

С.И. Андреев, Л.И. Аникеева, Г.Н. Старицына, С.И. Петухов
ВНИИОкеангеология

СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана на протяжении последней четверти XX столетия провел более 100 экспедиций в различные районы океана, разрабатывал тактику, стратегию и методику геологоразведочных работ. В конце 70-х годов он внес существенный вклад в выбор наиболее перспективных районов при изучении железомарганцевых конкреций в океане, а в начале 80-х годов - в пределах поля Клариян-Клиппертон. Коллектив морских геологов института первый в России начал в 1985 г. планомерные исследования в районах распространения глубоководных сульфидов сначала в восточной части Тихого океана на 8° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия, а затем в Северо-Атлантическом хребте, в интервале широт 14-38° с.ш.

В 1986-1987 гг. ВНИИОкеангеология, совместно с другими морскими организациями, приступил к геологоразведочным работам на кобальтмарганцевые корки в Северо-Западной части Тихого океана, на поднятиях Уэйк, Мидпасифик, в Магеллановых горах. Параллельно с производственными работами проводился широкий комплекс научно-исследовательских и методических работ, нацеленных на разработку научно-методической базы геологоразведочного процесса в океане. Перечень методических вопросов включал таксономическую классификацию минерогенетических объектов, стадийность работ, сеть наблюдений и геолого-геофизический комплекс. С самого начала океанических исследований в институте начал формироваться банк данных, содержащий сведения о местоположении, условиях залегания, продуктивности и составе океанических рудных образований. Отдельные базы данных представляли железомарганцевые конкреции, кобальтмарганцевые корки, сульфиды, металлоносные осадки и фосфориты. Эта информация позволяла получать карты распространения различных видов полезных ископаемых и увязывать их с рельефом и морфоструктурами дна, с его геолого-структурными особенностями, мощностью осадочного чехла, возрастом и скоростью наращивания океанического фундамента, разломами и другими геолого-тектоническими элементами. Иными словами, были созданы предпосылки к выявлению основных закономерностей распространения океанических видов полезных ископаемых как на региональном, так и локальном уровнях. Детально изучались обстановки, благоприятные для формирования крупных скоплений ЖМК, КМК, ГПС и фосфоритов. Строились генетические модели океанических месторождений ЖМК в поле Клариян-Клиппертон, в Перуанском поле; месторождений КМК в Магеллановых горах, в районе поднятия Уэйк и Мидпасифик.

Удалось установить основные черты металлогенетической зональности океана: субширотную климатическую, геолого-тектоническую, увязывающую океанский рудогенез с возрастом, составом и структурой ложа океана, в первую очередь, с базальтовым цоколем [*Металлогенетическая зональность...*, 1997]. В распределении и контроле за геохимической специализацией продуктов железомарганцевого рудогенеза важнейшую роль играет вертикальная геохимическая зональность океанской толщи воды, определяющая положение продуктивных батиметрических горизонтов и устойчивый состав формирующихся в их пределах железомарганцевых конкреций и корок. Водная

толща океана является не просто заполнителем отрицательных форм рельефа Земли. Это гигантское, однородное по своему составу и структуре геологическое тело, находящееся в химическом и физическом равновесном состоянии по отношению к вмещающей его раме - базитовому ложу океана и сопредельным сиалическим глыбам континентов. Водные массы гидросферы прошли длительную эволюцию, начиная с архея. Они последовательно меняли свой состав, имея тенденцию к повышению рН, фиксирующему нейтрализацию их реакции, как исходно кислых растворов. Вероятно, столь же последовательно возрастал и их объем.

Эпоха базальтового вулканизма, охватившая в постсреднеюрское время 2/3 поверхности планеты, внесла особенно существенный вклад в ее стабилизацию, превратила 95% объема вод гидросферы в океанскую водную толщу с уникально стабильным составом и изостатически сбалансированным объемом, строго соответствующим условиям геохимического и изостатического равновесия Мирового океана как глобальной геологической суперструктуры. Тезис о том, что вода изначально является следствием дегазации мантии, не вызывает сомнения [Rubey, 1951]. Об этом свидетельствует преимущественно (более чем на 60%) хлоридный анионный состав. В период глобального океанообразования мантийная поставка ювенильной воды, вероятно, интенсифицировалась за счет ее отделения в ходе разгрузки астенولينз в зонах спрединга океанических базальтов. Активизированная верхняя мантия, на уровне астеносферы, океаническая кора и океанская водная толща составляют единую геодинамическую и геохимическую систему. Итогом ее развития в пост-среднеюрское время явился Мировой океан, и, в частности, такой важный его элемент, как железомарганцевый рудогенез, в том объеме и составе, в котором он проявился в океанических бассейнах и нигде неизвестен ранее в структурах Земли [Андреев, 1994].

