

УДК 551,242,2:553,3](26+100)

С.И. Андреев¹

ГЕОДИНАМИКА И РУДОГЕНЕЗ МИРОВОГО ОКЕАНА

Статья посвящена геодинамике формирования Мирового океана и связи океанического рудогенеза с его геолого-тектоническим строением. Рассматриваются Fe-Mn образования океана: конкреции, кобальтмарганцевые корки, рудоносные илы и рассолы; глубоководные полиметаллические сульфиды и океанические фосфориты. Характеризуется их химический и минеральный состав, описываются особенности распространения. Проводится сравнительный анализ минерации Атлантического и Тихоокеанского сегментов планеты. Делаются выводы относительно взаимосвязи продуктов океанского рудогенеза с особенностями строения дна океана на глобальном и региональном уровнях.

Мировой океан является примером геологической мегаструктуры, которая, по крайней мере не менее 170 млн лет следует глобально упорядоченной схеме развития. Процесс его образования един во времени и пространстве, что подтверждается синхронной стадийностью формирования наиболее крупных составных частей: Тихого, Атлантического и Индийского океанических бассейнов. Это позволяет назвать Мировой океан — единой глобальной талассогенной системой [10]. Есть основания считать, что рождение Мирового океана связано с вступлением Земли в новый этап эволюции, итогом которого явилось обновление коры на 2/3 ее поверхности. В развитии океана наблюдается пять режимов формирования океанического дна: 1 — локальная базификация; 2 — неупорядоченный спрединг; 3 — неспрединговый этап образования ложа океана, сочетающийся с наложенным вулканизмом; 4 — линейный спрединг; 5 — линейный спрединг, совмещенный со сводовым подъемом дна. В результате последовательного их проявления определилась стадийность формирования дна Мирового океана (таблица 1), образовались старые океанические плиты (J_2bt — K_1a), переходная неспрединговая зона (K_1a — K_2km), молодые океанические плиты (K_2km — P_3^2) и срединноокеанический подвижный пояс — талассиды (P_3^2 — Q). Упомянутая в числе начальных режимов базификация, по видимому, отражает локально проявленный процесс ареального преобразования протоокеанической смешанного базит-ультрабазитового состава коры, на которой заложились океан в досреднеюрское время. В современном срезе такие участки характеризуются “спокойным” магнитным полем. Строго следуя основным стадиям развития океана в целом (рис. 1), отдельные самые крупные океанические бассейны: Тихий, Атлантический и Индийский развиваются, имея свои специфические особенности строения. Тихий океан — резко асимметричная океаническая мегаструктура, западная часть

© С.И. Андреев¹:¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана.

которой представлена старыми океаническими плитами, сформировавшимися от нескольких неупорядоченно расположенных одновременно действующих линейных спрединговых центров. На их месте структуры типа срединноокеанических хребтов не закладывались. Там, где фрагменты этих центров доступны наблюдению, располагаются глубоководные желоба, например, желоб Магеллана на севере Центральной котловины. Время их формирования: средняя юра — ранний мел (апт) включительно. Эта стадия продолжалась более 50 млн лет. На востоке Тихого океана распространены молодые океанические плиты и срединноокеанический подвижный пояс. Их возрастной диапазон охватывает интервал времени от кампана (поздний мел) до квартера, равный почти 80 млн лет. Для него характерно проявление упорядоченного линейного спрединга, в основном, от единой дивергентной зоны, состоящей из трех обособленных звеньев: высокоскоростного (выше 5 см/год) Индо-Тихоокеанского, низкоскоростного (менее 2–3 см/год) Индо-Атлантического и с промежуточными значениями полускорости спрединга (3–5 см/год) Индо-Красноморского (см. рис. 1). Звенья сходятся в центре Индийского океана, образуя тройное сочленение Родригес. Между старыми и молодыми океаническими плитами в центре Тихого океана размещается межплитная (J_1 а — J_2 km) зона, в пределах которой отсутствуют признаки спредингового образования океанической коры. Она формировалась почти 40 млн лет. Стержневой структурой этой зоны является Великий Тихоокеанский геораздел (Л.И. Красный, 1978), представленный наложенными вулканическими поясами северо — северо-западного простирания. Геораздел имеет многозвенное строение. Возраст отдельных его частей последовательно омолаживается с севера на юг: Императорские горы имеют возраст от позднего мела (маастрихт) на севере до палеогена (эоцен) на юге, Гавайское поднятие образовалось в период от олигоцена до ныне. На островах располагаются два действующих вулкана. Поднятие Лайн на севере начало формироваться в позднем мелу (сантон-кампан). Его возраст на юге по данным глубоководного бурения (скв. 316) свидетельствует о том, что эта структура по всей своей длине заложилась почти одновременно, но последующая вулканическая активность в ее пределах постепенно смещалась в южном направлении.

Поднятие Туамоту в целом моложе поднятия Лайн. Оно возникло, по-видимому, в начале палеогена и продолжало активно развиваться до конца миоцена включительно. Южная оконечность геораздела выходит за пределы неспрединговой межплитной зоны, поворачивает на восток и пересекает молодую плиту (10° ю.ш.) и срединноокеанический хребет, сохраняя при этом вулканическую активность. Это позволяет предполагать, что Великий Тихоокеанский геораздел протягивается вдоль древней (доокеанической) структуры, ныне проявляющейся в виде “теневого” ослабленной разломной зоны, контролирующей наложенный вулканизм, столь характерный для периода смены режимов спрединга в океане. В пользу “теневого” природы рассматриваемой структуры свидетельствует также состав вулканитов, нередко отличающийся повышенной щелочностью, что указывает на более глубинное залегание их магматических очагов, в сравнении с обычными

океаническими толетами, формирующими океанические плиты. Иностранная роль глубинных разломов, контролирующих Великий Тихоокеанский геораздел, проявляется также в том, что он выполняет демаркационные функции, отделяя Восточно-Тихоокеанское поднятие от Южно-Тихоокеанского в пределах Индо-Тихоокеанского звена срединноокеанических хребтов Мирового океана (27–35° ю.ш.). Подчеркивая существенные различия в строении и геодинамике формирования западной — древней и восточной — молодой частей Тихого океана их можно, соответственно, назвать Палео-Пасифик и Нео-Пасифик. Такое предложение представляется оправданным, поскольку и минералогия этих двух океанических пространств имеет существенные отличия.

Таблица 1. Схема развития Мировой талассогенной системы

Режим формирования структур	Стадии развития океана	Старые океанические плиты (52 млн лет)	Переходная зона, спрединга нет (39 млн лет)	Молодые океанические плиты (54 млн лет)	Талассиды (26 млн лет)	
					Фланги (16 млн лет)	Георифтогеналь (10 млн лет)
Базификация	Неупорядоченный спрединг	J ₂ bt – K _{1a} 171–119 млн лет				
Наложённый ареальный и поясовый вулканизм						
Базификация			K _{1a} – K ₂ km 119–80 млн лет			
Линейно-упорядоченный спрединг				K ₂ km – P ₃ ² 80–26 млн лет		
Свободное поднятие	Совместно с орогенезом				P ₃ ² – N ₂ 26–10 млн лет	
						N ₂ – Q 10 млн лет

Структурным антиподом Тихого океана является Атлантика. Ее стержневая структура — срединноокеанический хребет определяет симметричный облик всей инфраструктуры Атлантического океана, главными компонентами которой являются те же тектонические элементы: старые океанические плиты, сформировавшиеся в ходе неупорядоченного спрединга; молодые океанические плиты, образовавшиеся в режиме линейного спрединга; межплитная неспрединговая зона с наложенным вулканизмом и срединный хребет, в отличие от Тихоокеанского звена, характеризующийся низкой скоростью спрединга.

