

Океанское марганценакопление в свете исторической тектоники

Е. С. Базилевская, Ю. М. Пушаровский

Геологический институт РАН, Москва

Аннотация. Резко проявленная асимметрия океанского марганценакопления сопряжена с образованием крупнейших в мире раннепротерозойских Mn-рудных (и Fe-рудных) формаций на раздвинувшихся континентальных блоках Индо-Атлантического сектора Земли. В Индо-Тихоокеанском секторе руды сосредоточены на океанском ложе, а окружающие его континенты не имеют сопоставимых по масштабам месторождений. В статье анализируются причины возникновения этого феномена. Рассматриваются геохимические аспекты океанского рудогенеза, при этом подчеркивается, что Mn в значительно большей степени, чем Fe, связан с гидросферой. Длительность образования морской воды многократно превышает возраст ложа современного океана. Постоянное обновление ложа, исходящее от спрединговых центров, приводит к тому, что накопление Mn, неразрывно связанного с водой, происходит непрерывно и не зависит от возраста ложа, но существенно зависит от времени и механизма образования того или иного океанского бассейна. Предложена модель образования раннепротерозойских месторождений Mn, историческое единство и генезис которых позволяют реконструировать положение Южной Америки, Африки и Индии в пределах древнейшего суперконтинента. Современное положение этих месторождений соответствует известным представлениям о мезозойском расколе суперконтинента и раздвиге его блоков. Эти события происходили в Индо-Атлантическом секторе Земли и привели к образованию молодого океанского ложа с соответствующим Mn-накоплением. Древнейший Индо-Тихоокеанский сектор Мирового океана сформировался на основе древней Пацифики и ее западного клина, отсеченного продвинувшейся к северу Австралией. История Mn-накопления здесь более продолжительная, что и проявлено в колоссальных залежах Mn руд. Асимметрия рудогенеза соответствует известным геотектоническим представлениям о структурной асимметрии Земли.

Введение

Проблема океанского рудогенеза актуальна не только с научной точки зрения, но имеет и весьма существенное экономическое значение, обусловленное иссякающими запасами ряда стратегически важных металлов в месторождениях суши. Основу ее составляют железо-марганцевые отложения (ЖМО) – самые распространенные и типичные для океанских условий. Они являются конечным результатом сложного комплекса процессов океанского седиментогенеза и наиболее распространены в глубоководных районах пелагиали океана, характеризующихся минимальными темпами осадконакопления и высокоокислительными свойствами морской воды. Их главные рудообразующие металлы – Fe и Mn, находятся в форме гидрооксидов, обладающих высокой сорбционной активностью в отношении большого спектра рассеянных элементов. Особая роль в этом принадлежит гидрооксидам Mn – наиболее активным природным сорбентам и окислительным катализаторам. Если первое свойство способствует связыванию токсичных излишков растворенных в морской воде металлов, то второе переводит их в окисленное нерастворимое состояние. Все это приводит к образованию высоко ценных в экономическом отношении концентратов Cu, Ni, Co и др., и в то же время способствует сохранению экологической чи-

неза и наиболее распространены в глубоководных районах пелагиали океана, характеризующихся минимальными темпами осадконакопления и высокоокислительными свойствами морской воды. Их главные рудообразующие металлы – Fe и Mn, находятся в форме гидрооксидов, обладающих высокой сорбционной активностью в отношении большого спектра рассеянных элементов. Особая роль в этом принадлежит гидрооксидам Mn – наиболее активным природным сорбентам и окислительным катализаторам. Если первое свойство способствует связыванию токсичных излишков растворенных в морской воде металлов, то второе переводит их в окисленное нерастворимое состояние. Все это приводит к образованию высоко ценных в экономическом отношении концентратов Cu, Ni, Co и др., и в то же время способствует сохранению экологической чи-

©1998 Российский журнал наук о Земле.

Статья RJE98011.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 15 декабря 1998.
URL: <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/RJE98011/RJE98011.htm>

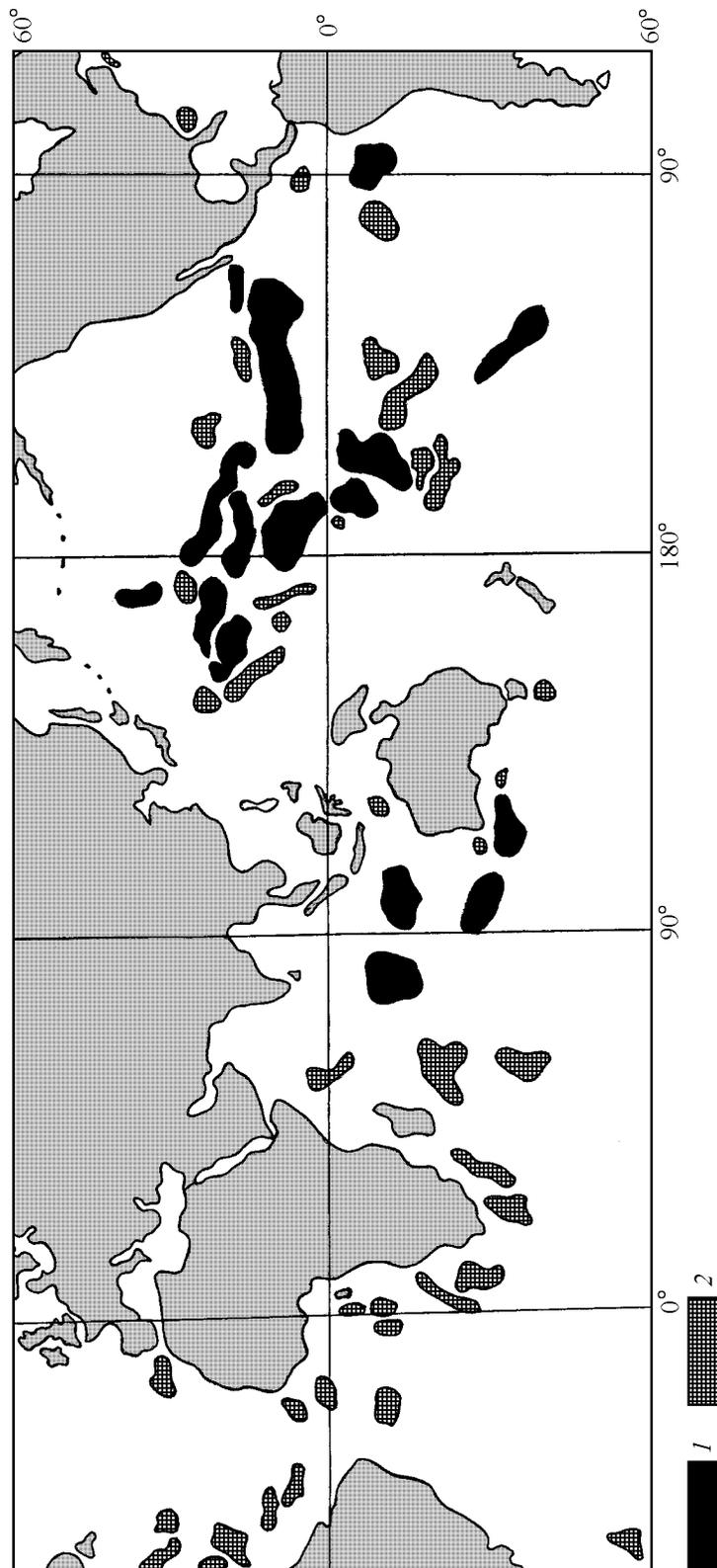


Рис. 1. Карта распространения полей железо-марганцевых отложений в Мировом океане [Металлогеническая карта..., 1998; упрощено].
1 - богатые Mn рудные поля с $Mn/Fe > 1$; 2 - рудоносные площади и поля с $Mn/Fe < 1$.