Продуктивность железомарганцевого рудогенеза в океане сосредоточена вблизи двух геохимических границ водной толщи: в слое кислородного минимума; выше и ниже критической глубины карбонатакопления. Обе эти границы связаны с дискретным преобразованием биогенного вещества, пассивно погружающегося в многокилометровые воды океана. С этих позиций, продукты железомарганцевого рудогенеза океана находятся в тесной связи с биогенной системой океана, играющей роль транзитной среды с двумя ограничительными барьерами - осадителями железомарганцевых конкреций и корок. Она опосредованно распределяет рудную железомарганцевую массу между двумя основными продуктивными батиметрическими интервалами. В первом - слой Omin (глубина от 1000 до 2500 м), на вершинах и склонах подводных гор и гайотов формируются платиноносные кобальтмарганцевые корки (Co, Mn, Ni, Pt) мощностью до 10-12 см (max до 24 см). При такой толщине корок весовая плотность залегания может достигать 60-90 кг/м², что в 4-5 раз превосходит аналогичный параметр для рудных залежей абиссальных конкреций. Во втором интервале, выше и ниже критической глубины карбонатакопления на поверхности дна глубоководных котловин, осложненного абиссальными холмами, образуются скопления конкреций, в разной степени концентрирующие Ni, Cu, Mn, Co. Весовая плотность их залегания обычно 10-20 кг/м². Второй продуктивный батиметрический интервал вместе с залегающим ниже него третьим (нечетким), где преобладают конкреции, слабо обогащенные Co, контролирует 65% железомарганцевой рудной массы. Переводя сказанное на язык формальных цифр, можно сделать вывод, что 35% продуктов железомарганцевого рудогенеза океана сосредоточено в виде корок на глубинах от 1000 до 2500 м и залегает на подводных горах и гайотах; а 65% - на дне абиссальных котловин в виде стяжений в интервале глубин 4300-5200 м. Однако среди последних экономический интерес вызывают только ЖМК типа Кларион-Клиппертон, рудная масса которых не более 20%, т.е. в 1,5 раза меньше, чем рудная масса КМК.

История изучения железомарганцевых образований показала, что первоначально конкреции как минеральное сырье казались наиболее привлекательными. Они являлись комплексным полезным ископаемым. Главными объектами изучения были два крупных

абиссальных поля конкреций: Кларион-Клиппертон в Тихом океане и Центрально-Индоканское в Индийском. Их площадь к настоящему времени полностью исследована и наиболее перспективные, с точки зрения открытия месторождений ЖМК, участки закреплены за несколькими странами, в числе которых Россия, Франция, Япония, Китай, Корея, СО «Интерокеанметалл» - совместная организация стран Восточной Европы (Польша, Россия, Чехия, Словакия, Болгария), а также ряд международных консорциумов. Лучшие продуктивные площади Центрально-Индоканского поля (Индийский океан) вошли в Заявку Индии. Интересы заявителя сохраняются в Перуанском поле за Германией. Объем сухой рудной массы поля Кларион-Клиппертон составляет почти 18 млрд. т. Средний состав ЖМК: Mn - 27,2%, Ni - 1,22%, Cu - 1,02%, Co - 0,21%. Объем сухой рудной массы Центрально-Индоканского поля 2,3 млрд. т. Состав ЖМК: Mn - 23,5%, Ni - 0,94%, Cu - 0,88%, Co - 0,15%. В Перуанском поле выявлено 5 млрд. т сухой рудной массы. Состав ЖМК: Mn - 33,7%, Ni - 1,19%, Cu - 0,62%.

По ориентировочной оценке, в пределах месторождения океанических ЖМК площадью 75 тыс. км² может располагаться до 700-750 млн. т руды, что даже при средних содержаниях металлов для всего поля Кларион-Клиппертон дает основания говорить об открытии месторождения-гиганта, адекватного одновременно двум уникальным по Mn и Co и двум крупным по Ni и Cu. С учетом того, что официально заявлено семь и зарезервирован один Участок, легко представить с каким гигантским минерально-сырьевым потенциалом может столкнуться человечество, если начнет осваивать железомарганцевые руды океана, содержащие стратегически важные металлы: Mn, Ni, Cu, Co - основные компоненты; Pt, Mo, V, РЗЭ - попутные. Общепринятые расчеты показывают, что комплексные месторождения ЖМК, являясь новым объектом горного дела в труднодоступной среде - океане, залегая на глубине 4500-5200 м и находясь на расстоянии 8000-9000 км от ближайших портов, обладающих терминалами, способными принять огромные объемы рудной массы, требуют крупных начальных инвестиций при затяжном «нулевом» цикле всего добычного мероприятия. Окупаемость первых месторождений ЖМК может затянуться на 15-16 лет при годовой производительности 3 млн. т сухой конкреционной руды.

