.6'	16°33.8'	3250-2700	15	1,9775	13.32	24.74	0.031	0.164	0.397	0.101	0.077
16S-39	0°24.3'	16°49.6'	2600-2500	3	1,9787	14.57	25.12	0.026	0.197	0.354	0.102	0.071
16S-40	0°22.5'	17°01.4'	2770-2700	15	1,9835	20.01	21.99	0.078	0.491	0.552	0.135	0.044
16S-73	0°07.5'	19°35.8'	4000-3800	10	1,9796	14.24	27.49	0.053	0.167	0.253	0.111	0.096
C.III.												
16S-44	0°05.4'	16°42.5'	3800	1	1,9266	10.92	19.71	0.078	0.222	0.095	0.101	0.049
16S-53	0°37.1'	15°51.6'	1150	20	1,9558	18.11	22.62	0.049	0.692	0.281	0.153	0.022
16S-58	0°36.8'	15°18.0'	4300-3800	3	1,9776	14.31	23.24	0.034	0.157	0.354	0.082	0.086
16S-60	0°42.9'	15°20.7'	2450-2250	15	1,9802	19.68	21.12	0.101	0.615	0.558	0.151	0.112
16S-62	0°38.2'	15°48.0'	1360	20	1,9581	13.13	28.74	0.068	0.373	0.911	0.135	0.273
16S-68	0°05.5'	16°31.2'	3300	2	1,9448	11.95	24.24	0.027	0.095	0.144	0.084	0.278
16S-78	0°02.9'	19°41.8'	2400-2150	40	1,9674	11.95	30.11	0.135	0.325	0.665	0.136	0.174
16S-79	0°01.7'	19°44.7'	3300-2750	30	1,9448	12.87	25.49	0.244	0.519	0.428	0.128	0.091
K.O.III.												
96G-30/3	0°56'	21°02.6'	3350-2900	5	1,9882	13.28	20.09	0.054	0.221	0.312	0.063	0.092
96G-30/8	"	"	"	15	1,9740	16.02	22.04	0.169	0.518	0.338	0.081	0.044
96G-31	0°52.3'	21°01.5'	3270-2950	20-40	1,9879	13.81	20.56	0.073	0.268	0.447	0.064	0.091
96G-32	0°51.7'	21°00.6'	5490-3900	20	1,9920	14.82	18.01	0.063	0.178	0.103	0.038	0.069
96G-36	0°07.6'	20°48.2'	3000-2400	8	1,9894	13.07	20.81	0.048	0.191	0.249	0.061	0.077
96G-41	1°03.4'	21°41.3'	3750-3100	7	1,9900	12.76	19.79	0.057	0.217	0.375	0.056	0.057
96G-42	0°58.1'	21°42.6'	3700-3270	8	1,9915	15.04	19.53	0.056	0.334	0.188	0.063	0.028
96G-43	0°56'	21°41.4	5100-5000	20	1,9610	9.08	19.81	0.126	0.139	0.128	0.056	0.011
96G-46	1°13'	28°31.6'	3650-3050	60-80	1,9887	15.73	20.14	0.094	0.341	0.241	0.074	0.076

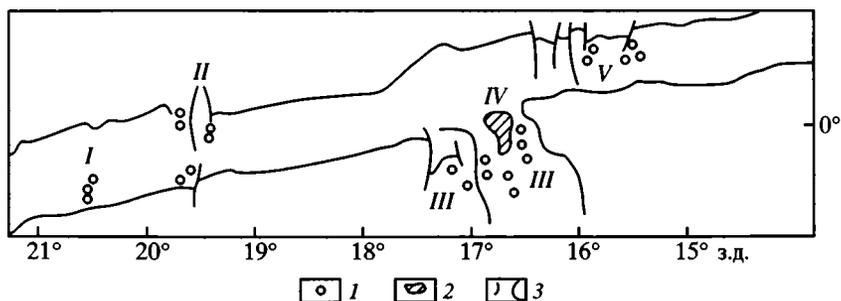


Рис. 20. Упрощенная схема разломной зоны Романш с нанесением станций драгирования ЖМО по пяти выделенным группам (I–V)

1 – отдельные станции, 2 – станции IV группы, 3 – поперечные разломы

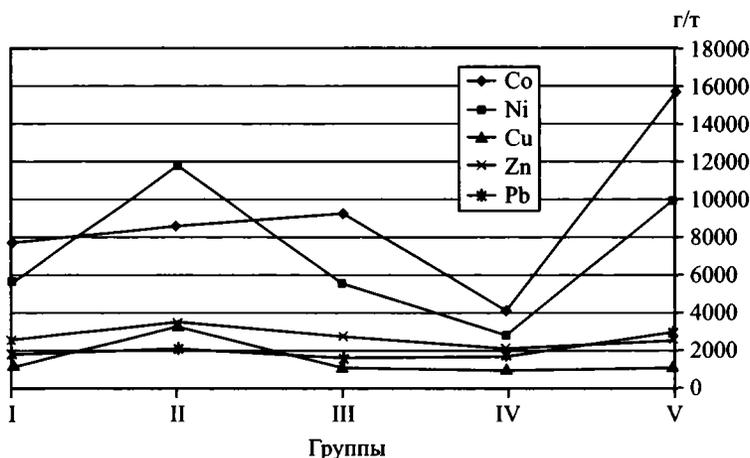


Рис. 21. Вариации средних содержаний малых элементов для пяти выделенных групп станций разломной зоны Романш

В рейсе НИС “Геленджик”-96 ЖМО подняты на семи станциях между 21 и 22° з.д. и на 28°31,6' з.д.

В общей сложности Fe–Mn рудоотложение в разломе Романш исследовано на 2/3 активной, межрифтовой части разлома. Пять станций заложены за пределами трансекта с рифтом на восточном продолжении разлома (рис. 20), и одна крайне западная станция – за пределами зоны сочленения разлома с северным сегментом рифта. Она характеризует пассивную часть разлома и находится за пределами приведенной схемы.

Из-за многочисленности полученных образцов они были сгруппированы по приуроченности к определенным морфоструктурным элементам разломной зоны, и на основании полученных средних показателей построены графики изменений состава корок (рис. 21). При этом в I группу включены ЖМО, драгированные восточнее 21° з.д. (13 образцов); II группу составили пробы, полученные по профилю вкрест простирания разлома в области развития крупных деформаций между 19 и 20° з.д. (6); III – по периферии зоны сочленения рифта с разломом (9); IV – непосредственно в структурах зоны сочленения (8); V – на восточном продолжении пассивной части разлома (7 образцов).

На графиках видно, что главные различия в накоплении микроэлементов обусловлены резким увеличением содержания Ni в тонких корочках из зоны крупных деформаций (II группа) на фоне слабых вариаций в содержаниях других элементов. Минимальны содержания всех микроэлементов в корках из зоны сочленения (IV группа). Это наиболее молодые отложения, отражающие начальную фазу накопления металлов. Для них также характерны пониженные значения Mn/Fe и степени окисленности Mn-фазы (табл. 16). Аналогичные отложения имеют широкое распространение и в более северных приэкваториальных разломных зонах в сходных структурах.

По мере удаления от рифтовой зоны к востоку и западу (III и V группы) содержания Ni и Co увеличиваются. Обогащенность Co (и Ni) особенно проявлена в отложениях V группы, большинство которых драгировано с глубин менее 2000 м.

Практически все корки, обогащенные Ni, драгированы с поднятий, основания которых перекрыты мощным слоем осадков. К тому же большинство из них имеют значительную мощность – до 40 мм, а возможно и больше, поскольку, не имея подложки, они могут быть сколами с рудного основания (16S-78 и 16S-79). Все это наводит на мысль о вероятности связи процессов, происходящих в осадках, с рудогенезом на поверхности выступающих поднятий. Факт возможной поставки Ni из осадочной толщи отмечен для конкреций Тихого океана [Железо-марганцевые..., 1984]. Более того, в указанной монографии авторы приходят к выводу о весьма ощутимом воздействии разломов на геохимические контуры распределения Ni в конкрециях, причем предполагается, что это происходит за счет гальмиролиза коренных пород.

По данным сейсмопрофилирования, проведенного в рейсах НИС “Академик Николай Страхов”, максимальной мощности осадочная толща достигает в районе II группы станций (800 м).

Наличие осадков отмечено и в котловинах западной пассивной части разлома (V группа). Сложное чередование зон накопления осадков с их отсутствием отмечается по периферии структур рифтовой долины, что, по-видимому, проявляется в многообразии вариаций состава поднятых здесь корок.

Хорошо известно стремление гидроксидов Mn и Fe к отложению на “активных” поверхностях, выступающих над дном. При этом гидроксиды способны мигрировать в направлении благоприятных условий для их отложения. Своеобразие обстановки накопления осадков в межгорных котловинах в том, что формирование конкреций на них практически не происходит. Это связано, по-видимому, с тем, что положительные элементы рельефа, несущие высокий электростатический заряд, активно стягивают высвобождающиеся при диагенезе гидроксиды. В условиях сейсмотектонической нестабильности, характерной для исследованных районов, не исключено образование осыпей, оползней и т.п., способствующее локальному возникновению восстановительных условий в осадочной толще и возрастанию интенсивности диагенетических процессов.

Отмеченная связь состава корок с осадконакоплением позволяет рассматривать осадочную толщу как источник дополнительной поставки Ni. Возможно, это относится и к Co, но здесь связь менее четкая, поскольку на нее накладывается хорошо известное закономерное увеличение содержания Co, связанное с минимальными глубинами отложения. При этом на первый план выходит специфика селективной сорбции Co гидроксидами Mn и Fe в условиях относительного океанского мелководья. По-видимому, в этом причина обогащения Co, отмеченная для образцов V группы, большинство которых драгировано с глубин менее 2000 м.

Особого рассмотрения заслуживает уникальная для Атлантического океана корковая конкреция размером 25 × 30 × 30 см, ядро которой сложено обломочным известняком, а толщина рудной корки составляет 6–8 см. Она была драгирована с северного склона северного поперечного хребта разломной зоны с ее западного пассивного окончания (96G-46). Судя по следам глинистых примазок на ее поверхности, конкреция покоилась на поверхности осадка, мощность которого на участке драгирования была крайне незначительная. Это показали результаты обработки частотного спектра отраженных лучей, посылаемых многолучевым эхолотом “Sea beam”. В то же время западное продолжение разломной зоны Романш находится в сфере влияния стока Амазонки, и скорости

осадконакопления здесь должны быть высокими, что существенно ограничивает образование здесь ЖМО. По-видимому, эта конкреция формировалась в условиях длительного неотложения (возможно, смыва) осадка на локальном выступе склона хребта. Однако близкое соседство районов с высокими скоростями осадконакопления и интенсивно идущими процессами диагенетической мобилизации металлов из толщи восстановленных осадков в морскую воду создает здесь повышенные концентрации рудного вещества, в частности Mn, которое и реализуется в конкрециях или корках в условиях неотложения осадка. Очевидно, описываемая конкреция является типичным примером рудообразования в таких условиях.

В табл. 16 приведены результаты послойного анализа рудной корки этой конкреции для трех осредненных проб, выделенных по структурно-текстурным признакам и представляющих: поверхностный слой, имеющий ботроидальную шероховатую структуру (обр. 96G-46a); внутреннюю часть с выраженной слоистостью в интервале 2–4 см (96G-46б) и более плотное и монолитное основание корки (4–8 см), что составляет почти половину толщины всей корки (96G-46в). Послойный анализ показывает постепенное и закономерное увеличение отношений Mn/Fe от подошвы к поверхности, что сопровождается повышением содержаний Ni и Cu, коррелирующих обычно с Mn-фазой. Интерес представляет почти двукратное повышение содержаний Ni в поверхностном слое.

В заключение отметим, что Fe–Mn рудогенез широко распространен по всей исследованной протяженности разломной зоны Романш. Несмотря на некоторые вариации в составе отдельных рудных стяжений, в целом по разлому можно отметить относительно благоприятную обстановку для окисного рудоотложения, имевшую место в историческом прошлом. Здесь чаще, чем в других разломных зонах приэкваториальной Атлантики, встречаются мощные корки толщиной 20–50 мм. Различий в составе корок, отлагающихся на молодых и древних морфоструктурах, не отмечается.

РАЗЛОМНАЯ ЗОНА ЧЕЙН

Драгировки в разломной зоне Чейн проводились на ее межрифтовом отрезке. Почти все ультрамафитовые породы, поднятые здесь с глубин 4000 м и более, оказались без рудных отложений. В центральной части этой зоны с южного борта разломной долины на станциях 13S-37 – 13S-39 взяты фрагменты базальтов с плотными крупнослоистыми корками толщиной до 40 мм без каких-либо аномалий в их составе (табл. 17).

Таблица 17

Химический состав ЖМО из области разлома Чейв, %

Станция	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	MnO _n	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	ю.ш.	з.д.										
13S-37	1°14'	14°12'	3400–3000	3	1,9668	15,07	19,14	0,028	0,213	0,371	0,049	0,031
13S-38/1	1°23'	14°11'	3500–3400	40	1,9895	15,19	29,69	0,061	0,183	0,288	0,067	0,085
13S-38/2	"	"	"	35	1,9847	15,69	26,06	0,046	0,191	0,288	0,057	0,078
13S-39	1°18'	14°20'	4300–4100	5	1,9770	17,78	22,27	0,085	0,332	0,144	0,069	0,056
13S-19	1°14'	13°06'	3700–3200	3	1,9585	23,1	16,66	0,088	0,931	0,129	0,101	0,009
13S-21	1°14'	13°07'	3000–2800	9	1,5985	4,94	17,98	0,021	0,066	0,053	0,075	0,017
13S-22	1°1'	13°09'	2200–2100	6	1,0000	0,38	15,18	0,011	0,019	0,008	0,021	0,012
13S-31	1°03'	12°57'	3500–3000	3	1,8877	8,28	20,45	0,034	0,326	0,083	0,047	0,031
13S-26	1°07'	13°19'	2400–2300	2	1,9857	18,91	23,92	0,024	0,768	0,409	0,063	0,113

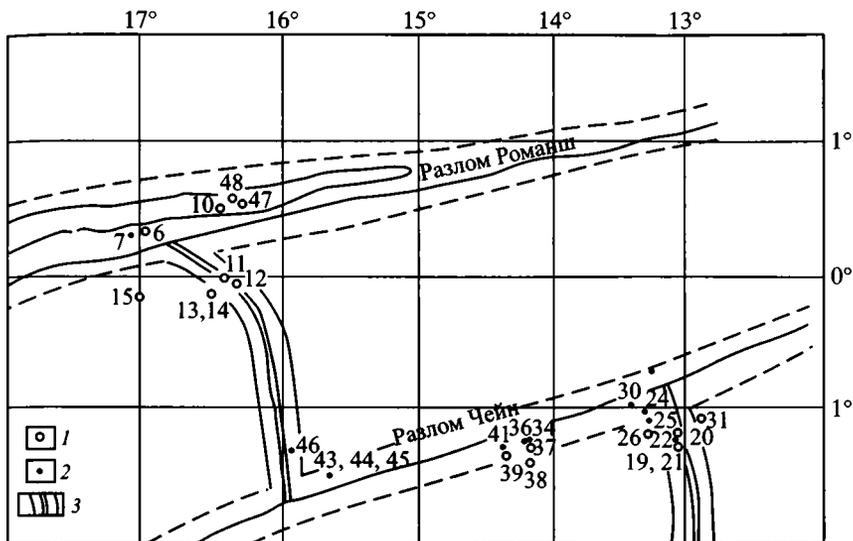


Рис. 22. Схема района исследований в разломных зонах Романш и Чейн, проведенных в 13-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”

1, 2 – станции: 1 – с рудными отложениями, 2 – без рудных отложений; 3 – рифтовые сегменты

Иной характер имеют ЖМО, поднятые из области сочленения разломной зоны Чейн с южным сегментом рифтовой долины (рис. 22). С восточного склона гряды пририфтовых гор, расположенных на западном плече рифта на расстоянии 1–3 миль друг от друга, при перепаде глубин 700–800 м получены образцы на трех станциях. Наиболее глубинные образцы со ст. 13S-19 (3700 м) отложены на фрагментах габбро, перидотита и долерита. Они характеризуются повышенными значениями Mn/Fe и необычно высоким содержанием Ni (рис. 23). Обр. 13S-21 (3000 м), отложенный на аналогичных породах, имеет существенно железистый состав, пониженные содержания малых элементов и сильно восстановленную Mn-фазу ($MnO_{1,5972}$). В 3 милях севернее со склонов небольшого конусовидного поднятия, приподнятого примерно на 500 м над грядой западных пририфтовых гор, получено большое количество обломков очень пористого базальтового стекла, покрытых желтым рудным веществом, проникающим внутрь по прожилкам и порам – обр. 13S-22 (2200 м). Рудное вещество сложено преимущественно гидроксидами Fe. На рис. 24 показана взаимосвязь морфоструктурного положения образцов и измене-

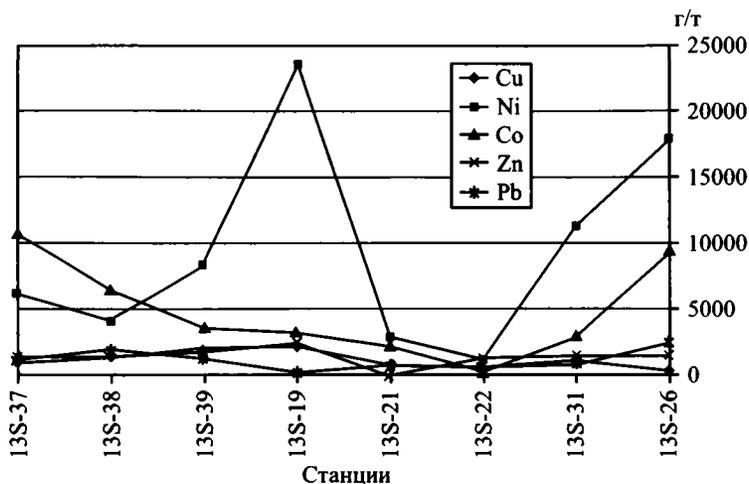


Рис. 23. Вариации и содержания малых элементов в ЖМО из района сочленения разлома Чейн с южным сегментом рифта

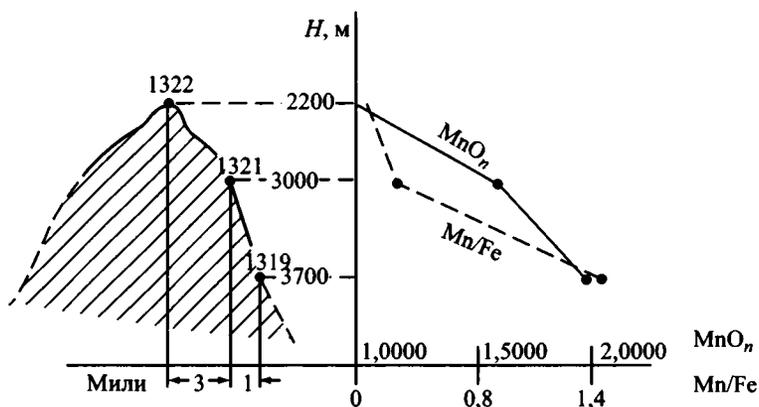


Рис. 24. Схема взаимосвязи морфоструктурного положения образцов со станций в разломе Чейн с изменениями показателей Mn/Fe и MnO_n

ний их состава по Mn/Fe и окисленности Mn -фазы. Видно, что источником этих изменений может быть активный вулканизм, центрированный в области конусовидного поднятия. По-видимому, под этим влиянием сформировался и рыхлый налет на базальтах, поднятых с восточного склона гряды рифтовых гор (обр. 13S-31), примерно в 20 милях восточнее ст. 13S-22.

РАЗЛОМНАЯ ЗОНА МАРТИН ВАС

Изученный полигон располагается вблизи разлома Мартин Вас и охватывает небольшой участок гребневой части САХ в Южной Атлантике (рис. 25). В результате исследований, проведенных в 10/2 рейсе НИС “Академик Иоффе” (батиметрия, магнитная съемка и драгирование), установлено, что этот район имеет типичное для медленно-спрединговых хребтов строение. Отчетливо выражена рифтовая долина с обоих флангов

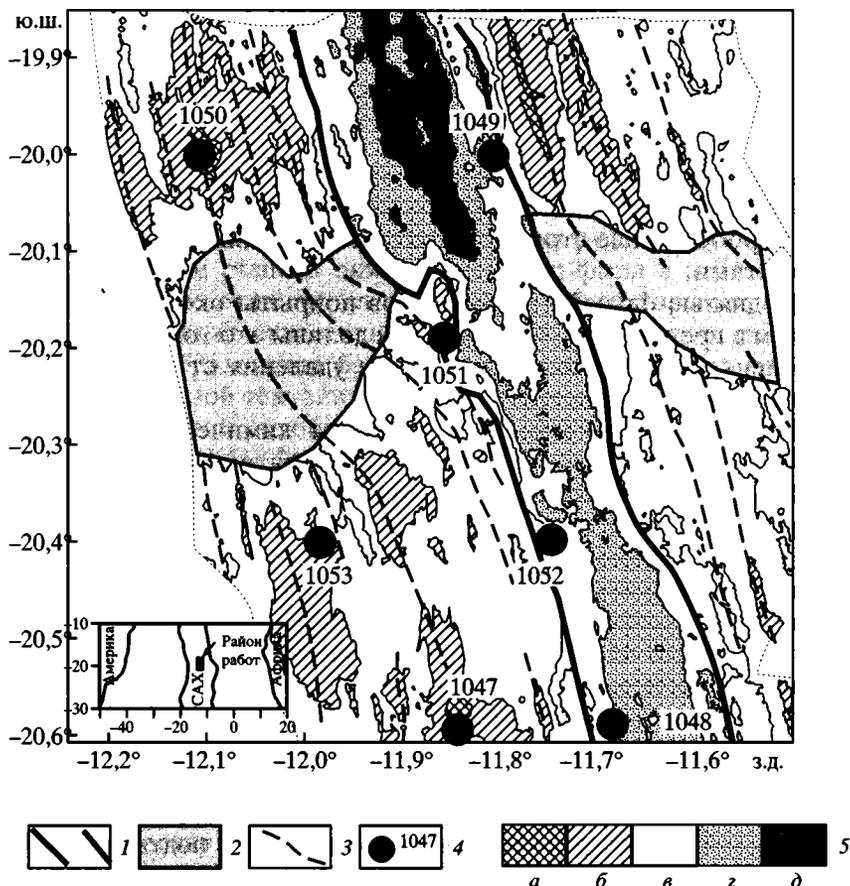


Рис. 25. Морфоструктурная схема полигона (составила Н.Н. Турко)

1 – границы рифтовой долины; 2 – субширотная депрессия; 3 – оси рифтовых гор и гребней; 4 – положение и номера станций драгирования; 5 – глубины: а – менее 2000 м, б – 2000–2400 м, в – 2400–3200 м, г – 3200–3600 м, д – более 3600 м

Таблица 18

Химический состав ЖМО из области разлома Мартин Вас, %

Станция	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	MnO _n
	ю.ш.	з.д.			
10И-47/45	20°33,5′	11°49,3′	2560–2200	6 × 3	1,9607
10И-47			"	7	1,9739
10И-48а	20°35,6′	11°40,3′	3600–3100	5	1,9566
10И-48б	"		"	3	1,9613
10И-49	20°00,0′	11°47,8′	2840–2250	5	1,9566
10И-50	20°00′	12°04,5′	2390–2090	8	1,9637
10И-51	20°11,9′	11°50,3′	3520–3200	1	1,9510

обрамляется грядами рифтовых гор, состоящих из отдельных протяженных хребтов, субпараллельных рифтовой долине. Все опробованные структуры рифта и рифтовых гор сложены базальтами.

Поднятые фрагменты базальтов покрыты оксидами Fe–Mn, причем в пределах бортов рифтовой долины это тонкие пленки и фрагментарные примазки, а по мере удаления от оси рифта их мощность увеличивается.

В табл. 18 приведены результаты химического анализа Fe–Mn корок, поднятых с базальтами на пяти станциях, причем на двух из них для анализа было отобрано по два образца. Результаты анализа, пересчитанные в г/т рудного вещества, и данные по Fe и Mn приведены на графиках (рис. 2б, а, б), на которых станции расположены по мере удаления к западу и востоку от осевой части рифтовой долины, к западному борту которой приурочена ст. 10И-48. Хорошо видно постепенное и закономерное увеличение содержаний Co и Ni, а также Pb, в корках при отложении их в тектонически более спокойных зонах океанского дна, удаленных от осевой зоны рифтовой долины. Стабильно низкие содержания Cu и Zn во всех образцах, хотя и показывают некоторые вариации, однако не столь значимые, чтобы связывать их с возможной гидротермальной активностью. Это подтверждается и данными табл. 18, из которых следует что степень окисленности Mn-фазы (MnO_n) и отношения Mn/Fe в изученных корках изменяются незначительно.

Минимальные содержания рудных металлов в окисных отложениях со ст. 10И-48, заложенной на максимальной глубине

Мп _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
12,66	22,65	0,079	0,158	0,255	0,064	0,086
10,45	24,04	0,098	0,143	0,256	0,075	0,08
12,66	23,49	0,047	0,085	0,105	0,053	0,019
12,93	19,29	0,054	0,117	0,127	0,062	0,014
9,9	20,13	0,037	0,097	0,181	0,047	0,031
12,66	18,45	0,036	0,164	0,316	0,048	0,076
11,01	19,01	0,0218	0,077	0,158	0,036	0,029

(3600 м) в рифтовой зоне, являются типичными для подобных молодых отложений на поверхности свежесформированных базальтов. То обстоятельство, что отношения главных рудообразующих металлов Мп/Fe и степень окисленности Мп-фазы в этой пленке практически не отличаются от таковых в более зрелых корковых образованиях, свидетельствует о том, что процесс спредингового новообразования базальтов здесь происходил в относительно спокойной тектонической обстановке.

На восточном склоне поднятия сложной морфологии была заложена ст. 10I-51. Здесь были подняты фрагменты базальтов, покрытые рыхлой Fe-Mn коркой толщиной от 1 до 5 мм. Хотя базальты этой станции отличаются от других наличием вкрапленников клинопироксена и, возможно, анальцима, на вещественном составе корок эти изменения практически не отразились (см. рис. 26, а, б). По-видимому, эти корки были отложены уже по измененным базальтам.

Корки, поднятые с наиболее удаленной к западу от оси рифта ст. 10I-50 (33 км), заложеной на восточном склоне небольшого субмеридионального хребта, параллельного рифтовой долине, характеризуются максимальными содержаниями Co и Ni. Мп-фаза в них более окислена и несколько возрастает по отношению к Fe. Такой состав корки полностью соответствует представлениям о сорбционной природе накопления металлов из морской воды, в которой содержания их крайне малы, а сам процесс является функцией времени.

В соответствии с теорией спрединга более удаленные от осевой части рифтовой долины морфоструктуры имеют более дли-

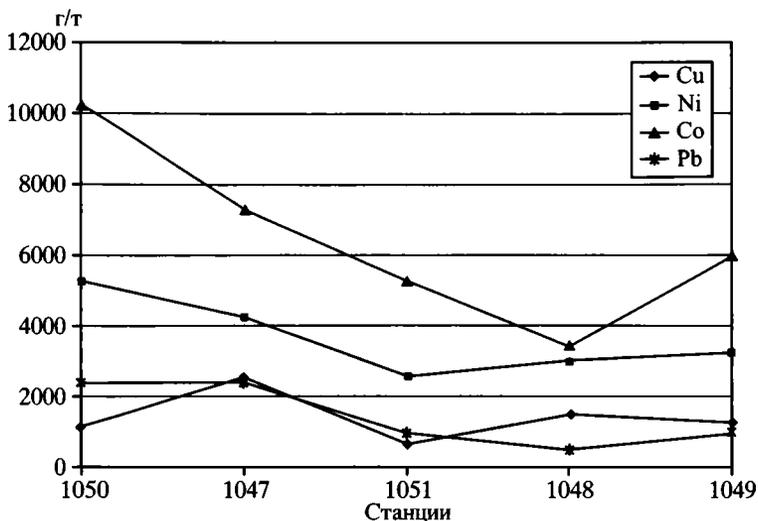


Рис. 26. Вариации содержания металлов в ЖМО из района Мартин Вас

тельную историю геологического развития, следовательно, и Fe–Mn отложения на их поверхности более древние и в них больше сорбционно накапливающихся рудных металлов.