Индийский океан сочетает в себе влияние низкоскоростного Индо-Атлантического и высокоскоростного Индо-Тихоокеанского звеньев, пересекающихся в точке тройного сочленения Родригес (см. рис. 1). Идущее

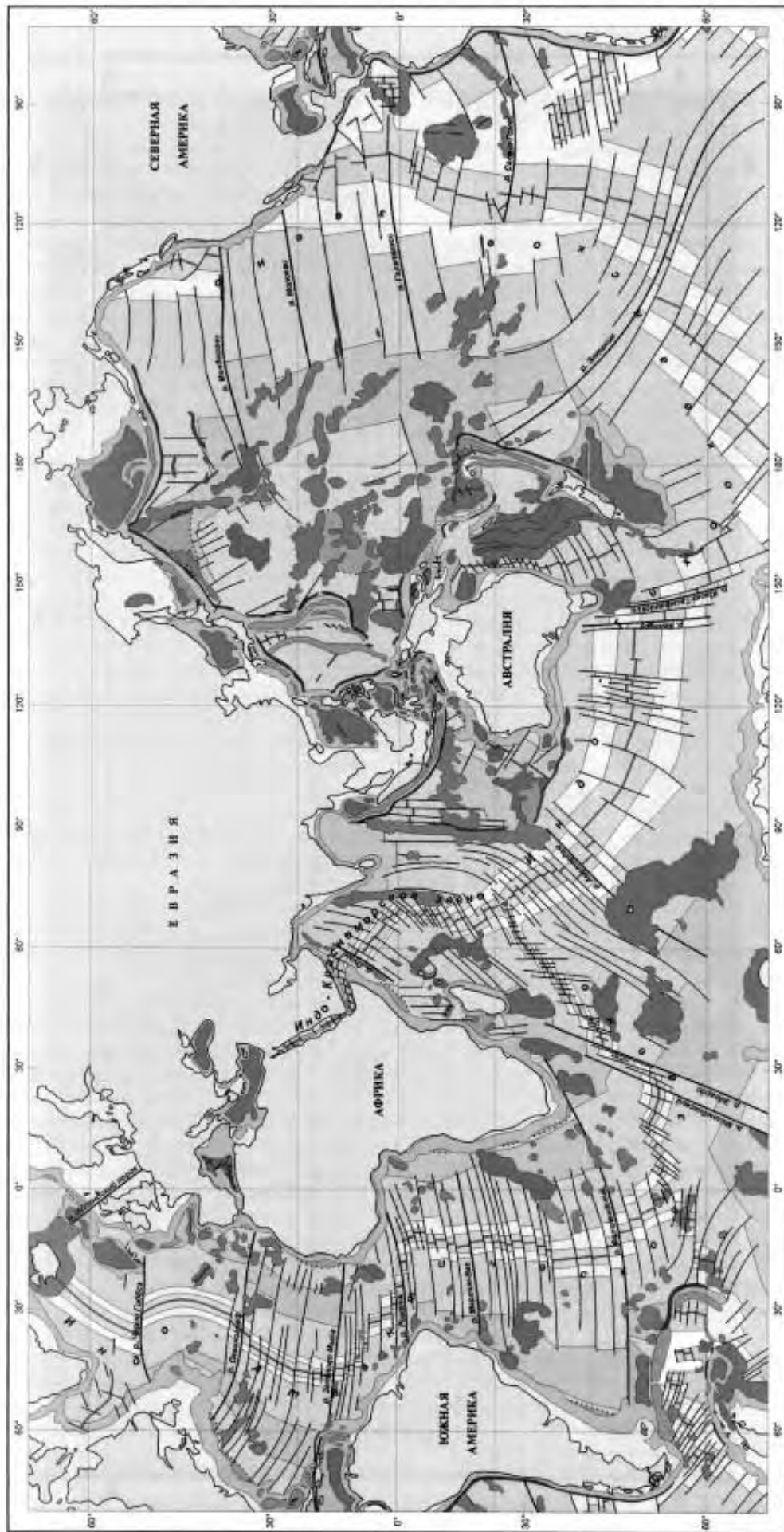
к северу от нее третье звено — Индо-Красноморское характеризуется промежуточными скоростями спрединга (3–4 см/год). Выделение звена (хотя и неоднозначное) позволяет подчеркнуть индивидуальность развития Индийского океана и своеобразие его минерагении. В строении этого океана принимают участие те же тектонические элементы: старые и молодые океанические плиты и межплитная неспрединговая зона с наложенным вулканизмом. Геометрически симметричная (относительно СОХ) инфраструктура Индийского океана характеризуется на западе и востоке различной геодинамикой. Стиль развития его западной части можно назвать атлантическим. Здесь преобладают низкие скорости спрединга. Отмечаются крупные геоблоки с континентальной корой. Межплитная неспрединговая зона и наложенный вулканизм выражены слабо. Зона перехода от океана к африканскому континенту представлена пассивной транзиталью. Стиль восточной части Индийского океана ближе к тихоокеанскому. Скорости спрединга на севере умеренные (3–5 см/год), на юго-востоке высокие (>5 см/год). Хорошо выражен наложенный вулканизм в виде протяженных вулканических поясов (Восточно-Индийский и Мальдивский хребты). Северо-восточные фланги Индийского океана сочленяются с глубоководными окраинными желобами и островной дугой активной транзитали в зоне перехода к континентальным структурам юго-восточной Азии [13].

Северный Ледовитый океан — четвертый в ряду Великих океанов — имеет существенные отличия по величине водного зеркала. Он занимает 4% от общей площади водной поверхности Мирового океана. На Тихий океан приходится 49%, на Атлантический — 26%, на Индийский — 21% водного зеркала всего Мирового океана. Площадь глубоководных районов в Северном Ледовитом океане также аномально мала. На глубины свыше 2 км приходится 31% поверхности океанического дна, в то время как в Тихом океане эта цифра равна 87,7%, в Атлантике — 81%, а в Индийском океане — 86,7%. Неоднозначно традиционное представление, что хр. Гаккеля — срединноокеанический хребет Евразийского глубоководного бассейна — является продолжением Северо-Атлантического срединного хребта (0°–64° с.ш.), поскольку промежуточное звено, в частности, хр. Книповича не отвечает в полной мере критериям выделения срединных хребтов. Это довольно широкое желобообразное понижение с обрамляющими горными грядами в краевых частях. Представляется, что Северный Ледовитый океан за порогом Шпицбергенского разлома весьма похож на крупные окраинные моря с глубоководными впадинами в пределах активных транзиталей, таких как Филиппинское море, Коралловое море, Тасманово море. Время заложения Ледовитого океана по геологическим данным, вероятно, восходит к раннему мелу (апу K_{1a} — 119 млн лет) [9]. По магнитометрическим материалам, океаническое дно в Евразийском глубоководном бассейне начало образовываться в кайнозое. Формирование срединно-океанического хр. Гаккеля происходит в начале миоцена. Все это указывает на то, что Ледовитый океан развивался по своей схеме, несколько отличной от схемы развития других Великих океанов, заложившихся в середине юры.

Подтверждением единого геолого-тектонического развития Тихого, Атлантического и Индийского океанов является схема геодинамики спрединга Мирового океана (рис. 2). На ней показаны временные интервалы, фиксирующие моменты повышения и понижения скорости раздвижения (начиная со стадии неупорядоченного спрединга, когда формировались старые океанические плиты, и кончая стадиями проявления линейно упорядоченного спрединга), в ходе которых возникли молодые океанические плиты и талласиды (их фланги и осевая зона — георифтогеналь). Расчет производился по картам осей магнитных аномалий [6] по отдельным звеньям: Индо-Тихоокеанскому, Индо-Атлантическому и Индо-Красноморскому, с выделением в Атлантическом океане северной и южной частей; в Индийском океане — сегментов Красноморского, Центрально-Индийского и Австрало-Антарктического; в Тихом — Южно-Тихоокеанского поднятия, Восточно-Тихоокеанского поднятия и района хребтов Хуан-де-Фука, Горда и Индевор.

Полученная схема иллюстрирует кинетику спрединга во времени в различных звеньях СОХ, океанах и в обобщенной форме особенности эволюции спрединга в Атлантическом и Тихоокеанском сегментах Земли. Из нее четко видно, что на стадии неупорядоченного спрединга выделяются три хорошо коррелирующиеся во всех трех океанах интервала: два с относительно повышенным спредингом в начале и в конце стадии и один, их разделяющий — с низкой скоростью спрединга. В ходе линейноупорядоченного спрединга (начиная с кампана — 80 млн лет) хорошая корреляция повышений и спадов скорости раздвижения наблюдается в Атлантике и западной части Индийского океана, в Индо-Атлантическом и Индо-Красноморском звеньях СОХ. В Индо-Тихоокеанском звене последовательность смены интервалов максимумов и минимумов скорости спрединга в целом согласуется. Выдерживается по всему океану минимум, фиксирующийся в конце мела — палеогене; на границе олигоцена и миоцена. Достаточно четко прослеживается максимум скорости раздвижения в эоцене (между двумя минимумами) и в неогене — квартере. Однако, стройность корреляции в Индо-Тихоокеанском звене усложняется появлением относительно кратких по времени дополнительных интервалов спада скорости раздвижения в середине эоцена и середине миоцена. Эти отклонения нарушают идеальную картину синхронной эволюции процессов спрединга в Мировом океане, но не меняют общей схемы кинетики раздвижения при образовании океанического дна. В период формирования молодых океанических плит и срединных хребтов в режиме линейно упорядоченного спрединга в Мировом океане выделяется четыре интервала: в позднем мелу — минимум скорости спрединга; в палеоцене-эоцене — максимум; в конце олигоцена-миоцене — минимум; в плиоцене-четвертичном периоде — опять максимум. Локальные отклонения от этой схемы наблюдаются только в Тихоокеанском бассейне.