Оценка ресурсного потенциала выделенных участков по заявкам отдельных стран свидетельствует, что большинство из них с излишком превосходит принятую «норму». Месторождение ЖМК при указанной годовой добыче должно обеспечивать его эксплуатацию на протяжении не менее 20 лет. Как правило, в этом случае осваивается только около 20% заявленной площади, а остальная является резервом и может быть введена в добычный процесс на следующий 20-летний срок при возобновлении лицензии. Представляется очевидным, что океанические стратегические металлы могут существенным образом повлиять на Мировой рынок сырья, вызвать перепроизводство Ni и Co. В связи с этим чрезмерная интенсификация добычи ЖМК не должна практиковаться. На уровне 1995 г. допустимая квота по Ni одного предприятия не должна превосходить 46 500 т металла, что, в конечном итоге, регламентирует весь добычный процесс ЖМК в океане и подводит, казалось бы, к случайной цифре 3 млн. т сухой рудной массы в год на одном месторождении.

Первоначальная оценка значимости ЖМК как основного вида океанического минерального сырья, по-видимому, должна быть пересмотрена. Конкреционные руды распадаются на несколько рудных типов, из которых практический интерес в данный момент представляют только никель-медные с повышенным содержанием Mn конкреции поля Кларион-Клиппертон и ряда более мелких объектов. Остальные рудные разновидности ЖМК содержат либо низкие концентрации Mn, Ni и Cu (Центрально-Тихоокеанское поле), либо экономический интерес в них представляет только один элемент - Co, встречающийся в умеренно повышенных концентрациях (0,3-0,4%, Южно-Тихоокеанское поле). Площади распространения богатых Ni-Cu конкреций хорошо известны и лучшие из них включены в заявленные участки. Можно констатировать, что

раздел Мирового океана в части этой проблемы между странами и консорциумами практически завершен.

Сегодня интерес к железомарганцевым образованиям океана связан с кобальтмарганцевыми корками, формирующимися в отличие от ЖМК в верхнем продуктивном батиметрическом интервале 1000-2500 м. Главными полезными компонентами в составе корок являются Со (0,5-1%) и Мп (23-35%), в меньшей степени, никель (0,4-0,6%); попутными - Мо (0,04-0,06%), Pt (0,4-0,5 г/т), РЗЭ (1,5-2 кг/т). Из числа выявленных рудных типов железомарганцевых образований океана Со-Мп тип - самый распространенный. Он формирует крупные скопления на многих вулканических горах и поднятиях в северо-западной части Тихого океана (Магеллановы горы, Уэйк, Мидпасифик, Огасавара) и вдоль Великого Тихоокеанского геораздела (Гавайский хребет, поднятие Лайн). По ориентировочной оценке в пределах отдельных подводных гор и гайотов можно ожидать скопления кобальтоносных корок в 50-60 млн. т сухой рудной массы, что при годовой добыче в 0,5-1 млн. т, также как и в случае ЖМК, позволяет рассчитывать на получение лицензии не только на один 20-летний срок [Технико-экономические..., 1990]. Объекты КМК являются уникальными по кобальту и значительными по марганцу месторождениями. В экономическом плане освоение месторождения океанических железомарганцевых корок представляется на начальном этапе менее финансово-емким предприятием со сроком окупаемости от 6 до 10 лет. Преимущества этих месторождений состоят также в меньшей глубине залегания руд (1000-2500 м), более высокой степени их концентрации на единице площади дна (до 90-100 кг/м²), относительно близком расположении к портам разгрузки руды (4000-5000 км), меньших масштабах ожидаемых негативных экологических последствий в ходе добычи КМК. В настоящее время определились сферы влияния наиболее активно работающих в океане стран. США концентрирует свое внимание на объектах КМК в своей экономической зоне: Гавайский архипелаг, о-ва Лайн (о-в Джонстон). Так же ведут себя Япония (экономическая зона острова Минамитори) и Франция (архипелаг Туамоту). Россия на протяжении ряда лет (1986-1995 гг.) активно проводила геологоразведочные работы в районе поднятий Уэйк, Мидпасифик, Магеллановых гор (гайоты МА-15 и МЖ-35,36) и готова подтвердить свои притязания соответствующими заявочными документами. «Океанский кобальт», прогнозные ресурсы которого более чем на порядок превосходят ресурсы «наземного кобальта», может существенно изменить конъюнктуру на этот металл и подорвать устоявшуюся монополию стран - традиционных его поставщиков на Мировой рынок. Ныне кобальт - дорогостоящий продукт. Его цена от 30 до 40 долл./т. Добыча кобальта в океане существенно снизит эти показатели.