Ст. 10I-47 находится на восточном склоне крупного субмеридионального хребта в 25 км к западу от оси рифта в южной части полигона и по всем показателям вещественного состава занимает среднее положение.

Единственная станция, заложенная к востоку от осевой части рифтовой долины, – П10-49, приурочена к западному склону высокого субмеридионального хребта, находящегося в 16 км от оси рифта в северной части полигона. Состав корок здесь весьма схож с отложениями ст. 10I-51 (рис. 26, а, б).

Приведенные выше расстояния от оси спрединга в сочетании с толщиной корок позволяют рассчитать скорости их отложения, если известны значения скоростей спрединга. Для исследуемого района западная составляющая скорости полуспрединга в осевой части рифта составляет 2 см/год [Геодинамика и рудогенез..., 1999]. Это значит, что на ст. 10I-50, удаленной от рифтовой зоны на 33 км, формирование корок происходило в течение 1,65 млн лет. За это время мощность корки достигла 8 мм, т.е. скорость ее роста составляет 4,9 мм/млн лет. Аналогичный расчет для корки со ст. П10-47 дает значение 5,4 мм/млн лет. Ст. 10I-49 расположена

на востоке от оси рифта, где восточная составляющая скорости полуспрединга составляет 2,8 см/год. Соответствующий расчет дает здесь более высокую скорость роста рудной корки – 8,8 мм/млн лет.

Примененный метод определения скоростей роста Fe–Mn корок дает объективные показатели для условий “идеального” спрединга, не нарушаемого резкими проявлениями тектоно-магматической активности, к которому можно отнести исследованный полигон. Целесообразность проведенных расчетов связана с отсутствием в литературных источниках таких данных для окисных рудных отложений пририфтовых зон САХ. Заметим, что порядок полученных значений в целом свидетельствует о крайне низких скоростях роста Fe–Mn корок.

Отмечается закономерное увеличение содержаний Co и Ni в образцах корок по мере удаления их местонахождения от осевой части рифтовой зоны, при этом увеличивается также доля Mn-фазы в корке из наиболее удаленной станции (10I-50).

В целом исследованный район, судя по составу ЖМО, отличается от разломных зон Центральной Атлантики спокойной тектономагматической обстановкой.

ОБЛАСТЬ ТРОЙНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ БУВЕ

Южная Атлантика в районе тройного сочленения Буве – район интенсивной магматической деятельности, обусловленной рифтовым магматизмом трех спрединговых хребтов: Срединно-Атлантического (САХ), Американско- и Африканско-Антарктических (АМАХ и АФАХ соответственно), которые здесь сходятся (рис. 27).

ЖМО для исследований получены в двух рейсах: в 18-м НИС “Академик Николай Страхов” и 96-м НИС “Геленджик”. В общей сложности подняты образцы на 13 станциях драгирования, расположенных субмеридионально на протяжении 500 км в широтном интервале 150 км с центральной полосой по 54°50' ю.ш. Детально выполнены исследования на двух полигонах, один из которых располагался на участке АФАХ между разломными зонами Буве и Мошеш вблизи о. Буве; другой был приурочен к западной оконечности АФАХ и зоне сочленения южного окончания САХ с АМАХ. Примерно в эти рамки вписываются разнообразные структуры тройного сочленения Буве.

Отметим, что ЖМО Южной Атлантики изучены слабо, особенно это относится к указанным широтам, поэтому на отдельных станциях исследовано по несколько проб.

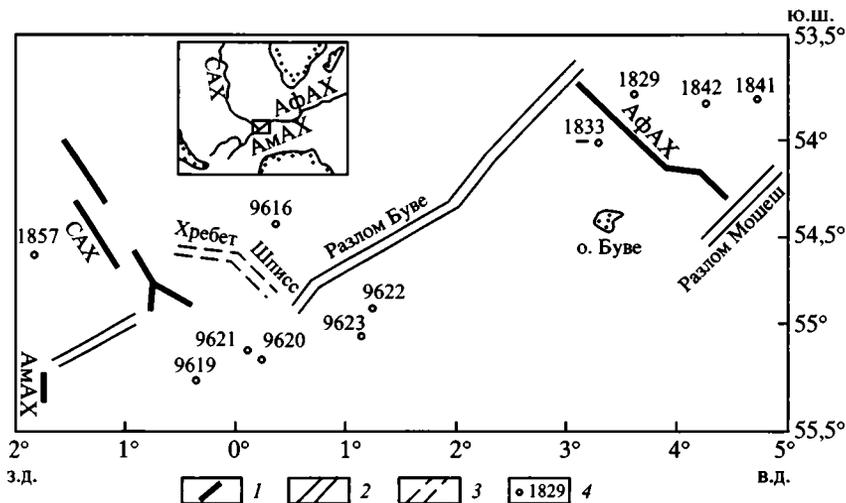


Рис. 27. Схема района исследований в области тройного сочленения Буве (основа по [Симонов, Колобов, 1995])

1 – срединно-океанические хребты, 2 – разломные зоны, 3 – подводный хребет Шписс, 4 – станции драгирования ЖМО

Поскольку Fe–Mn рудогенез подвержен влиянию многих факторов, напомним, что район исследований относится к самостоятельной области Мирового океана – Южному океану с планетарной системой циркуляции вод. Главным ее элементом является Антарктическое циркумполярное течение, направленное на восток и проникающее до дна океана. Скорости течений на поверхности могут достигать 200 см/с. Таким образом, осадочный рудогенез здесь происходит в условиях возможного привноса и сноса рудного вещества.

Широкое развитие разнообразных подводных обнажений, отражающих морфоструктуры отдельных сегментов подводных хребтов и сочленяющих их разломных зон, а также наличие крупных вулканотектонических поднятий в исследуемом районе создают благоприятные условия для отложения ЖМО. В то же время это область повышенной эндогенной активности, инициируемой разными скоростями спрединга в сочленяющихся здесь хребтах [Пушаровский, Пейве, 1995], что исключает возможность образования ЖМО вблизи активных зон. По-видимому, поэтому первые рудные корки были драгированы на расстоянии более 50 км от центра тройного сочленения.

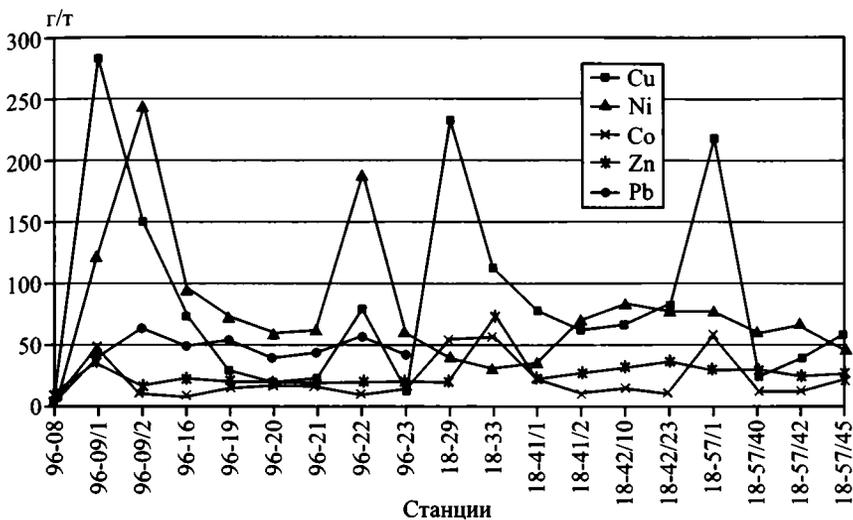


Рис. 28. Вариации содержания малых элементов в ЖМО из области тройного сочленения Буве

К юго-востоку от сочленения из субширотной депрессии подняты корки (обр. 96G-20 и 96G-21), характеризующиеся низкими значениями Mn/Fe и содержаниями микроэлементов при относительно высокой степени окисленности Mn-гидроксидов (табл. 19, рис. 28). Сходный состав имели и корки на ст. 96G-19, где они достигали максимальной толщины 30 мм. Сочетание достаточно мощных окисленных корок с низкими содержаниями микроэлементов может отражать повышенную скорость отложения рудного вещества, ограничивающую сорбционное накопление металлов. К этому же типу относится обр. 96G-23, поднятый с хребта к югу от хр. Шписс, а также обр. 96G-16, полученный со склона побочного вулкана.

Иной характер имеет корка рыхлого сложения, поднятая с южного склона хр. Шписс (96G-22) – она отличается повышенными содержаниями Co, Ni, Pb, а также повышенными значениями Mn/Fe. Еще одна станция из области окружения тройного сочленения (18S-57) была заложена на западном фланге САХ. Здесь с основания крутого и глубокого тектонического уступа драгировано большое количество фрагментов коренных пород, покрытых рудными корками до 7 мм толщиной. Из четырех проанализированных проб три оказались сходными с наиболее распространенными здесь ЖМО, а одна – 18S-57/1 по рыхлости сложения

Таблица 19

Местоположение и химический состав ЖМО (%) из области тройного сочленения Буве

Станция	Координаты		Глубина, м	Толщина корки, мм	Mn _{окисл}	Mn _{вал}	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb
	ю.ш.	д.										
96G-08	54°31'	5 47' з.	1100–900	Цемент	1,9374	14,86	10,05	0,018	0,008	0,009	0,023	0,004
96G-09/1	54°36'	5 39' з.	2500–2150	25	1,9911	21,32	13,39	0,985	0,421	0,168	0,124	0,143
96G-09/2	"	"	"	"	1,9949	21,46	12,01	0,504	0,821	0,038	0,056	0,219
96G-16	54°28'	0°22' в.	1400–1100	5	1,9847	10,45	12,28	0,167	0,221	0,018	0,055	0,113
96G-19	55°18'	0°24' з.	2750–2300	30	1,9912	13,59	19,41	0,101	0,241	0,054	0,071	0,181
96G-20	55°11'	0°16' з.	3200–2600	22	1,9858	10,59	22,88	0,071	0,201	0,056	0,067	0,135
96G-21	55°10'	0°06' в.	3000–2900	22	1,9860	9,97	22,18	0,073	0,201	0,055	0,067	0,143
96G-22	54°56'	1°15' в.	2400–2000	5	1,9871	17,06	15,34	0,256	0,611	0,031	0,069	0,188
96G-23	55°05'	1°09' в.	3100	20	1,9812	8,53	18,89	0,041	0,171	0,041	0,061	0,117
18S-29	53°48'	3°36' в.	2950–2400	15	1,9738	14,86	11,16	0,613	0,108	0,145	0,054	He опр.
18S-33	54°00'	3°16' в.	1550–1450	3	1,9539	7,38	8,91	0,186	0,051	0,095	0,122	"
18S-41/1	54°49'	4°41' в.	1540–1350	10	1,9644	7,87	16,44	0,191	0,091	0,056	0,061	"
18S-41/2	"	"	"	"	1,9896	14,45	21,09	0,228	0,248	0,038	0,101	"
18S-42/10	53°50'	4°12' в.	1600–1400	5	1,9874	14,31	20,65	0,239	0,295	0,051	0,116	"
18S-42/23	"	"	"	"	1,9757	10,71	17,24	0,236	0,222	0,031	0,104	"
18S-57/1	54°36'	1°50' з.	2700–2000	7	1,9730	14,47	13,81	0,627	0,218	0,171	0,086	"
18S-57/40	"	"	"	"	1,9797	10,85	23,95	0,091	0,211	0,042	0,107	"
18S-57/42	"	"	"	"	1,9847	11,78	23,09	0,142	0,238	0,045	0,089	"
18S-57/45	"	"	"	"	1,9801	10,11	18,97	0,172	0,141	0,063	0,078	"

и вещественному составу близка к обр. 96G-22 и выделялась высокими содержаниями Ni. По-видимому, столь разные по составу корки, поднятые на одной станции, связаны с издержками способа их получения путем драгирования, при котором возможно получить пробы, как отложенные *in situ*, так и осыпавшиеся сверху с поднятий.

На восточном полигоне, в отдалении от тройного сочленения, центральной структурой является сегмент рифтовой долины АфАХ. Корки подняты по обе стороны от оси рифта на расстоянии 10–15 км от нее. На крайней северо-восточной станции (S18–29) они характеризуются повышенными для Атлантики значениями Mn/Fe и высокими содержаниями Ni. В верхней части западного склона драгированы осадочные брекчии, сцементированные рудным веществом, сформированным в условиях гидротермальной активности (ст. S18–33). Об этом свидетельствуют пониженная степень окисленности Mn-фазы и минимальные содержания микроэлементов. Вблизи этой станции поднята серия базальтовых пород, насыщенных сульфидами. Столь тесное сочетание двух взаимоисключающих рудогенерирующих процессов – сульфидного и окисного – накладывает отпечаток на состав ЖМК. При этом нельзя исключать вероятность растворения гидроксидов при активизации эндогенных процессов и регенерации их при стабилизации обстановки. Гидроксиды Mn и Fe могут частично разделяться, а быстрое осаждение регенерированных отложений приводит к их обеднению микроэлементами. В условиях высоких скоростей течения часть рудного вещества может сноситься в форме плюмов.

На двух станциях к востоку от рифта АфАХ (18S-41 и 18S-42) подняты ЖМО, состав которых сходен с наиболее распространенным здесь типом руд.

Крайние западные станции находятся за рамками приведенной схемы, на западном фланге гребневой части САХ, удаленном от оси рифта более чем на 200 км. Здесь находится поднятие Шо-на, у подножия которого на ст. 96G-09 подняты брекчии, состоящие из обломков базальтов и гиалокластита, покрытые мощными рудными корками толщиной до 25 мм. Состав их отличается высокими значениями Mn/Fe и аномально высокими содержаниями Ni и Co при повышенных концентрациях других микроэлементов. В привершинной части этого поднятия рудное вещество слагает цемент брекчии (96G-08). Оно характеризуется следовыми содержаниями микроэлементов и пониженной окисленностью Mn-фазы. Все это отражает специфику ускоренного рудоотло-

жения вблизи очага магматической активности, который, по-видимому, находится на вершине поднятия Шона. В соответствии с принятыми сейчас представлениями подобные отложения относятся к гидротермальному типу, хотя вернее было бы отнести их к гидрогенному типу корок с аномалиями в составе, связанными с условиями их отложения.

Заметим, что перепад глубин между двумя описанными станциями не превышает 1000 м. Это говорит о весьма локальном распространении рудных аномалий, с одной стороны, а с другой – ярко демонстрирует возможности использования состава корок для обнаружения очагов эндогенной активности на океанском дне. Наличие же богатых металлами высокоокисленных корок у подножия поднятия свидетельствует о геологически длительной истории их формирования. Кроме того, здесь возможна диагенетическая мобилизация металлов из осадочной толщи, в которую уходит основание поднятия Шона. Мысль эта возникает по причине сходства состава корок с весьма типичным составом конкреций из южных котловин Атлантики – Капской и Агульяс и в море Скотия [Скорнякова, Мурдмаа, 1995], где диагенетическое происхождение богатых Mn и Ni конкреций, существенно отличающихся от таковых из других районов этого океана, не вызывает сомнений. На наш взгляд, причиной этого могут быть не только геисторические предпосылки (раннее раскрытие Южной Атлантики), но и тот факт, что на ограничивающих эту часть океана континентах находятся гигантские раннепротерозойские Mn-рудные формации (Бразилия и ЮАР). Не исключено, что это усиливает поставку Mn с речным стоком.

Итак, в протяженной субмеридиональной зоне Южной Атлантики встречено три типа рудных отложений: наиболее распространены корки существенно Fe состава; затем – рыхлые корки, богатые микроэлементами существенно Mn состава; к третьему типу относится рудное вещество, цементирующее брекчии и конгломераты.

Состав изученных ЖМО отличается от аналогичных отложений Центральной Атлантики высокой степенью окисленности Mn-фазы (1,9830), независимо от вариаций в отношениях Mn/Fe. Это связано, по-видимому, с сильным Антарктическим циркумполярным течением, холодные течения обогащены кислородом, что может отражаться на окисленности ЖМО.

Кроме того, в исследованных ЖМО устойчиво повышены содержания Pb и Zn (в среднем соответственно 0,15 и 0,08%) на фоне резких колебаний содержания Ni (0,07–0,99%),

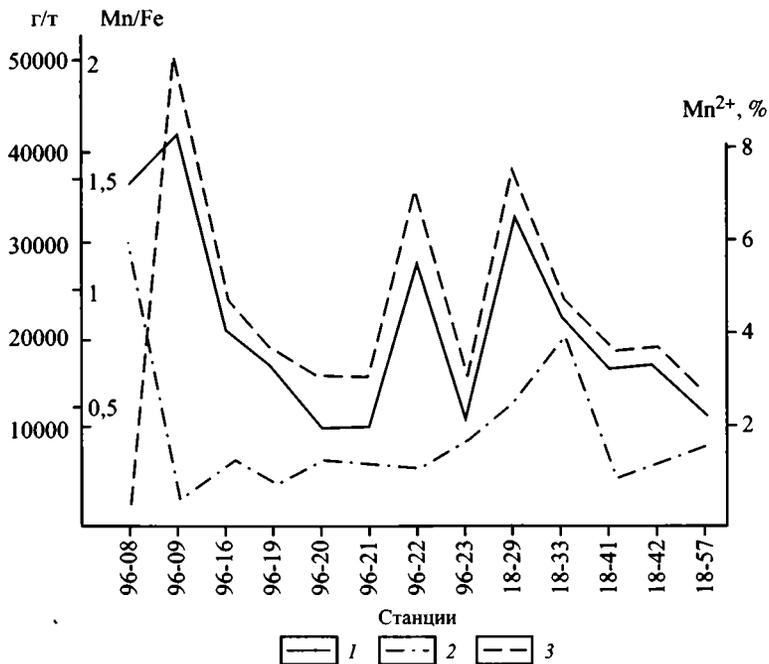


Рис. 29. Вариации в составе ЖМО по станциям в области тройного сочленения Буве

1 – Mn/Fe, 2 – Mn²⁺ (% от валового), 3 – суммарные содержания малых элементов, рассчитанные по формуле $\frac{\text{ср. (Cu + Ni + Co + Zn + Pb)\%} \cdot 100}{\text{ср. (Fe + Mn)\%}} \cdot 10^4$ г/т

Co (0,05–0,82%) и Cu (0,03–0,17%). Вариации в отношениях Mn/Fe изменяются от 0,49 до 1,79. На графике (рис. 29) зависимостей между отношениями Mn/Fe, суммарными содержаниями малых элементов в рудной фазе и содержаниями связанного Mn(II) (в % от общего Mn) видна практически синхронная связь между двумя первыми показателями, что означает прямую зависимость сорбционного накопления малых элементов от содержания Mn и свидетельствует о гидрогенном формировании ЖМО.

Исключение составляют описанные выше образцы с вершины вулканического поднятия Шона, однако у подножия его мощные (до 25 мм) корки имеют отношение Mn/Fe 1,8 и отличаются высокими содержаниями Ni и Co. Это может свидетельствовать о длительности геологической истории их формирования и воз-

можном влиянии диагенеза в осадочной толще, перекрывающей основание поднятия.

В целом рудогенез Южной Атлантики отличают факторы, не имеющие столь яркого проявления в Центральной Атлантике. Во-первых, это нестабильность рудоотложения в условиях мощной вулканической деятельности на фоне схождения трех спрединговых хребтов; во-вторых, возможная поставка Mn с речным стоком с прилегающих континентов, несущих гигантские раннепротерозойские Mn-рудные формации; в-третьих, наличие сильных циркумокеанических течений, окисляющих ЖМО, а также способствующих их сносу и переотложению в глубоководных котловинах Южной Атлантики.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Подводя итоги этого раздела, выделим главные результаты проведенных исследований:

I. ЖМО, формирующиеся в рифтовых зонах, как правило, представляют собой тонкие налеты или корочки существенно Fe состава с аномально низкими содержаниями заметно восстановленной Mn-фазы и минимальными содержаниями микроэлементов. По-видимому, такой состав характеризует начальную стадию рудоотложения на поверхности вновь образующейся океанической коры в зонах спрединга.

II. В секущих рифтовые сегменты разломных зонах мощность рудных отложений возрастает, в них увеличивается доля Mn составляющей и повышается степень ее окисленности, возрастают содержания микроэлементов (табл. 20). Этот процесс усиливается от активных (межрифтовых) отрезков разломов к их пассивным продолжениям.

III. Наряду с отмеченными закономерностями следует особо выделить зоны сочленения разломов с рифтовыми сегментами. Здесь или вблизи них особенно часто встречаются ЖМО, состав которых свидетельствует о проявлениях вулканизма и тектономагматической нестабильности в этих зонах. По-видимому, они наиболее благоприятны для проявлений гидротермальной активности.

IV. Если говорить о возможности использования вариаций в составе ЖМО как индикатора гидротермальной активности на океанском дне, то необходимо иметь в виду, что непосредственно в активных зонах ЖМО не формируются. Возможность их отложения связана с появлением окислительной обстановки за пределами

Таблица 20

Средний состав ЖМО из различных структур Центральной Атлантики, %

Структура	Количество образцов	Mn	Fe	Cu	Ni	Co	Zn	Pb	MnO _n	Mn/Fe
Рифтовые зоны	11	7,45	23,10	0,03	0,08	0,15	0,05	0,03	1,9084	0,32
Активные отрезки разломов	96	13,33	22,48	0,09	0,20	0,27	0,06	0,07	1,9746	0,60
Пассивные продолжения разломов	10	14,68	21,58	0,11	0,26	0,43	0,05	–	1,9835	0,68
Поднятие Сьерра-Леоне*	20	16,00	21,30	0,04	0,19	0,65	0,05	–		0,88
Подводные горы Атлантики*	77	16,25	18,60	0,07	0,29	0,59	0,06	0,15		0,91
Горы и гайоты запада Тихого океана**	45	17,31	17,53	0,08	0,28	0,39	0,06	–		0,99

* По Скорняковой, Мурдмаа, 1995.

** Железо-марганцевые корки..., 1990.

гидротермально измененной среды, т.е. в зоне геохимического барьера. Здесь могут ускоренными темпами формироваться более мощные, чем в рифтовых зонах, корки с теми же аномалиями в составе. О характере металлоносности гидротерм такие корки информации не несут, поскольку высокие темпы их формирования не позволяют проявиться сорбционной активности гидроксидов, которая является функцией времени.

V. Существенно Mn отложения в рифтовых зонах встречены нами лишь дважды, что составляет менее 2% всех исследованных рудных отложений. В обоих случаях эти, относительно мощные, нетипично легкие, пористые (шлакоподобные) корки не имели подстилающего субстрата. Причем, как показали детальные исследования обстановки во впадине Маркова (зона нарушения Сьерра-Леоне), практически не вызывает сомнения привнос такой корки извне. Заметим, что при исследованиях в тектонически активных зонах океанского дна следует учитывать вероятность не только катастрофических изменений в расположении и формах отдельных морфоструктур, но и связанных с этими событиями обвалов, осыпей и пр., а также изменения в направлении и скоростях придонных течений.

VI. В двух районах: в зоне сочленения разлома Чейн с южным сегментом рифта и в западной части исследованного полигона в тройном сочленении Буве – изучены ЖМО с вулканических поднятий. В обоих случаях отмечены изменения в составе корок по мере удаления (углубления) от активных вулканических вершин от существенно Fe состава до существенно Mn, отлагающихся в зоне геохимического барьера.

VII. Проведенные исследования в целом позволяют сделать два важных генетических вывода: 1) спрединговые хребты не являются источником поставки Mn для ЖМО океана; 2) получено документальное подтверждение чрезвычайно высокой мобильности процесса Fe–Mn рудоотложения в океане – возможность растворения и регенерации этих отложений в зависимости от изменений физико-химических параметров в среде морской воды.

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ОКЕАНСКОГО ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО РУДОГЕНЕЗА

Теоретические разработки и практические исследования разных объектов ЖМО на океанском дне позволяют на новой основе обратиться к общим вопросам океанского рудообразования. Целью этой главы является изложение концепции автора в отношении океанского Fe–Mn рудогенеза. В ней отражены такие проблемы, как причины и специфика пространственного размещения Fe–Mn накоплений в Мировом океане, их генезис, геоисторические аспекты рудогенеза, взаимосвязь между океанскими и континентальными Mn-рудными месторождениями. Что касается последней, то она совершенно не исследована, что можно объяснить большим разрывом в степени изученности Mn-рудного процесса на континентальном блоке Земли, несравненно более длительного, чем океанский, исследуемого не более полувека.

Прежде чем приступить к изложению сущности нашей концепции, необходимо рассмотреть имеющиеся представления и подходы к проблемам в области океанского рудогенеза.

ПОГРЕБЕННЫЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

Весьма важным аспектом, связанным с происхождением, механизмом образования и спецификой вещественного состава конкреций, является вопрос об истории океанского рудообразования, ключом к решению которого может быть анализ данных глубоководного бурения.

Приступая к такому анализу, надо учитывать, что осадочная толща далеко не всегда является индифферентным консерватором рудных образований, чаще это динамичная среда, в которой происходят различные процессы химических, минеральных и механических преобразований. Последние являются следствием активизации тектономагматических процессов и сопутствующих

им изменений в гидродинамических условиях океана. Здесь возможны смыв и переотложение осадков, изменение в их среде окислительно-восстановительного потенциала, что способствует растворению и переотложению погребенных ЖМО. Сохранившиеся в осадочной толще рудные включения не могут не испытывать те же преобразования, что и осадки, для которых характерны уменьшение с глубиной пористости, содержания воды и увеличение плотности, о чем свидетельствуют данные глубоководного бурения.

Данный обзор основан на интерпретации результатов бурения, полученных в первых 70 рейсах “Гломара Челленджера”, опубликованных в соответствующих томах DSDP (Deep Sea Driling Project). Надо отметить, что сама техника бурения при проходе бура через горизонты с различными механическими свойствами, в частности через границы между вязким, пластичным осадком и рыхлыми и хрупкими Fe–Mn конкрециями, может несколько смещать и перемешивать отдельные горизонты осадка, не говоря уже о том, что в большинстве скважин значительная часть осадка при этом вымывается. Можно было бы продолжить перечень трудностей, осложняющих интерпретацию данных глубоководного бурения. Тем не менее анализ первичных отчетов позволяет составить картину особенностей распространения Fe–Mn рудопроявлений в толще осадков, накапливающихся в течение мезозойско-кайнозойской истории океанов.

В приэкваториальной части Тихого океана рудное поле поверхностных конкреций между разломными зонами Кларион и Клиппертон покоится на осадках, возраст которых с юга на север увеличивается от плейстоцена до эоцена. Таким образом, современные конкреции могут формироваться на осадках любого возраста. Пока не решен вопрос и о возрасте самих конкреций. Наибольшее число данных радиометрических исследований свидетельствует о скоростях роста конкреций, не превышающих 10 мм/млн лет. В то же время минимальные темпы осадконакопления в районах массового распространения конкреций на три порядка выше. Тем не менее огромные пространства океанского дна покрыты конкрециями, и пока наука не дала удовлетворительного объяснения этого феномена.

Глубоководное бурение показало, что погребенные конкреции встречаются как на границах значительных временных переывов в накоплении осадков, так и в непрерывно отлагающихся осадках. Чрезвычайно многообразны условия, в которых формируются океанские осадки. Наряду с погребением нельзя сбрасы-

вать со счетов и возможность размыва и обнажения ранее погребенных отложений – конкреции имеют физико-механические свойства, способствующие их отделению от осадка. Данные о гидродинамике течений в районах массового распространения конкреций часто фиксируют высокие скорости течений, при которых неуплотненный тонкодисперсный осадок может смываться. Переотложение смытого осадка происходит на фоне нормального осадконакопления, усиливаясь на отрицательных элементах рельефа. Это приводит к отложению смешанного осадка, состоящего из двух или более компонентов, которые практически неразличимы, особенно в древних отложениях. По-видимому, в таких условиях происходит захоронение конкреций. Сказанное свидетельствует о значительной доле условности при реконструкции палеосреды захоронения конкреций.