Таким образом, в целом в Мировом океане прослеживается семь интервалов повышения и понижения скорости спрединга, выдерживающихся на всем пространстве Мирового океана: три в период неупорядоченного и четыре в период линейно упорядоченного спрединга (см. рис. 2). Эти



ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА

- Шельф
- Континентальный шельф
- Слущенные приконтинентальные блоки (заваншельф)
- Поднятия островных дуг
- Впадины окраинных и внутренних морей
- Окраинные желоба

ЛОЖЕ МИРОВОГО ОКЕАНА

- Срединно-океанический подвижный пояс
- Осевая зона срединно-океанического хребта (до 5 магнитные аномалий - 10 млн лет, N₁-Q)
- Фланговая зона срединно-океанического хребта (7-5 магнитная аномалия - 26-10 млн лет, P₁-N₂)
- Центральный рифт: а - активный, б - угасший активностью
- Тройное сочленение Родригес

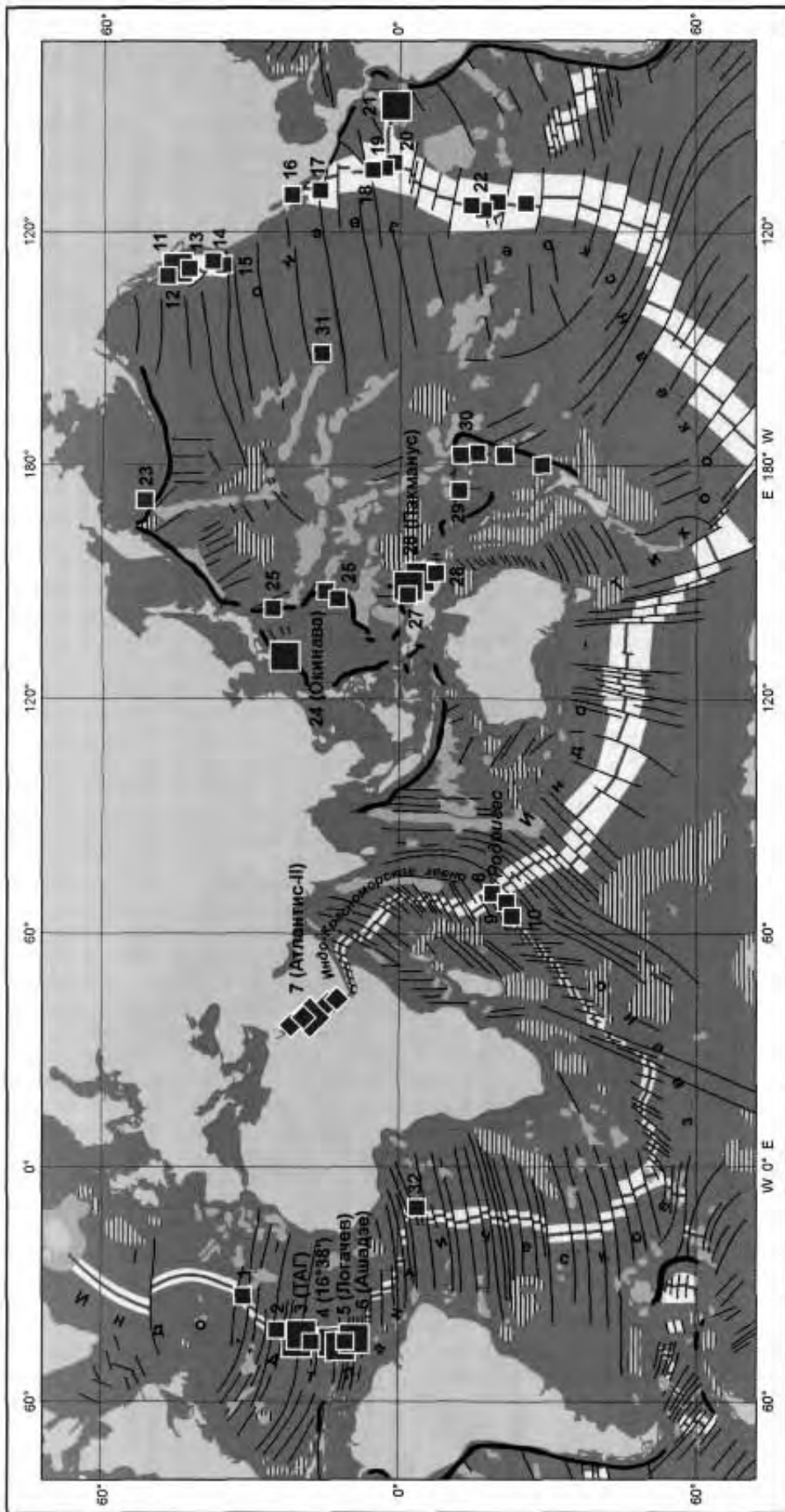
Океанические плиты

- Молодые океанические плиты (34-7 магнитные аномалии - 80-26 млн лет, K₁лп-Р₂)
- Межплитная переходная зона (M0-34 магнитные аномалии - 119-80 млн лет, K₁к₁лп)
- Старые океанические плиты (M38-M0 магнитные аномалии - 171-119 млн лет, J₁к₁-K₁а)

Океанические поднятия и прочие структуры

- Вулканические и вулканно-тектонические поднятия
- Внутриокеанические поднятия типа "океаническая земля"
- Микроконтиненты
- Внутриокеанические желоба
- Разломы: а - демаркационные, б - трансформные и др.

Рис. 1



1 - осевая зона среднеокеанического хребта (СОХ) с центральным рифтом и трансформным разломом; 2 - вулканические и вулканотектонические поднятия; 3 - поднятия типа "океанских земель"; 4 - микроматерии и авانشельфы; 5 - окраинные желоба; 6 - скопления металлогенных бассейнов; 7 - скопления металлогенных бассейнов; 8 - мелкие и средние, 9 - крупные, 10 - крупные. Основные скопления гидротермально-осадочных руд океана. Район САХ (0° - 40° с.ш.): 1 - Лаки Спрайс; 2 - Брокен Спур; 3 - рудный узел ТАГ (рудное тело Рона, постройка Мир); 4 - рудное поле 16°38' с.ш.; 5 - рудный узел Лозачев; 6 - рудное поле Ашадзе; 7 - впадина Атлантис II; 8 - рудная зона Мехо; 9 - Кайрат; 10 - гора Джордан. Северо-восток Тихого океана: 11 - Миддл-Велли; 12 - хр. Эксплорер; 13 - хр. Хуан-де-Фука; 14 - хр. Гордв. Калифорнийский залив - ВТП; 15 - впадина Гуаймос; 16 - 21° с.ш. ВТП; 17 - 21° с.ш. ВТП; 18 - 12° с.ш. ВТП; 19, 20 - 6°-8° с.ш. ВТП; 22 - 20°-22° ю.ш. Западно-Тихоокеанская транзиталь; 23 - вулкан Пидла; 24 - троз Окинава; 25 - дуга Ибу-Бонино; 26 - Пакманус; 27 - Манус; 28 - Вудларк; 29 - Северо-Фиджийский бассейн; 30 - троз Лав. Океанические плиты: 31 - вулкан Лохи (к юго-востоку от Гавайского поднятия); 32 - 5° ю.ш.