Из числа гидротермальных и гидротермально-осадочных образований океана практический интерес представляют глубоководные сульфиды (Cu 5-28%; Zn 4-32%; Au 2-10 г/т; Ag 60-110 г/т) и рудоносные илы и рассолы (Zn 1-17%; Cu 0,5-2,5%; Au 0,9-1,4 г/т; Ag 80-100 г/т). Месторождение последних в глубоководной впадине Атлантис II Красного моря детально изучено Международной саудовско-судано-германской компанией. Его освоение решено в техническом плане, но затруднено возможными экологическими последствиями в этом уникальном регионе.

Поиски крупного месторождения ГПС в пределах срединно-океанических хребтов ведутся уже много лет (с 1978 г.). В Тихом океане установлено довольно крупное рудное тело в хр. Галапагосс и в пределах сегмента Хуан-де-Фука (хр. Эндевор). Ресурсы первого объекта недостаточны для экономически оправданного освоения (1,5 млн. т руды). Второй - представлен мощным (высотой более 94 м) рудным столбом колчеданных руд с низкими содержаниями меди и цинка. Более масштабны рудные скопления сульфидов в Северо-Атлантическом хребте. Это район ТАГ (состав руд: Cu 8,7%; Zn 9,2%; Au 3-4 г/т; Ag 60-112 г/т) и район рудного поля «Логачев» (Cu 28,2%; Zn 2,9%; Au 10,7 г/т; Ag 48 г/т).

Прогнозные ресурсы ТАГ (включая постройку МИР), по данным Ю.А. Богданова, оцениваются в 14 млн. т руды [Богданов, 1997]. Рудное поле «Логачев» (14°45' с.ш.)

находится в стадии активного изучения. Его ресурсный потенциал, по разным оценкам, варьирует от 1,5 до 4,5 млн. т руды. Поле обладает рядом специфических особенностей. Оно располагается к востоку от осевой рифтовой долины, в ее борту, и тяготеет к тектоническому блоку, сложенному ультрабазитами и габбро. С последним обстоятельством связывается сугубо медная специализация сульфидных руд и их обогащенность золотом (в среднем 10 г/т). Рудное поле «Логачев» оценивается как объект, представляющий потенциальное месторождение океанических сульфидов, вероятно, имеющее продолжение на глубине.

Прогнозный потенциал океанических фосфоритов велик (при средней плотности залегания 40 кг/м² может достигать 34 млрд. т Р₂О₅). Островные фосфориты легко доступны и активно осваиваются (о-ва Науру, Оушен, Матайва в Тихом океане; о-в Рождества в Индийском океане) [*Запасы и добыча...*, 1990]. В глубоководных районах фосфориты могут представлять интерес как попутный вид сырья при добыче кобальтмарганцевых корок с вершин и склонов подводных гор и гайотов. Фосфориты окраинных районов океана, формирующие залежи на континентальном склоне и шельфе, не являются принципиально новой проблемой и могут извлекаться по мере возникновения местных потребностей в агросырье.

Шельфовые россыпи формально являются элементом океанической минерагении, хотя генетически и пространственно они тесно связаны с геологическим строением сопредельной суши. Практическое освоение морских россыпей налажено во многих районах Мира. В настоящее время в Мировом океане установлено 118 россыпных районов на стыке океана и континента или океана и транзиталей. В 18 районах найдены россыпи золота, в 10 - касситерита. Известны также единичные морские россыпи платины, алмазов и хромита. Широко известны и эксплуатируются морские россыпи черных металлов, сопутствуемых редкоземельными элементами и цирконием, на побережье Австралии, Южной Америки, Курильских островов и в других районах.