В данном исследовании к числу рудных площадей конкреций, где было проведено бурение, относятся поля: Кларифон–Клиппертон, Центрально-Тихоокеанское, Гавайское, отчасти Приантарктическое. Осадочная толща, подстилающая эти поля, также несет многочисленные следы окисных рудопоявлений на разных глубинах в осадках разного возраста – от мела до современных. Как правило, эти осадки окислены на всю глубину до базальта и сравнительно маломощны. По описанию Д.С. Кронена [Cronan, 1973a, б], исследовавшего погребенные конкреции в районе Кларифон–Клиппертон в приэкваториальной части Тихого океана, они вскрыты в большинстве пробуренных здесь скважин. В скважинах 159–162, кроме того, вскрыты несколько слоев металлоносных осадков, перекрывающих базальные. С востока на запад возраст базальных осадков, как уже упоминалось, растет от раннего миоцена до эоцена, соответственно возрастает и общая мощность отложений от 100 до 244 м. Особый интерес представляет проведенное автором сопоставление химического состава погребенных и поверхностных конкреций. Оказалось, что они имеют большое сходство, причем вариации в составе погребенных конкреций соответствуют локальным в составе поверхностных конкреций. Здесь погребенные конкреции в осадках среднеэоценового возраста, как и поверхностные, имеют рудные концентрации меди и никеля, превышающие 2,5%.

Сходство химического состава погребенных и поверхностных конкреций отмечено и для скважины 267 в крайней юго-восточной части Индийского океана вблизи Антарктиды [Aumento, MacGillivray, 1975]. Здесь характерной чертой поверхностных

конкреций является обедненность малыми элементами, что типично и для погребенных.

Особое значение в генезисе Fe–Mn оруденения придается наличию базальных металлоносных осадков, которые рассматриваются как свидетельство гидротермальной активности в оси древнего спрединга [Сропан, 1973а]. Однако с этих позиций трудно объяснить образование промежуточных слоев металлоносных осадков с более высокими концентрациями металлов, по сравнению с базальными слоями или различия в степени обогащенности металлами базальных осадков, которая колеблется на целый порядок – от 0,9% Mn в скв. 161 до 9,55% в скважине 162.

Вскрытые бурением погребенные конкреции в Тихом океане расположены преимущественно в области открытого океана, в то время как в Атлантическом и Индийском океанах они встречаются реже и приурочены к окраинным районам. Анализ обстановки залегания конкреций также показывает существенные различия – в Тихом океане подавляющее большинство их захоронено в полностью окисленных осадках, в Атлантическом и Индийском океанах они, как правило, погребены в относительно тонких прослоях окисленных осадков, контактирующих с восстановленными.

Чередование прослоев осадков, отложившихся в окислительных и восстановительных условиях, характеризует неравновесное состояние системы. На их границах должны существовать зоны диагенетического уравнивания среды. Основными концентраторами рудных стяжений являются окисленные осадки. В восстановленных осадках содержания металлов, характерных для Fe–Mn отложений, резко уменьшаются за исключением редких выделений пирита. Что касается восстановленных соединений Mn, то достоверных фактов их обнаружения пока нет. Дело в том, что закись Mn неустойчива в кислородосодержащей среде и быстро окисляется при подъеме керна.

Осмысление этих данных приводит к выводу о возможности вторичного перераспределения металлов в осадке после погребения, а это, в свою очередь, может обеспечивать повышенные концентрации металлов в осадках, находящихся в зонах геохимического барьера, т.е. образование металлоносных осадков. Следует добавить, что сочетание окисленных и восстановленных осадков и процессы, происходящие на их контактах, отражают крайние условия физико-химической системы, в которой эти осадки находятся. Судя по известным данным о составе иловых вод, выделенных из осадочных пород глубоководного керна, зна-

чения рН и Eh в них существенно изменяются только в окислительных условиях, что и приводит к повышенным концентрациям металлов в отдельных прослоях полностью окисленных осадков. Из экспериментальных данных известно, что увеличение рН на единицу стократно увеличивает осаждение Mn при одинаковых его концентрациях в растворе [Алексеевский и др., 1937].

Имеющая место в современной литературе недооценка физико-химических параметров среды существенно обедняет наши представления о природе процессов, происходящих на океанском дне. Связь образования Fe–Mn рудопоявлений в осадочной толще только с концепцией спрединга в осевых частях срединных хребтов приводит к необходимости поиска источника, поставляющего сюда металлы. Для этого обычно используется гипотеза Дж. Корлиса [Corliss, 1971], согласно которой металлы извлекаются из пород фундамента просачивающейся через них морской водой при высоких температурах и давлении. Для ее подтверждения проведены эксперименты: в запаянной золотой ампуле обработали базальт морской водой при нагревании, что показало возможность извлечения в раствор большей части порообразующих элементов. Результаты экспериментов без должного критического рассмотрения были перенесены на природные условия, в результате чего получилась внушительная цифра потока рудных элементов на океанское дно, в 3 раза превышающая предполагаемое поступление Mn с речными взвесями. Критическое рассмотрение этой гипотезы дано в работе Г.Ю. Бутузовой [1998], где указано на несоответствие состава изливающихся на дно металлоносных гидротерм составу раствора, полученного в указанных экспериментах. К сожалению, гипотеза Корлиса оказалась слишком “удобной”, чтобы в ней сомневаться, и была принята в литературе как установленный научный факт.

В связи с этим рассмотрим результаты бурения, проведенного в 54- и 70-м рейсах “Гломара Челленджера” в зоне молодого Галапагосского спредингового центра (ГСЦ). Здесь было пробурено в общей сложности (с повторами) не менее 20 скважин. Они закладывались в районе развития холмов, покрытых Fe–Mn отложениями и образованных выходами гидротерм. Целью бурения было выяснение состава материала, слагающего гидротермальные холмы и изучение гидротермальных изменений в составе базальта, перекрытого 33-метровой осадочной толщей. Заметим, что этот район площадью около 200 км² рассматривался в качестве природной лаборатории, где можно было найти подтверждение указанной выше гипотезе.

Бурение выявило несколько неожиданную картину – гидротермальные, или точнее гидротермально-измененные, осадки слагают только верхнюю часть осадочной толщи, нижняя часть представлена нормальными пелагическими карбонатными или карбонатно-силикатными осадками [Hekinian et al., 1978]. В каждой скважине верхняя измененная часть осадка имеет разные мощности и нередко переслаивается с неизмененными осадками. Конфигурация этого переслаивания по разрезу в расположенных рядом скважинах различна. Проследить выходы гидротерм до базальтового основания не удалось. Складывается впечатление, что кислые восстановленные гидротермальные растворы, выходящие из трещин фундамента, проходят через низы уплотненной осадочной толщи также по трещинам. Достигая верхних, более пластичных горизонтов осадка, эти растворы охватывают больший или меньший объем осадка и, просачиваясь через него, изменяют его состав. Выходы гидротермального раствора фиксируются в наддонных вершинах холмов. По химическому составу измененные и обычные осадки различны. В интересующем нас аспекте эти изменения сводятся к резкому снижению содержания Mn ($c > 1$ до $< 0,1\%$) и увеличению содержания Fe, связанного в смектитах. Степень обеднения осадка Mn и обогащения Fe показывает локальные вариации, связанные с разной степенью проработки осадков просачивающимся раствором. Последний характеризуется кислой реакцией и восстановительными свойствами и способен растворять в осадках ряд компонентов, включая Mn, и выносить их на поверхность дна, где происходит окисление Mn и осаждение в форме Fe–Mn инкрустаций. Эти отложения не могут быть сплошными из-за растворяющего воздействия на них новых порций гидротермального раствора, не компенсированных взаимодействием с веществом осадка. При этом возникают так называемые гидротермальные плюмы, распространяющиеся с океанскими течениями, в которых фиксируются повышенные содержания Mn, обычно используемые для доказательства его гидротермальной поставки. Однако это представление ошибочно, поскольку плюмы прежде всего представляют собой объемы морской воды с измененными параметрами pH и Eh, в которых в соответствии с физико-химическими условиями среды содержание Mn повышается. Более подробно этот вопрос рассмотрен ниже, в специальном разделе, посвященном проблеме источников Mn в океанских отложениях.

В целом бурение в Галапагосском рифте не подтверждает гипотезу выноса рудообразующих элементов ЖМК из базальта.

Источником Mn здесь является 33-метровая толща нормального пелагического осадка, отложившегося еще в дорифтовый период, о чем свидетельствует молодой позднекайнозойский возраст образования самого Галапагосского рифта.

Что касается базальтов, то бурение показало их свежий неизменный состав в этом районе. Служить источником металлов они не могут.

Обобщение данных по погребенным конкрециям, полученных в 126 рейсах DSDP/ODP, проведено А. Усуи и Т. Ито [Usui, Ito, 1994]. Их выводы принципиально не отличаются от упомянутых выше, сделанных Д.С. Кроненом [Cronan, 1973a, б], хотя они резко уменьшили число истинно погребенных конкреций *in situ* во всех океанах за счет выбраковки сомнительных случаев, когда поверхностные конкреции могли случайно попасть в скважины. Так, для всего Тихого океана осталось только 4 скважины, где встречены погребенные конкреции, причем все они расположены в северной половине океана. Трудно представить, что их нет в центральных областях в осадках, окисленных на всю глубину. Здесь только прямоточными трубками нередко вскрывается несколько горизонтов погребенных конкреций на всей доступной для трубок глубине проникновения (см. гл. II).

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИСТОЧНИКОВ Mn В ОКЕАНЕ

Проблема металлоносных осадков возникла уже в первом рейсе “Челленджера”, когда в юго-восточной части Тихого океана на значительном удалении от континента были подняты необычные осадки, по цвету и консистенции отличающиеся от обычных пелагических осадков.

Предметом острой дискуссии между специалистами до настоящего времени остается вопрос: откуда берутся металлы, которые связаны в осадочной толще и ЖМО. Так называемые металлоносные осадки не являются объектом промышленного интереса, поскольку обычно они содержат не более 2–3% Fe и Mn суммарно в натуральном веществе, причем Fe существенно преобладает. Однако большое внимание, уделяемое им в литературе, связано с возможностью использования их в качестве одного из важнейших доказательств эндогенной поставки металлов, связанных в океанских рудах.

Итак, более 130 лет назад в юго-восточной части Тихого океана на палубу знаменитого научно-исследовательского судна

“Челленджер” с глубины более 5 км были подняты необычные темно-бурые, почти черные, илистые осадки, по консистенции напоминающие творожистую массу. В них оказалось необычайно высокое содержание Fe (до 20–30%), в связи с чем они были названы металлоносными. Маррей и Ренард [Murray, Renard, 1891] предположили, что источником рудного вещества в этих осадках может быть вулканическая деятельность. В настоящее время этой точки зрения также придерживаются многие исследователи, хотя есть достаточно оснований для ее пересмотра, что мы и попытаемся сделать.

Долгое время после открытия металлоносные осадки не привлекали особого внимания исследователей, но в конце 60-х годов прошлого века интерес к ним резко возрос. Это было связано с появлением нового направления в геологии океана – концепции тектоники литосферных плит. Дело в том, что металлоносные осадки в юго-восточной части Тихого океана приурочены к подводному Восточно-Тихоокеанскому поднятию (ВТП) – спрединговому хребту, имеющему протяженные рифтовые впадины. Скорости спрединга здесь достигают 16 см/год. Рифтовые зоны характеризуются повышенной проницаемостью литосферы, и вдоль них происходит нарастание молодой океанической коры, сопровождающееся вулканическими процессами и гидротермальной активностью, предположительно поставляющей основную часть металлов для океанских руд [Лисицын, 2004].

В отличие от другого типа металлоносных осадков, оконтуривающих выходы сульфидоносных гидротерм, описываемые осадки оторваны от конкретных глубинных источников металлов. Зона их распространения не имеет четких границ и постепенно сливается с обычными пелагическими осадками. Условной границей принято считать снижения содержаний Fe до 10%, но не в натуральном осадке, а в его глинистой (бескарбонатной и бескремнистой) части. Натуральный осадок имеет в своем составе несколько компонентов: глинистая часть, биогенная часть, сложенная остатками скелетов планктонных организмов, и рудная фаза. В металлоносных осадках ВТП остатки карбонатного биоса нередко составляют 90% их вещества и только 10% представлены глинистой фазой, являющейся основным носителем рудного вещества.

Однако это не те осадки, которые были впервые описаны первооткрывателями с “Челленджера”. Поднятые тогда пробы вообще не имели биогенной составляющей и были идентичны с глинистой составляющей карбонатных осадков. Такие отложения

встречаются на больших глубинах во впадинах, окаймляющих подводный хребет. Причина их образования, по-видимому, связана с тектоническими факторами, характерными для спрединговых хребтов, испытывающих периодические опускания или воздымания отдельных морфоструктур рельефа дна. Причем при опускании карбонатные осадки оказываются ниже глубины карбонатной компенсации (4–5 км) и попадают в условия, когда карбонат кальция растворяется под действием более высокого гидростатического давления. Теряя до 90% своего исходного вещества, такие осадки относительно обогащаются рудной фазой, в них образуется гель кремнекислоты, и они приобретают характерную творожистую консистенцию, описанную первооткрывателями.

Что касается расположения самой зоны металлоносных осадков на ВТП (рис. 30), то она как бы прорывает область высокопродуктивных отложений ЖМК. Конкреции здесь встречаются значительно реже, либо отсутствуют, и по общему балансу рудного вещества, в частности Mn, эта зона не обогащена, а обеднена им.

ЖМК, как и собственно осадки, являются осадочными образованиями (результат диагенеза осадков). Конкреции формируются за счет тех избытков рудного вещества, которые не в состоянии ассимилироваться толщей осадка и “выдавливаются” из нее при старении, уплотнении, обезвоживании и т.д. Поэтому логично сопоставлять суммарное накопление металлов в конкрециях и осадках с аналогичными показателями для металлоносных осадков. Размещение основных полей ЖМК не имеет никакой связи с ВТП (см. рис. 30). Они расположены в глубоководных абиссальных котловинах, удаленных от спрединговых центров. Это и естественно, поскольку спрединговые центры – самые молодые структуры океанического дна, а накопление металлов в конкрециях – процесс геологически медленный.

Как уже упоминалось, в ряде скважин глубоководного бурения были вскрыты толщи металлоносных осадков, приуроченных иногда к базальтовому основанию. Это трактуется обычно как следствие спредингового процесса на океанском дне, т.е. отодвигание металлоносных осадков во времени от центров спрединга и погребение под толщей обычных пелагических осадков.

Однако проблема усложняется тем, что аналогичные отложения попадают и на значительном отрыве от базальтового основания, а иногда и на нескольких уровнях. Эти так называемые “верхние” металлоносные осадки, по И.В. Хворовой [1993], встречены в ряде скважин DSDP (42, 74, 161, 196, 198, 307, 310), т.е. не являются чем-то экзотическим. Кроме того, автор отмечает,

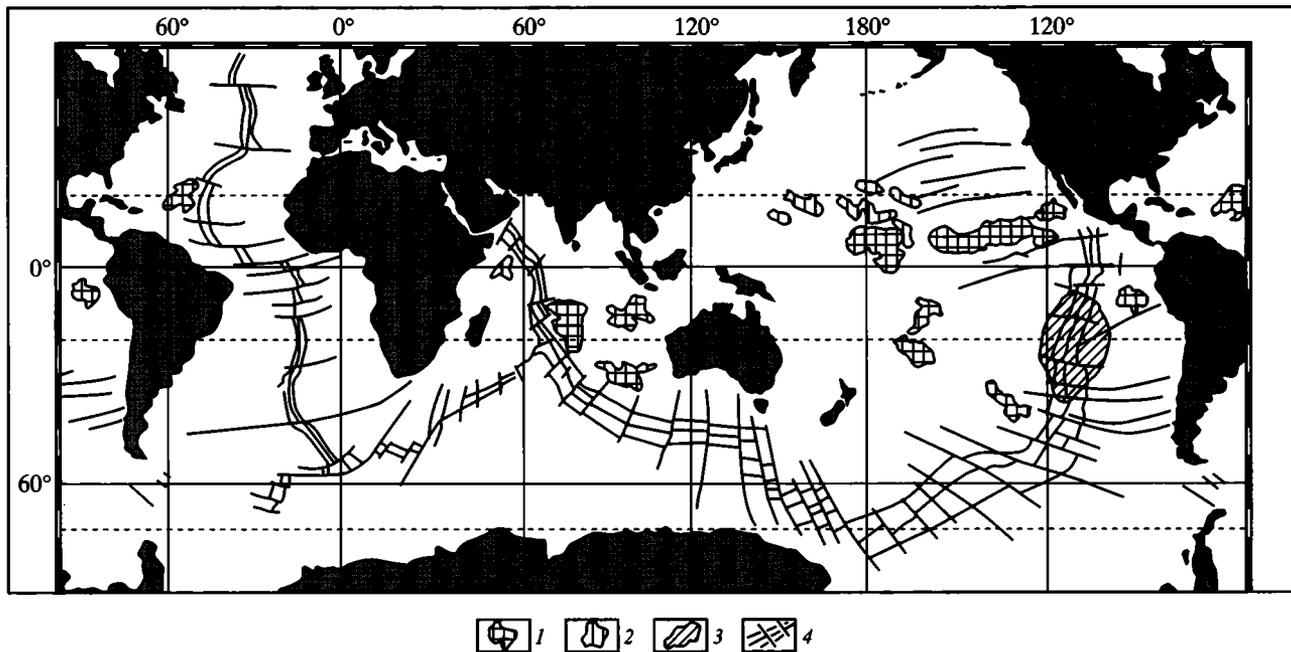


Рис. 30. Схема расположения основных рудных полей ЖМО в Мировом океане (упрощено по [Аникеевой и др., 2005])
 1 – рудные поля железо-марганцевых конкреций, 2 – рудные концентрации корок, 3 – площадь распространения металлоносных осадков в Тихом океане, 4 – система спрединговых хребтов

что в глубоких океанских котловинах (Восточно-Марианской, Центральной и Северо-Восточной в Тихом океане) зафиксированы аномальные бескарбонатные глинисто-радиоляриевые металлоносные осадки, не соответствующие общепринятой актуалистической модели формирования.

Как видно из изложенного, далеко не всегда наличие погребенных металлоносных осадков можно связать с образованием их в центрах спрединга. Думается, что при такой трактовке не учитывается мобильность самого процесса океанского рудообразования на фоне хорошо известной мобильности океанского ложа. Между тем только в идеальном случае принятая модель образования погребенных металлоносных осадков может соответствовать действительности.

В осадочной толще нельзя исключать возможность локального возникновения восстановительных условий, не совместимых с существованием твердофазных соединений Mn. Происходит миграция его в кислородсодержащую среду со всеми вытекающими последствиями, на чем мы уже останавливались выше.

На наш взгляд, металлоносные осадки следует рассматривать как не реализовавшиеся из-за высоких скоростей карбонатнакопления Fe–Mn корки. Гидрогенному осаждению Mn на подводных спрединговых хребтах способствуют два обстоятельства: во-первых, наличие самих активных положительных элементов рельефа, всегда “привлекательных” для отложения Mn, и во-вторых, последствия проявлений эндогенной активности, связанные с изменениями среды (снижением содержаний кислорода и значения pH, повышением температуры и т.д.), что в целом извлекает Mn из морской воды. Подробнее на этих вопросах остановимся в специальном разделе.

АСИММЕТРИЯ ОКЕАНСКОГО ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО РУДОГЕНЕЗА В СВЯЗИ С ТЕКТОНИКОЙ

ГЛОБАЛЬНАЯ АСИММЕТРИЯ

Асимметричное расположение континентов и океанов на земном шаре, хорошо видное на физико-географических картах, является отражением асимметрии в строении и развитии не только земной коры, но и глубинных ее оболочек – тектоносферы. К такому заключению пришел Ю.М. Пушаровский, в трудах которого дан исторический обзор этой проблемы и внесен значитель-

ный вклад в ее решение [Пушаровский, 1972, 1986, 1997]. Особое внимание при этом обращено на тектоническую асимметрию Земли, выраженную в структурном различии ее Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов. Корни такого разделения лежат в глубокой древности, а возможно, оно отражает первичную неоднородность строения и состава Земли. Автор назвал это главной асимметрией тектоносферы Земли и связал ее возникновение с проявлениями повышенной энергии тектоносферы в Тихоокеанском сегменте.

Справедливость такого предположения, сделанного на основании известных тектонических и геофизических данных, была подтверждена открытиями гидротермальных излияний, сопутствующих тектономагматической активности в высокоскоростных спрединговых зонах ВТП. Аналогичная активность характерна и для океанских окраин островодужного типа, широко развитых по окраинам Тихого океана. Интенсивность гидротермальной, иногда сульфидогенерирующей, эндогенной активности значительно выше в Тихоокеанском бассейне, чем в других океанах, следствием чего является глобальная асимметрия в проявлении этой разновидности океанской металлогении.

Тихоокеанский сегмент Земли, охватывающий Тихий океан и его обрамление, характеризуется особой металлогенической зональностью.

Что касается обрамления, то его металлогеническая зональность выявлена в классической статье С.С. Смирнова [1946]. Весьма ярко она проявлена также в выделенных М.И. Ициксоном “великих золотоносном и медном кольцах”, концентры которых окружают Тихоокеанский бассейн, повторяя контуры островных дуг [Ициксон, 1979]. Эта планетарная зональность тихоокеанского рудного сегмента отражает крупнейшую неоднородность в составе и строении Земли.

С.И. Андреев выделяет в мировой рифтовой системе две главные ветви – Индо-Тихоокеанскую и Индо-Атлантическую, сходящиеся в точке тройного сочленения Родригес в центре Индийского океана и отличающиеся геодинамическим режимом. При этом отмечается, что “Индо-Тихоокеанское звено срединно-океанических хребтов составляет стержень геосистемы, включающей Тихий океан и юго-восточную часть Индийского” [Андреев, 1992, с. 171]. К Индо-Атлантическому звену относятся Атлантический океан и западная часть Индийского. Автор справедливо полагает, что металлогения океана должна “нести на себе отпечаток общей диссимметрии геологического строения Земли”.

По-видимому, это верно в отношении той части океанской металлогении, которая связана с рифтовой системой и синхронна с металлогеническими эпохами сопредельных континентов.

Особое положение занимают окисленные руды океанского ложа. Масштабы Fe/Mn рудогенеза существенно превосходят все другие типы океанских рудопроявлений. Формы его многообразны – от микроконкреций и металлоносных осадков до конкреций и мощных корковых отложений. Распространение наиболее богатых рудных отложений контролируется благоприятной фациальной обстановкой, важнейшими параметрами которой являются низкие скорости осадконакопления и высокоокислительная среда. Обычно этому соответствуют глубоководные, пелагические области океанского дна, где находятся наиболее крупные площади с высокой продуктивностью конкреций, классифицируемые как рудные поля разной очередности освоения.

В Объяснительной записке к Металлогенической карте Мирового океана, вышедшей под редакцией С.И. Андреева [1998], приведен обширный фактический материал, который позволяет судить об особенностях марганценакопления в разных океанах. Всего рудных полей насчитывается десять, причем шесть находятся в Тихом океане, три – в Индийском, точнее в его восточной части, и одно, сравнительно небольшое с низкими по качеству отложениями – Северо-Американское, в Атлантике (рис. 30). Менее крупные и продуктивные отложения – конкрециеносные площади – наибольшее распространение имеют также в Тихом океане. В данном разделе сосредоточим внимание на рудных полях, которые не только четко оконтурены, но и охарактеризованы в отношении вещественного состава отложений.

Достаточно беглого взгляда на приведенную карту, чтобы увидеть разницу в рудоотложении между Индо-Атлантическим сектором Мирового океана, включающим Атлантику и западную часть Индийского океана, и Индо-Тихоокеанским, к которому относится восточная часть Индийского океана. Разграничение проходит по Чагос-Лаккадивскому поднятию, а далее к югу граница следует примерно по меридиану тройного сочленения Родригес. Таким образом, асимметрия железо-марганцевого рудогенеза в планетарном масштабе очевидна.

В табл. 21 приведены сделанные нами пересчеты этих данных, из которых следует, что площади распространения и состав Fe-Mn конкреций существенно различаются в Тихом и Атлантическом океанах. В Индийском океане четко просматривается асимметрия в этих показателях между восточной и западной его

Таблица 21

**Площади распространения, отношения Mn/Fe
и оценка прогнозных ресурсов Mn в рудных полях океанов**

Океан	Площадь, тыс. км ²	Mn/Fe	Ресурсы Mn, млн т
Тихий	8094	1,6	12 014
Индийский			
восточная часть	615	1,9	2 070
западная часть	202	0,8	206
Атлантический	320	0,98	Не подсчитано

Примечание. Расчеты сделаны по данным [Металлогеническая..., 1998].

частями. При этом конкреции восточной части по вещественному составу близки к Тихоокеанским, а в западной – к Атлантическим. В общей сложности прогнозные ресурсы Mn в рудных полях Индо-Тихоокеанского сектора превышают таковые в Индо-Атлантическом в десятки раз. Впрочем, Fe–Mn рудогенез в Атлантике был менее изучен на момент выхода Объяснительной записки. По последним уточненным данным, это превышение можно оценить в 10,8 раза. Расчет сделан нами по данным, приведенным в статье Л.И. Аникеевой с соавт. [2005]. В любом случае очевиден важный новый аспект в проблеме океанской металлогении – асимметрия двух глобальных секторов Мирового океана в отношении накопления масс ЖМО, и Mn в частности. Для выявления причин отмеченной асимметрии необходимо искать новые, нетрадиционные пути решения проблемы, глобальное значение которой очевидно, при этом особую роль будет играть доктрина главной асимметрии тектоносферы Земли, корни которой, по всей вероятности, надо искать в первичной неоднородности ее состава и строения.

**ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ АСИММЕТРИИ
СОВРЕМЕННОГО ОКЕАНСКОГО
ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО РУДОГЕНЕЗА**

Асимметрия океанского марганценакопления сопряжена с асимметричным расположением крупнейших месторождений Mn-руд на суше. Это – раннепротерозойские месторождения в Южной Африке, Индии и Бразилии, а также олигоценовые – в причерноморском регионе. Как видим, все они приурочены к Индо-Атлантическому сегменту Земли, имеющему минимальные

накопления Mn в сопряженных с ними океанских бассейнах. Максимальное (подавляющее) количество Mn связано в ЖМО Индо-Тихоокеанского сегмента, хотя окружающие его континенты не имеют сопоставимых по масштабам марганцевородных месторождений.

Чтобы понять возможные причины этого, кратко остановимся на некоторых известных представлениях о мезозойской истории формирования современного океана. Относительно достоверные факты, основанные на данных глубоководного бурения, как уже упоминалось, не позволяют выйти за рамки 180 млн лет. В то же время нет оснований отрицать, что глобальная перестройка облика планеты происходила на фоне существования древнего суперокеана – Панталассы, причем некоторыми авторами эта часть планеты считается даже исходно симатической [Пушаровский, 1986]. Древняя Пацифика была значительно шире, чем современная; ее западная часть клином “входила” в современный Индийский океан, но впоследствии отделилась в связи с продвижением на север Австралии и образованием Зондской островной дуги. Таким образом, восточная часть современного Индийского океана является реликтом Пацифики с сохранившимися здесь древними накоплениями ЖМО. Об этом свидетельствует и наличие в северо-восточной части Индийского океана такой типично “тихоокеанской” структуры, как Зондская островная дуга.