Таблица 1. Площади распространения ЖМО в океанах и оценка прогнозных ресурсов Mn в рудных полях океанов*

Тихий океан			Индийский океан						Атлантический океан		
			Восточная часть			Западная часть					
Площадь в тыс. км ²	Mn/Fe	Ресурсы Mn в млн т	Площадь в тыс. км ²	Mn/Fe	Ресурсы Mn в млн т	Площадь в тыс. км ²	Mn/Fe	Ресурсы Mn в млн т	Площадь в тыс. км ²	Mn/Fe	Ресурсы Mn в млн т
8094	1,60	12014	615	1,9	2070	202	0,8	206	320	0,98	—

* Все расчеты сделаны по данным [Металлогеническая карта..., 1998].

стоты океанской среды. Последнее особенно важно в условиях усиливающегося техногенного загрязнения морской воды из-за антропогенной деятельности. Роль ЖМО в этом отношении трудно переоценить.

Более чем полувековое интенсивное изучение геологии океана принесло многочисленные открытия, во многом изменившие прежние представления о геологии планеты в целом. Однако в проблеме океанского рудогенеза основные теоретические вопросы пока не нашли окончательного решения. Более того, интерес к ним в последнее время, пожалуй, даже несколько снизился и на первый план выходят сейчас прикладные аспекты, связанные с освоением минеральных богатств океанского дна. Нельзя исключать, что промышленная добыча руд может начаться раньше, чем будут выяснены такие ключевые вопросы, как источники поставки металлов в океан, механизм образования ЖМО, скорости их роста и др., имеющие непосредственную связь с объективной оценкой экологических последствий такого освоения.

В данной статье предлагается новый подход к проблеме формирования ЖМО и соответствующих руд в океане, учитывающий новейшие данные морской геологии, геохимии главных рудообразующих металлов – Fe и Mn, исторической геологии и палеогеодинамики. В известной мере эта работа инициирована предшествующими публикациями С. И. Андреевой [Андреева, 1993, 1994] и только что изданной Объяснительной запиской к Металлогенической карте Мирового океана [Металлогеническая карта..., 1998]. Сама карта пока не вышла, но к записке прилагается ее вариант с выделенными площадями наиболее высоких концентраций ЖМО – рудными полями и рудоносными площадями, схема которого приведена на рис. 1.

Обширный фактический материал, содержащийся в “Записке”, позволяет с большей достоверностью, чем это было раньше, судить об особенностях марганценакопления в разных океанах. Проведенные нами пересчеты этих данных приведены в табл. 1, из

которой со всей очевидностью следует, что площади распространения ЖМО и их состав существенно различаются в Тихом океане и Атлантике. В Индийском океане четко проявлена асимметрия в этих показателях для восточной и западной его частей. При этом ЖМО восточной части по вещественному составу близки к Тихоокеанским, а западной – к Атлантическим. В общей сложности прогнозные ресурсы Mn в ЖМО Индо-Тихоокеанского сектора превышают таковые в Индо-Атлантическом в 70 раз. В Атлантике эти ресурсы крайне бедные, весьма мало перспективные для их освоения.

Таким образом, в проблеме океанского рудогенеза четко проявляется новый неожиданный аспект – асимметрия двух глобальных секторов Мирового океана в отношении накопления масс ЖМО. Выявление отмеченной асимметрии и позволяет искать новые пути к решению проблемы океанского рудогенеза. Очевидно глобальное значение этой проблемы.

1. Геохимические аспекты

Рассмотрим основные аспекты геохимии главных рудообразующих металлов ЖМО. Казалось бы, что само название этих стяжений свидетельствует о геохимической близости свойств главных рудообразующих металлов – Fe и Mn. Но это не совсем так. Еще В. И. Вернадский отмечал, что в природе в зоне гипергенеза нет ни одного железо-марганцевого минерала. Кроме того железистые и марганцеворудные формации на суше хотя и сопутствуют друг другу, но всегда разделены во времени и пространстве. Это связано с разницей в стандартных потенциалах окисления – более низком у Fe и высоком у Mn. Поэтому Fe окисляется легче Mn и соответственно раньше образует окисные твердофазные соединения.

В океанской среде Fe образует нерастворимые твердофазные соединения как в окисленной, так и в восстановленной осадочной толще, в то время, как Mn в твердой фазе может существовать только в окисленных условиях. Из восстановленных осад-

Таблица 2. Соотношение главных рудообразующих металлов в корках из разломных зон Атлантики

Наименование разлома	Порода	Количество образцов	Содержание в %		Mn/Fe
			Mn	Fe	
Зеленого Мыса	базальт габбро	25	11,25	22,60	0,50
		3	11,94	20,44	0,56
Долдрамс	базальт	6	10,56	22,02	0,48
Вима	перидотит	21	11,79	19,06	0,61
Романш	ультрабазиты базальты	12	15,87	23,82	0,66
		14	13,78	21,92	0,62

ков растворенный Mn мигрирует к поверхности дна и в конечном счете в благоприятных фациальных условиях (высокие содержания растворенного кислорода в морской воде и низкие скорости седиментации) формирует рудные отложения в двух основных формах: железо-марганцевые конкреции (ЖМК) и корки.

Разница в геохимических свойствах этих металлов приводит к тому, что если в горных породах, являющихся источником металлов для ЖМО, среднее отношение Mn/Fe составляет 0,017, то в ЖМК эта величина почти на два порядка выше и равна 1,44 [Андреев, 1994]. Иными словами, главным итогом океанского рудогенеза является колоссальное накопление Mn на фоне существенного снижения роли Fe. Откуда же берутся такие количества Mn, если известно, что в породах земной коры Mn находится в ничтожных количествах в рассеянном состоянии и не образует ни одного самостоятельного минерала. На этот счет есть две точки зрения. В соответствии с одной, в процессе выветривания пород суши в океан реками сносятся огромные массы осадков, иногда формирующих области так называемой лавинной седиментации до нескольких километров мощностью. При быстром накоплении осадков в их толще возникают восстановительные условия, в которых Mn растворяется и мигрирует вверх, обогащая окисленные слои осадков и придонную воду, откуда поступает в океан (диагенез). Fe в восстановительных условиях может осаждаться в форме сульфидных минералов, входить в состав соответствующих глинистых минералов и др., и таким образом, частично выводиться из процесса океанского рудообразования. Это первый этап разделения Mn и Fe в океанской среде и относительного увеличения отношения Mn/Fe. Зона распространения восстановленных осадков охватывает значительную часть

периферии океанов и это свидетельствует о масштабах описанного процесса. В дальнейших путях миграции рудного вещества в океанские области, благоприятные для отложения ЖМО, происходит дальнейшее изменение указанного отношения по причине, в частности, различий в величинах стандартных потенциалов окисления Mn и Fe.

Заметим, что процессы выветривания или гальмиролиза происходят и на океанском дне. Они также могут приводить к высвобождению рудных металлов из коренных пород, выходы которых обычно покрыты Fe–Mn корками. Однако, количественно оценить этот источник металлов в отношении Mn не позволяет то обстоятельство, что при гальмиролизе происходит разрушение и раздробление пород, увеличение их удельной поверхности, что само по себе способствует усилению осаждения на них не только Mn, но и Cu, Ni и Co. Соответствующие данные приводятся в работе Т. И. Фроловой с соавторами [Фролов и др., 1979]. В табл. 2 показана связь петрологического состава пород и состава перекрывающих их корок. Как видно, существенных колебаний здесь не выявляется. Незначительное уменьшение отношения Mn/Fe в базальтах отдельных разломных зон связано скорее с их тектоническим положением в разломной зоне.