Рис. 4

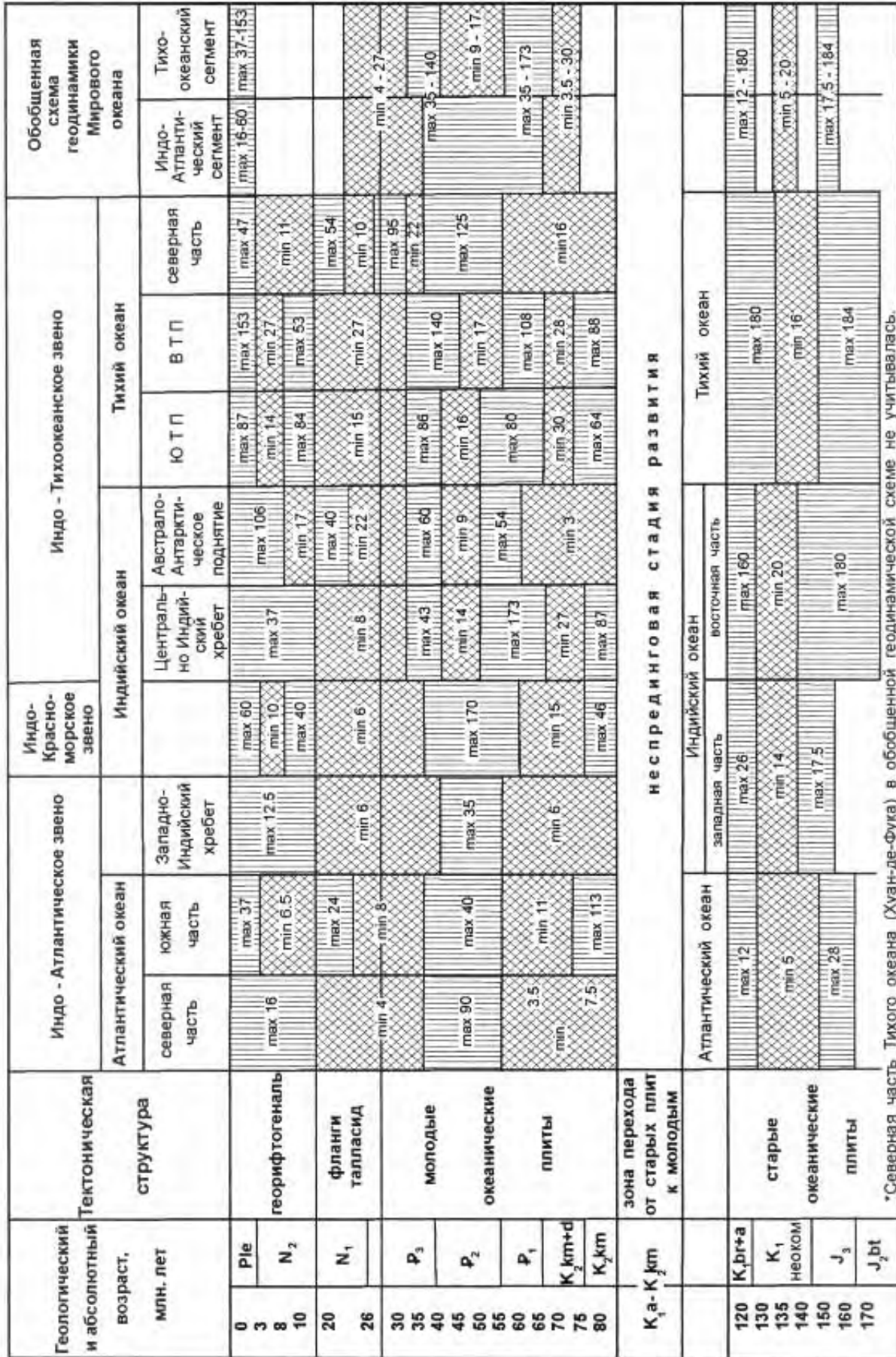


Рис. 2. Схема геодинамики спрединга Мирового океана

*Северная часть Тихого океана (Хуан-де-Фука) в обобщенной геодинамической схеме не учитывалась.

особенности формирования океанического дна, вместе с описанной выше стадийностью развития океана достаточно убедительно свидетельствуют о том, что Мировой океан представляет собой стройную геологическую и геодинамическую систему, управляемую единым планетарным механизмом. Те различия, которые отмечаются на суперрегиональном уровне в Индо-Атлантическом и Индо-Тихоокеанском звеньях (разные скорости спрединга; симметричноосевое строение Атлантики и асимметричное устройство Тихого океана; строгая “ритмичность” спрединга в Индо-Атлантическом и Индо-Красноморском звеньях и локальные нарушения этой ритмичности в Индо-Тихоокеанском звене) подтверждают существование двух стилей развития — атлантического и тихоокеанского. Нет сомнения, что особенности геолого-тектонической эволюции западного (Индо-Атлантического) и восточного (Тихоокеанского) мегасегментов Земли, в том числе и в пределах океанических пространств, отражают хорошо известную дисимметрию планеты, специфические особенности которой проявляются во всех аспектах геологического строения, включая и минерогению. Как будет видно ниже, в Мировом океане имеются все основания выделять специфический океанский рудогенез, разделяя его на два типа: атлантический и тихоокеанский.

Океанский рудогенез масштабно представлен тремя рудными сообществами: оксидными Fe-Mn образованиями; глубокоководными сульфидными рудами; фосфоритами, являющимися обычно пентавалентными оксидами фосфора.

Оксидные Fe-Mn образования распространены в Мировом океане чрезвычайно широко. Это комплексные по составу, слабо минералогически упорядоченные соединения оксидов и гидроксидов Mn и Fe. На поверхности океанского дна они встречаются в виде двух модификаций: конкреций (макро- и микростяжений) и корок. Третья разновидность в виде прослоев и ксеноморфных агрегатов встречена в составе металлоносных осадков, рудоносных илов и рассолов. Последние имеют ограниченное распространение. Они залегают в виде стратиформных залежей в глубокоководных впадинах Красного моря. Металлоносные осадки распространены в океане широко. В таблице 2 приведены типичные химические и минеральные составы макро- и микроконкреций, гидрогенных и гидротермальных корок, металлоносных осадков, рудоносных илов и рассолов.

Макроконкреции имеют в поперечнике от 2–3 до 10–12 см, залегают на поверхности дна, преимущественно в один ряд, будучи погруженными обычно наполовину в донные осадки. Именно эти конкреционные образования в первую очередь привлекают к себе внимание как потенциальное минеральное сырье будущего. Форма конкреций разнообразная, но поддается систематизации. Выделяются сфероидальные, дискоидальные, сростковые и плитчатые их разновидности [1, 8]. Примечательно то, что форма конкреций отражает их химический состав, а характер поверхности — генезис формирования. Наравне с поверхностными залежами известны припорошенные осадками скопления конкреций и погребенные их горизонты в меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях дна океана. Вероят-

но, рудная масса железомарганцевых конкреций (ЖМК), залегающих внутри осадочной толщи океана, превосходит рудную их массу на поверхности дна.

Одновременно с макроконкрециями встречаются микроконкреции (в поперечнике 1 мм и менее). Чаще всего они обращают на себя внимание, когда формируют погребенные в осадках горизонты мощностью иногда до 0,5–1,0 метра. Их количество может оцениваться в 10–20% от массы вмещающих отложений. Химический состав микроконкреций варьирует в различных районах океана. Между разломами Клариян и Клиппертон они отмечаются в эоценовых и олигоценовых отложениях и характеризуются высоким содержанием Mn (30,2%); Ni (1,39–1,58%); Cu (1,22–1,50%); умеренными концентрациями Co (0,15–0,30%); обычным для конкреций содержанием Pb (0,04–0,10%) и Zn (0,06–0,23%) [2].

Таблица 2. Химический и минеральный составы Fe-Mn образований Мирового океана

Модификации Fe-Mn образований Мирового океана	Минеральный состав*	Химический состав (%)				
		Fe	Mn	Ni	u	Co
1. Макроконкреции	Бузерит, асболан-бузерит, бернессит, вернадит, гетит, лепидокрокит	10,7	20,7	0,78	0,58	0,24
2. Микроконкреции	Бузерит, бернессит, гетит	6,3–12,5	22,0–40,0	0,71	0,59	0,05–0,14
3. Гидрогенные корки	Железистый вернадит, вернадит, тодорокит, гетит	15,7	20,5	0,44	0,11	0,58
4. Гидротермальные осадки (бескарбонатное вещество)	Тодорокит, манганит, асболан, бузерит, лепидокрокит, гетит	16,9	5,07	0,08	0,10	0,02
5. Рудоносные илы и рассолы (Атлантик II) [7]	Тодорокит, бузерит II, манганит, асболан, гетит, гематит, лепидокрокит, магнетит, силикаты	20,5	15,5	0,006	0,47	0,002

* Во всех случаях преобладают рентгеноаморфные гидроксиды Fe и Mn. В графе перечислены минералы, обнаруженные среди рентгеноаморфной матрицы.

Fe-Mn корки формируются на поверхностях коренных выходов, сложенных базальтами, известняками, кремнями, агломератами и брекчиями разного состава. Местом их отложения обычно являются склоны подводных гор и гайотов вулканического происхождения. Мощность корок варьирует от нескольких мм до 8–12 см, максимально может достигать 24 см. Если ЖМК имеют четко выраженное концентрическое зональное строение с ядром в центре в виде обломка породы, более древней конкреции, зуба акулы, просто комочка глинистого материала, то кобальтмарганцевые корки (КМК) представляют собой однослойное, двухслойное или трехслойное образование. Каждый из слоев обладает своим специфическим обликом и составом. В хорошо изученном районе Магеллановых гор (Тихий океан) выделяются обычно облекающие внешнюю поверхность коренного выхода

породы трехслойные корки, сложенные снизу вверх антрацитовым, пористым и буроугольным слоями. Нередко отложение Fe-Mn корок идет и на нижней поверхности глыб. Там образуется тонкий сухаристый слой, в котором заметно повышено содержание Mn и Co, последнего иногда до 1,8% [5].