Одновременно с этими событиями происходил дрейф Индийского континентального блока в север-северо-восточном направлении вплоть до его столкновения с Азиатским континентом. Таким образом, западная часть Индийского океана раскрывалась по мере удаления Индии от Африканского континента. Она представляет собой фрагмент “молодого” океана. Отметим, что в истории формирования Индийского океана проявилось влияние большого спектра нелинейных тектонических, магматических и геодинамических эффектов [Пушаровский, 1995]. Однако в свете проблемы океанского рудогенеза главным остается геологическое время начала этого процесса, а оно резко различается между молодой западной частью и древней восточной.

По мере увеличения площади ложа океана в Индо-Атлантическом сегменте, что происходило почти одновременно как в южной части Атлантики, так и в западной части Индийского океана, создавались условия, благоприятные для осадконакопления, а следовательно, и для окисного рудогенеза. В полной мере этот процесс мог охватить всю площадь сегмента после столкновения

Индии с Азией, что произошло примерно 40 млн лет назад. По-видимому, в среднем общая продолжительность рудогенеза здесь не превышает 100 млн лет. За это время сформировались несколько рудоносных площадей и единственное рудное поле в Северной Атлантике. Марганцевый модуль (Mn/Fe) рудных отложений здесь вдвое ниже, чем в полях Индо-Тихоокеанского сегмента, общая площадь которых по меньшей мере десятикратно больше. Не трудно подсчитать, что такое количество Mn могло накопиться здесь не менее чем за 2 млрд лет.

Таким образом, существенная часть Mn в современных отложениях рудных полей Индо-Тихоокеанского сегмента представлена регенерированным из древних отложений металлом. По-видимому, процессы растворения и регенерации ЖМО в истории Мирового океана повторялись неоднократно, включая и современный период. Так, данные глубоководного бурения фиксируют два этапа глобального отложения в океанских осадках черных сланцев, обогащенных углеродом, причем они синхронны с аналогичными отложениями на суше [Jankins, 1993/1994]. Датируются эти события 120 и 93 млн лет, т.е. относятся к меловому времени. Очевидно, подобные глобальные катастрофы, связанные с возникновением бескислородных условий, несовместимы с сохранностью окисленных отложений на океанском дне и должны были привести к частичному или полному их растворению. Можно предполагать, что регенерация их происходила на океанском дне при нормализации окисленности водной среды. Из этого следует, что восстановительные условия в океанской среде могли возникать неоднократно в истории Земли и не являются атрибутом первичного океана.

Раскол Гондваны привел к началу образования современных Индийского и Атлантического океанов. Этот процесс запечатлен на палеогеодинамической реконструкции расположения континентов 200 млн лет назад, выполненной с учетом данных глубоководного бурения [Jankins, 1993/1994] (рис. 31).

Конечным результатом последовавших затем событий стало современное расположение континентальных блоков с Mn-рудными месторождениями, а также асимметрия накопления Mn в молодых океанах и древнем Индо-Тихоокеанском сегменте.

Нельзя не упомянуть и о втором крупном этапе отложения Mn-руд на суше, которое имело место в кайнозое, когда по периферии Паратетиса образовались богатые осадочные месторождения марганцевых руд: Никопольское, Чиатурское, Варненское и др. Предпосылкой к их образованию послужило сероводород-

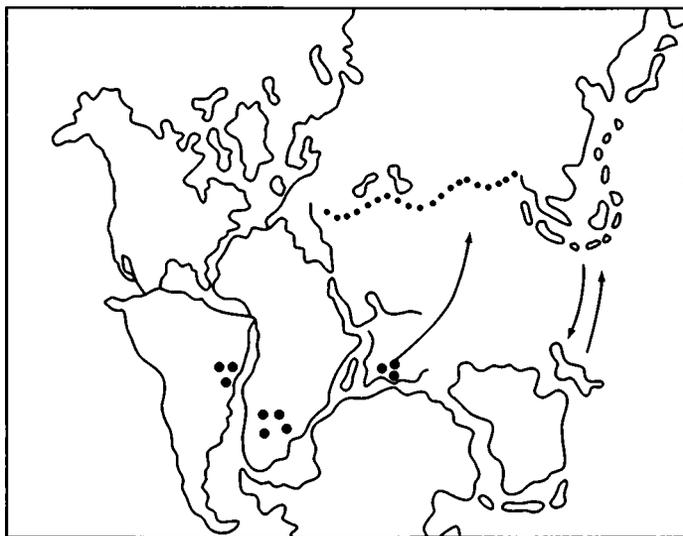


Рис. 31. Палеорекострукция расположения континентальных блоков 200 млн лет назад в ходе распада Гондваны. Точками показаны раннепротерозойские Mn-рудные месторождения, стрелки указывают направление движения континентальных блоков (по [Jankins, 1993/94] с упрощениями и добавлениями)

ное заражение вод олигоценового бассейна, произошедшее в период закрытия Паратетиса, что привело к растворению ранее накопленных здесь ЖМО. Характерно, что по химическому составу руд, их минералогической зональности и условиям отложения эти месторождения имеют сходство с раннепротерозойскими.

Отметим, что история изучения, в частности, олигоценовых месторождений Mn-руд началась раньше, чем стало известно о масштабах океанского рудоотложения. Поэтому многие исследователи пытались связать их образование с корами выветривания суши, что весьма проблематично из-за несопоставимости масштабов рудоотложения и его периода с потенциальными возможностями извлечения Mn из этих кор. Впервые идея об океанском источнике Mn была высказана Д.Г. Сапожниковым [1967], и, на наш взгляд, она представляется достаточно реальной. По-видимому, и это событие могло произойти в результате крупной катастрофы в Океане, причину которой еще предстоит выяснить.

Краткое рассмотрение двух наиболее крупных периодов марганцеотложения на суше, отстоящих друг от друга почти на 2 млрд лет и имеющих генетические корни с океанскими источ-

никами Mn, показывает их связь с событиями, происходившими в Индо-Атлантическом сегменте Земли. Причем раннепротерозойские месторождения после раскола суперконтинента и раздвига его фрагментов оказались на разных материках, а молодые олигоценные – сохранили положение, близкое к исходному.

В целом столь крупные скопления Mn-руд в одном сегменте Земли не имеют других аналогов на суше и по масштабам могут быть сопоставимы только с концентрациями Mn в рудных полях Индо-Тихоокеанского сегмента. По данным С.И. Андреева [1994], прогнозные ресурсы Mn в этом сегменте океана оцениваются в 14 084 млн т, а на суше – 15 571 млн т, что дает весьма близкие значения.

Итак, глобальная асимметрия океанского рудогенеза связана с разной длительностью процесса марганценакопления в двух сегментах планеты, что, в свою очередь, связано с их разной геологической историей.

Самая сложная проблема в океанском рудогенезе – генетическая, пока еще далекая от своего решения. Хорошо известен, например, факт, что Атлантический океан в целом резко обеднен накоплениями ЖМО. Обычно это объясняется относительно малыми размерами океана и более высокими скоростями терригенной седиментации в Атлантике [Cronan, 1975] по сравнению с Тихим океаном. Предполагается, по-видимому, что существенная часть Mn ассимилируется осадками, однако, по данным [Wedepohl, 1960], осадки Атлантики в 4 раза меньше содержат Mn, чем тихоокеанские. Поскольку других объяснений этой проблемы в литературе нет, следует признать ее нерешенной.

Полученные выводы позволяют внести ясность в эту проблему, введя лишь один дополнительный, но важнейший для геологии фактор – время. Именно оно является источником “избыточного” Mn в рудных полях Индо-Тихоокеанского сегмента, где, по нашим оценкам, сконцентрировано более 90% Mn Мирового океана. По данным С.И. Андреева [1994], только в Тихом океане сосредоточено более 80% рудной массы, обогащенной малыми элементами, что также свойственно гидроксидам Mn.

Уточнение этого аспекта генетической проблемы позволяет ближе подойти и к решению вопроса скоростей роста ЖМО. Радиометрические и другие методы дают на этот счет противоречивые результаты, разнящиеся почти на три порядка (от мм/млн лет до мм/тыс. лет). Между тем на основании исследования изотопного состава гелия и неона в космической пыли осадков авторы пришли к выводу о “сугубо непостоянной” скорости роста

конкреций [Ануфриев и др., 1999]. Именно к такому заключению подводит нас и изложенный в данном разделе материал, в соответствии с которым наряду с возможностью быстрого осаждения (соосаждения) гидроксидов при регенерации ЖМО из концентрированных растворов предполагается и медленный рост отложений при нормальном ходе рудообразования в стабильных, насыщенных кислородом условиях океанского дна.

Предложенный нами геосторический подход позволяет независимо от конкретного источника поставки Mn в океан заключить, что главной причиной его накопления в Индо-Тихоокеанском сегменте является многократно большая длительность существования замкнутого цикла круговорота Mn, постепенно накапливающегося в этом древнейшем секторе Мирового океана.

РЕГИОНАЛЬНАЯ АСИММЕТРИЯ РУДОГЕНЕЗА

Асимметрия железо-марганцевого рудогенеза ясно просматривается и на региональном уровне. Суть ее сводится к “прижатости” повышенных концентраций Mn в конкрециях (и осадках) к восточным частям Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Для Индийского океана это очевидно из изложенного выше, где асимметрия трактуется как проявление глобальной неоднородности строения и состава литосферы. Аналогичная асимметрия просматривается в составе конкреций Тихого и Атлантического океанов. Для Тихого океана это хорошо демонстрирует известная карта распределения Mn в конкрециях, составленная Н.С. Скорняковой [1986] (рис. 32). В рудных отложениях Атлантики асимметрия также фиксируется, хотя и в меньшей степени, соответствуя более молодому возрасту марганценакопления в этом океане.

По мнению С.И. Андреева [1993], причиной такой асимметрии являются ротационные силы вращения Земли, что нам представляется также реальным. Тем более, что здесь явно просматривается экранирующая роль западных окраин континентов, меридиональная протяженность которых с севера на юг ограничивает распространение рудного вещества, делая особенно резкими различия в составе конкреций по разные стороны этих барьеров, т.е. континентов. Особенно ярко это проявлено, естественно, в древнейшем Тихом океане, где в самом “глухом углу” – в южной части Гватемальской котловины содержания Mn в конкрециях могут достигать 45% (в среднем 40%), что соответствует их почти чисто марганцевому составу [Морозов, 1995]. Похожая обстановка отмечается и в Перуанской котловине.

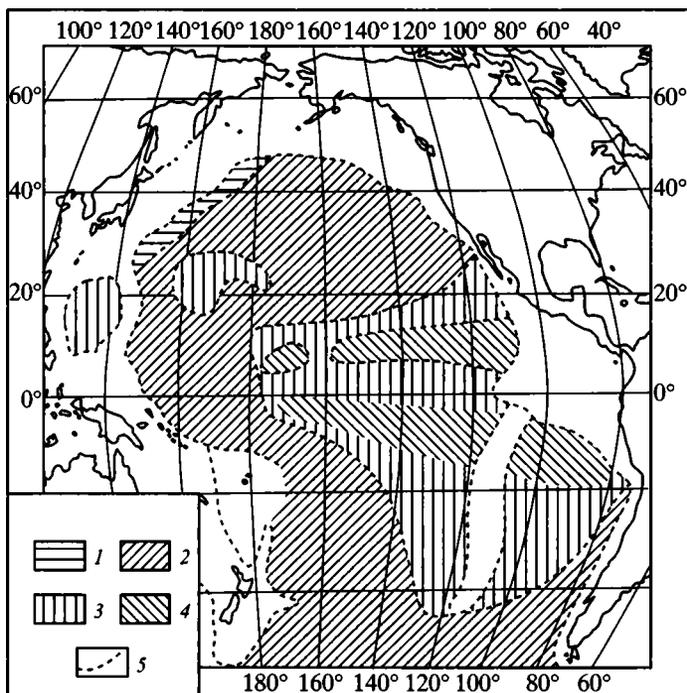


Рис. 32. Распределение Mn в конкрециях Тихого океана (в %)

1 – 1–10; 2 – 10–20; 3 – 15–20; 4 – 20–35, 5 – область распространения восстановленных осадков по окраинам океана (по Скорняковой [1986], с упрощением)

В этих районах, на наш взгляд, складывается особая ситуация для рудогенеза: с одной стороны, здесь скапливается большое количество Mn в силу упомянутого ротационного фактора, а с другой – это зона, где окисленные осадки подстилаются восстановленными на глубине 2–3 м. Это вынуждает Mn осаждаться в очень узком интервале кислородсодержащих условий, которые к тому же могут быть весьма неустойчивыми в силу сезонно “плавающей” глубины границы с восстановленным горизонтом. Поэтому здесь особенно интенсивны процессы диагенеза в осадочной толще.

Подобные условия имеют место и в восточной – Ангольской котловине Атлантики, ограниченной с севера и востока Африканским континентом. Здесь отношение Mn/Fe в конкрециях максимальное для этого океана и достигает 2,26 [Скорнякова, Мурдмаа, 1995].

Эта крайняя форма проявления асимметрии рудогенеза на региональном уровне связана с особенностями геохимии Mn, причем сложилась она на фоне антагонизма с распределением Fe в ходе рудогенеза, что проявилось в увеличении содержания последнего в конкрециях западных частей океанов. Таким образом, региональная асимметрия в вещественном составе конкреций не связана с их количественным распространением на площади того или иного океана, что отличает ее от глобальной асимметрии рудогенеза, рассмотренной выше.

Особенностью Индийского океана является то, что в нем особенно ярко выражены две разновидности асимметрии: глобальная и региональная, причем определяет его облик первая.

Чтобы оценить экранирующую роль континентов, кратко остановимся на южных частях трех крупнейших океанов планеты, которые иногда обобщают под названием Южный океан.

Конкрециеносные площади здесь распространены вдоль широты 60°, особенно концентрируясь в южных частях Тихого океана и западной половины Индийского. Максимального проявления они достигают в проливе Дрейка – море Скотия, где иногда классифицируются как рудное поле, относящееся к Тихому океану, поскольку ограничением его являются структуры Южно-Антверпской островной дуги, вписывающейся в так называемое Тихоокеанское огненное кольцо [Пушаровский, 1996]. Эти структуры до некоторой степени играют роль экрана в рудогенезе Южного океана. По-видимому, отсутствие их привело бы к более равномерному распределению рудоносных площадей.

Таким образом, региональная асимметрия, проявленная в вещественном составе конкреций, сводится к тенденции противоположного распределения в них главных рудообразующих металлов: содержание Mn возрастает в конкрециях восточных частей океанов, а Fe – тяготеет к западным. Если связывать это с ротационным фактором, то следует допустить возможность миграции гидроксидов Mn в тонкодисперсной фазе океанской взвеси. Это может происходить в форме нейтральных комплексов, в составе биогенного детрита, пеллетного транспорта и пр. Степень проявления региональной асимметрии связана с геологической длительностью существования того или иного океана.

Региональная асимметрия рудогенеза, как ясно из изложенного, относится к железо-марганцевым конкрециям. Они занимают огромные пространства океанского дна и обычно покоятся на полого-холмистом рельефе абиссальных равнин или глубоководных котловин.

Другая форма Fe–Mn отложений – рудные корки – могут рассматриваться в качестве локальных неоднородностей на фоне как глобальной, так и региональной асимметрии океанского рудогенеза. По существу, это интраокеанические отложения, обычно покрывающие вершины подводных обнажений коренных пород, лишенных осадка, они приурочены к позитивным морфоструктурам подводного рельефа. Состав корок и их распространение на океанском дне зависят от местоположения и времени образования подводных поднятий. Принято считать, что источником металлов для их формирования является морская вода, поэтому нередко их относят к эталону гидрогенных отложений. По сравнению с конкрециями корки в целом характеризуются более низкими значениями Mn/Fe и обогащением Co, особенно при отложении на небольших глубинах.

Особое положение занимают так называемые гидротермальные корки, формирующиеся в сфере действия эндогенной активности. К ним априори относят все рудные отложения рифтовых зон спрединговых хребтов, которые, по нашим данным, имеют чисто гидрогенное происхождение, и в большинстве случаев, независимо от океанов, эти первичные молодые отложения характеризуются сходством отношений Mn/Fe (0,4–0,5), весьма близких к таковым в морской воде (0,49) [Bruland, 1983]. Вместе с тем нередко в одной драге, приуроченной к узкому интервалу глубин единого поднятия, обнаруживаются существенно различающиеся по составу корки. По-видимому, это не связано с разными источниками поставки рудного вещества, скорее мы имеем дело с разновозрастными генерациями отложений, что не исключено в условиях тектонической мобильности океанского ложа или просто в силу старения и разрушения мощных отложений и их сбросов к основанию поднятий.

В целом же состав корок, так же как и конкреций, обусловлен не источником поставки металлов, а условиями отложения, под которыми следует понимать широкий комплекс различных параметров, прихотливо сочетающихся в океанской среде. При этом роль и значение отдельных, даже трудно уловимых вариаций в параметрах неисчислимо возрастает, если помнить о геологической длительности океанского рудогенеза.

Несмотря на известные общие закономерности в глобальной и региональной асимметрии рудогенеза, существуют и многочисленные локальные вариации как в распространении, так и в со-

ставе отложений [Скорнякова, 1986]. Мы полагаем, что океанский Fe–Mn рудогенез имеет единый источник рудного вещества (морская вода), а возможный механизм образования и формы его проявления зависят от условий окружающей среды и потому многообразны (диагенетический, регенерационно-седиментационный, гидрогенный и пр.).

ОКЕАНСКОЕ МАРГАНЦЕНАКОПЛЕНИЕ В СВЕТЕ ИСТОРИЧЕСКОЙ ТЕКТОНИКИ²

Тектонические процессы играли в геологическом прошлом нашей планеты и играют сейчас важную роль в перераспределении и отложении рудного вещества на океанском дне.

Вопрос о том, когда же началось Fe–Mn рудообразование в Мировом океане, неразрывно связан с историей возникновения самого океана.

Поскольку железо-марганцевый рудогенез – процесс осадочный, неразрывно связанный с историей осадкообразования в океане, правомерно соотнести и время его существования с этой историей. С одной стороны, осадочный Fe–Mn рудогенез должен быть синхронным с океанским осадкообразованием, с другой – этот процесс современный и происходит в современных океанах. Наиболее древние осадки в них имеют возраст 170–180 млн лет – таков возраст мобильного ложа Мирового океана в соответствии с данными глубоководного бурения. Эти цифры и являются точкой отсчета начала формирования современного облика Мирового океана. В то же время имеется достаточно данных, свидетельствующих о большой древности существования океанических бассейнов на Земле.

По распространенным представлениям, водные бассейны на Земле возникли еще в архее – 4–3,5 млрд лет назад, когда в обширных впадинах земной коры начала скапливаться вода, а точнее раствор, образовавшийся при дегазации недр планеты и находившийся в равновесии с породами ложа океана и первичной атмосферой [Пушаровский, Новикова, 1992]. Слоистые осадки раннеархейского возраста, обнаруженные в Западной Гренландии, Западной Австралии, Южной Африке и Восточной Европе (на Украине), свидетельствуют о существовании в то время терригенного сноса и формировании коры выветривания. Возраст водно-

² Раздел написан при участии Ю.М. Пушаровского.

слоистых осадков в Западной Гренландии более 3850 млн лет [Nutman et al., 1997]. Авторы утверждают, что в это время не только существовала гидросфера, но и происходили хемогенно-осадочные процессы, причем условия, удовлетворяющие стабильности жидкой воды, означают, что температура поверхности суши была сходна с современной. Изотопы углерода графитовых микровключений в апатите соответствуют их биоорганическому происхождению, что позволяет говорить о следах жизни на Земле даже более 3850 млн лет назад.

Иными словами, получены доказательства возможности существования протоокеанических бассейнов на Земле, а следовательно, и вероятного накопления в них осадков. Поскольку океанический рудогенез – процесс осадочный, следует признать, что он начался задолго до образования современного океана и уходит своими корнями еще в архейскую эру.

Существование континентальной коры на Земле, по данным изучения изотопии цирконов из обломочных отложений Западной Австралии, относится к 4,4 млрд лет назад. Предполагается, что эти отложения подверглись низкотемпературному взаимодействию с гидросферой. Уже к рубежу ~3800 млн лет на Земле обособилась литосфера с гранитным и мафическим компонентами. Авторы предполагают, что на этом рубеже на Земле существовала жизнь [Nutman et al., 2001; Wilde et al., 2001]. Самые древние терригенные породы имеют возраст 4030 млн лет. По мере роста горных сооружений и развития коры выветривания на Земле усиливалось и накопление осадков в водных бассейнах. Р. Гаррелс и Ф. Маккензи пришли к выводу, что примерно 3 млрд лет назад закончилась ранняя стадия образования океана, а становление условий, близких современным, произошло 2–1,5 млрд лет назад. С этого времени дальнейшие изменения в составе морской воды были невелики: “Можно считать, что состав океана в среднем за это время сохранился тем же, что и сейчас” [1974, с. 243].

Все известные палеогеографические (начиная с 3 млрд лет) реконструкции, воспроизводящие расположение древнейших континентов во времени и пространстве, подразумевают существование Мирового океана, на фоне которого происходили глобальные процессы создания суперконтинентов и их распада на отдельные блоки. Для данной работы особенное значение имеет тектоническая история суперконтинента Пангеи-0 [Хаин, 2001], сформировавшегося в самом конце архея и развивавшегося в раннем протерозое [Сорохтин, Ушаков, 1993; Хаин, Ломизе,

1995], т.е. спустя 2 млрд лет после появления на Земле признаков гидросферы. С ним связано образование гигантских Mn-рудных месторождений на суше, находящихся сейчас на разных континентах. Тектонический режим на Земле 2500–2200 лет назад был спокойным. Заметим, что период 300 млн лет почти вдвое больше времени существования современного океана с гигантскими накоплениями ЖМО на его дне. Можно думать, что этого времени достаточно для образования коры выветривания на суше и осадкообразования (и рудообразования) в окисленных водах древнего океана.

Имеются высказывания, что это был крупнейший спокойный период в истории Земли с очень медленным отложением пелагических и химических осадков [Barley et al., 1997]. Переломным моментом в структурном развитии суперконтинента оказался рубеж 2200 млн лет назад, когда началось его дробление. Однако процесс этот не был скоротечным, а происходил длительно и неравномерно. В результате возникло несколько материковых массивов, особенностью которых было высокое стояние, зафиксированное шельфовой или континентальной седиментацией. Между массивами развивались подвижные пояса, замыкавшиеся гетерохронно. Окончательно этот период прекратился в эпоху мощного раннепротерозойского орогенеза, отвечающего времени ~1900 млн лет назад, когда возникла Пангея [Сорохтин, Ушаков, 1993; Хаин, Ломизе, 1995]. Вся эта диастрофическая эпоха (2200–1900 млн лет назад) должна рассматриваться как эпоха неустойчивого геодинамического режима, характеризующегося сложным сочетанием в земной коре условий тектонического растяжения и сжатия. В палеогеографическом отношении здесь можно говорить о распространении суши, шельфов, разноглубинных водных бассейнов.

Напомним, что есть и иные представления в палеоокеанологии. По модели Д.А. Пайпера [Piper, 1982], амальгамирование (схождение блоков) протерозойского суперконтинента происходило между 2000 и 1800 млн лет назад, т.е. 2000 млн лет назад этот суперконтинент еще не существовал.

Дж. Роджерс [Rogers, 1996] приводит схему, согласно которой первым континентом на Земле был континент Ур, образовавшийся 3 млрд лет назад. Спустя 0,5 млрд лет возник континент Арктика, а еще через такой же промежуток времени – континент Атлантика. Соединившись 1 млрд лет назад, эти континенты образовали первый суперконтинент Родинию. Но эту схему сам автор определяет как умозрительную, базирующуюся лишь на

предположениях. В особенности это относится к древним континентам.

Заметим, что слово “Родиния”, введенное в 1991 г., все чаще используется в литературе, хотя в сущности оно относится к ранее выделявшемуся суперконтиненту (рифейская Пангея). О распространенности понятия свидетельствует, например, отчет по итогам изучения Гондваны (проект IGCP #288). Мысли Дж. Роджерса лежат в русле концепции схождения и дисперсии континентальных блоков в истории Земли, получившей широкое признание. В то же время очевидно, что для более определенных представлений, особенно в отношении геологической истории планеты в архее и протерозое, необходимы новые факты и подходы.

Сколько же времени просуществовал протерозойский суперконтинент? На основании палеомагнитных данных Д.А. Пайпер высказал идею, что он существовал в течение всего протерозоя [Piper, 1982]. По мнению Д. Шисселя и Ф. Аро, геологические данные свидетельствуют о его существовании между 1800 и 1100 млн лет назад [Schissel, Aro, 1992]. В то же время модель Дж. Роджерса [Rogers, 1996] вообще показывает, что первый суперконтинент Родиния возник лишь 1000 млн лет назад.

Очевидные противоречия в области трактовки геологической истории Земли свидетельствуют о недостаточности научного фундамента для достоверных палеореконструкций, особенно древнейших эпох развития Земли. В этом случае целесообразно шире использовать такие важные признаки, как существование хорошо датированных и тектонически определенных крупнейших в мире раннепротерозойских Мп-рудных формаций. Это обстоятельство позволяет присоединиться к палеотектоническим построениям, содержащимся в работах [Сорохтин, Ушаков, 1993; Хаин, Ломизе, 1995].

Попытки графически изобразить раннепротерозойский суперконтинент крайне ограничены. В.Е. Хаин и Н.А. Божко предложили реконструкцию для раннего рифея. В их книге говорится: “Реконструкция Пангеи-1 (имеется в виду раннепротерозойское время) представляет собой трудновыполнимую задачу” [Хаин, Божко, 1988, с. 157]. Авторы предполагают, что гипотетическая Пангея-1 напоминает более молодую Пангею. Последняя изображается в виде компактного блока, на котором рисуются контуры современных континентов, причем расположение их сравнительно мало отличается от палеореконструкции, предложенной Х. Дженкинсом [Jankins, 1993/1994] для триаса (рис. 33).

Удивительно, что столь разновременные реконструкции представляются довольно сходными по расположению интересующих нас континентов.

Данная работа показывает, что раннепротерозойское марганцеотложение на суше периода 2200–1900 млн лет назад должно быть использовано как важный критерий для соответствующих палеопостроений, касающихся гондванских материков. Основанием для этого служат весьма сходные марганцерудные провинции Южной Африки, восточной Бразилии и Индии, которые совершенно естественно объединить в единый протерозойский ареал марганценакопления. Именно в этих провинциях сконцентрированы основные мировые запасы марганцевых руд. Очевидна пространственная приуроченность упомянутых провинций к Индо-Атлантическому сегменту Земли, а отсюда и генетическая связь их формирования с тектоногеодинамическими обстановками, присущими этому сегменту.

Каковы же могли быть причины раскола протерозойского континента? По модели, предложенной Д.Л. Андерсоном [Anderson, 1984] и поддержанной В. Гурнисом [Gurnis, 1998], предполагается, что мощный суперконтинент с толстой корой должен вызывать в мантии сильный апвеллинг и приобретать куполообразную форму (выступ геоида). Следствием становится раскол суперконтинента, и отдельные блоки начинают движение в сторону мантийного даунвеллинга (геоидного понижения). Однако это чисто физическая модель, которую трудно подтвердить или отвергнуть.

Подводя итоги историко-тектонического анализа, отметим, что приведенные выше сведения по асимметрии геохимии и пространственного распространения ЖМО имеют существенное значение для дальнейшего развития структурной асимметрии Земли – разделения ее на два сегмента. Это учение зародилось в 50-х годах прошлого века как одно из важнейших обобщений, полученных в итоге составления Тектонической карты СССР в масштабе 1 : 5 000 000. В настоящее время суть ее нужно понимать следующим образом. Тихоокеанский тектонический сегмент образуют ложе Тихого океана и его Тектонический пояс. Последний представляет собой целостную глобальную структуру кольцевой формы, образованную сложно построенными горно-складчатými сооружениями и системами островных дуг и окраинных морей. Вся остальная часть земного шара, резко отличная по строению и геологической истории, относится к Индо-Атлантическому сегменту.