Процентные содержания Mn в воде океана – $27 \cdot 10^{-10}$, а Fe – $56 \cdot 10^{-10}$, что дает величину Mn/Fe 0,48 [Батурин, 1993]. Интересно, что, как показали наши исследования, близкое к этому соотношение характерно для многих рудных корок, формирующихся в молодых рифтовых зонах Атлантического океана, что свидетельствует об их существовании в гидрогенном формировании [Базилевская, 1995]. Обычно роль Mn в рудных отложениях с этого предела отношений Mn/Fe увеличивается за счет разных факторов, начиная с сорбционного свя-

звания и автокаталитического окисления дополнительных порций самого Mn из морской воды (что характерно для корковых отложений) и кончая особенностями формирования ЖМК, покоящихся на осадочной толще. В этом случае к означенному процессу добавляются диагенетические преобразования в толще окисленного осадка глубоководных областей океана, стимулируемые различиями в физико-химических параметрах осадочной толщи и придонной воды. Разумеется диагенез в этих условиях происходит существенно более медленными темпами, но роль его в формировании ЖМК в зоне геохимического барьера осадок – вода велика, он обуславливает особенности вещественного состава отложений [Базилевская, 1985]. В ходе этого процесса формируются особенно богатые Mn и малыми элементами ЖМК с пониженными содержаниями Fe, поскольку значительная часть его связывается в осадочной толще.

Таким образом, главное геохимическое различие между Mn и Fe в океане сводится к многообразию минеральных форм, в которых Fe выводится из океанского рудогенеза в осадочную толщу как в окислительных, так и в восстановительных условиях, в то время как Mn может находиться в твердофазной форме только в окисленных условиях.

Гидрооксиды Mn, слагающие рудное вещество ЖМО, характеризуются высокой геохимической подвижностью. Это связано с их способностью образовывать смешанновалентные соединения с разной степенью окисления Mn. Обычно в ЖМО фиксируется максимальная степень окисленности Mn, близкая к MnO_2 , но, как правило, не достигающая этого предела из-за наличия связанного в гидрооксидах MnO. При изменении физико-химических параметров (а в океанской среде это возможно только в одном направлении – в снижении окисленности), гидрооксиды Mn способны восстанавливать свой состав за счет относительного увеличения доли MnO в соединении $MnO \cdot MnO_2$, сохраняясь в твердой фазе. Однако при полном исчезновении кислорода в морской воде они растворяются. Соответственно при этом высвобождаются и все другие, связанные с рудной фазой, малые элементы.

Есть еще одна важная особенность в геохимии Mn – это стремление его гидрооксидов к отложению на так называемых активных поверхностях, т.е. в зонах геохимических барьеров, которые обычно приурочены к поверхности осадка или обнажениям коренных пород на океанском дне. С этим связано то обстоятельство, что максимальные скопления ЖМО в океанах всегда остаются на поверхности его дна, хотя и не исключается вероятность погребения конкреций в окисленных горизонтах осадка. Таким образом, Mn в значительно большей степени, чем Fe,

связан с гидросферой и судьба его полностью контролируется изменениями величин Eh и pH морской воды.

На мобильном океанском ложе вполне вероятны локальные и относительно кратковременные изменения в составе морской воды под воздействием разного рода эндогенных проявлений. К их числу можно отнести подводный вулканизм, рифтовые зоны спрединговых хребтов с гидротермальной активностью, и вообще зоны тектоно-магматической нестабильности. Эндогенная активность в подобных зонах сопряжена с внедрением на океанское ложе высокотемпературных глубинных масс, мгновенно и катастрофически меняющих условия, существовавшие на океанском дне, в частности, резко снижающие содержания кислорода в определенном объеме морской воды, что неизбежно должно приводить к растворению окисных рудных отложений. Несомненно, высокая буферность и колоссальные массы океанских вод способны быстро восстановить природное равновесие при локальном проявлении подобной активности, что характерно для современного этапа развития океана, и соответственно происходит быстрая регенерация ЖМО при нормализации обстановки. Однако состав их может измениться, поскольку возможно связывание части Fe в осадочной толще.

В конце 70-х годов и позже на океанском дне вблизи спрединговых зон Восточно-Тихоокеанского поднятия, а затем и в Атлантике было открыто несколько рудоносных гидротермальных источников с жерлами, сложенными массивными сульфидными рудами. Этому открытию уделяется большое внимание ученых, поскольку появилась простая возможность найти источник поставки металлов на океанское дно, с одной стороны, и приблизиться к разгадке генезиса колчеданных формаций на суше, с другой. Но согласиться с тем, что 90% Mn и все Fe поставлено в океан из спрединговых центров, как это утверждается в [Лисицин и др., 1992], нельзя. На данный момент фактически на весь Мировой океан открыто не более 3-х десятков металлоносных гидротерм, из них меньше половины сопровождаются отложениями массивных руд. Последние нередко располагаются относительно кучно в определенных участках срединных хребтов и связаны, по-видимому, с отдельными очагами глубинной активности.

Заметим, что эта разновидность океанского рудогенеза ни в какой мере не может сопоставляться с масштабами окисного Fe–Mn рудообразования, поскольку она находится в антагонистическом противоречии с высокоокислительной обстановкой океанской среды, которая агрессивна по отношению к восстановленным отложениям и стремится окислить и растворить их. На поверхности океанского дна

сульфидные отложения геологически эфемерны и существование их должно поддерживаться непрерывностью гидротермальной деятельности, что противоречит известным фактам о прерывистости этих проявлений. Предположение о том, что сульфидные руды могут сохраняться под окисными Fe–Mn корками, сделанное по аналогии с ситуацией, встречающейся в месторождениях суши, не подтверждено прямыми доказательствами (бурением) и едва ли существенно для глубоководных океанских условий.

Все сказанное свидетельствует скорее об экзотическом характере этой разновидности океанских руд и процессов, приводящих к их образованию и не способных в какой-либо мере повлиять на изменения в среде современного океана, для которой типичным остается окисной Fe–Mn рудогенез.

Как источник рудного вещества гидротермальная поставка несомненно имеет место в отношении металлов, слагающих сульфидные постройки и подверженных неизбежному окислению и растворению в океанской среде. Однако высокая количественная оценка этого вклада для ЖМО сделана чисто умозрительно и с большим преувеличением, особенно в отношении Mn. Она не учитывает особенностей геохимии Mn в океане, а также такого важнейшего фактора, как геологическая длительность океанского рудогенеза. Впрочем, последнее в равной степени относится к проблеме рудогенеза в целом, поскольку практикуемый обычно расчет поставки рудного вещества в океан может быть справедливым только при объективной оценке общей длительности этого процесса, т.е. является предметом рассмотрения геологической истории океанского рудонакопления.

2. Историко-тектонические обстановки

Когда же началось окисное Fe–Mn рудообразование в Мировом океане? С одной стороны, будучи процессом осадочным, в принципе рудогенез может быть синхронным началу океанского осадкообразования на Земле. С другой стороны, все современные ЖМО сформированы в современных океанах, где наиболее древние осадки, в соответствии с данными глубоководного бурения, имеют возраст около 170 млн лет. Встает вопрос, имеются ли прямые признаки существования древнейших океанских ЖМО? По распространенным представлениям водные бассейны на Земле возникли еще в раннем архее, т.е. 3,5–4,0 млрд лет назад, когда в обширных впадинах земной коры стала скапливаться вода, а точнее раствор, образовавшийся при дегазации планеты и находившийся в равновесии с породами ложа океана и первичной атмосферой

[Пушаровский, Новикова, 1992]. Слоистые осадки раннеархейского возраста обнаружены в Западной Гренландии, Западной Австралии, Южной Африке и на Украине. Они свидетельствуют о существовании в это время терригенного сноса и формирования кор выветривания. В Западной Гренландии возраст водно-слоистых осадков 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 биологическому происхождению, что позволяет говорить о следах жизни на Земле даже более 3850 млн лет назад. Иными словами получены прямые доказательства существования субаквальной седиментации для раннеархейской Земли, а следовательно можно предполагать вероятность существования протоокеанических бассейнов. Повидимому это было также началом накопления в них Mn и Fe.