Обогащенные кобальтом корковые Fe-Mn образования имеют гидротермальное происхождение [1, 5]. Их формируют химические соединения, непосредственно выпадающие из океанской водной толщи. Состав КМК и ЖМК выдержан на громадных пространствах Мирового океана, как и состав его воды. Это указывает на их тесную связь, на то, что океанская водная толща, являясь своеобразным геологическим телом, играет роль промежуточного коллектора и продуцента большинства продуктов Fe-Mn рудогенеза океана.

Гидротермальные Fe-Mn корки, в отличие от КМК отлагаются на коренных выходах пород в местах выноса рудного материала гидротермальными источниками, вблизи центров гидротермальной активности в срединных хребтах и островных дугах, на склонах отдельных активных вулканов в пределах океанических плит. Привлекательность этого вида Fe-Mn образований состоит в возможности его использования для поиска сульфидных руд океана. В той же мере интересны металлоносные осадки открытых океанических районов, указывающие на присутствие эндогенной поставки рудного вещества в водную толщу.

Рудоносные илы и рассолы имеют самостоятельное значение, как разновидность океанического минерального сырья. Этот рудный объект океана раньше других был изучен (1964–1966 гг.) и подготовлен к освоению еще в 1979–1982 гг., когда проводились предварительные испытания добычного оборудования с использованием судов “Седко-445” и “Вальдивия”. Однако неопределенность экологических последствий в регионе остановила дальнейшее развитие работ по международному Красноморскому проекту (Саудовская Аравия, Германия, Судан) [8].

Океанский Fe-Mn рудогенез — явление, не имеющее аналогов на континентах. Марганцевые и железомарганцевые наземные руды не обладают такой высокой комплексностью состава, как океанические. В последних всегда присутствуют Mn, Fe, Ni, Cu, Co, Mo в концентрациях, представляющих практическое значение. Своеобразен и тип Fe-Mn руд океана (табл. 3). Конкреционные руды представлены, в основном, рентгеноаморфной Fe-Mn матрицей и небольшим количеством марганцевых минералов — бузеритом и асболоном, в слоистых решетках которых могут накапливаться цветные металлы, не образуя собственных минеральных форм.

Кобальтмарганцевые корки вообще не известны на суше. Они распространены только в постюрском океане. Масштаб этого явления соизмерим с океанским Fe-Mn конкрециеобразованием. Состав корок уникальный: кроме Mn, Co и Ni, в них присутствуют Mo, Pt, легкие лантаноиды, в первую очередь лантан и церий, и иттрий. Скопления корок локализованы в пределах ограниченных площадей (400–1900 км²) на подводных горах и гайотах. Встречаются в интервале глубин от 500–600 м до 3500 метров, наиболее продуктивный интервал 1400–2500 метров. Конкреции, как

правило — абиссальные образования. Они залегают на глубинах от 4000 до 5200–5300 метров, формируя обширные плащеобразные или струйчатые залежи, охватывающие площади дна до 3000–5000 км². В настоящее время наиболее богатые конкреционные районы океана (поле Кларион-Клиппертон в Тихом океане, Центрально-Индокоеанское поле в Индийском океане) поделены между несколькими государствами Мира: Францией, Японией, Россией, Индией, Китаем, Ю. Кореей, совместной организацией “Интерокеанметалл” (Болгария, Польша, Россия, Словакия, Чехия и Куба). За ними закреплены Заявочные Участки площадью 75 тыс. кв. км. Международный Орган по морскому дну (МОД) при ООН выдал этим странам Международный Сертификат на право дальнейшего изучения и освоения нетрадиционного вида минерального сырья — железомарганцевых конкреций, являющегося комплексной рудой для получения никеля, меди, кобальта и марганца [1,3]. Конкреционные руды на упомянутых участках относятся к экономически наиболее рентабельному Ni-Cu (Mn) типу. В них содержатся: Mn — 27–30%; Ni — 1,17–1,39%; Cu — 1,0–1,29%; Co — 0,18–0,30%; среди попутных Mo — 0,05%. Весовая плотность залегания ЖМК на одном квадратном метре — 10–20 кг. Рудные конкреции Ni-Cu (Mn) типа (тип Кларион-Клиппертон) не исчерпывают всего разнообразия конкреционных образований океана. Согласно разработанной во ВНИИОкеангеология геохимической классификации [1, 2], в океане установлено еще три геохимических типа конкреций (таблица 3). Никель-медь-кобальтовый Ni-Cu (Co) тип широко развит в Центральной котловине Тихого океана. Содержание Mn, Ni и Cu в нем существенно ниже, чем в конкрециях типа Кларион-Клиппертон. Mn-(Ni) тип распространен в Перуанской котловине. Для него характерно высокое содержание Mn (до 33% и более) и Ni (до 1,4%). Содержание Cu обычно в два раза ниже содержания Ni. Практически отсутствуют сколько-нибудь значительные концентрации Co (менее 0,1%). Перуанский тип ЖМК делится на два подтипа по содержанию Mn. В одном обычная для этого типа концентрация Mn (33–39%) и Ni (около 1,4%); в другом содержания Mn нередко превосходят 40% при низких значениях Ni (0,71–1,07%). Следующий умеренно обогащенный кобальтом (Co) южнотихоокеанский тип ЖМК широко распространен в одноименном поле на юго-западе Тихого океана. Для него характерно стабильное повышенное (0,3–0,4%) содержание Co, при низких концентрациях Mn, Ni и Cu. Этот тип отличает высокая весовая плотность залегания — до 30 кг/м² и более.

Каждому из описанных типов конкреционных руд свойственен свой ведущий морфотип: для типа Ni-Cu (Mn) (Кларион-Клиппертон) — дискоидальная форма конкреций с шероховатой нижней и гладкой верхней поверхностями; для типа Ni-Cu (Co) (центральнотихоокеанский) гладкие, сростковые конкреционные образования; для типа Mn-(Ni) (перуанский) — сфероидальная форма стяжений с гладкой нижней и шероховатой верхней поверхностями; для типа Co — конкреции в форме “идеальных шаров” с шероховатой поверхностью.

По геохимической классификации кобальтмарганцевые корки относятся к богатому кобальтоносному типу Co-(Mn) Fe-Mn руд, по крайней мере

в два раза превосходящему конкреции по содержанию кобальта, при умеренных концентрациях Mn и низких Ni (см. табл. 3).

Таблица 3. Типы оксидных железомарганцевых руд океана

Характеристики	Типы Fe-Mn руд океана				
	бедный никель-медный Ni-Cu (Co)	богатый никель-медный Ni-Cu (Mn)	марганцевый Mn (Ni)	кобальт-марганцевый Co-Mn	бедный кобальтовый Co
Тип Fe-Mn образований	конкреции	конкреции	конкреции	корки	конкреции
Положение в гидрохимической структуре водной толщи океана	Непосредственно выше КГК*	Непосредственно ниже КГК	на уровне КГК и ниже него	слой O _{min} **	много ниже КГК
Химический состав:					
Ni (вес. %)	0,70–1,00	1,17–1,39	1,00–1,40	0,46–0,58	0,29–0,40
Cu (вес. %)	0,60–0,84	1,00–1,29	0,35–0,73	0,08–0,16	0,15–0,30
Mn (вес. %)	20–24	27–30	33–43	19–23	13–20
Co (вес. %)	0,15–0,35	0,18–0,30	0,02–0,07	0,53–1,11	0,30–0,40
Попутные компоненты	Mo, P3Э, Y, Fe	Mo, P3Э, Y, Fe	Mo	Mo, Pt, P3Э, Y, Fe	Mo, P3Э, Y, Fe
Минеральный состав	Бузерит	Бузерит I, асболан-бузерит	Бернессит, бузерит, асболан-бузерит	Вернадит, ферровернадит	Вернадит
Основные типоморфные объекты	Центральное-Тихоокеанское поле	Поле Клариян-Клиппертон	Перуанское поле	Поле Магеллановых гор	Южно-Тихоокеанское поле
Установленные прогнозные ресурсы, в целом для океана (млрд т)	16,3	19,9	2,9	29,0	13,5