Как известно, помимо тектонического своеобразия, Циркум-Тихоокеанский пояс отличается мощнейшим развитием в нем гранитоидного магматизма, спецификой металлогении, приуроченностью к нему самых значительных проявлений на Земле молодого вулканизма и сейсмичности.

В пределах ложа Пацифики фактически нет свидетельств его геологической истории древнее 180 млн лет. Но косвенно о ней можно судить по геологии внешних (континентальных) частей Тихоокеанского тектонического пояса, где встречаются офиолитовые серии возрастом ~1 млрд лет. В сочетании с данными сейсмической томографии, установившей проникновение тихоокеанской неоднородности, выраженной пониженными скоростями сейсмических волн на всех глубинных уровнях, вплоть до земного ядра, можно полагать, что эта неоднородность скорее всего отражает очень древнюю асимметрию в строении планеты. Отметим, что глобальной структурной асимметрией обладают также другие планеты, такие как Марс, Меркурий, Венера, а равно и Луна. Все они находятся на разных стадиях развития. Соответственно можно считать, что структурная асимметрия – это устойчивое свойство упомянутых небесных тел, возникшее, вероятно, еще в аккреционную стадию. Здесь необходимо упомянуть, что в настоящее время в космохимии уже нет места идее, что Солнечная система образовалась из хорошо перемешанного химически и изотопно однородного горячего газового облака. Базисом для такого суждения главным образом являются данные об изотопном составе метеоритов [Meteorites..., 1988]. Для таких элементов, как Mg, Si, Ca, Ba, Sr, Ti, Ag, Nd, Sm, Xe, Ne установлены внеземные изотопы, что и свидетельствует о гетерогенности досолнечной небулы. Она могла состоять из материала звезд, а также межзвездных облаков, и в дальнейшем их изотопы были привнесены в Солнечную систему [Шуколюков, 1996]. Тем самым, последняя также гетерогенна, что и привело в ходе аккреции планет к их изначально неоднородному строению. Очень вероятно, что Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты отражают эту первичную неоднородность.

Путь тектонического развития Индо-Атлантического сегмента по сравнению с Тихоокеанским совершенно иной. Именно в его пределах на протяжении нескольких миллиардов лет формировались материковые массы (кратоны). Время от времени такие массы соединялись и тогда образовывались суперконтиненты (Пангеи, Гондвана и др.), которые в дальнейшем раскалывались и их части расходились, открывая пространства для разви-

тия новообразованных океанов. Используя актуалистический метод, можно сказать, что ведущим механизмом при этом был рифтинг. В пределах ложа Тихого океана никаких признаков существования когда-либо континентальных масс нет.

Кардинальной проблемой является характер тектонических взаимоотношений сегментов на разных этапах геологической истории. Как выясняется, особенности распространения океанских железо-марганцевых отложений способствуют ее разработке.

Было показано, что океанские ЖМО распадаются на две группы: тихоокеанскую с ее обширными полями богатых руд и атлантическую, где площади оруденения ограничены и руды значительно беднее. Тем самым, выявляется новый критерий для противопоставления двух тектонических сегментов.

Индийский океан в его восточной половине характеризуется распространением ЖМО тихоокеанской группы, а в западной – атлантической. Этот факт, наряду со структурными особенностями и палеореконструкциями, позволяет считать, что в более древние геологические периоды восточная часть этого океана входила в состав Пацифики.

ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ СОБЫТИЙ НА ОСНОВЕ ИСТОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ МАРГАНЦЕРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

По-видимому, океанское марганценакопление 2500–2200 млн лет назад явилось тем источником Mn, который в период между 2200 и 1900 млн лет назад мог сформировать гигантское месторождение по южной окраине древнего суперконтинента, причем произойти это могло до его раскола.

Раннепротерозойские хемогенно-осадочные месторождения Fe- и Mn-руд – крупнейшие носители основной массы мировых ресурсов этих металлов. Д. Шиссель и Ф. Аро [Schissel, Aro, 1992] привели геологические доказательства того, что большинство крупнейших бассейнов с Fe- и Mn-формациями образовались в условиях пассивных тектонических окраин на мелководных континентальных шельфах, без существенных признаков вулканизма. Ранний протерозой в истории Земли характеризуется развитием основной массы крупнейших железорудных формаций, составляющих свыше 90% всех мировых запасов. С ними ассоциируют крупнейшие Mn-рудные месторождения в Южной Африке, Бра-

зилии и Индии; только одно гигантское поле Калахари (Южная Африка) содержит более 75% мировых запасов Mn. Такая ассоциация этих месторождений имеет прямую связь с океанским источником металлов. Предложенная авторами модель образования подобных месторождений подразумевает апвеллинг глубинных восстановленных вод, обогащенных Fe и Mn, в области континентального склона и шельфа и последовательное отложение сначала Fe-формаций при пониженных значениях редокс-потенциала, затем карбонатных и окисных Mn-руд, при возрастании окисленности прибрежных вод. При этом авторы полагают, что воды протерозойского океана были восстановленными и содержали большое количество растворенных Mn и Fe. Окисление их происходило постепенно с поверхности кислородсодержащей атмосферой.

Однако в соответствии с современными, приведенными выше данными океанская вода в протерозое была полностью окислена – это во-первых, а во-вторых, отношение Mn/Fe в восстановленных океанских водах не могло существенно отличаться от отношения их в породах (0,017), что не позволило бы сформировать мощные Mn-рудные формации без предварительной концентрации Mn в какой-либо другой форме. Надо сказать, что концепция Д. Шисселя и Ф. Аро основывается на гипотезе Д. Пайпера, предположившего амальгамирование протерозойского континента между 2000 и 1800 млн лет назад. Поэтому образование месторождений они связывают с периодом схождения континентальных блоков. Как указывалось выше, мы придерживаемся другой точки зрения, т.е. что этот континент до того времени уже существовал. Аргументом в пользу этого служит и тот факт, что сходящиеся блоки не могли замкнуть сколько-нибудь значительную часть океанских пространств и, следовательно, не было условий для выноса столь огромных количеств Mn. Кроме того, схождение континентальных блоков едва ли было бы возможно без следов тектонических коллизий на континенте.

Сходство геологических условий отложения, вещественного состава и единое время образования рудных формаций позволяют объединить Южную Африку, Бразилию и Индию в составе раннепротерозойского суперконтинента. В обстоятельной статье Д. Шисселя и Ф. Аро дано подробное описание стратиграфических разрезов, приведенных на рис. 33. Кратко оно сводится к следующему. Наиболее изученная формация Хотазель в Южной Африке показывает три цикла образования Fe-слоев, пелитового магнетита и смешанных Mn-карбонатных и Mn-окисных слоев,

Южная Африка
Провинция Кейп
Трансваальская супергруппа

Бразилия
Минас Жериас
Минас супергруппа

Индия
Орисса Fe-рудная
супергруппа

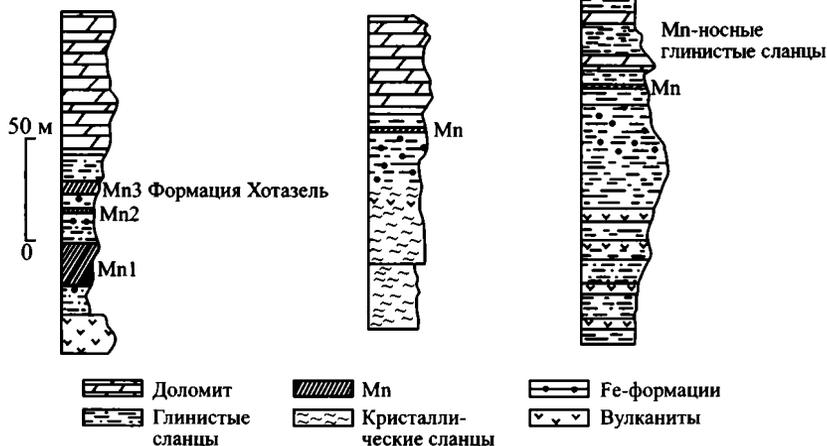


Рис. 33. Стратиграфические формации, включающие Mn-рудные отложения, ассоциирующие с Fe-формациями, в месторождениях Южной Африки, Бразилии и Индии [по Schissel, Aro, 1992]

отвечающих трем морским трансгрессиям. В поле Калахари протяженность Mn-рудного тела достигает 90 км и несет следы 5 эрозионных циклов. Все это может свидетельствовать об определенной продолжительности формирования этого месторождения, ресурсы которого по оценке Минералогического комитета ЮАР составляют 12,7 млрд т.

Из-за метаморфизма и деформаций пород геологические разрезы Бразилии и Индии менее ясны, но стратиграфия метаморфизованных осадков обычно показывает переходы от Fe-формаций к карбонатным марганцевым и затем к марганцевым окисленным формациям. Все три последовательности перекрываются регрессивными карбонатными отложениями, которые завершают Fe- и Mn-седиментацию. В Бразилии наиболее крупные отложения находятся в провинции Минас Жериас; исторически они были важнейшим мировым источником Mn, но по мере истощения их значение уменьшилось. В Индии в провинции Орисса Mn-отложения также ассоциируют с Fe-формациями, перекрывая их. Они также играли важную экономическую роль, хотя сейчас в значительной мере выработаны.

зилии и Индии; только одно гигантское поле Калахари (Южная Африка) содержит более 75% мировых запасов Mn. Такая ассоциация этих месторождений имеет прямую связь с океанским источником металлов. Предложенная авторами модель образования подобных месторождений подразумевает апвеллинг глубинных восстановленных вод, обогащенных Fe и Mn, в области континентального склона и шельфа и последовательное отложение сначала Fe-формаций при пониженных значениях редокс-потенциала, затем карбонатных и окисных Mn-руд, при возрастании окисленности прибрежных вод. При этом авторы полагают, что воды протерозойского океана были восстановленными и содержали большое количество растворенных Mn и Fe. Окисление их происходило постепенно с поверхности кислородсодержащей атмосферой.

Однако в соответствии с современными, приведенными выше данными океанская вода в протерозое была полностью окислена – это во-первых, а во-вторых, отношение Mn/Fe в восстановленных океанских водах не могло существенно отличаться от отношения их в породах (0,017), что не позволило бы сформировать мощные Mn-рудные формации без предварительной концентрации Mn в какой-либо другой форме. Надо сказать, что концепция Д. Шисселя и Ф. Аро основывается на гипотезе Д. Пайпера, предположившего амальгамирование протерозойского континента между 2000 и 1800 млн лет назад. Поэтому образование месторождений они связывают с периодом схождения континентальных блоков. Как указывалось выше, мы придерживаемся другой точки зрения, т.е. что этот континент до того времени уже существовал. Аргументом в пользу этого служит и тот факт, что сходящиеся блоки не могли замкнуть сколько-нибудь значительную часть океанских пространств и, следовательно, не было условий для выноса столь огромных количеств Mn. Кроме того, схождение континентальных блоков едва ли было бы возможно без следов тектонических коллизий на континенте.

Сходство геологических условий отложения, вещественного состава и единое время образования рудных формаций позволяют объединить Южную Африку, Бразилию и Индию в составе раннепротерозойского суперконтинента. В обстоятельной статье Д. Шисселя и Ф. Аро дано подробное описание стратиграфических разрезов, приведенных на рис. 33. Кратко оно сводится к следующему. Наиболее изученная формация Хотазель в Южной Африке показывает три цикла образования Fe-слоев, пелитового магнетита и смешанных Mn-карбонатных и Mn-оксидных слоев,

Южная Африка
Провинция Кейп
Трансваальская супергруппа

Бразилия
Минас Жерияс
Минас супергруппа

Индия
Орисса Fe-рудная
супергруппа



Рис. 33. Стратиграфические формации, включающие Mn-рудные отложения, ассоциирующие с Fe-формациями, в месторождениях Южной Африки, Бразилии и Индии [по Schissel, Aro, 1992]

отвечающих трем морским трансгрессиям. В поле Калахари протяженность Mn-рудного тела достигает 90 км и несет следы 5 эрозийных циклов. Все это может свидетельствовать об определенной продолжительности формирования этого месторождения, ресурсы которого по оценке Минералогического комитета ЮАР составляют 12,7 млрд т.

Из-за метаморфизма и деформаций пород геологические разрезы Бразилии и Индии менее ясны, но стратиграфия метаморфизованных осадков обычно показывает переходы от Fe-формаций к карбонатным марганцевым и затем к марганцевым окисленным формациям. Все три последовательности перекрываются регрессивными карбонатными отложениями, которые завершают Fe- и Mn-седиментацию. В Бразилии наиболее крупные отложения находятся в провинции Минас Жерияс; исторически они были важнейшим мировым источником Mn, но по мере истощения их значение уменьшилось. В Индии в провинции Орисса Mn-отложения также ассоциируют с Fe-формациями, перекрывая их. Они также играли важную экономическую роль, хотя сейчас в значительной мере выработаны.

На наш взгляд, предположение Д. Шисселя и Ф. Аро об океанском источнике рудных металлов для этих месторождений интересно и справедливо, но нельзя согласиться с тем, что это происходило при схождении континентальных блоков, во-первых, и при наличии восстановленных вод в протерозойском океане, во-вторых.

В соответствии с новыми данными [Галимов, 1988] общая масса воды в океане, а также ее состав уже 2,5–2 млрд лет назад были близки к современным. Исследование древнейших окисленных осадков, вмещающих Mn-рудные отложения в Южной Африке, указывает на присутствие кислородной атмосферы 2,25–2 млрд лет назад [Gutzmer, Beukes, 1996]. К тому же вода на Земле существовала 3850 млн лет назад [Nutman et al., 1997], т.е. по меньшей мере за 1,5 млрд лет до описываемых событий.

Все это означает, что на дне раннепротерозойского океана (2500–2200 млн лет назад) мог происходить процесс осадочного рудообразования, сходный с современным. По-видимому, в истории Земли в течение 300 млн лет существовал уникальный период не только для накопления ЖМО в океане, но и для развития других форм Природы.

Предполагается, что переломным моментом в структурном развитии протерозойского суперконтинента – древнейшей Пангеи-0 – оказался рубеж 2200–1900 млн лет назад, когда началось его дробление и образование нескольких материковых блоков. Однако причина этого события остается неясной.

Надо отметить, что приводимые у разных авторов даты, относящиеся к столь отдаленным во времени геологическим событиям, нередко разнятся в пределах ± 100 –200 млн лет. По-видимому, эти неувязки, составляющие 5–10% абсолютных величин, в данном случае не являются принципиальными.

Таким образом, несмотря на то что данные глубоководного бурения весьма ограничивают возраст современного океана до 180 млн лет, палеогеодинамические построения и приведенные выше фактические данные позволяют считать, что обширные океанские пространства действительно существовали на Земле в очень отдаленные геологические эпохи. Длительность океанского осадочного рудогенеза, точнее марганценакопления, может значительно превышать возраст современного океанского ложа, и соответственно в современных ЖМО содержится Mn, внесенный в океан в предшествующие геологические эпохи. Заметим, что Mn не несет временной отметки и определить содержание его древней фазы в современных отложениях не представляется возможным.

АСТЕРОИДНАЯ ГИПОТЕЗА ОБРАЗОВАНИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Mn И Fe НА КОНТИНЕНТАХ

Выше приведены данные, свидетельствующие об окисленности вод раннепротерозойского океана и широком развитии в нем окисного Fe–Mn рудообразования в течение ~300 млн лет. Каким же образом металлы могли быть вынесены из глубин океана и отложены на южной окраине древнего континента? Здесь следует согласиться с нашими предшественниками, считающими, что растворение Mn и Fe произошло в восстановленных океанских водах. Что же могло послужить причиной столь резкого изменения состава воды?

В качестве гипотезы можно выдвинуть идею столкновения с Землей гигантского астероида или другого космического тела, упавшего в океан на расстоянии сотни или тысячи километров от берегов древнего континента. Столь отдаленный от континента эпицентр падения мог не оставить тектонических следов на суше, несмотря на его катастрофические последствия для всей планеты. При этом имеется в виду, что на Земле в раннем протерозое существовал единый суперконтинент, омывавшийся единым суперокеаном.

На мысль о вероятности космического события наводят те факты, что в ранней истории Земли только на суше выявлено несколько следов крупных импактных событий – астроблем. Г. Гликсон, используя геохимические свидетельства ранних импактных событий на Земле (архей–протерозой), пришел к выводу, что они были связаны с падением астероидов диаметром 20–30 км, причем следы от их падения достигают нескольких сотен километров в диаметре [Glikson, 2005]. По данным Е.П. Гурова [2002], на поверхности Земли зарегистрировано 160 импактных структур разного возраста (рис. 34), среди них 5 гигантских, причем каждый год выявляется еще 4–5 новых. Поверхность Земли изучена в этом отношении слабо, поэтому на приводимой карте видна большая неравномерность распространения импактных структур. Тем не менее очевидно, что это явление не приурочено к каким-либо определенным областям, а должно иметь повсеместное распространение на поверхности планеты. Тот факт, что современная геологическая наука традиционно связывает всю тектоническую историю развития Земли главным образом с внутриземными (эндогенными) процессами, в значительной мере ограничивает ее возможности в интерпретации историко-геоло-



Рис. 34. Карта выявленных следов импактных структур на поверхности Земли (по Гурову [2002])

гических событий, касающихся, в частности, таких важных аспектов, как образование рудных месторождений.

Вероятность падения космических тел в акваторию океана выше, чем на континенты, поскольку океан занимает большую часть поверхности Земли. По-видимому, следы этих событий должны существенно отличаться от последствий падения астероидов на континентах. Это связано с тем, что континентальная кора значительно мощнее океанской. Она составляет десятки километров, если судить по сейсмической границе Мохо, а корни континентов прослеживаются до глубины двух–трех сотен километров [Artemieva, Моoney, 2002]. Толщина же океанской коры не превышает 10 км, обычно 7–8 км. Если на континентах мы имеем возможность фиксировать следы импактных структур и определять масштабы и время произошедших катастроф, то в океане этого сделать нельзя, поскольку океанское ложе постоянно омолаживается. В то же время падение крупных космических тел в океан может иметь более грандиозные последствия, поскольку они могут прорвать тонкую океанскую кору и спровоцировать гигантскую тектоно-магматическую и вулканическую активность. В интересующем нас плане, следствием этого будет резкое изменение состава морской воды – из окисленной она станет восстановленной и агрессивной по отношению к ЖМО, которые растворятся. Далее возможен следующий сценарий. Активизация магматизма вздымает ложе океана, наступает период трагичес-

сии, и насыщенный растворившимися металлами раствор выносятся возникающими апвеллинговыми течениями на окраины континентов, где происходит его окисление кислородом атмосферы и последовательное осаждение металлов в соответствии с их редокс-потенциалами. При этом вероятно образование волн цунами.

Последствия подобных катаклизмов не могут быть кратковременными, они продолжаются геологически протяженное время, пока не компенсируется магматическая активность на океанском дне. Г. Гликсон на основании моделирования ранних земных импактных событий считает, что последствия падения крупных астероидов могут быть "...катастрофическими и длительность термальных и магматических событий может достигать 100 млн лет, в условиях формирования импактного кратера в эластичном верхнем слое-коре и низкоскоростной подкоровой литосфере..." [Glikson, 1993, с. 29]. Напомним, что период образования описанных выше месторождений совпал с диастрофической эпохой 2200–1900 млн лет назад и мог продолжаться длительное время.

Затем тектонические последствия взрыва постепенно заживают, ложе океана оседает и наступает период регрессии, при которой обнажаются окраинно-континентальные рудные отложения (рис. 35). Последующая их эволюция становится частью геологической истории протерозойского континента.

На мысль о вероятности такого развития событий наводит описание глубинной морфологии кратера Чиксулуб (п-ов Юкатан, Мексика) – наиболее изученной астроблемы на сегодняшний день [Melosh, 2001]. Поскольку катастрофа произошла 65 млн лет назад (т.е. не в столь отдаленное время), она оставила многочисленные следы последствий столкновения астероида с Землей. В частности, анализ тех событий помогает объяснить причину локализации протерозойских месторождений на определенной окраине древнего суперконтинента. Она связана с вероятностью направленного выброса обогащенного металлами раствора морской воды на сушу, подобно тому, что произошло на Юкатане, когда астероид диаметром более 10 км, мчавшийся со скоростью 25 км/с с юго-востока врезался в Землю под углом 45° [Flannery, 2001]. Такое столкновение эквивалентно взрыву мощностью около 100 млн Мт. Скользящий удар нанес гораздо больший урон природе Земли, чем это сделало бы вертикальное падение. На рис. 36 приведена морфология кратера Чиксулуб, где видны изменения, произошедшие на границе кора-мантия (Мохо). По описанию Дж. Мелоса [Melosh, 2001] эта граница сначала была



Рис. 35. Схематическое изображение последствий падения гигантского астероида в открытом океане и механизма образования гигантских Mn-рудных формаций

1 – континент, 2 – океанская кора, 3 – сейсмическая граница МОХО, 4 – скопления Fe–Mn отложений, 5 – осадочная толща. Заштрихованные области на шельфе показывают геохимическую последовательность отложения руд в процессе регрессии океана

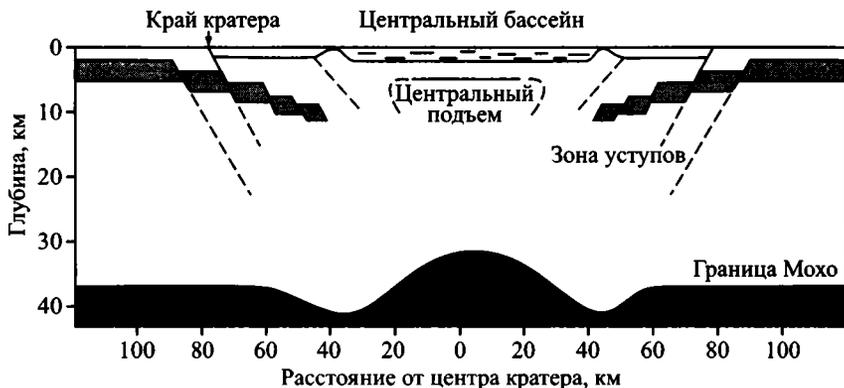


Рис. 36. Морфология кратера Чиксулуб (п-ов Юкатан, Мексика), образовавшегося 65 млн лет назад при падении астероида (по [Melosh, 2001])

вдавлена в мантию, а потом, вследствие подъема мантийных масс, приобрела выпуклую форму. Первичный кратер имел форму чаши диаметром 100 км и глубиной 30 км. Его структура сохранилась и сейчас. Она состоит из многокольцевых террасированных уступов, заполненных глубинным материалом. Автор пред-

полагает, что кратерная впадина заполнена мантийным и нижнекоровым материалом. Этот пример приведен для того, чтобы показать, что даже континентальная кора, мощность которой здесь составляет 35 км, могла быть прорвана астероидом.

В настоящее время в открытом океане достоверно известно только одно событие, произошедшее 2,15 млн лет назад в море Беллинсгаузена (Антарктический сектор Тихого океана), куда упал астероид и где сейчас активно изучается соответствующая структура, названная Элтанин, на глубине 5 км [Gersonde et al., 1997].

Последствия этого события воспроизведены Н.А. Артемевой и В.В. Шуваловым [Artemieva, Shuvalov, 2002] методом численного компьютерного моделирования для астероида диаметром 1 км. В соответствии с приводимыми данными глубина проникновения его в ложе океана (зона расплава) достигала 2 км при падении со скоростью 40 км/с, при глубине океана 2 км. При этом зона постударного изменения пород составляла 4-кратный диаметр астероида. Основной целью данного эксперимента было выявление тормозящего действия воды на скорость падения астероида при различных глубинах океана. Заметим, что астероиды диаметром 1 км относятся к числу малых.

Для астероидов диаметром 10 км и более (а таких только на континентах известно не менее пяти) глубиной океана можно пренебречь. В таком случае удар приходится на тонкую океанскую кору (7–8 км). Если плотность метеоритного вещества в среднем составляет 6 г/см³, то масса астероида диаметром 10 км составит $\sim 3 \cdot 10^{12}$ т, а кинетическая энергия при скорости падения 25 км/с – соответственно $2 \cdot 10^{15}$ Па. Это в 1000 раз больше, чем для астероида диаметром 1 км. По-видимому, астероид-гигант должен прорвать эту кору и войти в мантийную среду, где скольжение его будет продолжаться до полной потери огромной кинетической энергии. При этом в мантийной среде будут изменяться физические и химические свойства в объеме, существенно превышающем диаметр астероида. Следы этих изменений в мантии могут сохраняться геологически долго. Можно предполагать, что реальная глубина проникновения гигантского астероида в мантию может достигать десятков километров.

В связи с этим напомним, что сейсмотомографией выявлено крупное нарушение в мантии под Южной Африкой, интерпретируемое как субдущированная океанская кора [Shen, 2003], хотя его близкая к цилиндрической форма напоминает след, оставленный астероидом.

Считается, что характер космического воздействия на протяжении всей истории Земли практически не менялся [Баренбаум и др., 2002]. Однако идентифицировать древние импактные структуры значительно сложнее, и практически невозможно, когда речь идет об океанском дне. Тем не менее образование гигантских осадочных Fe- и Mn-рудных формаций на окраинах древнего континента может служить косвенным свидетельством реальности подобных событий.

Эти месторождения имеют важное значение не только для достоверных палеогеодинамических реконструкций, но и для разработки новых подходов к решению проблемы марганценакопления на Земле, до сих пор рассматривавшейся отдельно для месторождений суши и океана. Впрочем, замыкающая часть единства (круговорота) – возвращение Mn из океана на сушу – может осуществиться только в двух случаях: либо при промышленном освоении океанских богатств, либо при очередной глобальной катастрофе.

Напомним, что частью последнего суперконтинента была Гондвана. Она существовала на рубеже палеозоя и мезозоя (~250 млн лет назад) в пределах южной части Западного полушария. Интересно, что именно этим временем датируется падение крупного астероида, следы которого встречены в породах Китая, Японии и Венгрии (251,4 млн лет). Тогда погибло 70% позвоночных на суше и 90% обитателей моря (см. журн. “Природа”, 2002). Такое соотношение не исключает вероятности нахождения эпицентра той катастрофы в океане, а время этого события хорошо совпадает с началом раскола Гондваны.

ИСТОЧНИКИ ПОСТАВКИ Mn ДЛЯ ОКЕАНСКИХ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Проблема источников металлов, формирующих колоссальные накопления окисных Fe–Mn-руд на океанском дне, является в настоящее время далеко не решенной. Нет нужды говорить о ее важности в преддверии предстоящего в реальном будущем освоения минеральных богатств океана.

В заключительном разделе рассмотрены два главных и альтернативных представления об источниках поставки металлов в океан – гидротермальном и терригенном. Дискуссии на эту тему в отечественной литературе в настоящее время нет, поскольку после ухода из жизни Н.М. Страхова, классическими трудами ко-

того была показана ведущая роль терригенного стока в поставке Mn в океан (до 95%), монопольно возоблала позиция, отдающая полный приоритет гидротермальному источнику.

А.П. Лисицын в недавно вышедшем издании, посвященном геологии Мирового океана в третьем тысячелетии, пишет: “Сенсацией века стало открытие огромного вклада эндогенного вещества, поступающего на современное дно океана в области срединных хребтов...” [Лисицын, 2005, с. 30]. Судя по его работам (см. ниже), приведенная формулировка распространяется и на марганец. Ю.А. Богданов в предисловии к книге [Гурвич, 1998] также указывает, что “Основная часть Mn, ...содержащегося в морской воде, имеет гидротермальное происхождение” (с. 4). В связи с подобными высказываниями назрела необходимость вернуться к рассмотрению проблемы источников поставки Mn – основного рудообразующего металла в океанских Fe–Mn-рудах.

Попытка разобраться в этих вопросах является изложением взглядов автора, основанных на собственных исследованиях и анализе литературных источников. Последовательно рассмотрим известные аргументы в пользу той или иной точки зрения.