Заметим, что все известные палеореконструкции, воспроизводящие расположение древнейших континентов во времени и пространстве, начиная с 3-х млрд лет, подразумевают существование Мирового океана, на фоне которого происходили глобальные процессы создания суперконтинентов и их распада на отдельные блоки. Для данной работы особое значение имеет тектоническая история суперконтинента, сформировавшегося в самом конце архея и развивавшегося в раннем протерозое [Сорохтин, Ушаков, 1993; Хаин, Ломизе, 1995]. В период 2500–2200 млн лет назад тектонический режим в его пределах был спокойным. 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 (древнейшей Пангеи) 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 режим прекратился в эпоху мощного раннепротерозойского орогенеза, отвечающего времени ~1900 млн лет назад, когда возникла новая Пангея [Сорохтин, Ушаков, 1993; Хаин, Ломизе, 1995]. Вся эта диастрофическая эпоха (2200–1900 млн лет назад) должна рассматриваться как эпоха неустой-

чивого геодинамического режима, характеризующегося сложным сочетанием в земной коре условий тектонического растяжения и сжатия. В палеогеографическом отношении здесь можно говорить о распространении суши, шельфов и разноглубинных водных бассейнов.

Иные палеотектонические и историко-геологические представления принадлежат Дж. Роджерсу [Rogers, 1996]. Им предложена схема, 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 Родиния. Но эту схему сам автор определяет как умозрительную, базирующуюся лишь на предположениях. В особенности это относится к древним континентам.

Однако заметим, что слово “Родиния”, введенное в 1991 году, 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), в котором Родиния является отправной позицией [Urung, 1996]. Заметим также, что 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.

3. Океанское марганценакопление

Весьма весомым и аргументированным свидетельством существования древнего океана являются раннепротерозойские хемогенно-осадочные месторождения Fe и Mn руд – крупнейшие носители основной массы мировых ресурсов этих металлов. Д. Шиссель и Ф. Аро предложили новый подход к тектоническому положению крупнейших осадочных бассейнов этого возраста [Schissel and Aro, 1992]. Основываясь на палеорекострукции Д. А. Пайпера [Piper, 1982], предположившего амальгамирование протерозойского суперконтинента между 2000–1800 млн лет, они показали, что большинство крупнейших бассейнов с Fe- и Mn-формациями образовывались в условиях пассивных тектонических окраин без признаков существенного вулканизма, на мелководных континентальных шельфах. Ранний протерозой (2,5–1,9 млрд лет) в истории Земли характеризуется развитием основной массы крупнейших желе-

зородных формаций, составляющих свыше 90% всех мировых запасов. С ними ассоциируют крупнейшие Mn-рудные месторождения в Южной Африке, Бразилии и Индии; только одно гигантское поле Калахари (Южная Африка) содержит более 75% мировых запасов Mn. Такая ассоциация железорудных и марганцевых месторождений имеет прямую связь с океаническим источником этих металлов. 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 величинах редокс потенциала, затем карбонатных и окисных Mn руд, при возрастании окисленности прибрежных вод [Hem, 1972; Krauskopf, 1957]. Она применима и к другим крупным осадочным месторождениям Mn, в частности, к олигоценным.

Д. Шиссель и Ф. Аро считают, что глубинные воды протерозойского океана были восстановлены и насыщены растворенными Fe и Mn. Мы придерживаемся иной точки зрения, поскольку в соответствии с данными [Галимов, 1988; Гаррелс, Маккензи, 1974] общая масса воды в океане, а также ее состав, уже 2,5–2 млрд лет назад были близки к современным. К тому же выше были приведены новые данные, свидетельствующие о существовании воды на Земле 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 океанском дне уже тогда мог происходить процесс окисного осадочного рудообразования, сходный с современным. По-видимому, огромные массы Fe и Mn могли быть высвобождены при растворении ЖМО в период образования протерозойского суперконтинента, когда сходящиеся континентальные блоки замкнули часть океана.

Принципиальное различие в этих представлениях связано с тем, что в восстановленных морских водах протерозойского океана соотношение Mn и Fe не могло сильно отличаться от соотношения этих металлов в породах ложа (0,017), что не позволило бы сформировать Mn-рудные формации, представленные в таких масштабах. По-видимому, огромные массы Fe и Mn могли быть высвобождены при растворении предварительно сконцентрировавших их ЖМО, и в период образования протерозойского суперконтинента, когда сходящиеся континентальные блоки замкнули часть океана, были выброшены на берег. Сильное сжатие привело к активизации глубинных процессов на океанском дне, следствием их стало возникновение восстановительных условий, несовместимых с сохранностью ЖМО. К тому же все это сопровождалось возникновением сильного апвеллинга и трансгрессией океана. Именно образование гигантских месторождений Mn и Fe руд в условиях

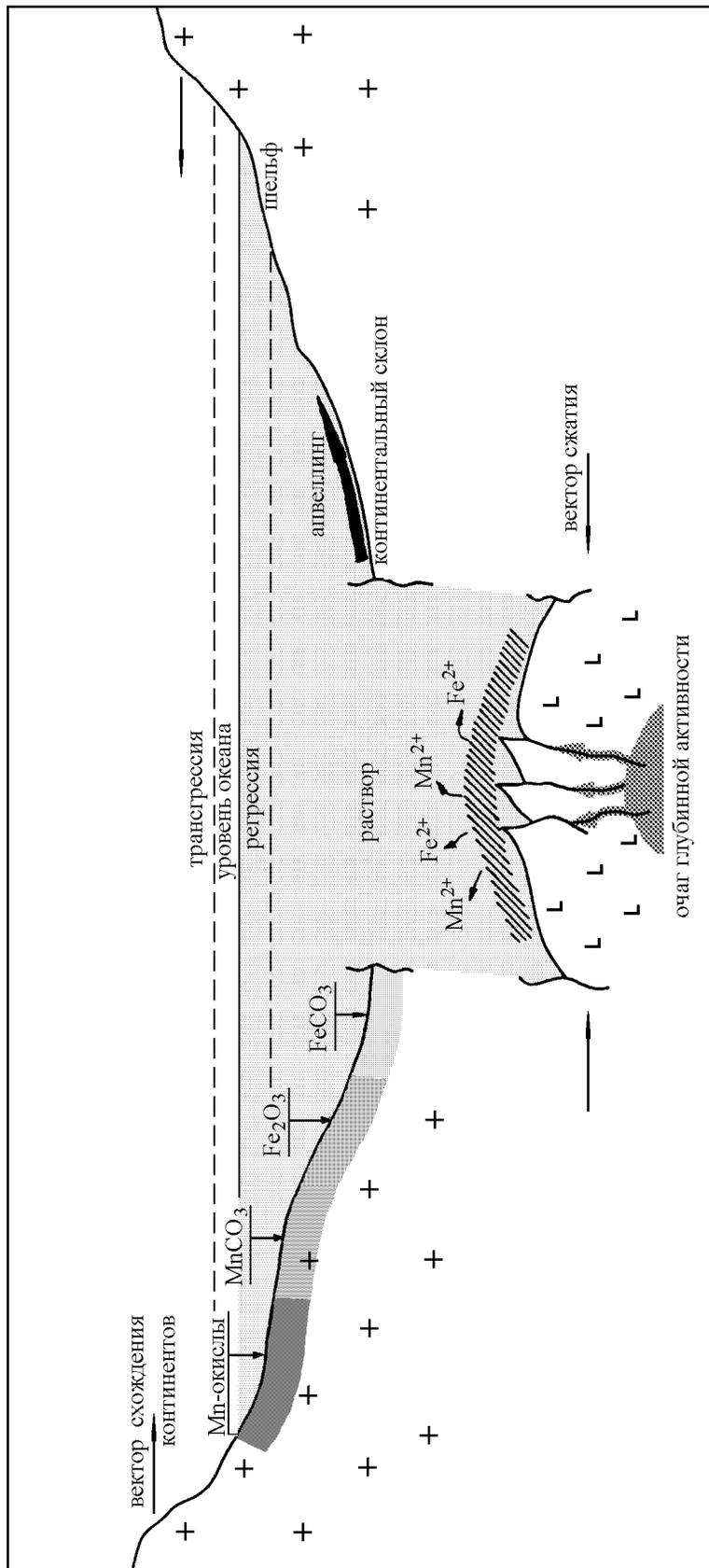


Рис. 2. Модель образования Fe- и Mn-рудных формаций при сжатии континентальных блоков. Штриховка - область распространения ЖМО.