* Критическая глубина карбонатакопления

**Слой кислородного минимума

Геохимические типы Fe-Mn руд подчиняются строгой вертикальной зональности и распределяются в соответствии с батиметрическим положением продуктивного интервала и его проекцией на океаническое дно. Продуктивные интервалы связаны с гидрогеохимическими разделами в водной толще океана: слоем “кислородного минимума” (верхняя его граница 500–800 м) и критической глубиной карбонатакопления — КГК (интервал батиметрического положения 4300–5200 м). В верхнем продуктивном интервале (500–600 метров и до 3000–3500 метров) формируются кобальт-марганцевые корки. Непосредственно выше КГК отлагаются Ni-Cu (Co) конкреции центральнотихоокеанского типа. Ширина интервала на молодых океанических плитах — 400 метров [1,8]. На старых океанических плитах

этот продуктивный интервал может опускаться ниже КГК, достигая общей мощности 800 метров. На молодых океанических плитах сразу под КГК образуются самые богатые цветными металлами конкреции Ni-Cu (Mn) рудного типа (Кларион-Клиппертон). Ширина интервала 350–450 метров. Поле Кларион-Клиппертон (Тихий океан) уникально. На большей части поверхности дна в его пределах находится продуктивный интервал, в котором формируются конкреционные руды Ni-Cu (Mn) типа, т.е. непосредственно ниже КГК. Перуанский Mn (Ni) тип руд образуется на уровне КГК, немного выше его (примерно 100 м) и, в основном, ниже (300–400 м). Умеренно богатый кобальтом южнотихоокеанский тип (Co) руд начинает откладываться ниже КГК (на 400–500 м), предположительно на уровне критической глубины кремненакопления. Ширина интервала — 300–400 м.

На рис. 3 показаны основные скопления ЖМК (12 полей) и КМК (6 полей) Мирового океана и их геохимическая специализация, перечислены названия полей ЖМК и КМК. Общий ресурсный потенциал океанических Fe-Mn конкреций и корок оценивается в 98,12 млрд т сухой рудной массы, в т.ч. ЖМК — 59,21 млрд т, КМК — 38,91 млрд т. По океанам прогнозные ресурсы распределяются следующим образом: Тихий океан — ЖМК — 43,72 млрд т, в т.ч. конкреции типа Кларион-Клиппертон — 19,98 млрд т; КМК — 31,45 млрд т; Атлантический океан — ЖМК — 6,99 млрд т; КМК — 3,08 млрд т; Индийский океан — ЖМК — 8,5 млрд т, в т.ч. типа Кларион-Клиппертон (в Центрально-Индоеокеанском поле) — 1,14 млрд т; КМК — 4,38 млрд т.

Из приведенных выше данных видно существенное различие Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли в масштабе проявления Fe-Mn океанского рудогенеза. В Тихом океане суммарные прогнозные ресурсы ЖМК и КМК более чем в 7 раз превосходят аналогичные ресурсы Атлантики. Существенно отличаются Fe-Mn образования и по составу. В Тихом океане широко развиты конкреции, богатые Ni, Cu и Mn. В Индийском океане они отмечаются локально только в его восточной части в Центрально-Индоеокеанском поле (см. рис. 3). В Атлантике практически не установлены. Здесь преобладает умеренно богатый Co тип ЖМК. Кобальтоносные корки в разных океанах по составу существенно не отличаются, по ресурсам Тихий океан превосходит Атлантический в 10 раз, Индийский — в 7 раз.

Если Fe-Mn океанский рудогенез — явление специфическое, свойственное только Мировому океану, то глубоководное сульфидообразование имеет достаточно явные аналогии на континентах в виде широко развитых колчеданных руд в альпийских и более древних складчатых зонах. Местоположение скоплений глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) приурочено в океане к дивергентным и конвергентным границам: срединно-океаническим хребтам и активным транзиталам. Они тесно связаны с современной и недавней (не древнее 100–150 тыс. лет) гидротермальной деятельностью, центры которой хорошо фиксируются высоким тепловым потоком. С этих позиций, анализ “Карты планетарного теплового потока” м-ба 1 : 30000000 [11] позволяет проследить термоактивные пояса и выделить в Мировом океане шесть гидротермальных мегазон: четыре в срединных хребтах и две в Западно-Тихоокеанской транзитали [4]. Большинство из

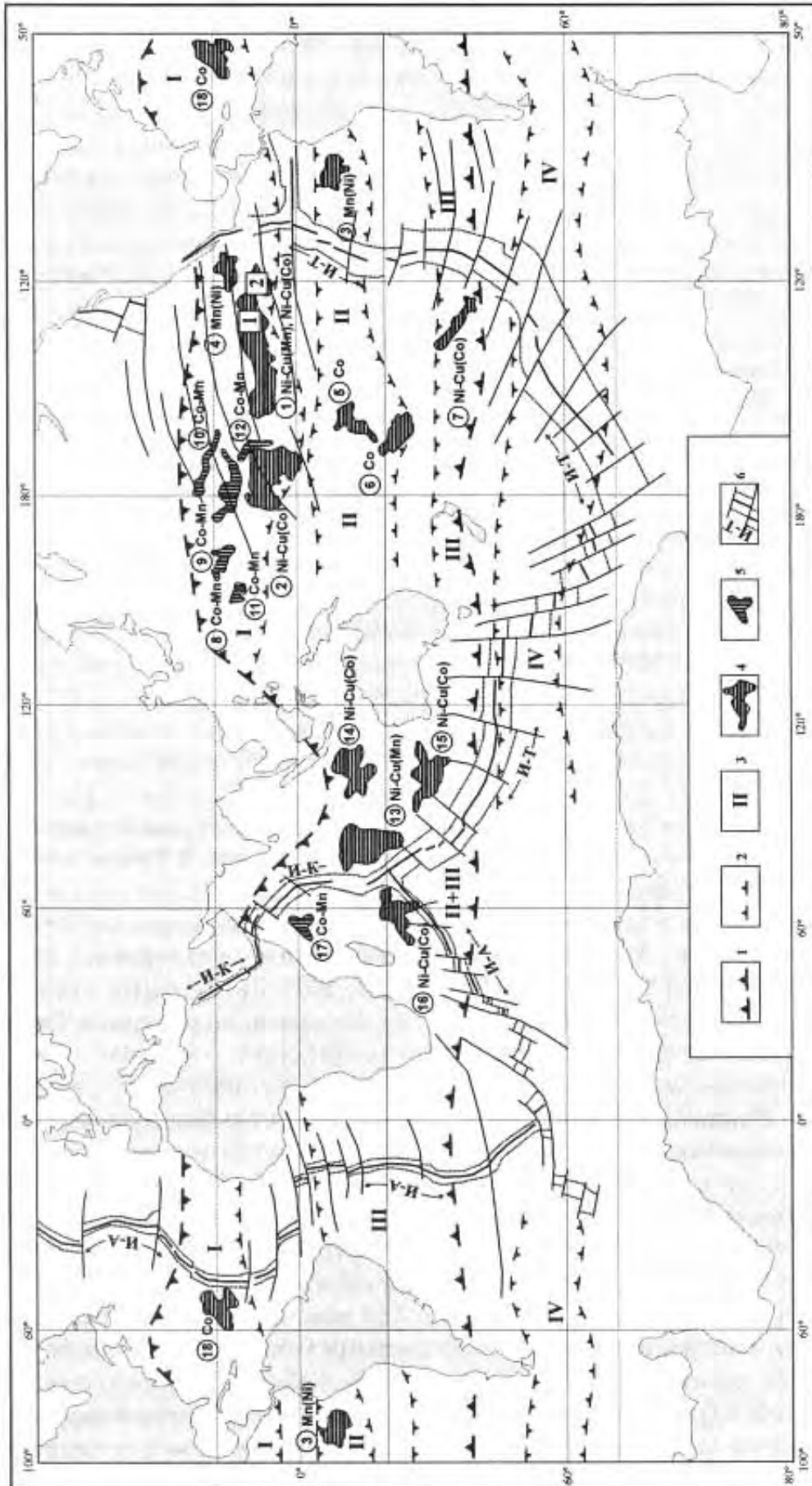


Рис. 3.

1 - граница мезозойского железорудного концентрического пояса; 2 - граница палеозойского железорудного концентрического пояса; 3 - южная приэкваториальная, 4 и 5 - южная приэкваториальная, 6 - южная приэкваториальная, 7 - южная приэкваториальная, 8 - южная приэкваториальная, 9 - южная приэкваториальная, 10 - южная приэкваториальная, 11 - южная приэкваториальная, 12 - южная приэкваториальная, 13 - южная приэкваториальная, 14 - южная приэкваториальная, 15 - южная приэкваториальная, 16 - южная приэкваториальная, 17 - южная приэкваториальная, 18 - южная приэкваториальная.