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОЕ РУДООТЛОЖЕНИЕ В СПРЕДИНГОВЫХ ЗОНАХ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Проведенные нами исследования Fe–Mn-рудообразования в различных геодинамических обстановках Атлантического спредингового хребта (рифтовые зоны, разломные структуры, зоны их сочленения и др.) позволяют сделать определенный генетический вывод – существенным источником поставки Mn для формирования железо-марганцевых отложений в океане эндогенные процессы не являются. И хотя Fe–Mn-рудоотложение имеет место в этих областях, оно характеризуется значительным преобладанием Fe над Mn. Причем содержание Mn постепенно увеличивается от рифовых зон по направлению к флангам хребта (см. табл. 20).

Это может свидетельствовать о возможной рудогенерирующей роли спредингового хребта в поставке Fe как для сульфидных, так и для окисленных руд, а также о явном дефиците в этом процессе Mn [Базилевская, Сколотнев, 2001].

На всем протяжении изученных нами как северных (0–16° с.ш.), так и южных областей Срединно-Атлантического хребта, составляющем более 2500 км, существенно Mn корки в рифтовой зоне встречены лишь в двух точках. Однако особенно-

сти их состава и строения, а также детальная характеристика условий отложения свидетельствуют о привнесении корок извне и, насколько можно судить, в результате опосредованной тектономагматической активизации (см. гл. III).

Повышенные содержания Mn фиксируются в корках, формирующихся на склонах подводных активных вулканических поднятий (зона сочленения разлома Чейн с прилежащим с юга сегментом рифта, восточная часть полигона Буве). Но здесь отмечается особая геохимическая зональность – ближе к вершине, т.е. к очагу вулканической активности, корки имеют существенно железистый состав, а на более глубоком уровне – марганцовистый (см. рис. 24). Такая закономерность отражает зону геохимического барьера в морской воде, возникающего на границе восстановительных условий (подводный вулканизм, гидротермальная активизация) с высокоокислительной средой морской воды.

СРЕДА ОКЕАНСКОГО РУДООТЛОЖЕНИЯ

Большое значение для металлогении океана имеет тот факт, что все процессы рудоотложения на океанском дне происходят в среде морской воды, являющейся электролитом средней силы. Во всех пограничных зонах, будь то механические (вода–дно), физические (давление, температура и т.д.) или физико-химические (Eh, pH, концентрации элементов, солей и т.п.), в морской воде всегда возникают геохимические барьеры [Перельман, 1968; Емельянов, 1998]. Главным барьером является область раздела между электролитом (морской водой) и твердым субстратом (дно), на котором образуется электрический двойной слой и меняется структура воды. Вода на границе раздела значительно отличается от основной массы морской воды, ионный обмен здесь происходит синхронно с изменением физико-химических параметров в пограничных зонах. Морская вода, содержащая соли слабых кислот, представляет собой буферный раствор, в котором анионы солей этих кислот, присоединяя протоны (H^+), регулируют кислотность системы и уменьшают колебания pH. Большинство обычных ионных равновесий в морской воде устанавливаются очень быстро; их скорости определяются интенсивностью процессов перемешивания [Гаррелс, Маккензи, 1974].

Представлять процессы, происходящие в среде морской воды, как аналоги таковых на суше ошибочно. В качестве примера приведем широко известную схему последовательности гидротермального рудоотложения (рис. 37) [Гидротермальные...,

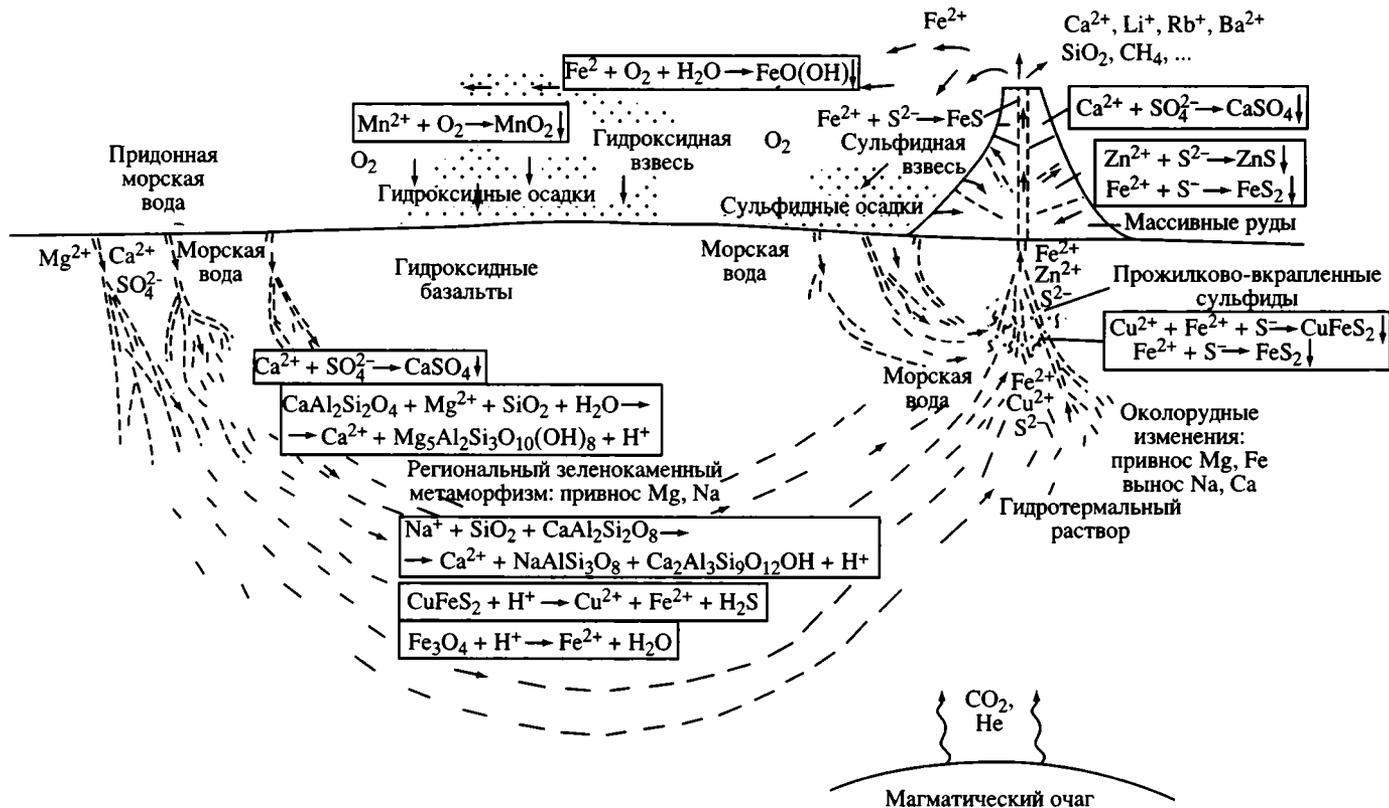


Рис. 37. Обобщенная схема процессов минералообразования в океанской высокотемпературной гидротермальной системе (по [Гидротермальные..., 1992])

1992]. На схеме видно, что заключительным этапом гидротермального рудообразования на океанском дне является отложение гидроксидных (MnO_2) осадков, что интерпретируется как свидетельство гидротермальной поставки Mn в океан. Так бы и было, если бы этот процесс происходил на континентальной суше, но в среде морской воды отложение гидроксидов Mn происходит за пределами зоны геохимического барьера, в высокоокислительных условиях, существующих в воде современного океана и источником Mn здесь является “нормальная” морская вода. Благоприятствует ускоренному отложению гидроксидов Mn и Fe перепад физико-химических параметров среды между восстановленным флюидом и окисленной морской водой.

Содержания Mn в морской воде сильно зависят от окислительно-восстановительных условий и могут колебаться в широком диапазоне – от $<0,01$ мкг/л в водах пелагиали океана до сотен и тысяч микрограммов на литр в бассейнах с восстановительной средой [Батурин, 1986]. Океан насыщен Fe–Mn-гидроксидными отложениями, накопившимися на дне на протяжении всей геологической истории существования Океана на Земле и характеризующимися высокой миграционной подвижностью при изменении условий среды. Океанская вода пересыщена гидроксидом Mn, содержание которого многократно превышает произведение его растворимости, на чем остановимся ниже. Измениться же условия в современном океане могут только в одном направлении – в снижении содержания кислорода, способствующего восстановлению и растворению гидроксидов Mn и сопровождающего любые проявления эндогенной активности (спрединг, субдукция, вулканизм и др.). Mn теснейшим образом связан с гидросферой и имеет замкнутый круговорот в океане [Базилевская, 2003]. В океане единственной формой его существования является гидроксидная, свободная от химических связей с другими элементами [см. гл. I].

При эволюционном развитии океана Mn не может быть изъят из него. Более того, Mn всегда стремится к отложению в максимально окисленных условиях, поэтому концентрируется в форме конкреций или корок преимущественно на поверхности дна. Это не исключает возможности погребения Mn-отложений в окисленных осадках, но в восстановленных – эти отложения сохраняться не могут и растворяются. Такие свойства гидроксида Mn существенно отличают его от Fe, которое способно в восстановительных условиях формировать нерастворимые сульфидные минералы или входить в состав глинистых и других минералов и

таким образом выводиться из океанского Fe–Mn рудогенеза. Так происходит разделение этих металлов в океане, в результате чего соотношение между ними от кларкового уровня, характерного для пород земной коры (Mn/Fe 0,017), увеличивается в Fe–Mn конкрециях в среднем на два порядка (1,44) [Металлогеническая..., 1998].

Что касается гидротермальной деятельности, то ореолы повышенных концентраций Mn в морской воде возникают независимо от того, являются ли исходные гидротермальные флюиды рудоносными в отношении Mn или нет. Повышение концентраций Mn стимулируется изменениями физико-химических параметров в морской воде, связанными со снижением содержания кислорода и резким увеличением произведения растворимости Mn. Этот процесс широко проявлен в разнообразных условиях Мирового океана и происходит в среде пересыщенной Mn морской воды, являющейся его источником. Приведем примеры некоторых из них.

Закономерно повышение концентраций Mn в морской воде в зонах кислородного минимума, имеющих распространение в океанах ниже поверхностных горизонтов воды с высокими концентрациями биоты. Это связано с интенсивным распадом органического вещества отмершей биоты, в процессе которого потребляется кислород и снижается окислительно-восстановительный потенциал морской воды.

В водах бассейнов с восстановительной средой (некоторые океанские и морские впадины) содержание Mn всегда повышено. Наиболее ярко это выражено в зонах сероводородного заражения в Черном море или в заливах Балтики, где в восстановленных горизонтах воды содержание растворенного Mn повышается в десятки тысяч раз по сравнению с окисленной морской водой [Батурин, 1986]. Особо подчеркнем, что никакой гидротермальной активности в этих областях не существует.

Аналогичная ситуация широко распространена на океанском дне. Она возникает при излиянии кислых восстановленных флюидов (именно такой состав имеют термальные излияния) в высокоокисленную придонную морскую воду. Здесь возникает главный геохимический барьер. Помимо него вокруг термальных источников нередко фиксируется массовое поселение донных животных, маркирующих эти излияния на поверхности дна. Несомненно, здесь же происходит их отмирание и разложение органического вещества, что в конечном счете создает благоприятные (восстановительные) условия для привлечения Mn из морской

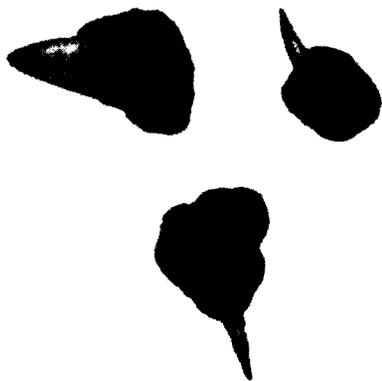


Рис. 38. Ранние стадии формирования конкреций на зубах акул

нашей точки зрения это типично гидрогенное отложение. Ореолы богатейшего развития фауны, маркирующие термальные излияния, образуются за пределами сферы влияния кислых и восстановленных флюидов в нормально окисленной морской воде – иначе фауна существовать не может. Быстрому отложению Fe–Mn корок здесь способствуют два обстоятельства: повышенные температуры воды и разложение отмерших остатков фауны, локально создающих восстановительные условия.

Немаловажную роль при этом играет и микробиологический фактор. Известно большое число микроорганизмов, способных осаждать оксиды Mn и Fe на поверхности клеток. Распространение их тесно связано с физико-химической обстановкой среды. В восстановительных условиях появляются Mn-восстанавливающие бактерии. В окислительных – создаются благоприятные условия для *Metallogenium*, окислительная деятельность которых стимулирует ускоренное образование гидроксида Mn (и Fe) [Горленко и др., 1977].

Насколько привлекательны для Mn органические остатки, демонстрирует рис. 38, где показана начальная стадия образования конкреций в зоне Кларийон–Клиппертон в Тихом океане. В ядрах этих конкреций нередко встречаются зубы акул. Здесь видно, что нарастание Fe–Mn гидроксидов при формировании конкреций начинается с основания зубов, на которых происходит разложение остатков мягких тканей. Это типичная для океана зона геохимического микробарьера.

воды. Происходит узколокальное образование Fe–Mn корочек на свободных от моллюсков выходах пород. Подобная картина описана в гидротермальном поле Логачев, где при погружении обитаемого подводного аппарата можно было наблюдать толстый “ковёр” из моллюсков вокруг активной гидротермальной постройки, названной Ирина-2 [Богданов и др., 2004]. Вблизи был получен образец существенно Mn корки, и хотя авторами ее образование связывается с гидротермальным источником Mn, с

Гидроксиды Mn являются активными окислительными катализаторами. Легко отдавая свой кислород, они восстанавливаются, вплоть до полного растворения. Особенностью их химизма является возможность образования сорбционных связей в широком диапазоне отношений MnO/MnO_2 . В нашей практике встречались гидроксидные корки, степень окисленности Mn в которых варьировала от $MnO_{1,3}$ до $MnO_{1,98}$. По-видимому, это свойство позволяет Mn существовать в твердофазной форме в широком интервале положительных значений окислительно-восстановительного потенциала морской воды.

Как уже упоминалось, пересыщенность морской воды в отношении Mn позволяет ему легко мобилизоваться для синхронного с активизацией гидротерм резкого увеличения содержания при смешивании восстановленного гидротермального флюида с морской водой. Высокая окисленность и буферные свойства основной массы морской воды приводят к относительно быстрой регенерации отложений Mn за пределами зоны геохимического барьера. Площади, находящиеся непосредственно в сфере действия гидротерм, стерильны в отношении Mn отложений, однако в гидротермальных плюмах (факелах), образующихся над крупными гидротермальными излияниями и разносимых течениями, обычно концентрации Mn повышены. Это связано не с тем, что гидротермы выносят Mn из недр океанского дна, а с тем, что гидротермальные плюмы некоторое время после извержения сохраняют более восстановленный характер в ограниченном объеме морской воды и это не может не повышать содержания в них Mn.

Наиболее резкая граница геохимического барьера имеет место вблизи жерл построек, через которые изливаются термальные металлоносные растворы. Как правило, пробы воды, взятые с подводных аппаратов из жерл, показывают значительное повышение в них содержания Mn, что однозначно интерпретируется как доказательство эндогенной поставки Mn на океанское дно. Но, во-первых, изливающийся здесь раствор не является первичным флюидом, поскольку в путях транспортировки он претерпевает заметную трансформацию. Осаждающиеся при этом сульфиды закупоривают одни жерла, и раствор с силой прорывается через другие, которые могут находиться в десятках-сотнях метров от первых и где ранее были отложены Fe-Mn гидроксиды, которые не могут не раствориться в восстановленном флюиде. В пользу этого свидетельствует пестрота состава излияний в отношении содержания Mn, которое варьирует почти на порядок в разных выходах [Бутузова, 1998]. Во-вторых, и это главное, геохимический барьер в

таких условиях проявлен чрезвычайно резко вследствие как перепада температуры, так и физико-химических параметров раствора. Здесь создаются все условия для резкого повышения концентраций Mn, поступающего из морской воды.

АРГУМЕНТЫ СТОРОННИКОВ ЭНДОГЕННОГО ИСТОЧНИКА ПОСТАВКИ Mn

Важное значение придается гипотезе гидротермального выщелачивания металлов из базальтов, приуроченных к Мировой океанской рифтовой системе, протяженность которой составляет 60 тыс. км. Природа гидротермальных растворов связывается с циркулирующей морской воды в срединговых хребтах системы и выщелачивающим действием ее на базальты, из которых металлы выносятся на поверхность дна. При этом гидротермальные излияния происходят в тех же зонах, где вода может проникнуть в недра океанской базальтовой коры (трещины, разломы и пр.). Существуют представления, что стадию высокотемпературной гидротермальной циркуляции через рифтовую систему проходит весь объем вод Мирового океана один раз в 1 млн лет [Гурвич, 1998]. Нам представляется это неправдоподобным.

Общая площадь Мирового океана, составляющая более 360 млн км², в основном покрыта слоем осадка. Данные глубоководного бурения свидетельствуют о том, что с глубиной осадок уплотняется, снижается его пористость и происходит обезвоживание. Таким образом, основная часть океанского дна перекрыта плотным экраном для свободного поступления воды в базальты. Что касается рифтовых зон, через одни трещины в которых поступает морская вода в базальты, а через другие – с силой, под большим давлением она же извергается в форме гидротермального раствора, то физический механизм этого явления понять трудно.

Кроме того, далеко не вся протяженность срединно-океанических хребтов “дышит” гидротермами. Активные излияния иногда встречаются кучно, но в целом относительно редко – находить их удастся с большим трудом. Объем базальтов, подвергающихся так называемому гидротермальному выщелачиванию в срединговых хребтах, ничтожен (если вообще этот процесс имеет место). Во всяком случае пока еще не обнаружены выщелоченные и обедненные в отношении Mn базальты, более того, все известные определения свидетельствуют о том, что в гидротермально измененных базальтах содержание Mn либо не изменяется, либо увеличивается [Бутузова, 1998].

Чрезвычайно интересные и очень важные данные получены в 158-м рейсе ODP (Ocean Drilling Program) при бурении в районе гидротермальных холмов TAG на 26° с.ш. Срединно-Атлантического хребта [Humphreys et al., 1995]. Здесь было пробурено 17 скважин на расстоянии 10–15 м друг от друга. Во всех секциях керна доминировали брекчии. Новые гидротермальные отложения, представленные пиритом и халькопиритом, встречены только в верхних нескольких метрах холмов. Под ними вскрыта зона ангидрита, цементирующего рудные брекчии. Это оказалось неожиданным, так как ангидрит растворим в морской воде. Однако растворимость его резко снижается при повышении температуры. Авторы полагают, что осаждение ангидрита на глубине 3650 м требует нагрева морской воды более чем на 150 °С. Это значит, что холодная морская вода внедряется внутрь холма, нагревается до высоких температур, в результате образуются мощные отложения ангидрита, которые фокусируют горячие излияния гидротермальных флюидов. Морская вода поступает в факелы не из базальтового ложа, а просачивается по краям холмов и внутри восходящих зон под “черными курильщиками” нагревается и смешивается с высокотемпературным гидротермальным флюидом. В периоды длительных неактивных фаз, обычно чередующихся с активными, температура внутри холма падает, усиливается растворимость ангидрита, увеличивается пористость субстрата и брекчии разрушаются.

Таким образом, глубоководное бурение не подтверждает гипотезу выщелачивания базальтов.

Надо отметить, что океанские базальты обогащены Mn (ср. 0,2%) по сравнению с кларковыми содержаниями в породах земной коры (0,1%) или с глубинными ультраосновными породами (0,05%). На наш взгляд, эта обогащенность базальтов может быть следствием того факта, что генерация их из глубинного расплава происходит в среде морской воды, пересыщенной Mn.

Что касается вопроса экспериментального выщелачивания базальтов, то он достаточно подробно рассмотрен в работе Г.Ю. Бутузовой, значительно более широкой, чем ее название “Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря” [1998]. Приведем одну цитату: “...приходится признать, что в настоящее время не существует строгих геологических, петрологических, геохимических и экспериментальных доказательств определяющей роли процесса выщелачивания океанических пород при формировании металлогенического облика гидротерм и связанных с ним рудопроявлений, не решен во-

прос о доле и конкретной геохимической специфике коровой составляющей в общем балансе металлов” (с. 246). Автор приходит к выводу о важной роли глубинной флюидной фазы в гидротермальном рудообразовании, т.е. подтверждает классическую гипотезу, развитие которой отражено в трудах В.И. Вернадского, А.Г. Бетехтина, Д.С. Коржинского и др.

Нельзя обойти вниманием и такой, казалось бы, очевидный аргумент в пользу эндогенной поставки Mn, как гидротермальные холмы, покрытые Fe–Mn корками в районе Галапагосского срединного центра [Hekinian et al., 1978; Гордеев и др., 1979; Bolger et al., 1978; Williams et al., 1979; Joides..., 1980]. Эта ситуация рассмотрена нами в специальном разделе, из которого следует, что источником Mn здесь является не гидротермальный раствор, а выщелачивание Mn из толщи пелагического осадка. Для иллюстрации этого процесса приведем широко известную схему В.В. Гордеева и др. [1979], отражающую “гидротермальный” Mn, поступающий в океан, и дополненную нами его нижнюю часть, показывающую, откуда этот Mn берется (рис. 39).

Есть еще одно широко используемое и, казалось бы, неоспоримое доказательство эндогенной поставки Mn в океан – металлоносные осадки на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП), которые рассмотрены выше. Здесь приведем некоторые балансовые расчеты. Так, содержание Mn в металлоносных осадках может превосходить таковые в окружающих эту область пелагических осадках в 5–6 раз, но только после пересчета их натурального состава на бескарбонатную и бескремнистую основу, составляющую обычно 70–90%.

Однако на поверхности пелагических осадков формируются Fe–Mn конкреции, связывающие в своем составе в среднем до 25% осадочного Mn [Металлогеническая..., 1998]. Заметим, что конкреции формируются за счет металлов, поступающих из осадка (диагенез), т.е. являются осадочными образованиями [Arrhenius, 1963; Волков, Штеренберг, 1981]. Поэтому при корректных расчетах общего баланса осадочного Mn в океане следует учитывать его суммарное содержание в осадках и конкрециях, что в среднем для прилегающих к ВТП рудных полей составляет 26%. В таком случае оказывается, что области распространения металлоносных осадков, где конкреции практически отсутствуют, не обогащены, а существенно (более чем в 5 раз) обеднены Mn по сравнению с окружающими их областями и, следовательно, искать дополнительный (гидротермальный) источник поставки Mn здесь нет нужды. На рис. 30 показано положение области

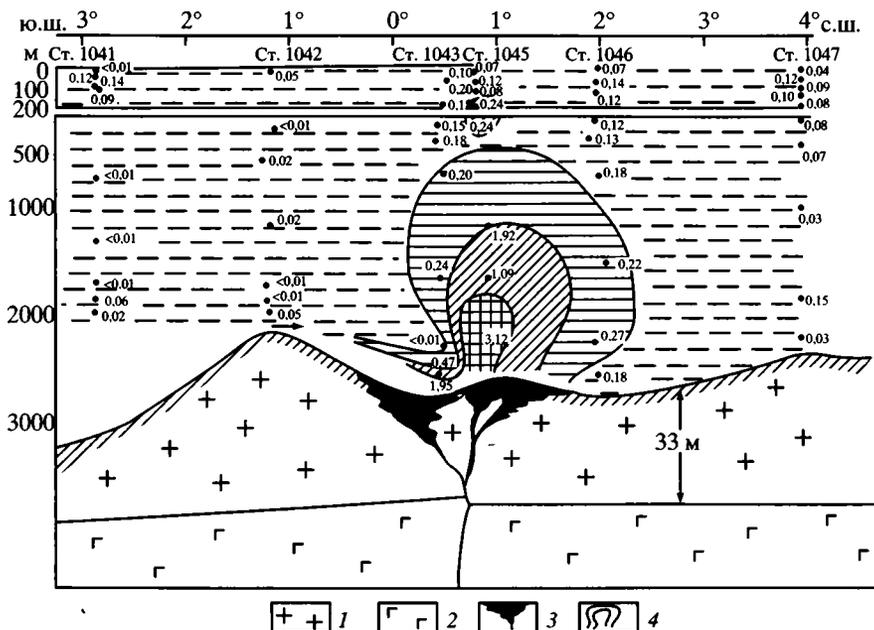


Рис. 39. Схема образования Mn-плюма в Галапагосском спрединговом центре (по В.В. Гордееву и др. [1979]; с добавлениями автора)

1 – пелагический осадок, 2 – базальтовое основание, 3 – гидротермально измененный осадок (зеленоцветная глина), 4 – ореолы повышенных содержаний Mn. Цифрами показаны концентрации Mn, мкг/л

распространения металлоносных осадков на Восточно-Тихоокеанском поднятии, находящейся между богатыми рудными полями Fe-Mn конкреций: Перуанским с востока, Пенрин, Южно-Тихоокеанским и Менарда с запада.

Таким образом, нет ни одного убедительного аргумента, который бы свидетельствовал о возможности поставки Mn из эндогенного источника.

В последние годы проблема металлогении океана подразделяется на два направления – сульфидное и окисное Fe-Mn рудоотложение. Причем они становятся как бы конкурирующими друг с другом. В действительности же это два несопоставимых процесса, ни по масштабу проявления, ни по металлогенической сущности. Уникальность Fe-Mn рудоотложения в том, что оно происходит только в окислительных условиях в водной среде и распространено на огромных пространствах дна Мирового океана.

Накопление металлов в ЖМО происходит геологически медленно в благоприятных условиях среды современного океана.

Сульфидное же рудообразование в океане локализуется лишь на отдельных участках, преимущественно в гребневой зоне спрединговых хребтов, и происходит в условиях агрессивной для сульфидоотложения среде, т.е. является геологически кратковременным, не нарушающим существующего в морской воде равновесия.

Именно таково соотношение между единым для Мирового океана мощнейшим процессом Fe–Mn рудообразования и точечными проявлениями на его фоне гидротермальной металлоносности.

ТЕРРИГЕННАЯ ПОСТАВКА Mn

Еще В.И. Вернадский указывал, что в составе изверженных пород Mn находится в ничтожных количествах в виде изоморфной примеси, не образуя ни одного собственного минерала. В то же время Mn в вадозных (биосферных) минералах образует самые стойкие формы – MnO_2 . “Этот процесс шел в течение всех прошлых геологических эпох, что привело к концентрированию Mn в гидросфере и коре выветривания и образованию его чистых соединений, не известных в таком количестве и в такой форме в более глубоких слоях земной коры” [1954, 159]. По существу, здесь четко обозначены механизм концентрирования Mn в водных бассейнах, форма его нахождения и длительность этого процесса – “в течение всех прошлых геологических эпох”.

Как же образовались гигантские накопления Mn, связанного в рудах океанского дна? Какова роль в этом процессе терригенного источника?

Ответы на эти вопросы лежат в основе фундаментальных трудов Н.М. Страхова [1960–1962, 1976 и др.], до сих пор подвергающихся необоснованной критике со стороны А.П. Лисицына, предлагающего новое научное направление под названием “литология и геохимия литосферных плит” [2005]. “Процессы диагенетических преобразований осадочных отложений на дне океана, – пишет он, – вопреки распространенным среди литологов представлениям, в значительной мере контролируются тектоникой литосферных плит” [с. 55]. Заметим, что диагенез – процесс геохимический и с тектоникой плит никак не связан, это совершенно разные процессы и понятия.

Учение Н.М. Страхова – это классика. Ставшие известными новые факты его дополняют и развивают. Остановимся на неко-

торых положениях, изложенных в работе [Лисицын и др., 1985], в которой сделана попытка опровергнуть учение Н.М. Страхова. Авторы пишут: “За барьером река – море главная форма (...более 90%...) существования всех элементов в океанской воде растворенная.... Для доказательства этого потребовались многолетние исследования состава океанской воды и взвеси. Это открытие имеет кардинальное значение для понимания геохимии марганца” [с. 5].