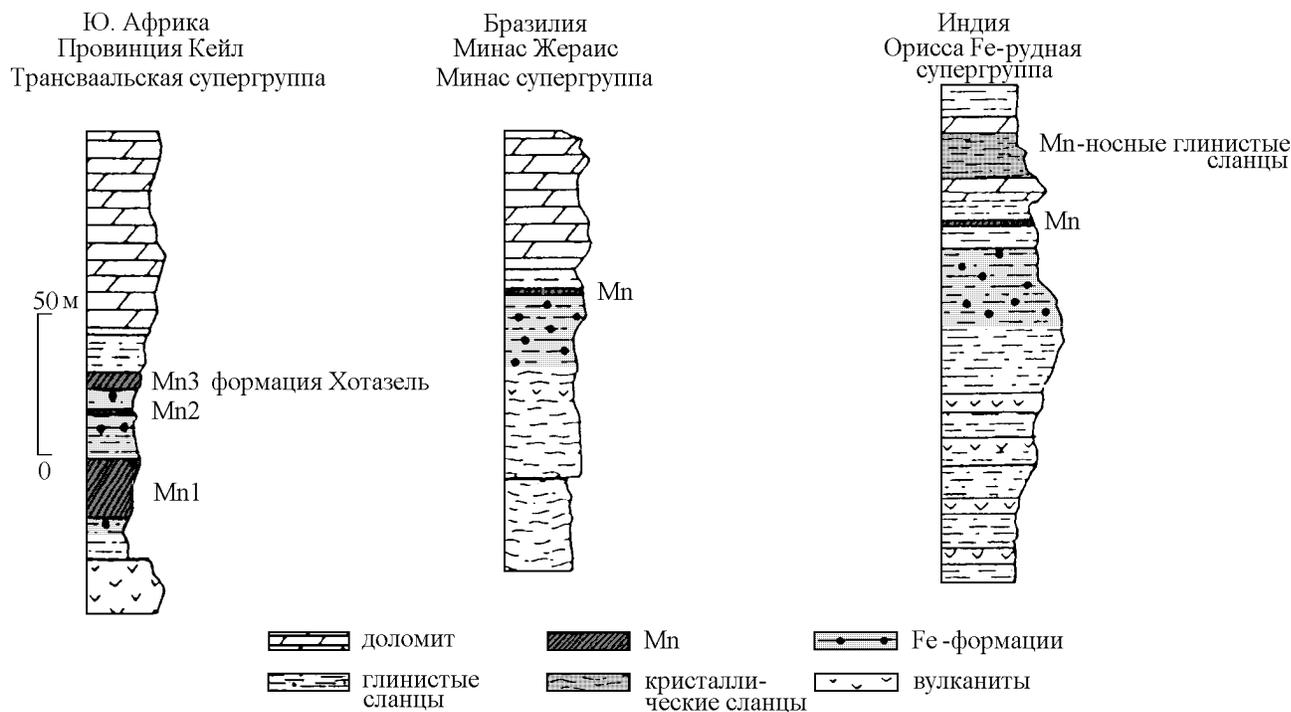


Рис. 3. Стратиграфические формации, включающие Mn-отложения, ассоциирующие с Fe-формациями в Южной Африке, Бразилии и Индии [Schissel and Aro, 1992; упрощено].

пассивных континентальных окраин является геологическим следом внутриокеанических глубинных тектонических событий в раннем протерозое. Возможная модель этого процесса приведена на рис. 2.

Сходство условий отложения, вещественного состава и единое время образования рудных формаций объединяют Южную Африку, Бразилию и Индию в составе раннепротерозойского суперконтинента. В обстоятельной статье Д. Шисселя и Ф. Аро [Schissel and Aro, 1992] дано подробное описание стратиграфических разрезов, приведенных на рис. 3. Кратко оно сводится к следующему.

Наиболее изученная формация Хотазель в Южной Африке показывает 3 цикла образования Fe-слоев, пелитового гематита и смешанных Mn-карбонатных и Mn-окисных слоев, отвечающих трем морским трансгрессиям. В гигантском поле Калахари протяженность Mn-рудного тела достигает 90 км и несет следы 5 эрозионных циклов. Минералогический комитет ЮАР оценивает его ресурсы в 12,7 млрд тонн, что превышает, как уже указывалось, 3/4 мировых запасов.

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 окисным

формациям. Все три последовательности перекрываются регрессивными карбонатными отложениями, которые завершают Fe и Mn седиментацию.

В Бразилии наиболее крупные отложения находятся в провинции Минас Жераис; 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 тоже играли важную экономическую роль, хотя сейчас в значительной мере выработаны.

Авторы заключают, что описанные осадочные Mn- и Fe-рудные отложения образовались, по-видимому, внутри сходных тектонических условий. Попытки графически изобразить раннепротерозойский суперконтинент крайне ограничены. В. Е. Хаин и Н. А. Божко предложили реконструкцию для раннего рифея (рис. 4) [Хаин, Божко, 1988]. В их книге говорится: “Реконструкция Пангеи 1 (имеется в виду раннепротерозойское время) представляет собой трудновыполнимую задачу” (с. 157), но 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 палеорекострукции, предложенной Х. Дженкинсом

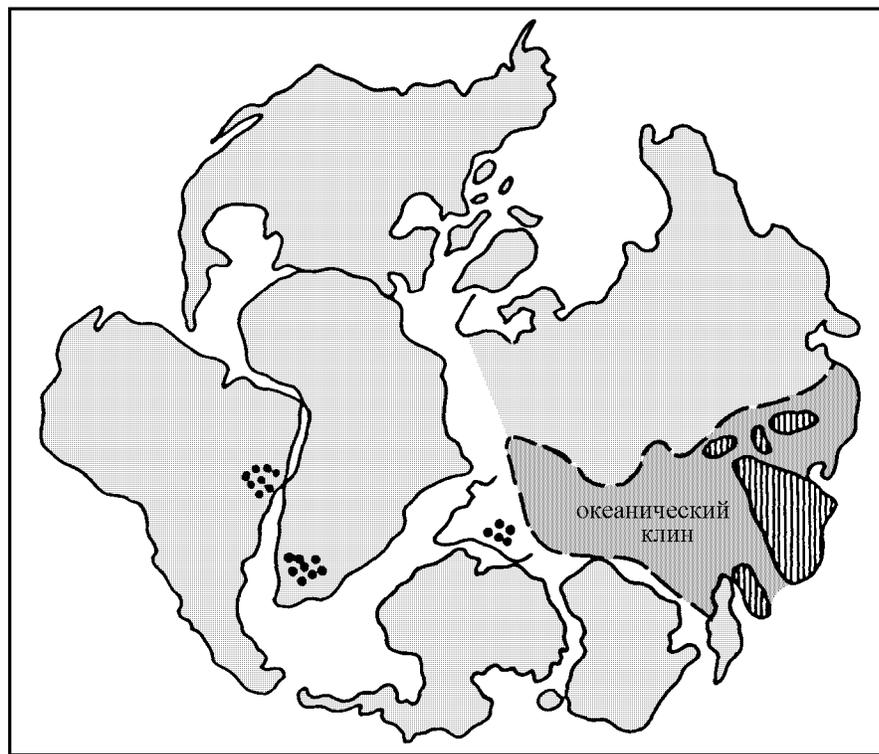


Рис. 4. Пангея раннерифейского времени по [Хаин, Божко, 1988; упрощено]. Вертикальная штриховка – микроконтиненты. Точками обозначены марганценозные провинции южных континентов.