Учитывая крупный минерально-сырьевой потенциал Мирового океана, природная ценность которого в целом оценивается в триллионах долларов, очевидное экономическое значение уже обнаруженных уникальных и крупных промышленно интересных объектов, содержащих ведущие стратегические металлы, во ВНИИОкеангеология в 1990-2000 гг. начинает закладываться основа нового геологического направления - океанской металлогении. Решение этой задачи базируется на комплексном анализе материалов по геологии, магматизму, тектонике, геодинамике и минерагении океана, наиболее наглядной и удобной формой совместного представления которых являются сводные карты различного профиля. В 1991 г. в Чехословакии публикуется «Карта твердых полезных ископаемых Мирового океана» и «Геоморфологическая карта Мирового океана» (С.И. Андреев и др.), обе в масштабе 1:25 000 000 с объяснительной запиской; в 1993-1996 гг. завершен авторский вариант первой в мире «Металлогенической карты Мирового океана» (1:10 000 000) с объяснительной запиской, опубликованной на русском и английском языках в 1998 г.; в 1996-1999 гг. построены «Геодинамическая карта Мирового океана» и «Прогнозно-металлогеническая карта Мирового океана» (1:25 000 000); в 2000 г. - завершена электронная версия «Металлогенической карты Мирового океана» (1:15 000 000) и впервые составлена совместно со ВСЕГЕИ «Геолого-минерагеническая карта Мира» (1:15 000 000) и объяснительная записка к ней, включающая четыре раздела. Раздел 1 посвящен геолого-геофизической характеристике и минерагении континентов и океанов; раздел 2 дает оценку минеральным ресурсам континентов и транзиталей; раздел 3 рассматривает нефтяные ресурсы континентов и транзиталей; раздел 4 содержит геолого-экономические выкладки относительно минерально-сырьевого потенциала Мирового океана с учетом его геоблокового строения.

Во всех построениях Металлогеническая карта Мирового океана (1:10 000 000, авторы С.И. Андреев, Л.И. Аникеева, А.М. Иванова, Г.Н. Старицына и др.) являлась базовой как по принципам составления, так и по фактическому материалу. В основу ее

положен геосторический подход. Мировой океан рассматривается как стадийно развивающаяся геологическая суперструктура (Мировая талассогенная система), отражающая особый этап эволюции Земли в целом. Время заложения этой суперструктуры - палеозой, время фиксированного появления ее первых элементов на поверхности планеты в виде коры океанического типа, по данным глубоководного бурения, средняя юра (примерно 170 млн. лет). Предыстория Мирового океана рассматривается в аспекте последовательно нарастающего от ядра к внешним оболочкам геоцентрического упорядочивания внутреннего строения Земли [Геодинамика и рудогенез..., 1999]. Это происходит за счет активизации реакционных слоев на границе ядро - мантия - 1-й реакционный слой; на границе нижней и верхней мантии - 2-й реакционный слой; и в самых верхах мантии, в подпалеолитосферном пространстве - 3-й реакционный слой - астеносфера. Предполагается, что 3-й реакционный слой являлся накопителем энергетического потенциала, не в полной мере востребованного при глубинном геоцентрическом упорядочивании недр на уровне ядра и нижней мантии. Зарождение в конце протерозоя пластичного, энергетически активизированного 3-го горизонта непосредственно под козырьком твердой оболочки литосферы включило, с одной стороны, изостатический механизм ее уравнивания; с другой - подготовило новый, ранее не проявлявшийся процесс формирования коры путем активных инъекций, отщепленных в ходе дифференциации верхнемантийного субстрата базитовых магм. Их механизм поставки, вероятно, эволюционизировал по мере энергетического истощения 3-го реакционного слоя, возможно, по такой схеме: ареальная вертикально направленная базификация → линейный неупорядоченный спрединг → линейный упорядоченный спрединг → рассеянный по океаническому ложу вулканизм центрального типа.

На этапе ареальной базификации фронт преобразования межконтинентальной палеолитосферы был не только субгоризонтальным, но и изохронным, что и объясняет отсутствие океанической коры древнее средней юры, когда начался спрединговый процесс ее формирования. Предполагается, что площади океанической коры по краям океана, фиксирующиеся «спокойным» магнитным полем, и есть те самые древние его части, на которых со средней юры формировалась океаническая кора спредингового типа.

Стадии развития океана Режим формирования структур	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)	Георифтогены (10 млн.лет)
Базификация Неупорядоченный спрединг	J ₂ bt – K ₁ a 171-119 млн. лет				
Наложный ареальный и поясовый вулканизм Базификация		K ₁ a – K ₂ km 119-80 млн. лет			
			K ₂ km – P ₂ ³ 80-26 млн. лет		
Линейно-упорядоченный спрединг	Совместно с орогенезом			P ₂ ³ – N ₂ 26-10 млн. лет	
					N ₂ – Q 10 млн. лет

Рис.1. Схема развития Мировой талассогенной системы

В развитии океана, начиная со средней юры (бат - 170 млн. лет), выделяется четыре стадии (рис. 1):