Во-первых, к такому “открытию” можно прийти без многолетних усилий. Если общий объем речного стока $43\ 000\ \text{км}^3/\text{год}$ [Алекин, Бражникова, 1964] разделить на объем воды океана $1370 \cdot 10^6\ \text{км}^3$ (см. БСЭ, 1954), тогда окажется, что за год доля речной воды составит 0,00003 часть океанской. Соответственно и содержание Mn в океанской воде может измениться на такой же порядок. При ежегодном речном сносе Mn в океан, оцениваемом в 20,8 млн т [Лисицын и др., 1985], его содержание в морской воде за год могло бы увеличиться на $1,5\text{--}6\ \text{мкг/л}$, т.е. практически не изменится, а следовательно, и на форме существования Mn в океане никак не отразится.

Во-вторых, “растворенной” формой в этих исследованиях является та часть Mn, которая проходит через мембранный фильтр с размером пор $0,45\text{--}0,70\ \text{мкм}$. Размер элементарных частиц гидроксидов Mn измеряется десятками ангстрем [Van der Gissen, 1966] ($1\ \text{мкм} = 10\ 000\ \text{Å}$), поэтому только способностью их к агрегированию в водной среде [Kranck, 1973] можно объяснить результаты фильтрации. Кстати, эти результаты могут изменяться в зависимости от применяемого метода фильтрации, т.е. они имеют условное значение.

Известные термодинамические расчеты свидетельствуют о том, что в морской воде Mn находится в окисленном четырехвалентном состоянии [Murtagh, Brewer, 1977]. В таких условиях произведение растворимости MnO_2 крайне низкое: $K = 10\text{--}56$ [Charlot, Bezier, 1957], поэтому весь аналитически определяемый Mn находится в окисленной морской воде в гидроксидной взвешенной форме и имеет размерность частиц $< 0,45\ \text{мкм}$.

Фильтрация – это механическое разделение по крупности частиц, а не химическое растворение, т.е. как раз то, о чем писал Н.М. Страхов: “...в океане геохимический процесс есть прежде всего (на 90–93%) процесс физический, а еще точнее механический, т.е. процесс механического разноса и фракционирования твердых фаз...”. Однако далее авторы добавляют, что в этих представлениях Н.М. Страхова “...существуют очень большие

заблуждения” (с. 4), и делают окончательный вывод: “Итак, в океане господствующей формой существования Mn становится не взвешенная (как в реках), а растворенная, составляющая около 93% его валового содержания. Уже это показывает, насколько ошибочными являются представления о геохимии Mn, определяемой механическим фракционированием речных взвесей, ведь в них содержится менее 1/10 всего Mn океанской воды!” (с. 5).

Что касается приводимых в статье балансовых расчетов, то они критически рассмотрены в работе И.И. Волкова [1993]. Можно было бы увеличить число других замечаний, однако подчеркнем главную цель рассматриваемого труда: показать необходимость привлечения дополнительного – гидротермального источника поставки Mn в океан. В связи с этим говорится, что в зонах “лавинной” седиментации происходит погребение 90% речного стока Mn. На самом же деле в этих зонах генерируются углеводороды, что несовместимо с накоплением здесь Mn. Это – зоны диагенеза, детально разработанного в трудах Н.М. Страхова.

Итак, в соответствии с приведенным выше расчетом, ежегодное накопление Mn в океанской воде за счет речного стока могло бы составить 1,5–6 мкг/л. Тем не менее это, казалось бы, крайне низкое значение вполне согласуется с порядком цифр, которыми измеряются скорости роста конкреций и корок (единицы мм/млн лет). Если определить в них ежегодное увеличение содержания Mn, то окажется, что это также миллионные доли микрограмма. Разумеется, расчеты имеют ориентировочное значение, тем не менее они позволяют понять, что терригенная поставка Mn соответствует тем темпам накопления Mn, которые отмечаются в океанских рудах.

ИСТОРИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОКЕАНСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИСТОЧНИКОВ ПОСТАВКИ Mn В ОКЕАН

Важным аспектом проблемы океанского рудообразования является объективная оценка времени, в течение которого этот процесс происходит. Обычно сторонниками эндогенной концепции оно называется термином “геологическое”, без уточнения деталей, а далее следует утверждение, что “этого” времени недостаточно для имеющихся в океане накоплений Mn за счет терригенного сноса [Лисицын и др., 1985]. Возможно, здесь подразуме-

вается возраст современного океана, т.е. 170 млн лет, или фанерозой – 500 млн лет, что также иногда упоминается в литературе. Тогда действительно недостаточно.

История океанского рудообразования нами подробно рассмотрена выше, здесь же остановимся на ней лишь тезисно. В соответствии с современными представлениями, океанское осадконакопление, а соответственно и Fe–Mn рудообразование, на Земле имеет более чем 2-миллиардолетнюю историю. Уже тогда общая масса океанской воды и ее состав были близки к таковым в современном океане. Заметим, что в литературе появляется все больше данных в пользу значительной древности существования Океана на Земле.

Геологическая история развития Земли несет следы как эволюционных (медленных) изменений, так и катастрофических событий. В течение 170–180 млн лет развитие Земли в целом шло по эволюционному сценарию – раздвигались континентальные блоки и постепенно формировался тот облик планеты, который наблюдается сейчас. Если принять, что процесс спрединга в Тихом океане равномерный, со средней скоростью 10 см/год (полускорость), то за 65 млн лет новообразованная базальтовая кора удалилась бы от оси спрединга на 6500 км. Соответственно на такое расстояние “отъехала” бы и осадочная толща с покоящимися на ней Fe–Mn конкрециями. Известно, что окраины континентов обрамлены областью быстро накапливающихся терригенных осадков с восстановительной средой в их толще, несовместимой с сохранностью в ней окисных отложений. Mn при этом должен раствориться и мигрировать в морскую воду, в которой происходят его регенерация и отложение в благоприятных для этого фациальных условиях, т.е. в глубоководных котловинах. Mn, в отличие от Fe, не может быть погребенным с субдуцирующими плитами, круговорот его в океане замкнут.

Если говорить о другом – катастрофическом сценарии, то причины его могут быть разными, но результат один – активизация эндогенных тектоно-магматических процессов, приводящих к резкому повышению температуры и снижению содержания кислорода в воде. Это также способствует растворению океанских Fe–Mn отложений. Измененная морская вода при этом становится тем вместилищем для марганца, в котором он сохраняется в растворенном состоянии до нормализации условий среды, после чего происходит регенерация его в гидроксидной форме.

Таким образом, проблему источников поставки Mn в океан нельзя решить без рассмотрения целого комплекса сопутствующего

щих вопросов. Вместе с тем феномен Mn состоит в том, что, используя принцип актуализма, можно существенно продвинуться в понимании сложнейших загадок Природы, особенно в геоисторических построениях. Имеется в виду, в частности, резко выраженная асимметрия накопления Mn в рудных отложениях в глобальном масштабе. Изложенная выше концепция позволяет объяснить эти различия разной геологической историей формирования и развития океанов.

Особенности геохимии Mn позволяют использовать его в качестве своеобразного феномена, существующего на Земле изначально. Он не несет временной метки, поэтому выявить присутствие древнего Mn в современных ЖМО невозможно. Также невозможно выявить его принадлежность к тому или иному источнику поставки на океанское дно, поскольку в любом случае в морской воде Mn существует в форме свободных гидроксидов. Эта проблема может быть решена только на основе учета и глубокого анализа целого комплекса факторов, большинство которых лежат на стыке разных наук и отраслей современной геологической науки.

В заключение отметим, что объективное решение проблемы источников поставки металлов для океанских Fe–Mn отложений (конкреций и корок), позволяет значительно продвинуться в построении общей теории океанского рудогенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем исследовании представлен процесс океанского рудообразования в полном объеме и взаимосвязи с контролирующими факторами. При этом рассмотрены детали минералогического и химического состава главной рудообразующей фазы ЖМО – гидроксида Mn, на основе которых предложен метод рационального анализа, использованный при изучении конкреций Тихоокеанской рудной провинции Кларифон–Клиппертон и рудных корок Срединно-Атлантического хребта.

Обосновано новое представление о механизме формирования конкреций в зоне геохимического барьера на границе осадок–вода. Показано, что источником марганца является вся толща осадка, в которой происходят диагенетические преобразования в окислительных условиях.

Проведенные исследования позволили обратиться к более масштабным представлениям о геохимии Mn в океанской среде, в частности, о чрезвычайно высокой его подвижности и замкнутости круговорота в океане. Здесь, при отсутствии катаклизмов в структурном развитии Земли, Mn способен только накапливаться, причем главным образом на поверхности дна. Происходит это в геологическом времени, поэтому немаловажен вопрос о геологической истории существования океана на Земле, которая рассмотрена в работе на основе литературных данных. Впервые для палеореконокструкций предложено использовать геохимические особенности древнейших Mn-рудных формаций на континентах. Основным выводом является значительно бóльшая древность существования океана (более 2,5 млрд лет) и океанского рудогенеза, чем это считалось до сих пор. В древнейшем Тихом океане в современных железо-марганцевых образованиях связано более 70% марганца, поступившего в океан в ранние эпохи.

Значительное внимание в работе уделяется ярко выраженной геохимической асимметрии распространения Mn-рудных отложений в Мировом океане и на континентах. Предложена гео-

историческая модель образования глобальной асимметрии марганценакопления с учетом специфики геохимии Mn в океанской среде.

Крупнейшие месторождения Mn-руд на суше характеризуются как осадочные и приурочены к шельфовым зонам континентальных окраин, т.е. очевидна их связь с морскими бассейнами, однако проблема их происхождения пока не имеет однозначного решения.

В работе выдвинута идея образования гигантских раннепротерозойских Mn-рудных месторождений на суше, расположенных в Южной Африке, Бразилии и Индии, за счет Mn, вынесенного при растворении океанских ЖМО. Это оказалось возможным путем привлечения “астероидной” гипотезы для объяснения причины растворения и выноса марганца на сушу. Таким образом, впервые может быть установлена глобальная связь Mn-рудного отложения на суше и в океане.

В литературе тема Fe–Mn рудогенеза представлена тысячами публикаций, в отдельных случаях выходят обобщающие монографии. Учитывая это, автор не стремился объять необъятное, но постарался учесть разные, зачастую противоречивые, точки зрения. Целью работы было изложение собственного взгляда на проблему, который сложился за 40-летнюю деятельность автора сначала как химика-аналитика, а потом и как морского геолога-геохимика, работавшего в тесном контакте с геологами-тектонистами, во главе с академиком Ю.М. Пушаровским. Именно это позволило выйти за рамки относительно узкой проблемы, а точнее – за те границы, которые существуют между отдельными направлениями геологической науки.

Результаты исследований позволяют подойти вплотную к практическому использованию теоретических разработок. Главной особенностью Mn является его высокая геохимическая мобильность в ЖМО, связанная с физико-химическими условиями океанской среды. Стабильность ЖМО гарантируется высокой окисленностью придонных вод в современном океане. Любые изменения в среде могут происходить только в одном направлении – снижения содержания кислорода, следствием чего являются, в конечном счете, растворение гидроксидов Mn, высвобождение сорбционно связанных с ним малых элементов. Именно это обстоятельство может быть использовано при разработке новых, экологически чистых технологий добычи океанских Fe–Mn-руд, не предусматривающих подъема руды на борт судна.

ЛИТЕРАТУРА

Алекин О.А., Бражникова Л.В. Сток растворенных веществ с территории СССР. М.: Наука, 1964. 144 с.

Алексеевский Е.В., Гольбрайх З.Е., Рачинский Ф.Ю. и др. Активная двуокись марганца. Л.: ОНТИ, 1937. 149 с.

Андреев С.И. Металлогения Мирового океана // Металлогения современных и древних океанов. М.: НТК "Геоэксперт", 1992. С. 170–172.

Андреев С.И. Геохимия железомарганцевых образований Мирового океана // Кобальтоносные железомарганцевые корки Тихого океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 6–19.

Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. СПб.: Недра, 1994. 191 с.

Андреев С.И., Аникеева Л.И., Вишневский А.Н. и др. Минеральные ресурсы Мирового океана, их потенциал и перспектива освоения // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 141–157.

Андриющенко П.Ф., Скорнякова Н.С. Состав, строение и особенности образования железомарганцевых конкреций Тихого океана // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 14–33.

Аникеева Л.И., Андреев С.И., Александров П.А., Казакова В.Е. Кобальтобогатые корки Мирового океана: Геохимия, генезис, распространение // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 47–54.

Ануфриев Г.С., Болтенков Б.С., Волков И.И. Механизм формирования и скорость роста железомарганцевых конкреций океана // Океанология. 1999. Т. 39, № 4. С. 614–621.

Базилевская Е.С. Химико-минералогическое исследование марганцевых руд (Никопольский бассейн и конкреции Тихого океана). М.: Наука, 1976. 95 с.

Базилевская Е.С. Источники марганца в океане // Природа. 1980. № 3. С. 25–29.

Базилевская Е.С. Железомарганцевые рудопроявления в осадочной толще океанского дна (по данным глубоководного бурения) // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 38–50.

Базилевская Е.С. Роль диагенеза в формировании железомарганцевых конкреций в рудной провинции Клариион–Клиппертон // Тихоокеан. геология. 1985. № 6. С. 60–70.

Базилевская Е.С. К вопросу о формировании вещественного состава железо-марганцевых корок океана // Докл. РАН. 1994. Т. 337, № 2. С. 219–223.

Базилевская Е.С. Рудогенез центральных сегментов Срединно-Атлантического хребта // Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. С. 109–146.

Базилевская Е.С. Асимметрия океанского рудогенеза в связи с тектоникой // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 70–84.

Базилевская Е.С. Феномен марганца на Земле // Природа. 2003. № 5. С. 35–42.

Базилевская Е.С. Состав железомарганцевых отложений в районе разлома Сьерра-Леоне (Приэкваториальная Атлантика) // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 4. С. 253–260.

Базилевская Е.С. Новые данные о Fe-Mn отложениях впадины Маркова (полигон Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 6. С. 791–796.

Базилевская Е.С., Ильичева Л.В., Степанец М.И. О механизме формирования железомарганцевых конкреций океана // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 4. С. 85–94.

Базилевская Е.С., Пушаровский Ю.М. Океанское марганценакопление в свете исторической тектоники // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т. 1, № 3. С. 205–219.

Базилевская Е.С., Сколотнев С.Г. Тектонические обстановки и железомарганцевый рудогенез Центральной и Южной Атлантики // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 308–323.

Базилевская Е.С., Сколотнев С.Г., Степанец М.И. Железомарганцевые корки – индикаторы среды рудоотложения // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 4. С. 804–809.

Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. Геохронологические шкалы и астрономическое время (современное состояние проблемы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 3. С. 3–14.

Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 326 с.

Батурин Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 302 с.

Бельтнев В.Е., Неццетов А.В., Иванов В.Н. и др. Новое гидротермальное рудное поле в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 1. С. 78–82.

Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г., Богданова О.Ю. и др. Низкотемпературные отложения гидротермального поля Логачев (Срединно-Атлантический хребет) // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 4. С. 313–331.

Богданов Ю.А., Рона П.А., Гурвич Е.Г. и др. Реликтовые сульфидные постройки гидротермального поля ТАГ Срединно-Атлантического хребта (26° с.ш., 45° з.д.) // Океанология. 1994. Т. 329, № 3. С. 590–599.

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.

Варенцов И.М., Диков Ю.П., Бакова Н.Н. К модели формирования железомарганцевых руд в современных бассейнах (Эксперименты по синтезу

окисных фаз Mn, Fe, Ni, Co на гидроокислах железа) // Геохимия. 1978. № 8. С. 1198–1210.

Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 1. Очерки геохимии. М.: Наука, 1954. 696 с.

Витовский Н.А., Эланго М.А. Электронные возбуждения и дефекты кристаллов // Природа. 1985. № 12. С. 49–57.

Волков И.И. Источники металлов современного железомарганцевого рудообразования в пелагиали океанов // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С. 17–40.

Волков И.И., Штеренберг Л.Е. Основные типы железомарганцевых руд в современных водоемах // Там же. 1981. № 5. С. 4–26.

Галимов Э.М. О возникновении и эволюции океана по данным об изменении $^{18}\text{O}/^{14}\text{O}$ осадочной оболочки Земли в ходе геологического времени // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299, № 4. С. 966–981.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 271 с.
Геодинамика и рудогенез Мирового океана / Ред. С.И. Андреев. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 209 с.

Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск, 1991. 192 с.

Геология и металлогения тропической Атлантики / Ред. Е.Ф. Шнюков. Киев: Наук. думка, 1989. 180 с.

Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (Трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980. 288 с.

Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. 278 с.

Глаголева М.А. Закономерности изменения химического состава железомарганцевых конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 4. С. 40–49.

Гордеев В.В., Демина Л.Л., Конкин А.М. Железо и марганец гидротермального происхождения в глубинных водах Тихого океана (Галапагосская активная зона, депрессия Хесса) // Металлоносные осадки Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 224–236.

Горленко В.М., Дубинина Г.А., Кузнецов С.И. Экология водных микроорганизмов. М.: Наука, 1977. 288 с.

Грамм-Осипов Л.М., Бычков А.С., Волкова Т.И. К вопросу о роли физико-химических условий в формировании железомарганцевых конкреций // Геохимия. 1983. № 12. С. 1769–1774.

Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 339 с.

Гуров Е.П. Импактное кратерообразование на поверхности Земли // Геофиз. журн. Киев, 2002. Т. 24, № 6. С. 3–35.

Демидова Т.А., Сколотнев С.Г., Бортников Н.С., Турко Н.Н. Рудовмещающие рифтовые впадины в районе разлома Сьерра-Леоне (Приэкваториальная Атлантика): Термохалинная структура вод и геологические и рудогенетические следствия ее интерпретации // Докл. РАН. 2003. Т. 392, № 5. С. 660–665.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане: Осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 416 с.

Железомарганцевые конкреции Мирового океана. Л.: Недра, 1984. 175 с.

Железомарганцевые конкреции Тихого океана / Ред. П.Л. Безруков. М.: Наука, 1976. 301 с.

Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана / Ред. А.П. Лисицын. М.: Наука, 1990. 229 с.

Ицксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 232 с.

Корнышков И.В. Литостратиграфия и геохимия позднекайнозойских отложений Ангольского региона Юго-Восточной Атлантики // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. 1986. С. 102–119.

Корнышков И.В., Сметанникова О.Г. Вещественный и минеральный состав железомарганцевых рудопроявлений Юго-Восточной Атлантики // Там же. 1986. С. 150–162.

Кузовков Г.Н. Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала (Предположение механизма ударно-взрывного процесса к объяснению геологических явлений). Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. 556 с.

Лисицын А.П. Гидротермальные системы Мирового океана – поставка эндогенного вещества // Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики. М.: Наука, 1993. С. 147–245.

Лисицын А.П. Геология Мирового океана в третьем тысячелетии – новые подходы, достижения и перспективы // Новые идеи в океанологии. М.: Наука, 2005. Т. 2: Геология. С. 7–66.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермы и руды на дне океана // Металлогения современных и древних океанов. М., 1992. С. 390–401.

Лисицын А.П., Гордеев В.В., Демина Л.Л., Лукашин В.Н. Геохимия марганца в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 3–29.

Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: Разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с.

Мазарович А.О., Симонов И.А., Пейве А.А. и др. Гидротермальная минерализация разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 526–533.

Мельников М.Е. Геологическое строение месторождений железомарганцевых корок и конкреций подводных гор западной части Тихого океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2002. 46 с.

Металлогеническая карта Мирового океана. Объяснительная записка / Гл. ред. С.И. Андреев. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 217 с.

Михайлик Е.В., Ханчук А.И. Роль топографических вихрей Тейлора-Хогга в формировании кобальто-марганцевых корок гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 2. С. 234–246.

Морозов А.А. Марганец в раннем диагенезе и образование железомарганцевых конкреций южной части Гватемальской котловины // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 4. С. 390–401.

О древней катастрофе свидетельствуют благородные газы // Природа. 2002. № 5. С. 85.

Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 278 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 548).

Пейве А.А., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. Особенности строения разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 6. С. 803–806.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968. 331 с.

Пушкина З.В. Иловые воды осадков трансокеанского профиля и их изменение в диагенезе // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М.: Наука, 1980. С. 190–240.

Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.

Пуцаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. М.: Наука, 1986. 30 с.

Пуцаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.

Пуцаровский Ю.М. Тектонические ограничения океанов // Докл. РАН. 1996. Т. 348, № 4. С. 512–515.

Пуцаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8–24.

Пуцаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г. и др. Массивная и прожилково-вкрапленная минерализация в Срединно-Атлантическом хребте в районе разлома Сьерра-Леоне в связи с особенностями его геологического строения // Докл. РАН. 2002. Т. 384, № 1. С. 83–88.

Пуцаровский Ю.М., Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Тектоническая асимметрия Земли и других планет // Природа. 1978. № 3. С. 32–41.

Пуцаровский Ю.М., Новикова А.С. Древнейшие океаны Земли // Там же. 1992. № 1. С. 43–52.

Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.

Пуцаровский Ю.М., Сколотнев С.Г. Косые разломы в Атлантическом и Тихом океанах // Геотектоника. 1997. № 2. С. 63–67.

Пуцаровский Ю.М., Сколотнев С.Г., Пейве А.А. и др. Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта: 5–7° с.ш. // М.: ГЕОС, 2004. 152 с.

Разенкова Н.И. Соосаждение как один из основных методов накопления редких элементов // Методические исследования. М.: Наука, 1971. 178 с.

Разницын Ю.Н., Сколотнев С.Г., Турко Н.Н. и др. Зона сочленения разлома Марафон с рифтовой долиной: Структура, состав пород, сульфидная минерализация (Центральная Атлантика) // Докл. РАН. 1991. Т. 320, № 4. С. 953–956.

Сапожников Д.Г. Некоторые геологические условия образования марганцевых месторождений // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 34–49.

Симонов В.А., Колобов В.Ю. Особенности магматических и гидротермальных систем в районе тройного сочленения срединно-океанических хребтов в Южной Атлантике // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 5. С. 48–54.

Сколотнев С.Г., Ляпунов С.М. Базальты и долериты // Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1991. С. 67–121. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 459).

Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С. и др. Геология рудовмещающих впадин в районе разлома Сьерра-Леоне в приэкваториальной Атлантике // Докл. РАН. 2003. № 2. С. 232–238.

Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Ляпунов С.М. Тектоно-вулканическая активность гребневой части Срединно-Атлантического хребта между разломами Зеленого Мыса и Меркурий (Центральная Атлантика) // Петрология. 1999. Т. 7, № 6. С. 591–610.

Скорнякова Н.С. Химический состав железомарганцевых конкреций // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 23–31.

Скорнякова Н.С. К вопросу о генезисе железомарганцевых конкреций // Геохимия. 1979. № 8. С. 1236–1246.

Скорнякова Н.С. Локальные вариации полей железомарганцевых конкреций // Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 109–179.

Скорнякова Н.С., Андриященко П.Ф. Железомарганцевые конкреции Тихого океана // Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 91–122.

Скорнякова Н.С., Батулин Г.Н., Мурдмаа И.О. Железомарганцевые конкреции приэкваториальной зоны радиоляриевых илов Тихого океана // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 19–27.

Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Железомарганцевые конкреции и корки Атлантического океана // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 4. С. 339–361.

Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 13–28.

Соколова Е.А., Степанов В.И., Брито А. Текстура и структура стратиморфных тодорокитовых марганцевых руд формации Эль-Кобре (Куба) // Геология руд. месторождений. 1971. Т. 13, № 1. С. 14–19.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа тектонической активности Земли. М.: ВИНТИ, 1993. 292 с.

Стацук М.Ф. Сложные окислы марганца в железомарганцевых образованиях возвышенности Ламонт (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301, № 5. С. 1203–1205.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960–1962. Т. 1–3.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.

Страхов Н.М. Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоемах // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 1. С. 3–19.

Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика. // М.: Наука, 1991. 222 с.

Строение зоны разлома Зеленого Мыса. М.: Наука, 1989. 193 с.

Сущевская Н.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г. и др. Природа рифтового вулканизма района разломов Романш–Чейн (Экваториальная Атлантика) // Геохимия. 1994. № 2. С. 223–238.

Челищев Н.Ф., Грибанова Н.К., Новиков Г.В. Сорбционные свойства океанических железомарганцевых конкреций и корок. М.: Недра, 1992. 317 с.

Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Смешанно-слоистые минералы асболан-бузерит и асболаны в океанических железомарганцевых конкрециях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 91–99.

Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. и др. Структурные модели и методика изучения бузерита // Там же. 1984. № 10. С. 65–74.

Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А., Диков Ю.П. О структурных разновидностях тодорокита // Там же. 1985. № 12. С. 61–71.

Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А., Дубинина Г.А. Отображение генезиса океанических корок и конкреций в кристаллохимии окислов марганца // Там же. 1990. № 2. С. 91–102.

Шарапов В.Н., Акимцев В.Ф., Сколотнев С.Г. Рудная минерализация и следы термальных систем в пределах гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта в секторе 14°43′–15°10′ с.ш., 44°24′–45°20′ з.д. // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 8. С. 125–135.

Шуколюков Ю.А. Звездная пыль в руках // Сорос. образов. журн. 1996. № 7. С. 74–80.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., 2001. 604 с.

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника: Докембрий. М.: Недра, 1988. 383 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 478 с.

Хворова И.В. Два типа тихоокеанских талассогенов и их осадочные образования. М.: Наука, 1993. 91 с.

Хорн Р. Морская химия (Структура воды и химия гидросферы). М.: Мир, 1972. 399 с.

Anderson D.L. Hotspots polar wander: Mesozoic convection and the geoid // Science. 1984. Vol. 223. P. 347–355.

Arrhenius G. Pelagic sediments // The sea / Ed. M.N. Hill. N.Y.: Interscience, 1963. Vol. 3. P. 655–727.

Artiemieva I.M., Mooney W.D. On the relations between cratonic lithosphere thickness, plate motions and basal drag // Tectonophysics. 2002. Vol. 358, N 1/4, P. 211–231.

Artemieva N.A., Shuvalov V.V. Shock metamorphism on the ocean floor: (Numerical simulations) // Deep-Sea Res. II. 2002. Vol. 49. P. 959–968.

Aumento F., MacGillivray I.M. Geochemistry of buried Miocene–Pleistocene ferromanganese nodules from the Antarctic Ocean // Init. Rep. DSDP. 1975. Vol. 28. P. 795–804.

Barley M.E., Picard A.L., Silvester P.I. Emplacement of a large igneous province as possible cause of banded iron formation 2,45 billion years ago // Nature. 1997. Vol. 385, N 6611. P. 55–57.

Batuev B.N., Krotov A.G., Markov V.F. et al. Massive sulfide deposits discovered at 14°45' N, Mid-Atlantic Ridge // BRIDGE Newslett. 1994. N 6. P. 6–10.

Bolger G.W., Betzier P.R., Gordeev V.V. Hydrothermally-derived manganese suspended over the Galapagos Spreading Center // Deep-Sea Res. 1978. Vol. 25, N 8. P. 721–733.

Bonatti E. The origin of metal deposits in the oceanic lithosphere // Sci. Amer. 1978. Vol. 238, N 2. P. 54–64.

Bonatti E., Fisher D.E., Joensuu O., Rydell H.S. Postdepositional mobility of some transition elements, phosphorus, uranium and thorium in deep sea sediments // Geochim. et cosmochim. acta. 1971. Vol. 35. P. 189–201.

Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al. Imaging crustal uplift, emersion and subsidence at the Vema fracture zone // EOS. Transaction. Amer. Geophys. Union. 1993. Vol. 75, N 32. P. 371–372.

Bougault H.L., Dmitriev L.V., Schilling J.G. et al. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14° N // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 88. P. 27–36.

Bruland K.W. Trace elements in sea water // Chem. Oceanogr. 1983. Vol. 8, N 1/2. P. 157–220.