[Jenkins, 1993] для триаса. Удивительно, что столь разновременные реконструкции представляются довольно сходными по расположению интересующих нас континентов. Мы также предприняли попытку воспроизвести возможное расположение континентальных блоков, несущих единовременные Fe- и Mn-рудные формации на раннепротерозойском суперконтиненте (рис. 5). Что касается Антарктиды, то на нашей схеме она использована для получения замкнутой картины как по форме, так и по существу, хотя из-за слабой изученности этого континента в геологическом отношении, прямых данных для этого пока недостаточно. Однако здесь отмечены корки пустынного загара на выходах коренных пород, аномально обогащенные Mn [Dorn et al., 1992]. Возможно это признак погребенного подо льдами месторождения, что вполне соответствует геохимическим свойствам Mn.

Сколько же времени просуществовал протерозойский суперконтинент? На основании палеомагнитных данных Д. А. Пайпер [Piper, 1982] высказал идею, что он существовал в течение всего протерозоя. Геологические данные, по мнению Д. Шисселя и Ф. Аро [Schissel and Aro, 1992], свидетельствуют о его существовании между 1800 и 1100 млн лет. В то

же время модель Дж. Роджерса [Rogers, 1996] вообще показывает, что первый суперконтинент Родиния возник лишь 1000 млн лет назад, т.е. отрицает существование раннепротерозойского суперконтинента. Такие противоречия в области трактовки геологической истории Земли свидетельствуют о недостаточности научного фундамента для достоверных палеореконструкций, особенно для древнейших эпох развития Земли. В этом случае целесообразно шире использовать такие важные признаки, как существование хорошо датированных и тектонически определенных крупнейших в мире рудных формаций.

Нам представляется, что процесс агрегации протерозойского суперконтинента мог сопровождаться неполным закрытием части океанского бассейна, находящегося между континентальными блоками, по внутренним окраинам которых и могло происходить формирование рудных формаций. В этом случае легче объяснить причины возникновения апвеллинга, трансгрессии океана и геологически относительно непродолжительного времени образования столь крупных месторождений (между 2,3–1,9 млрд лет). Заметим, что при палеореконструкциях не всегда рассматривается возможность сохранения в пределах суперконтинентов фрагментов внутрен-

них бассейнов, возможно и с океанической корой. Но этого исключать нельзя, более того, такие области впоследствии могли стать местом раскола суперконтинента.

Однако есть и другая модель, предложенная Д. Л. Андерсоном [Anderson, 1984] и поддержанная М. Гурнисом [Gurnis, 1988]. По ней мощный суперконтинент с толстой корой должен вызвать сильный мантийный апвеллинг и приобретать куполообразную форму (выступ геоида). Следствием становится раскол суперконтинента и отдельные блоки начинают движение в сторону мантийного даунвеллинга (геоидного понижения). Можно предположить, что выступ геоида в пределах суперконтинента в Южном полушарии совпал с центром раннепротерозойского схождения континентов, который стал также центром последующего раскола. Вопрос о длительности существования раннепротерозойского суперконтинента, строго говоря, остается открытым.

Далее обратимся к мезозойской геокинематике в пределах Южного полушария. Имеющиеся довольно многочисленные палеогеодинамические реконструкции иллюстрируют направления движения южных континентов в ходе образования Атлантики и Индийского океана. Если Африку рассматривать как наиболее устойчивый континент, то при расколе Гондваны наибольший импульс движения получили Южная Америка, Антарктида, Индия и Австралия. Южная Америка, отдаляясь от Африки, раскрывала южную половину современного Атлантического океана; Антарктида, дрейфуя к югу, раскрывала акваторию Южного океана в западной его части; Индия двигалась на север-северо-восток и, постепенно удаляясь от Африки, раскрывала западную часть Индийского океана. Так формировался молодой Индо-Атлантический сектор современного океана, в котором начало процесса железо-марганцевого рудогенеза соответствует возрасту его ложа.

Иное содержание имел дрейф Австралии. Он проходил в восточном и затем в северном направлении, отсекая при этом западный клин древнего Тихого океана, который и составил основу восточной половины Индийского океана с унаследованными от древних времен накоплениями Mn. Разумеется, ЖМО здесь были многократно переотложены, однако благоприятные фациальные условия глубоководных котловин способствовали их регенерации в этой половине океана.

Обсуждение

Приведенные выше сведения по геохимии, металлогении и пространственному распространению океанских марганцевых образований имеют существен-

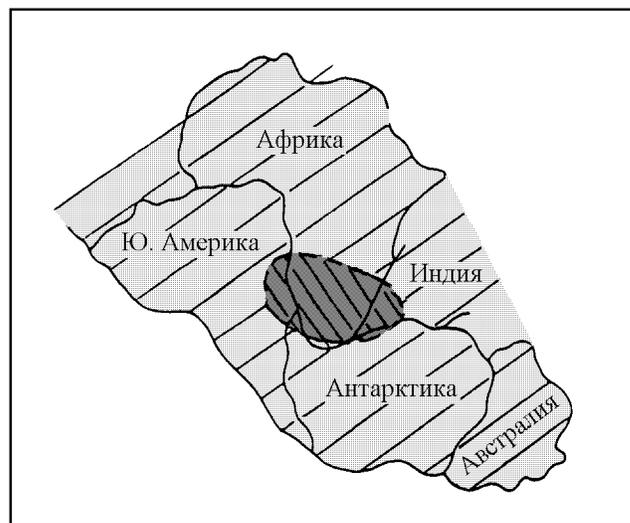


Рис. 5. Предполагаемое расположение континентальных блоков на протерозойском суперконтиненте с учетом положения раннепротерозойских Fe и Mn-рудных формаций (оконтуренный ареал).

ное значение для дальнейшего развития теории о структурной асимметрии Земли: разделении ее на Индо-Атлантический и Тихоокеанский тектонические сегменты [Пушаровский, 1972]. Теория зародилась в конце 50-х гг. текущего столетия как одно из важнейших обобщений, полученных в итоге составления Тектонической карты СССР в масштабе 1:5000000. В настоящее время ее суть нужно понимать следующим образом [Моссаковский и др., 1998].

Тихоокеанский тектонический сегмент образуют ложе Тихого океана и окаймляющий его Тихоокеанский тектонический пояс. Последний представляет собой целостную глобальную структуру кольцевой формы, образованную сложно построенными горноскладчатыми сооружениями и системами островных дуг и окраинных морей (рис. 6). 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 офио-