1) неупорядоченного спрединга (J_{2bt} - K_{1a} ; 170-120 млн. лет), ей отвечают старые океанические плиты;

2) неспредингового развития (K_{1a} - K_{2km} ; 120-80 млн. лет), в период которой происходит перестройка глубинного спредингового центра, на поверхности дна широко проявляется наложенный вулканизм в виде вулканических поясов и ареальных полей с многочисленными вулканами центрального типа. В эту стадию формируется неспрединговая переходная зона;

3) линейного спрединга (K_{2km} - Pg_3^2 ; 80-26 млн. лет), наступает, когда глубинные спрединговые центры сосредотачиваются вдоль протяженных линейных зон длиной многие тыс. км. В результате образуются молодые океанические плиты;

4) сочетает линейный спрединг с воздыманием крыльев дивергентной границы (Pg_3^2 - Q ; 26-0 млн. лет), в результате чего формируется совершенно новый тип геологической структуры - срединно-океанический хребет (СОХ) или талассиды, неизвестный в доокеаническую пору развития Земли и на более ранних стадиях формирования океана, например, на стадии неупорядоченного спрединга. Эта стадия может быть разделена на две подстадии: в более раннюю образуются фланги СОХ (Pg_3^2 - N_2 ; 26-10 млн. лет), затем сводовая часть СОХ - георифтогеналь (N_2 - Q ; 10-0 млн. лет) - наиболее приподнятая и активизированная часть хребта.

Современная структура СОХ свидетельствует о разобщенном его развитии. Талассиды делятся на три звена, отличные по геодинамике формирования и положению в инфраструктуре океана.

Индо-Атлантическое звено - самое медленное (<3 см в год), венчает симметрично-осевую макроструктуру Атлантического океана.

Индо-Тихоокеанское звено - самое быстрое (>5 см в год). Оно резко смещено по отношению к старой океанической плите. Структура океанического дна формировалась в стадию неупорядоченного и упорядоченного спрединга, по-видимому, из разных астенолинз.

Индо-Красноморское звено - по скорости раздвижения занимает промежуточное положение (от 3 до 5 см в год). Что касается структуры (север Индийского океана), то она формально симметрична, но старые океанические плиты на ее крыльях - производные от несвязанных между собой дивергентных зон, развивавшихся в разных геодинамических режимах.

Стадии развития океана и соответствующие им геологические структуры повторяются в полном объеме в контурах всех мегаокеанических бассейнов: Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Стадия упорядоченного спрединга может проявляться обособлено в пределах таких крупных переходных зон - активных транзиталей, как Западно-Тихоокеанская. В ее пределах сформировалось два крупных спрединговых моря: Филиппинское и Тасманово, представляющих собой миниокеаны. К их числу можно отнести и спрединговый Евразийский океанический бассейн с хр. Гаккеля, считая эту структуру не северным продолжением Атлантического мегаокеана, а компонентом Арктической переходной зоны между двумя сиалическими континентальными глыбами: Евразийской и Северо-Американской. В этом случае можно говорить о двух этапах глобального океанообразования: одном - среднеюрском, когда заложилась мегаокеаны, и другом поздне меловом - эоценовом, когда стали возникать микроокеаны, такие как Тасманово и Кореллово моря, Филиппинское море и глубоководные арктические бассейны Амундсена и Нансена вместе с хр. Гаккеля. Не исключено, что в арктическом супербассейне можно воочию наблюдать границу между Атлантическим и Тихоокеанским сегментами Земли, определяющими самую крупную неоднородность планеты - дисимметрию ее геологического строения. Структурно-морфологическим ее выражением, по-видимому, является хр. Ломоносова - пограничная

структура между двумя разительно отличными частями Арктического бассейна: Евразийской (в основном кайнозойской) и Американо-Азиатской (мезозойской).