Burns R.G., Burns V.M. Post-depositional metal enrichment processes inside manganese nodules from the North Equatorial Pacific // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 39, N 3. P. 341–348.

Buser W., Graf P. Differenzierung von Mangan (II) – Manganit und δ -MnO₂ durch Oberflächemission nach Bruhaver Emmet // Teller. Helv. chim Acta. 1955. Bd. 38. S. 830–834.

Buser W., Grutter A. Über die Natur der Manganknollen // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1956. Bd. 36, N 1. P. 49–62.

Callender E., Bowser C.J. Manganese and copper geochemistry of interstitial fluids from manganese nodularic pelagic sediments of the North Eastern Equatorial Pacific Ocean // Amer. J. Sci. 1980. Vol. 10. P. 1063–1096.

Calvert S.E., Price N.B., Heath G.R., Moor T.C. Relationship between ferromanganese nodule compositions and sedimentation in a small survey area of the Equatorial Pacific // Mar. Res. 1978. Vol. 36, N 1. P. 161–183.

Cannat M., Frangoulis V., Auzende S.M. et al. A geological cross section of the Vema fracture zone transverse ridge, Atlantic Ocean // J. Geodynamics. 1991. Vol. 13, N 2/4. P. 97–117.

Cannat M., Seyler M. Transform tectonics, metamorphic plagioclase and amphibolitization in ultramafic rocks of the Vema transform fault (Atlantic Ocean) // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 133. P. 283–298.

Charlot, Bezier D. Quantitative inorganic analysis. N.Y.: Wiley, 1957. 535 p.

Corliss J.B. The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76. P. 8128–8138.

Cronan D.S. Manganese nodules in sediments cored during Leg 16, Deep-Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. 1973a. Vol. 16. P. 575–597.

Cronan D.S. Basal ferruginous sediments cored during Leg 16, DSDP // Ibid. 1973b. Vol. 16. P. 598–604.

Cronan D.S. Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits from the Atlantic Ocean // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 3831–3837.

- Cronan D.S., Tooms J.S.* Sub-surface concentrations of manganese nodules in Pacific sediments // *Deep-Sea Res.* 1967. Vol. 14. P. 117–119.
- Dorn R.I., Krinsky H., Liu T.* et al. Manganese rich rock varnish dies occur in Antarctica // *Chem. Geol.* 1992. Vol. 99, N 4. P. 289–298.
- Friederich G.N., Pluger W.L.* The distribution of manganese, iron, copper, cobalt, nickel and zink in manganese nodules from different fields // *Meerstechnik.* 1974. Bd. 5, N 6, P. 203–206.
- Frondel C., Marvin U.B., Ito Y.* New occurrences of todorokite // *Amer. Miner.* 1960. Vol. 45. P. 1167–1173.
- Gersonde R., Deutsch A., Ivanov B.A., Kyte F.T.* Oceanic impacts – a growing field of fundamental geoscience // *Oceanic Impacts: Mech. and Environ. Perturbations.* 2002. Vol. 49, N 6. P. 951–957.
- Gersonde R., Kyte F.T., Bleil U.* et al. Geological record and reconstruction of the Late Pliocen impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean // *Nature.* 1997. Vol. 390. P. 357–363.
- Glasby G.P.* Deep-sea manganese nodules in the stratigraphic record: Evidence from DSDP cores // *Mar. Geol.* 1978. Vol. 28. P. 51–64.
- Glikson A.Y.* Asteroides and Early Precambrian crustal evolution // *Earth Sci. Rev.* 1993. Vol. 35. P. 285–319.
- Glikson A.Y.* Mega-impacts and mantle-melting episodes: Test of possible correlation // *Austral. J. Geol. and Geophys.* 1996. Vol. 16, N 4. P. 587–607.
- Glikson G.P.* Geochemical signatures of Archean to Early Proterozoic Maria-scale oceanic impact basins // *Geology.* 2005. Vol. 33, N 2. P. 125–128.
- Goldberg E.D.* Marine geochemistry. I. Chemical scavengers of the sea // *J. Geol.* 1954. Vol. 62. P. 249–265.
- Grieve R.A.F., Rupert J., Smith J., Therriault A.* The record of terrestrial impact cratering // *Geol. Surv. Today.* 1995. Vol. 5, N 10. P. 193–196.
- Gundlach H., Maerchig, Schnier C.* Zur Geochemie von Manganknollen aus dem Zentralpazifik und ihrer Sedimentunterlage. 2. Porewasser und Meerswasser // *Geol. Jb.* 1977. Bd. 23. S. 67–90.
- Gurnis V.* Large scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents // *Nature.* 1998. Vol. 332. P. 697–999.
- Gutzmer J., Beukes N.J.* Karst-hosted fresh-water Paleoproterozoic manganese deposits, Postmasburg, South Africa // *Econ. Geol.* 1996. Vol. 91, N 8. P. 1435–1454.
- Halbach P., Helbisch U., Scherhag Ch.* Geochemical variations of ferromanganese nodules and crusts from different provinces of the Pacific Ocean and their genetic control // *Chem. Geol.* 1981. Vol. 26, N 1. P. 3–17.
- Halbach P., Marchig V., Schernag C.* Regional variations in Mn, Ni, Cu and Co of ferromanganese nodules from a basin in the South-East Pacific // *Mar. Geol.* 1980. Vol. 38, N 4. P. 738–745.
- Halbach P., Ozkara M.* Pelagische Manganknollentypen und ihre Wachstumsbedingungen // *Mar. Rohstoffgewinn. B.*, 1979. Bd. 7: *Semi-Meerestechn.* S. 77–88.
- Hartman M.* Evidence for early diagenetic mobilization of trace metals from discolorations of pelagic sediments // *Chem. Geol.* 1979. Vol. 26, N 3/4.
- Hartman M., Muller P.* Trace metals in interstitial waters from Central Pacific Ocean sediments // *The dynamic environment of the ocean floor / Ed. K.A. Fanning, F.T. Mannheim.* Lexington: Heath, 1982. P. 285–301.

Hayes S.P. The bottom boundary layer Tropical Pacific // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. N 10. P. 315–329.

Hekinian R., Rosendahl B.R., Cronan D.S. et al. Hydrothermal deposits and associated basement rocks from the Galapagos Spreading Center // *Oceanol. acta.* 1978. Vol. 1, N 4. P. 473–482.

Hem J.D. Chemical factors that influence the availability of iron and manganese in aqueous systems // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 443–450.

Heye D. Wachstumsverhältnisse von Manganknollen // *Geol. Jb.* 1975. Bd. E5, N 5. S. 3–122.

Heye D. The internal micro-structure of manganese nodules and their relationship to the growth rate // *Mar. Geol.* 1978. Vol. 26, N 3/4. P. 59–66.

Heye D., Marchig V. Relationship between the growth rate of manganese nodules from the Central Pacific and their constitutions // *Ibid.* 1977. Vol. 23, N 1/2. P. M19-M25.

Humphruz S.E., Herzig P.M., Miller D.J. et al. The internal structure of an active seafloor massive sulphide deposit // *Nature.* 1995. Vol. 377, N 6551. P. 713–717.

Jankins H.C. Early history of the oceans // *Oceanus.* 1993/1994. Vol. 36, N 4. P. 49–52.

Joides Journal. 1980. Vol. 6, N 2. 90 p.

Jones L.H., Milne A.A. Bernessite, a new manganese mineral from Aberdeenshire, Scotland // *Miner. Mag.* 1956. Vol. 31. P. 283–289.

Klinkhammer G.P. Early diagenesis in sediments from Eastern Equatorial Pacific. 2. Pore water metal results // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 49, N 1. P. 81–101.

Klinkhammer G.P., Heggie D.T., Graham D.W. Metal diagenesis in oxic marine sediments // *Ibid.* 1982. Vol. 61, N 2. P. 211–219.

Kranck K. Flocculation of suspended sediment in the sea // *Nature.* 1973. Vol. 246. P. 348–350.

Krasnov S.G., Cherkashov G.A., Stepanova T.V. et al. Detailed geological studies of hydrothermal fields in the North Atlantic // *Hydrothermal vents and processes. L., 1995.* P. 46–64. (*Geol. Soc. London. Spec. Publ.*; N 87).

Krauskopf K.B. Separation of manganese from iron in sedimentary processes // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1957. Vol. 12. P. 61–84.

Lalou C., Thompson G., Arnold M. et al. Geochronology of TAG and Snakepit hydrothermal fields Mid-Atlantic Ridge: Witness to a long and complex hydrothermal history // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 97, N 1/2. P. 113–128.

Lalou C., Thompson G., Rona P.A. et al. Chronology of selected hydrothermal Mn oxide deposits from the Transatlantic geotraverse “TAG” area < Mid Atlantic Ridge 26° N // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1986. Vol. 50, N 8. P. 1737–1743.

Levinson A.A. Second occurrence of todorokite // *Amer. Miner.* 1960. Vol. 45, N 11/12. P. 802–807.

Li Y.H. Ultimate removal mechanisms of elements from the ocean // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1981. Vol. 45, N 1. P. 2073–2084.

Linn D.S., Bonatti E. Mobility of manganese in diagenesis of deep sea sediments // *Mar. Geol.* 1996. N 3. P. 457–474.

McKenzie R.M. The synthesis of birnessite, cryptomelane, and some other oxides and hydroxides of manganese // *Miner. Mag.* 1971. Vol. 28. P. 493–502.

- McMurdie H.F.* Microscopic and diffraction studies on dry cells and their raw materials // *Trans. Electrochem. Soc.* 1944. Vol. 86. P. 313–326.
- McMurdie H.F., Golovato E.* Study of the modifications of manganese dioxide // *J. Res. Nat. Bur. Standards.* 1948. Vol. 41. P. 589–600.
- Meier J., Kanfers R.* Loslichkeit von Mangandioxyd unter den Einflusse von metallischen Querecksilber // *Ztschr. anorg. und allg. Chem.* 1930a. Bd. 185, N 2. S. 73–80.
- Meier J., Kanfers R.* Zur Kenntnis des dreiwertigen Mangans // *Ibid.* 1930b. Bd. 185, N 1/2. S. 37–41.
- Melosh J.* Deep down at Chicxulub // *Nature.* 2001. Vol. 414. P. 861–862.
- Meteorites and early Solar System. Tucson: Univ. of Ariz. press, 1988. 1269 p.
- Mills R.A., Wells D.M., Roberts S.* Genesis of ferromanganese crust from the TAG hydrothermal field // *Chem. Geol.* 2001. Vol. 176, N 1/4. P. 283–293.
- Moor T.C., Heath G.R.* Manganese nodules, topography and thickness of Quaternary sediments in the Central Pacific // *Nature.* 1966. Vol. 212. P. 983–985.
- Moor T.S., Ku T.-L., Mcdougall Y.D.* et. al. Fluxes of metals to a manganese nodule; radiochemical, chemical, structural and mineralogical studies // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52, N 1. P. 151–171.
- Morgan J.Y., Stumm W.* Colloid-chemical properties of manganese dioxide // *J. Colloid Sci.* 1964. Vol. 19. P. 347–359.
- Murray J.W., Renard A.F.* Report on deep-sea deposits based on specimens collected during the voyage of H.M.S. “Challenger”. L.: Gov. Printer, 1891. 525 p. (“Challenger” Reports).
- Murray W., Brewer P.G.* Mechanisms of removal of manganese, iron and other trace metals from sea water // *Marine manganese deposits / Ed. G.P. Glasby.* Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 291–325.
- Nohara H.* A theoretical model for the mechanism of formation of ferro-manganese nodules // *J. Geol. Soc. Japan.* 1975. Vol. 82, N 11.
- Nohara H.* The geochemistry of manganese nodules from Central Pacific basin // *Bull. Geol. Soc. Japan.* 1978. Vol. 84, N 6.
- Nutman A.P., Clark F.R.L., Vickie B.C.* Review of the oldest (4400–3600 Ma) geological and mineralogical record: Glimpses of the beginning // *Episodes.* 2001. Vol. 24, N 2. P. 93–101.
- Nutman A.P., Mojzsis S.J., Friend C.R.L.* Recognition of \leq 3850 Ma water-lain sediments in West Greenland and their significance for the Early Archean Earth // *Geochim. et Cosmochim. acta.* 1997. Vol. 61, N 12. P. 2475–2484.
- Piper D.Z., Blueford J.R.* Distribution, mineralogy and texture of manganese nodules and their relation to sedimentation at DOMES Site A in the Equatorial North Pacific // *Deep-Sea Res.* 1982. Vol. 29, N 8A. P. 927–952.
- Piper J.D.A.* The Precambrian paleomagnetic record. The case for the Proterozoic supercontinent // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 61–89.
- Raab W.L.* Physical and chemical features of Pacific deep-sea manganese nodules and their implications to the genesis of nodules // *Ferromanganese deposits on the ocean floor / Ed. D.R. Horn.* Wash. (D.C.), 1972. P. 31–49.
- Raab W.L., Meylan M.A.* Morphology. Marine manganese deposits. Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 109–146.
- Reimold W.U., Stefan T., Jessburger E.K.* Testing younger than 2 Ga $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ ages for pseudotachylite from the Vredeford structure // *South Afr. J. Sci.* 1992. Vol. 88. P. 563–573.

Hayes S.P. The bottom boundary layer Tropical Pacific // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. N 10. P. 315–329.

Hekinian R., Rosendahl B.R., Cronan D.S. et al. Hydrothermal deposits and associated basement rocks from the Galapagos Spreading Center // *Oceanol. acta.* 1978. Vol. 1, N 4. P. 473–482.

Hem J.D. Chemical factors that influence the availability of iron and manganese in aqueous systems // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 443–450.

Heye D. Wachstumsverhältnisse von Manganknollen // *Geol. Jb.* 1975. Bd. E5, N 5. S. 3–122.

Heye D. The internal micro-structure of manganese nodules and their relationship to the growth rate // *Mar. Geol.* 1978. Vol. 26, N 3/4. P. 59–66.

Heye D., Marchig V. Relationship between the growth rate of manganese nodules from the Central Pacific and their constitutions // *Ibid.* 1977. Vol. 23, N 1/2. P. M19-M25.

Humphruz S.E., Herzig P.M., Miller D.J. et al. The internal structure of an active seafloor massive sulphide deposit // *Nature.* 1995. Vol. 377, N 6551. P. 713–717.

Jankins H.C. Early history of the oceans // *Oceanus.* 1993/1994. Vol. 36, N 4. P. 49–52.

Joides Journal. 1980. Vol. 6, N 2. 90 p.

Jones L.H., Milne A.A. Bernessite, a new manganese mineral from Aberdeenshire, Scotland // *Miner. Mag.* 1956. Vol. 31. P. 283–289.

Klinkhammer G.P. Early diagenesis in sediments from Eastern Equatorial Pacific. 2. Pore water metal results // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 49, N 1. P. 81–101.

Klinkhammer G.P., Heggie D.T., Graham D.W. Metal diagenesis in oxic marine sediments // *Ibid.* 1982. Vol. 61, N 2. P. 211–219.

Kranck K. Flocculation of suspended sediment in the sea // *Nature.* 1973. Vol. 246. P. 348–350.

Krasnov S.G., Cherkashov G.A., Stepanova T.V. et al. Detailed geological studies of hydrothermal fields in the North Atlantic // *Hydrothermal vents and processes. L., 1995.* P. 46–64. (*Geol. Soc. London. Spec. Publ.*; N 87).

Krauskopf K.B. Separation of manganese from iron in sedimentary processes // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1957. Vol. 12. P. 61–84.

Lalou C., Thompson G., Arnold M. et al. Geochronology of TAG and Snakepit hydrothermal fields Mid-Atlantic Ridge: Witness to a long and complex hydrothermal history // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 97, N 1/2. P. 113–128.

Lalou C., Thompson G., Rona P.A. et al. Chronology of selected hydrothermal Mn oxide deposits from the Transatlantic geotraverse “TAG” area < Mid Atlantic Ridge 26° N // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1986. Vol. 50, N 8. P. 1737–1743.

Levinson A.A. Second occurrence of todorokite // *Amer. Miner.* 1960. Vol. 45, N 11/12. P. 802–807.

Li Y.H. Ultimate removal mechanisms of elements from the ocean // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1981. Vol. 45, N 1. P. 2073–2084.

Linn D.S., Bonatti E. Mobility of manganese in diagenesis of deep sea sediments // *Mar. Geol.* 1996. N 3. P. 457–474.

McKenzie R.M. The synthesis of birnessite, cryptomelane, and some other oxides and hydroxides of manganese // *Miner. Mag.* 1971. Vol. 28. P. 493–502.

- McMurdie H.F.* Microscopic and diffraction studies on dry cells and their raw materials // *Trans. Electrochem. Soc.* 1944. Vol. 86. P. 313–326.
- McMurdie H.F., Golovato E.* Study of the modifications of manganese dioxide // *J. Res. Nat. Bur. Standards.* 1948. Vol. 41. P. 589–600.
- Meier J., Kanters R.* Loslichkeit von Mangandioxyd unter den Einflusse von metallischen Querecksilber // *Ztschr. anorg. und allg. Chem.* 1930a. Bd. 185, N 2. S. 73–80.
- Meier J., Kanters R.* Zur Kenntniss des dreiwertigen Mangans // *Ibid.* 1930b. Bd. 185, N 1/2. S. 37–41.
- Melosh J.* Deep down at Chicxulub // *Nature.* 2001. Vol. 414. P. 861–862.
- Meteorites and early Solar System. Tucson: Univ. of Ariz. press, 1988. 1269 p.
- Mills R.A., Wells D.M., Roberts S.* Genesis of ferromanganese crust from the TAG hydrothermal field // *Chem. Geol.* 2001. Vol. 176, N 1/4. P. 283–293.
- Moor T.C., Heath G.R.* Manganese nodules, topography and thickness of Quaternary sediments in the Central Pacific // *Nature.* 1966. Vol. 212. P. 983–985.
- Moor T.S., Ku T.-L., Mcdougall Y.D.* et. al. Fluxes of metals to a manganese nodule; radiochemical, chemical, structural and mineralogical studies // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52, N 1. P. 151–171.
- Morgan J.Y., Stumm W.* Colloid-chemical properties of manganese dioxide // *J. Colloid Sci.* 1964. Vol. 19. P. 347–359.
- Murray J.W., Renard A.F.* Report on deep-sea deposits based on specimens collected during the voyage of H.M.S. “Challenger”. L.: Gov. Printer, 1891. 525 p. (“Challenger” Reports).
- Murray W., Brewer P.G.* Mechanisms of removal of manganese, iron and other trace metals from sea water // *Marine manganese deposits / Ed. G.P. Glasby.* Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 291–325.
- Nohara H.* A theoretical model for the mechanism of formation of ferro-manganese nodules // *J. Geol. Soc. Japan.* 1975. Vol. 82, N 11.
- Nohara H.* The geochemistry of manganese nodules from Central Pacific basin // *Bull. Geol. Soc. Japan.* 1978. Vol. 84, N 6.
- Nutman A.P., Clark F.R.L., Vickie B.C.* Review of the oldest (4400–3600 Ma) geological and mineralogical record: Glimpses of the beginning // *Episodes.* 2001. Vol. 24, N 2. P. 93–101.
- Nutman A.P., Mojzsis S.J., Friend C.R.L.* Recognition of \leq 3850 Ma water-lain sediments in West Greenland and their significance for the Early Archean Earth // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1997. Vol. 61, N 12. P. 2475–2484.
- Piper D.Z., Blueford J.R.* Distribution, mineralogy and texture of manganese nodules and their relation to sedimentation at DOMES Site A in the Equatorial North Pacific // *Deep-Sea Res.* 1982. Vol. 29, N 8A. P. 927–952.
- Piper J.D.A.* The Precambrian paleomagnetic record. The case for the Proterozoic supercontinent // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 61–89.
- Raab W.L.* Physical and chemical features of Pacific deep-sea manganese nodules and their implications to the genesis of nodules // *Ferromanganese deposits on the ocean floor / Ed. D.R. Horn.* Wash. (D.C.), 1972. P. 31–49.
- Raab W.L., Meylan M.A.* Morphology. Marine manganese deposits. Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 109–146.
- Reimold W.U., Stefan T., Jessburger E.K.* Testing younger than 2 Ga $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ ages for pseudotachylite from the Vredeford structure // *South Afr. J. Sci.* 1992. Vol. 88. P. 563–573.

Rogers J.J.W. A history of continents in the past three billions years // *J. Geol.* 1996. Vol. 104. P. 91–107.

Rona P.A., Bougault H.L., Charlou J.L. et al. Hydrothermal circulation, serpentinization, diapirism and mantle degassing at a rift valley – fracture zone intersection; Mid-Atlantic Ridge near 15° N, 45° W // *J. Geol.* 1992. Vol. 20, N 8. P. 783–786.

Saito M.A., Moffet J.W. Temporal and spatial variability of cobalt in the Atlantic Ocean // *Geochim. et cosmochim. acta.* 2002. Vol. 66, N 11. P. 1943–1953.

Sano M., Masubara J. Some aspects of the distribution of the elements in manganese nodules and their relation with mineralogical composition // *Mining and Met. Assoc.* 1970. Vol. 17. N 3. P. 111–114.

Schissel D., Aro Ph. The major Early Proterozoic sedimentary iron and manganese deposits and their tectonic setting // *Econ. Geol.* 1992. Vol. 97, N 5. P. 1367–1374.

Shen Y. Seismic evidence for accumulated oceanic crust above the 660-km discontinuity beneath Southern Africa // *Geophys. Res. Lett.* 2003. Vol. 30, N 18. P. 1925.

Shippers A., Jorgensen B.B. Oxidation of pyrite and iron sulfide by manganese dioxide in marine sediments // *Geochim. et cosmochim. acta.* 2001. Vol. 65, N 6. P. 915–922.

Urung R. The assembly of Gondwanaland // *Episodes.* 1996. Vol. 1/2. P. 11–19.

Usui A., Ito T. Fossil manganese deposits buried within DSDP/ODP cores, Legs 1–126 // *Mar. Geol.* Vol. 119, N 1/2. P. 111–136.

Van der Gissen A.A. The structure of iron (III) oxide-hydrate gels // *J. Inorg. and Nucl. Chem.* 1966. Vol. 28. P. 2155–2159.

Wedepohl K.H. Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1960. Vol. 18, N 3/4. P. 137–145.

Wilde S.E., Vellely J.W., Peck W.H., Graham C.M. Evidence from detrital zircons for the existense of continental crust and oceans on the Earth 4,4 Gyr ago // *Nature.* 2001. Vol. 409. P. 175–178.

Williams D.L., Green K., Van Andel T.H. et al. The hydrothermal mounds of the Galapagos Rift observation with DSRV Alvin and detaled heat flow studies // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84, N 1313. P. 7467–7482.

Yoshimura T. Todorokite, a new manganese mineral from the Todorokite mine, Hokkaido, Japan // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4.* 1938. Vol. 2, N 289. P. 34–38.

Responsible Editor
Dr. Sc. (geology and mineralogy) *I.F. Gablina*

Editorial Board:
M.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*,
Yu.O. Gavrilov (Deputy Editor-in-Chief), *K.E. Degtyarev*,
Yu.V. Karyakin (Executive Secretary), *Yu.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*,
S.D. Sokolov, *M.D. Khutorskoy*

Reviewers:
Dr. Sc. (geology and mineralogy) *G.Yu. Butuzova*,
Dr. Sc. (geology and mineralogy) *G.N. Baturin*

Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. of RAS. – Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964–. – ISSN 0002-3272.

Vol. 518: Investigation of the ocean ferro-manganese ores / E.S. Bazilevskaya; [ed. by I.F. Gablina]. – 2007. – 189 p. – ISBN 5-02-034109-6 (in cloth).

The monograph includes the study of chemical and mineral composition of manganese ores of land and ocean, methods of their analysis, links between crust geochemistry and tectonic condition of their forming, problems of manganese genesis and manganese supply sources for ocean ores in connection with geohistorical aspects of ocean forming and development. Suggested is hypothesis of connection between forming of giant manganese mineral basins on continental margin and consequences of large asteroid fall to ocean.

For oceanologists, marine and continental geologists and geochemists, as well as all those involved in study of marine geology and ore forming processes.

Научное издание

Базилевская Елена Сергеевна

**ИССЛЕДОВАНИЕ
ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД
ОКЕАНА**

*Труды Геологического института РАН
Вып. 518*

*Утверждено к печати
Редакционной коллегией
Геологического института
Российской академии наук*

Зав. редакцией *М.В. Грачева*
Редактор *Л.В. Филиппова*
Художник *Е.А. Швейко*
Художественный редактор *Ю.И. Духовская*
Технический редактор *З.Б. Павлюк*
Корректоры *А.Б. Васильев, Р.В. Молоканова*

Подписано к печати 12.03.2007
Формат 60 × 90 1/16. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 12,0. Усл.кр.-отт. 12,5. Уч.-изд.л. 12,7
Тип. зак. 629

Издательство “Наука”
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

E-mail: secret@naukaran.ru
www.naukaran.ru

ППП “Типография “Наука”
121099, Москва, Шубинский пер., 6

**АДРЕСА КНИГОТОРГОВЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ
ТОРГОВОЙ ФИРМЫ "АКАДЕМКНИГА" РАН**

Магазины "Книга-почтой"

- 121099 Москва, Шубинский пер., 6; 241-02-52 Сайт: www.LitRAS.ru E-mail: info@litras.ru
197110 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 7 "Б"; (код 812) 235-40-64 ak@akbook.ru

**Магазины "Академкнига" с указанием букинистических отделов
и "Книга-почтой"**

- 690002 Владивосток, Океанский проспект, 140 ("Книга-почтой");
(код 4232) 45-27-91 antoli@mail.ru
620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга-почтой");
(код 343) 350-10-03 kniga@sky.ru
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 ("Книга-почтой"); (код 3952) 42-96-20
aknir@irlan.ru
660049 Красноярск, ул. Сурикова, 45; (код 3912) 27-03-90
akademkniga@krasmail.ru
220012 Минск, просп. Независимости, 72; (код 10375-17) 292-00-52, 292-46-52,
292-50-43 www.akademkniga.by
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 124-55-00 akadkniga@nm.ru; (Бук. отдел
125-30-38)
117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 932-74-79
127051 Москва, Цветной бульвар, 21, строение 2; 621-55-96 (Бук. отдел)
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 90; 334-72-98 akademkniga@naukaran.ru
105062 Москва, Б. Спасоглинищевский пер., 8 строение 4; 624-72-19 (Бук.
отдел)
630091 Новосибирск, Красный проспект, 51; (код 383) 221-15-60
akademkniga@mail.ru
630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 ("Книга-почтой");
(код 383) 330-09-22 akdmn2@mail.nsk.ru
142290 Пушкино Московской обл., МКР "В", 1 ("Книга-почтой");
(код 49677) 3-38-80
191104 Санкт-Петербург, Литейный проспект, 57; (код 812) 272-36-65
ak@akbook.ru (Бук. отдел)
199034 Санкт-Петербург, Васильевский остров, 9-я линия, 16;
(код 812) 323-34-62 (Бук. отдел)
634050 Томск, Набережная р. Ушайки, 18;
(код 3822) 51-60-36 akademkniga@mail.tomsknet.ru
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга-почтой"); (код 3472) 23-47-62,
23-47-74 akademkniga@ufacom.ru
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; (код 3472) 72-91-85 (Бук. отдел)

Коммерческий отдел, г. Москва

Телефон для оптовых покупателей: 241-03-09

Сайт: www.LitRAS.ru

E-mail: info@litras.ru

Склад, телефон 291-58-87

Факс 241-02-77

*По вопросам приобретения книг
государственные организации
просим обращаться также
в Издательство по адресу:
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 90
тел. факс (495) 334-98-59
E-mail: inisiat@naukaran.ru
www.naukaran.ru*

СПИСОК ОПЕЧАТОК

На стр. 72, рис. 8, у значков станций
должны быть следующие номера:

напечатано	следует читать
13	12
15	31
16	14
17	16
19	48
20	49
21	56
24	84
25	88
26	98
27	99

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



НАУКА

ISBN 5-02-034109-6



9 785020 341098