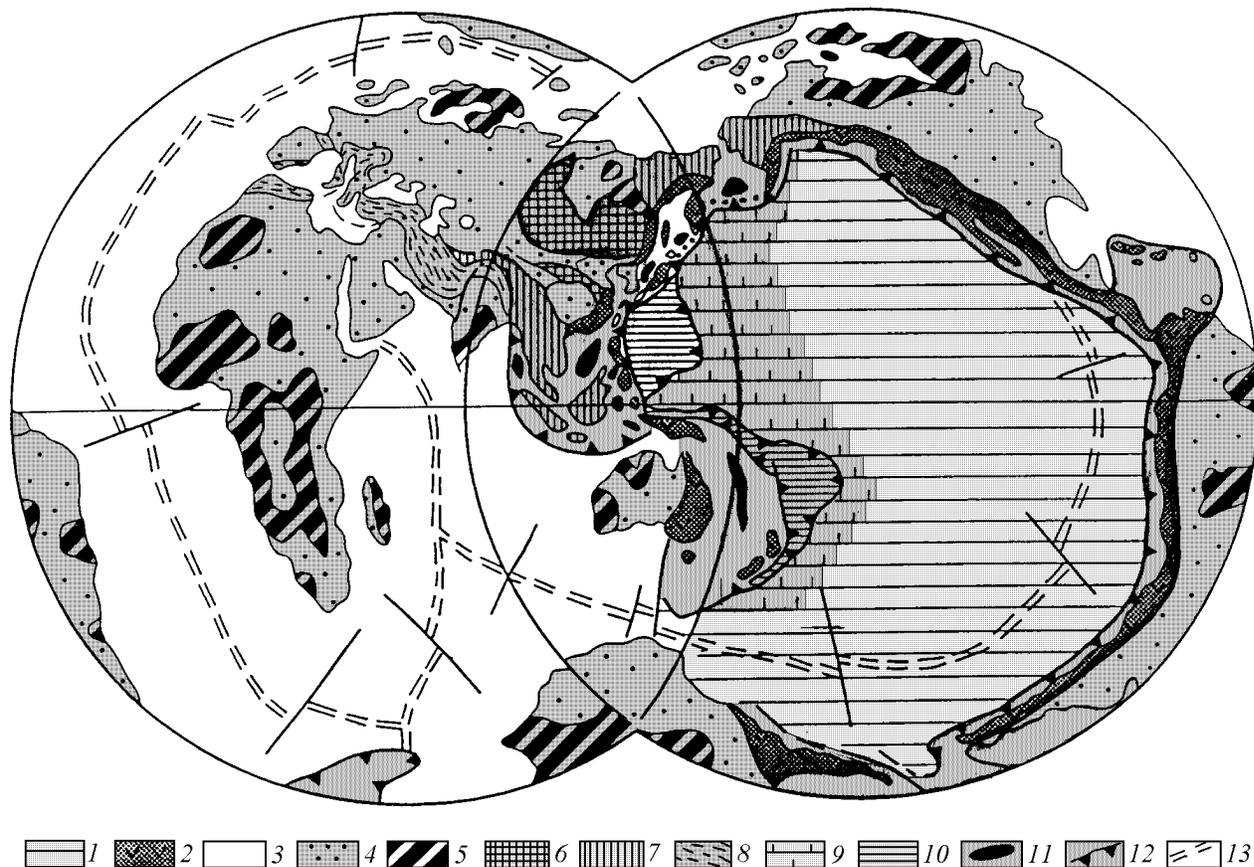


Рис. 6. Схема соотношения тектонических сегментов в современной структуре Земли [Моссаковский и др., 1998]

Тихоокеанский сегмент: 1 – ложе Тихого океана, 2 – палеозойские и мезозойские аккреционные системы Тихоокеанского пояса; Индо-Атлантический сегмент: 3 – океанические бассейны, 4 – континенты, 5 – выступы архейско-протерозойских комплексов, 6 – палеозойские и 7 – мезозойские мозаичные аккреционные сооружения, 8 – Альпийско-Гималайский пояс; микролитные системы: 9 – Алеутско-Меланезийская, 10 – Филиппинско-Тонганская, 11 – Индонезийско-Тасманская; 12 – кайнозойские аккреционные пояса; 13 – Мировая рифтовая система.

литовые серии с 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 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 упомя-

нуть, 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 O, Mg, Si, Ca, Ba, Sr, Ti, Ag, Nd, Sm, Xe, Ne установлены внеземные изотопы, что и свидетельствует о гетерогенности до-солнечной 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 строе-

нию. 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 части их расходились, открывая пространство для развития 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 половина этого океана входила в состав Пацифики. Соответственно, Тихоокеанский тектонический сегмент охватывал большую площадь земной поверхности, чем в настоящее время. Но это означает, что происходит тектоно-геодинамическая экспансия Индо-Атлантического сегмента в отношении Тихоокеанского.

Выше указывалось, что очень сложной является проблема реконструкции тектонической структуры планеты для протерозоя и что на этот счет имеет место большое разнообразие трактовок [Сорохтин, Ушаков, 1993; Хаин, Божко, 1988; Piper, 1982; Rogers, 1996]. Данная работа показывает, что океанское марганценонакопление периода 2200–1900 млн лет назад должно быть использовано, как важный критерий для соответствующих построений, касающихся гондванских материков. Основанием для этого служат весьма сходные марганцеворудные провинции Южной Африки, Восточной Бразилии и Индии, которые совершенно естественно объединить в единый протерозойский ареал марганцено-

накопления. Возможно, что этот ареал охватывал также и некоторую часть Антарктиды. 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 тектоно-геодинамическими обстановками, присущими этому сегменту.

В плане океанского марганценонакопления в свете исторической тектоники и палеогеодинамики с полной отчетливостью выявляется доминанта осадочного генезиса марганцевых руд. Поступление марганца в океанские воды в своей массе связано с привнесением его с суши и лишь в малой степени с подводными источниками.

Сам факт формирования стяжений Fe–Mn состава уникален для суши и возможен только в условиях водной среды. Это означает, что в механизме образования ЖМО заметную роль должен играть процесс физической или электрохимической адсорбции, при котором положительно заряженные коллоиды гидроокиси Fe будут притягивать отрицательно заряженные коллоиды гидроокиси Mn [Базилевская и др., 1979]. В то же время, при дальнейшем развитии рудных фаз, гидроокиси этих металлов проявляют свойственный им антагонизм и отторгаясь образуют характерную для ЖМО внутреннюю слоистость. Многочисленные микрозондовые исследования свидетельствуют о чередовании соответственно Mn и существенно Fe слоев в стяжениях. Тончайшее механическое срастание двух рудных фаз препятствует их индивидуальной раскристаллизации, поэтому традиционные минералогические методы (порошковая рентгенография) долгое время характеризовали их как слабокристаллизованные, рентгенополуаморфные. Применение электронно-микроскопических методов позволило расшифровать структуры этих минералов, и вместе с тем привело к открытию новых. Однако все эти минеральные разновидности характеризуются слабоупорядоченными дефектными структурами, облучение которых потоками электронов, равно как и рентгеновскими лучами, приводит к созданию новых и преобразованию существовавших дефектов кристаллической решетки [Витовский, Эланго, 1985], т.е. по всей вероятности мы имеем дело с артефактом.

Таким образом, океанские ЖМО имеют слабокристаллизованные рудные фазы, что увеличивает их подвижность при возможных изменениях условий среды, о чем упоминалось выше.

На вопрос – могут ли быть найдены древние неизмененные океанские ЖМО на суше – ответ может быть только отрицательным, поскольку “пережить”

тектоно-магматический катаклизм, в результате которого произошел бы столь резкий подъем ложа океана, ЖМО без растворения не могут. Однако в растворенном состоянии рудное вещество ЖМО может достигать окраин океана и формировать отдельные железистые и марганцевые месторождения в тех минеральных формах (окислы, карбонаты), которые соответствуют новым условиям отложения.

Гигантское раннепротерозойское Fe и Mn рудоотложение произошло в результате, как уже упоминалось, глобальных катаклизмов.

Предложенная выше модель образования рудных формаций позволяет объединить процессы, происходящие в океане и на суше, она замыкает круговорот Mn на Земле по схеме: кора выветривания → терригенный снос → ЖМО океана → месторождения Mn на суше. Принципиальная разница между этими этапами в том, что первый происходит эволюционно на протяжении всей истории Земли, а второй (формирование месторождений) связан с крупными, но геологически относительно кратковременными тектоно-магматическими катаклизмами, происходящими в пределах океанского ложа. Поэтому в истории Земли формирование марганценосных формаций было крайне неравномерным. Помимо крупнейшего протерозойского события, меньшее по масштабам, но также значимое, произошло в кайнозой (олигоцен), когда по периферии Паратетиса сформировались крупные месторождения – Чиатурское, Никопольское, Варненское и др. Условия отложения, химизм руд и минералогическая зональность в этих формациях весьма сходны с протерозойскими, отличающимися друг от друга во времени почти на 2 млрд лет.

Важно отметить, что оба этапа наиболее интенсивного накопления Mn произошли в Индо-Атлантическом сегменте Земли. По-видимому, именно в нем было наибольшее скопление континентальных блоков, периодически сходящихся в суперконтиненты. Что касается Тихого океана, то на окружающих его континентах подобных месторождений нет, но сопоставимые по масштабам отложения находятся в рудных полях его ложа. По данным *Андреева* [1994] прогнозные ресурсы Mn в Мировом океане оцениваются в 18,153 млн тонн, а на суше – в 15,571 млн тонн, т.е. находятся в соотношении близком к единице (1,2). Иными словами асимметрия океанского Mn-накопления сопровождается асимметрией Mn-отложений на суше. Это свидетельствует о генетических связях между этими формациями на Земле, с одной стороны, а, с другой, является доказательством разной геологической истории Индо-Атлантического и Индо-Тихоокеанского сегментов. Асимметрия осадочного Mn-накопления в общем коррелирует со структурной асимметрией Земли, уточняя

ее границу, которая проходит в центральной части Индийского океана [*Базилевская*, 1997].