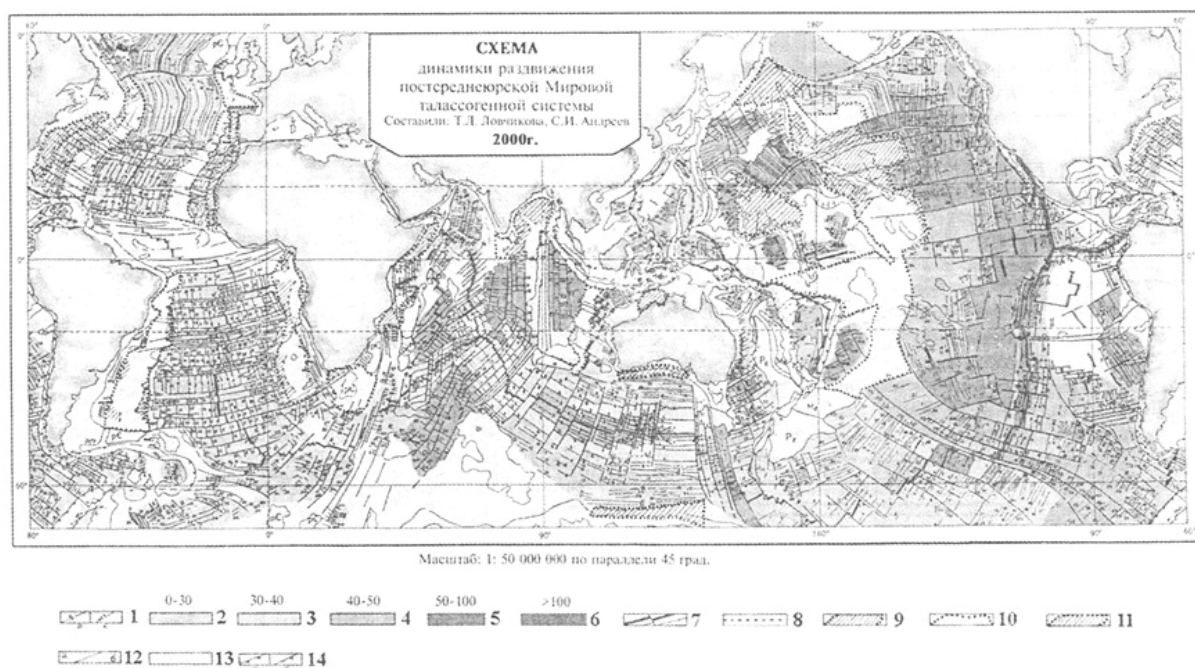


Рис.2. Схема кинетики спрединга Мирового океана:

А. Спрединговый режим формирования системы: 1 - оси магнитных аномалий с указанием идентифицированного номера: а - поздне мелового-кайнозойского возраста; б - юрско-раннемелового возраста; 2-6 полускорости раздвижения (мм/год) океанического дна; 7 - современный осевой рифт и трансформный разлом; 8 - оси разрастания, утратившие активность. Б. Неспрединговый режим формирования системы: 9 - участки "спокойного" магнитного поля юрского возраста; 10 - области некоррелируемых магнитных аномалий в зоне перехода от раннемелового неупорядоченного спрединга; 11 - участки "спокойного" магнитного поля в области некоррелируемых магнитных аномалий мелового возраста. В. Другие обозначения: 12 - внутриокеанические поднятия: а - вулканические и вулканотектонические, б - типа "океанских земель"; 13 - микроконтиненты и аваншельфы; 14 - сейсмоактивные зоны: а - активная; б - утратившая активность

Анализ магнитного поля океана позволяет изучить схему кинетики спрединга и отобразить динамику этого процесса во времени (рис. 2). Для этого была определена полускорость раздвижения на периоды неупорядоченного спрединга (M0-M38) и упорядоченного линейного спрединга, соответственно, на этапы формирования старых, молодых океанических плит (34-5 аномалия) и сводовой части СОХ (от 5 аномалии). Интервал осреднения 5-10 млн. лет. График хронологической динамики спрединга (рис. 3 и 4) наглядно показывает, что процесс проходит циклично, но достаточно синхронно во всех мегаокеанах, т.е. тах раздвижения последовательно сменяются min. Для первых 50 млн. лет развития океана выделяется тах-min-тах - 3 цикла. Для упорядоченного спрединга, захватывающего 80 млн. лет, эта схема выглядит менее стройно. Основных циклов (min-тах-min-тах) четыре. В Индо-Тихоокеанском сегменте они осложняются локально проявляющимися циклами, захватывающими узкий временной диапазон порядка 5 млн. лет. В ходе всего пост-среднеюрского океанообразования сохраняется соотношение скорости в различных мегасегментах Земли при достаточно широком диапазоне изменения их абсолютных значений (от первых мм до 35 см).

С эволюцией океанов тесно связан особый тип разломов - трансформный. Они подразделяются по возрасту на семейства (см. рис. 4). Коренными трансформами являются демаркационные разломы, вероятно, древнего доокеанического заложения. Они прослеживаются за пределами океана на континентах, где также играют важную блокоразделительную роль. Среди других отчетливо выделяют группы юрских, поздне меловых, эоценовых, олигоценных и поздннеогеновых разломов. Количество трансформных разломов прогрессивно нарастает от стадии к стадии по мере развития океана [Геодинамика и рудогенез..., 1999].