II - осевая зона и центральный рифт срединно-океанического хребта; III - осевая зона и центральный рифт срединно-океанического хребта; IV - осевая зона и центральный рифт срединно-океанического хребта.

1 - Месторождение ЖМК, запад России (Кларон-Клиппертон, Тихий океан) 2 - Месторождение ЖМК, запад России (Кларон-Клиппертон, Тихий океан)

выявленных объектов ГПС размещаются в их пределах. Наиболее продуктивна Северо-Атлантическая мегазона высокого теплового потока, здесь от 5° до 40° с.ш. САХ обнаружено более 20 сульфидных скоплений (рис. 4). Следующей по масштабам рудообразования является Восточно-Тихоокеанская мегазона, включающая Восточно-Тихоокеанское поднятие, хр. Галапагос и хр. Хуан-де-Фука (вместе с хр. Горда, Эндвор и Эксплорер). Основные рудные объекты тяготеют к северной части мегазоны (45° – 52° с.ш.), Калифорнийскому заливу, интервалу 8° – 13° с.ш.; в хр. Галапагос — 20° – 26° ю.ш. и 80° – 90° з.д. В пределах Красноморско-Индийской мегазоны размещаются рудоносные илы и рассолы Красного моря и группа рудопроявлений ГПС в районе тройного сочленения Родригес (рис. 4) — 23° – 28° ю.ш. Четвертая мегазона — Южно-Атлантическая до последнего времени рассматривалась как высокоперспективная [4]. Этот прогноз весной 2005 г. подтвердился открытием на 5° ю.ш. трех первых сульфидных рудопроявлений, а на 9° ю.ш. признаков возможного существования еще одного рудного объекта [15].

В Западно-Тихоокеанской транзитали, в пределах Курило-Яванской мегазоны высокого теплового потока сульфидные объекты залегают в желобе Окинава и на хр. Идзу-Бонино, к югу от Японии [16]. На северном ее продолжении к северу от Командорских островов находится потенциально рудоносный вулкан Пийпа. В пределах Тонго-Новогвинейской мегазоны высокого теплового потока, ориентированной ортогонально к вышеописанной, располагаются скопления сульфидов в бассейнах Манус и Вудларк, на склоне о. Новая Ирландия (Пакманус), в активных рифтовых зонах Северо-Фиджийской котловины, в трогее Лау (см. рис. 4). Это одни из самых перспективных рудных объектов океана. В районе рудного поля Пакманус велись бурение и разведка. Выявлены рудные залежи с содержанием Cu — 5%, Zn — 22%, Au — 2,1 г/т и Ag — 167 г/т. В будущем планируется их освоение [14].

Обособленное положение в океане занимает вулкан Лоихи (см. рис. 4). Считается, что он приурочен к океаническим плитам. Однако более вероятна его связь с Гавайской вулканической грядой, что указывает на возможность проявления ГПС в структурах, образованных продуктами наложенного вулканизма.

Сульфидные образования океана представлены разнообразными типами руд. Пользуясь средними содержаниями в них Cu (2,6%), Zn (0,7%), соотношением Cu и Fe удалось разработать классификацию [12] и выделить: 1 — медно-цинковые, 2 — цинково-колчеданные, 3 — колчеданные, 4 — медно-колчеданные и 5 — медные руды. Некоторые из них отличаются аномально высокими содержаниями Cu (в среднем до 30%), цинка (до 20% и более), золота (максимально до 230 г/т), серебра (максимально до 10900 г/т) [16]. Наибольший интерес представляет медный тип руд: Cu — 39,9%; Zn — 0,28%; Au — 4,88 г/т; Ag — 66,14 г/т; Fe — 19,45%; S — 27,23% [3]. Он слагает рудное тело “Логачев-1”, выявленное в восточном борту Северо-Атлантического хребта на $14^{\circ}45'$ с.ш. Этот регион к настоящему моменту изучен наиболее детально. Установлено, что рудные скопления ГПС делятся на две группы. Одни залегают в пределах днища осевой рифтовой долины, другие в бортах, преимущественно восточных. Первое сульфидное скопле-

ние в пределах западного борта открыто в 2003 г. на $12^{\circ}58'$ с.ш. — рудный узел “Ашадзе”. Богатые Cu, Zn, Au руды приурочены, в основном, к бортам, нередко к их нижней части, сочленяющейся с днищем. Поиски таких объектов ГПС являются главной задачей последних 15 лет. В конце 80-х годов прошлого столетия в России эти исследования велись усилиями геологов ВНИИОкеангеология, Полярной экспедиции (С-Петербург) с участием Одесского гос. университета (г. Одесса). Позже, в 90-х годах и в начале века было открыто два рудных узла: “Логачев” и “Ашадзе” и рудное поле на $16^{\circ}38'$ с.ш. Они рассматриваются как основа будущей национальной Заявки в МОД ООН, после того как будут разработаны основные требования к условиям ее подачи. Прогнозные ресурсы ГПС Мирового океана оценить трудно, поскольку их изученность на глубину слабая. Глубоководное бурение проводилось в трех районах: в пределах ТАГ (САХ, $26^{\circ}08'$ с.ш.), на рудном холме Миддл Вэлли в хр. Эндэвор (Тихий океан) и на Пакманусе в Новогвинейском море (Полинезия). Результаты свидетельствуют, что поверхностные сульфидные залежи могут иметь продолжение на глубину и образовывать значительные по объему рудные тела (ТАГ и Миддл Вэлли), а могут только фрагментарно формировать на глубине разобщенные рудные скопления (Пакманус). По самым ориентировочным подсчетам ресурсный фонд ГПС в Мировом океане составляет около 81 млн т сухой руды, в т.ч. Тихий океан (СОХ и транзиталь) — 49 млн т, Атлантика — 32 млн т. В Индийском океане такой оценки не делалось.

Океанические фосфориты можно разделить на две группы: 1 — фосфориты шельфовых зон и континентального склона; 2 — подводных гор и гайотов открытых районов океана [6]. Крупные провинции шельфовых фосфоритов [8] установлены в Тихом океане (Калифорнийская, Перуано-Чилийская, Японская). Перспективная фосфоритоносная область располагается вблизи Новой Зеландии, на плато Чатем. В Атлантике фосфоритоносная Западно-Атлантическая провинция выделяется вдоль побережья полуострова Флорида и к северу от него. Вдоль африканского побережья вытянулись на севере Марокканская провинция, на юге Капская провинция, к которой примыкает фосфоритоносное подводное плато Агульяс. Известны скопления фосфоритов в экваториальной зоне африканского шельфа, в районе Экваториальной Гвинеи. В Индийском океане масштаб фосфоритообразования заметно меньше. Их залежи известны на шельфе о. Сокотра, в юго-западной части шельфа Индии [6].

Фосфориты подводных гор и гайотов сосредоточены в западной части Тихого океана, на старых океанических плитах и в межплитной неспрединговой зоне, где широко проявился наложенный вулканизм и сформировались крупные вулканические пояса Уэйк-Неккер, Гавайский и Лайн и цепь Магеллановых гор. Этот регион выделяется в Центрально-Тихоокеанскую мегапровинцию, включающую несколько частей, в соответствии с географией распространения подводных гор и гайотов. Среди фосфоритов океана обособленное положение занимают островные скопления (о. Науру, о. Ошен, о. Макатеа и атолл Матаива — Тихий океан; о-в Рождества — Индийский океан). Почти все они вовлечены в промышленную эксплуатацию, а часть уже выработана.

Фосфориты обычно ассоциируются с комплексом биогенных отложений (кремни, известняки), глауконитовыми осадками; встречаются в виде песков, корок, плит, глыб, конкреций. В частности, на подводных горах они встречаются совместно с кобальтмарганцевыми корками. Основным фосфорсодержащим минералом является фторкарбонатапатит. Содержание P_2O_5 в фосфоритоносных отложениях варьируют от 5 до 35%. Прогнозные ресурсы океанических фосфоритов оцениваются в 21,0 млрд т P_2O_5 , в т.ч. в Тихом океане сосредоточено 19 млрд т, в Атлантике — 2млрд т P_2O_5 . По ориентировочной оценке ресурсный фонд P_2O_5 Центрально-Тихоокеанской суперпровинции подводных гор и гайотов может достигать 10 млрд тонн [6,8]. Возраст фосфоритов этого типа преимущественно палеогеновый, на некоторых гайотах варьирует от альба до позднего мела.

Океанические фосфориты не относятся к виду минерального сырья, который побуждает смотреть на Мировой океан как на горнорудный объект обозримого будущего. Прибрежные (шельфовые) фосфориты представляют собой полезные ископаемые местного значения, и их освоение может решаться на региональном уровне. Фосфориты подводных гор и гайотов могут осваиваться совместно с кобальтмарганцевыми корками.