Заключение и выводы

Таким образом, существенно различающиеся по накоплению Mn сектора Мирового океана, имеют разную геологическую историю образования, но вмещают единую по составу морскую воду, история образования которой многократно превышает возраст ложа современного океана. Мобильность океанского дна, его постоянное обновление, исходящее от спрединговых центров, а также по иным причинам, приводит к тому, что древнейшая морская вода и неразрывно связанный с ней замкнутый круговорот Mn в океане, делают процесс океанского рудогенеза непрерывным и независимым от возраста ложа океана, но существенно зависимым от времени и механизма образования того или иного океанского бассейна.

В определенные периоды развития Земли создавались экстремальные условия, когда Mn, растворенный в восстановительных условиях (вместе с Fe), выносился в прибрежные окраины континентов и тогда возникали крупнейшие осадочные месторождения на суше (ранний протерозой, олигоцен). Основная масса их приурочена к континентам Индо-Атлантического сектора Земли. Интересно, что по общим запасам Mn они сопоставимы с массой Mn, связанного в рудных полях Индо-Тихоокеанского сектора Мирового океана. Это коррелирует с представлением о древности существования Тихоокеанского бассейна и не противоречит модели, что этот сектор Земли был исходно океаническим. Об этом говорит и тот факт, что практически все палеореконструкции расположения континентов в геологической истории оставляют эту часть планеты целиком, либо частично лишенной сиалических масс.

В качестве вывода отметим, что асимметрия океанского рудогенеза хорошо вписывается в давно развиваемые в отечественной геологии представления о тектонической асимметрии Земли – разделении земного шара на два структурно и геоисторически различных сегмента – Тихоокеанский и Индо-Атлантический [*Пушаровский*, 1972]. Отмеченные нами различия в рудогенезе континентального и океанического полушарий, а равно двух половин Индийского океана и их причины, как представляется, дадут новый импульс для дальнейшего развития глобальной тектоники и исторической геологии.

Отметим, что мировоззрение авторов в аспекте данной статьи формировалось в значительной мере в ходе геолого-геодинамических и металлогенических исследований, проводившихся в течение длительного

времени Геологическим институтом РАН в акваториях Центральной и Южной Атлантики.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 97-05-64737) и Министерства науки и технической политики РФ.

Литература

- Андреев С. И., *Геогимия железо-марганцевых образований Мирового океана, Кобальтоносные железо-марганцевые корки Тихого океана*, с. 6–19, ВНИИОкеангеология, Спб., 1993.
- Андреев С. И., *Металлогения железо-марганцевых образований Тихого океана*, 191 с., Недра, Спб., 1994.
- Базилевская Е. С., Роль диагенеза в формировании железо-марганцевых конкреций в рудной провинции Кларифон-Клиппертон, *Тихоокеанская геология*, (6), 60–70, 1985.
- Базилевская Е. С., Рудогенез центральных сегментов Срединно-Атлантического хребта, *Разломные зоны Центральной Атлантики*, Вып. 495, с. 109–146, Тр. ГИН РАН, Москва, 1995.
- Базилевская Е. С., Железо-марганцевые отложения в океанах: геосторические и металлогенические аспекты, *Тихоокеанская геология*, 1, (2), 73–79, 1997.
- Базилевская Е. С., Ильичева Л. В., Степанец М. И., О механизме формирования железо-марганцевых конкреций океана, *Литология и полезные ископаемые*, (4), 85–93, 1979.
- Батурин Г. Н., *Руды океана*, 304 с., Наука, Москва, 1993.
- Витовский Н. А., Эланго М. А., Электронные возбуждения и дефекты кристаллов, *Природа*, (12), 49–57, 1985.
- Галимов Э. М., О возникновении и эволюции океана по данным об изменениях $^{18}\text{O}/^{14}\text{O}$ осадочной оболочки Земли в ходе геологического времени, *Докл. АН СССР*, 299, (4), 966–981, 1988.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф., *Эволюция осадочных пород*, 271 с., Мир, Москва, 1974.
- Лисицин А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Гидротермы и руды на дне океана, *Металлогения современных и древних океанов*, с. 390–401, Москва, 1992.
- Металлогеническая карта Мирового океана*, Объяснительная записка, Ред. С. И. Андреев, 221 с., ВНИИОкеангеология, СО ИНТЕРОКЕАНМЕТАЛЛ, 1998.
- Моссаковский А. А., Пушаровский Ю. М., Руженцев С. В., Крупнейшая структурная асимметрия Земли, *Геотектоника*, (5), 3–18, 1998.
- Пушаровский Ю. М., *Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли*, 222 с., Наука, Москва, 1972.
- Пушаровский Ю. М., Новикова А. С., Древнейшие океаны Земли, *Природа*, (1), 43–52, 1992.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А., *Природа тектонической активности Земли*, 292 с., ВИНТИ, Москва, 1993.
- Фролова Т. И., Жарикова Э. Н., Золотарев Б. П. и др., Магматические породы дна юго-восточной части Тихого океана и их вторичные преобразования в свете проблемы происхождения металлоносных осадков, *Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана*, с. 48–71, Наука, Москва, 1979.
- Ханн В. Е., Божко Н. А., *Историческая геотектоника, Докембрий*, 383 с., Недра, 1988.
- Ханн В. Е., Ломизе М. Г., *Геотектоника с основами геодинамики*, 478 с., Изд-во МГУ, Москва, 1995.
- Шуколюков Ю. А., Звездная пыль в руках, *Соросовский обозревательный журнал*, (7), 74–80, 1996.
- Anderson, D. L., Hotspots polar wander, Mesozoic convection, and the geoid, *Science*, 223, 347–355, 1984.
- Barley, M. E., Pickard, A. L., and Silvester, P. I., Emplacement of a large igneous province as a possible cause of banded iron formation 2,45 billion years ago, *Nature*, 385, (6611), 55–57, 1997.
- Dorn, R. I., Krinsly, H., Liu, T. et al., Manganese-rich rock varnish does occur in Antarctica, *Chem. Geol.*, 99, (4), 289–298, 1992.
- Gurnis, V., Large scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents, *Nature*, 332, 697–699, 1988.
- Hem, J. D., Chemical factors that influence the availability of iron and manganese in aqueous systems, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, 443–450, 1972.
- Jenkins, H. S., Early history of the oceans, *Oceanus, Winter*, 36, (4), 49–52, 1993/1994.
- Krauskopf, K. B., Separation of manganese from iron in sedimentary processes, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 12, 61–84, 1957.
- Meteorites and Early Solar System*, The University of Arizona Press, p. 1269, Tuscon. 1988.
- Nutman, A. P., Mojzsis, S. J., and Friend, C. R. L., Recognition of ≤ 3850 Ma water-lain sediments in West Greenland and their significance for the early Archaean Earth, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 61, (12), 1997.
- Piper, J. D. A., The Precambrian paleomagnetic record, The case for the Proterozoic supercontinent, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 59, 61–89, 1982.
- Rogers, J. J. W., A history of continents in the past three Billions Years, *Jour. Geology*, 104, 91–107, 1996.
- Schissel, D., and Aro, Ph., The major early Proterozoic sedimentary iron and manganese deposits and their tectonic setting, *Econom. Geology*, 97, (5), 1367–1374, 1992.
- Urung, R., The assembly of Gondwanaland, *Episodes*, 19, (1–2), 11–19, 1996.

(Поступила в редакцию 15 ноября 1998.)