Заключение

Анализ океанского рудогенеза, с позиции его связи с геолого-тектоническим строением отдельных океанов и Мирового океана в целом выявляет как черты принципиального сходства океанических руд, прежде всего, в химическом и минеральном составе, так и кардинальные различия в особенностях пространственного размещения и масштабах их образования. В этом можно видеть отчетливое проявление дисимметрии планеты, выражающейся в различии строения, геодинамики и минерагении двух мегасегментов: Атлантического и Тихоокеанского, в т.ч. и в границах Мирового океана. В Тихоокеанском бассейне сосредоточено 76,6% железомарганцевой рудной массы: 74% ЖМК и 81% КМК. Среди ЖМК преобладают (около 80%) конкреции, обогащенные Ni, Cu Mn. В Атлантике (8% от общей рудной массы Fe-Mn образований в океане) таких конкреций практически не встречается. В Индийском океане (11% от общей рудной массы) присутствует небольшой объем ЖМК (1,14 млрд т), относимых к Ni-Cu (Mn) геохимическому типу. Они распространены в Центрально-Индоеокеанском поле на площадях, которые включены в Заявочный участок Индии.

Площади распространения кобальтмарганцевых корок по масштабам соответствуют рудной массе: Тихий океан — 77%, Атлантика — 10%; Индийский океан — 13%. Состав корок, однако, выдержанный, что лишь подтверждает их гидрогенную природу и ключевую роль в их образовании стабильной по составу океанской водной толщи. Глубоководное сульфидообразование в Атлантике и Тихом океане отличается как составом руд, так и условиями локализации. В СОХ в Тихоокеанском бассейне преобладают колчеданные, медно- и цинк-колчеданные типы руд, нередко рассеянных на значительной площади в виде мелких гидротермальных построек. Одна-

ко, известны и крупные рудные тела, например, Миддл Велли (хр. Эндевор), сложенные серно-колчеданными образованиями с низкими содержаниями меди и цинка. В САХ (0° – 40° с.ш.) рудные тела имеют более четкую структурную позицию и относительно высокую степень пространственной локализации. Среди широкого разнообразия сульфидных руд наблюдаются два уникально богатых типа — медный (до 30% и более меди, 4–10 г/т золота) и медно-цинковый (13,69% меди; 5,98% цинка, 2,5 г/т золота), образующие скопления более 1–2 млн т рудной массы [3, 12].

Океанические фосфориты, распространенные в Тихом океане, образуют крупные скопления как на шельфе, так и в открытых районах, на подводных горах и гайотах. В Атлантике преобладают шельфовые залежи P_2O_5 , нередко тесно связанные с фосфоритами, ранее известными на суше (Флорида, Марокко). Островные фосфориты известны только в Тихоокеанском бассейне (о. Науру, Ошен и др.) и в восточной части Индийского океана (о. Рождества). С полным правом можно отметить, что океанические фосфориты размещаются в Мировом океане, подчиняясь влиянию дисимметрии планеты.

Тенденции асимметричного развития процессов рудогенеза в океане проявляются также на региональном уровне. В Тихом океане минерогенический облик западной его половины (Палео-Пасифик) сильно отличается от восточной (Нео-Пасифик). На западе преобладают кобальтмарганцевые корки и полностью отсутствуют Ni-Cu (Mn) конкреции типа Кларион-Клиппертон. На востоке превалируют конкреционные образования, обогащенные Ni, Cu и Mn (тип Кларион-Клиппертон и перуанский) при крайне незначительном масштабе распространения кобальтмарганцевых корок. Что касается глубоководных сульфидов, то они широко известны на востоке в структурах СОХ (Восточно-Тихоокеанское поднятие, хр. Галапагос, хр. Хуан-де-Фука и др.) и пока не выявлены в дивергентных зонах на западе океана (например, желоб Магеллана). В равной степени сказанное относится к фосфоритам подводных гор и гайотов, которые широко развиты на западе Тихого океана и заметно ограничены на востоке.

Из сказанного выше следует, что асимметрия в строении океанических пространств в Мировом океане, вероятно, является не столько исключением, сколько правилом. Подтверждением этому на глобальном уровне является дисимметрия Земли, на региональном — асимметрия Тихого океана, на локальном, как один из примеров, несимметричный профиль почти любого рудоносного микросегмента осевой рифтовой долины в пределах САХ (0° – 40° с.ш.). Борт долины, в котором залегают объекты ГПС, обычно имеет превышение над противоположным (“безрудным”) на 500 м и более, независимо от того: восточный он (рудный узел “Логачев”) или западный (Рудный узел “Ашадзе”) [3]. Можно сделать вывод, что в случае асимметричного развития океанические структуры оказываются более продуктивными по масштабам проявления океанского рудогенеза и обогащения его продуктов полезными компонентами.

1. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. — С-Петербург: Недра, С-Петербургское отделение, 1994. — 190 с.
2. Андреев С.И., Старицына Г.Н., Аникеева Л.И., Черномордик А.Б. Металлогеническая зональность Мирового океана. — С-Петербург, ВНИИОкеангеология, 1997. — 170 с.
3. Андреев С.И., Черкашев Г.А., Аникеева Л.И., Степанова Т.В., Батуев Б.Н., Лазарева Л.И. Глубоководные сульфидные руды океана: достижения и проблемы изучения", Разведка и охрана недр, 2005. — № 6. — С. 69–76.
4. Андреев С.И., Старицына Г.Н., Аникеева Л.И., Александров П.А. и др. Геодинамика и рудогенез Мирового океана, С-Петербург, ВНИИОкеангеология, 1999. — 209 с.
5. Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е., Задорнов М.М. и др. Кобальто-богатые руды Мирового океана, С-Петербург, ВНИИОкеангеология. — 2002. — 167 с.
6. Батурин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. — М: Наука, 2004. — 463с.
7. Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря, М.: Геос, 1998. — 311 с.
8. Объяснительная записка к металлогенической карте Мирового океана. Редактор Андреев С.И. С-Петербург, 1998. — 211 с.
9. Ким Б.И. История формирования Евразийского бассейна (сейсмокомплексы, структуры, мощность чехла, этапы и стадии эволюции). // Российский геофизический журнал. — 2003. — 31-32, С-Петербург. — С. 53–70.
10. Планета Земля. Энциклопедический справочник. "Тектоника и геодинамика", "Мировая талассогенная система" и "Талассохимия", С-Петербург, Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. — С. 257–264.
11. Подгорный Л.В., Хуторской М.Д. Карта планетарного теплового потока масштаба 1 : 30 000 000 (Объяснительная записка), М.-С-Петербург, тип. "Оргсервис ЛТД", 1997. — 33 с.
12. Черкашев Г.А. Гидротермальное сульфидное рудообразование в северной части срединно-океанического хребта Атлантического океана: Автореф. Докт. Дисс. С-Петербург, ВНИИОкеангеология, 2004. — 47 с.
13. Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Клещенко С.А., Резник В.П., Зиборов А.П., Щипцов А.А. Железомарганцевые конкреции Индийского океана. Киев, 2001. — 329 с.
14. A Step Closer To Deep Ocean mining // press-release www.nautilusminerals.com.
15. Petersen S., Haase K., Paulick H., The Turtle Pits Hydrothermal Field, 4°48'N, MAP: Mineralogical indications for an oxidized zone? //Press-release.
16. Usui A., Lizasa K., Tanahashi M. "Marine Polimetalliferous Mineral Deposits in the vicinity of the Japanese Islands, Northwestern Pacific, 1994.

Стаття присвячена геодинаміці формування Світового океану і зв'язку океанського рудогенезу з його геотектонічною будовою. Розглядаються Fe-Mn утворення океану: конкреції, кобальтмарганцеві кірки, рудоносні мули і розсоли; глубоководні поліметалічні сульфідні і океанічні фосфорити. Характеризується їхній хімічний і мінеральний склад, описуються особливості поширення. Проводиться порівняльний аналіз мінерогенії Атлантичного і Тихоокеанського сегментів планети. Робляться висновки щодо взаємозв'язку продуктів океанського рудогенезу з особливостями будови дна океану на глобальному і регіональному рівнях.

The paper is dedicated to geodynamics of the World Ocean formation and relationship of oceanic ore genesis to geological-tectonic structure. Fe-Mn minerals of the Ocean are considered: nodules, cobalt-manganese crusts, massive sulfides and oceanic phosphorites. Their chemical and mineral composition is described, as well as spatial distribution. Comparative analysis of minerageny of the Atlantic and the Pacific segments of the Earth is done. Conclusions on relationships of ore formation to peculiarities of oceanic floor on a global and regional scale are suggested.