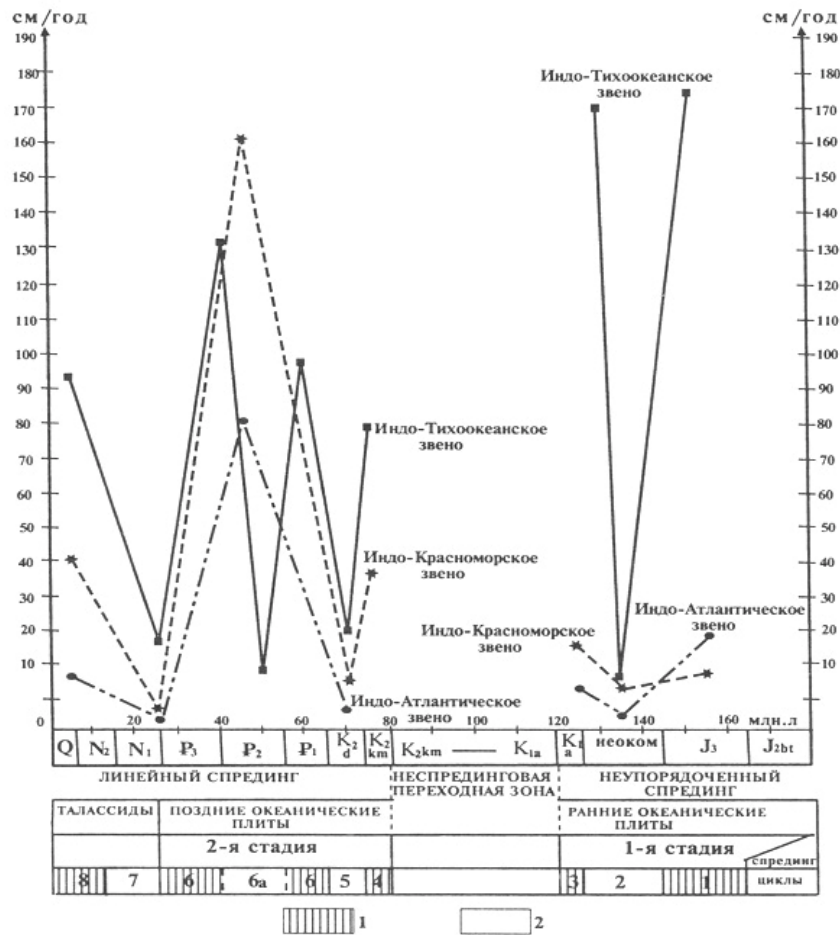


Рис. 3. Стадийность и цикличность спрединга Мирового океана:
1 – участки повышения скорости спрединга; 2 – то же, понижения

Важной для минерации океана структурой являются океанические поднятия. Выделяется несколько генетических типов этих тектонических элементов: океанские земли, вулканические пояса, вулканотектонические сооружения, поднятия, связанные со скоротечными спрединговыми зонами. Последние структуры молодые: позднепалеогеновые или неогеновые. Океанские земли - метастабильные поднятия по отношению к океанической раме. Они развиваются по собственной схеме, обладают большой мощностью коры (>20 км) и нередко сложены 3-4-километровой осадочной толщей.

Для океанских земель нехарактерен типичный океанический рудогенез, представленный скоплениями ЖМК, КМК или ГПС. В их пределах развит специфический вулканический комплекс толеит-коматиитовых пород, перспективных в плане возможного образования дифференцированных базитовых интрузий и связанного с ними медно-никелевого сульфидного оруденения (поднятие Манихики). Все океанские земли располагаются в пределах старых океанических плит и переходной неспрединговой зоны.

Вулканические пояса и вулканотектонические сооружения стали закладываться в раннем мелу. Они, как правило, структурно не согласуются с предшествующим тектоническим планом океана. Вероятно, их появление связано с глобальным возникновением подобных дискордантных линейных структур не только в океане, но и на суше. В частности, в качестве аналога может рассматриваться Охотско-Чукотский вулканогенный пояс на востоке Азии. Вулканические пояса океана контролируют зоны масштабного железо-марганцевого коркообразования, в первую очередь, на северо-западе Тихого океана (поднятия Уэйк, Мидпасифик, Магеллановы горы), а также вдоль Великого Тихоокеанского геораздела (Гавайи, поднятия Лайн-Туамоту). С вулканическими комплексами, слагающими эти структуры, нередко связаны субщелочные дифференциаты

(трахибазиты, сиениты, фонолиты), а в единичных случаях - дайки щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (о-ва Зеленого Мыса), сопутствуемые редкоземельным оруденением (La, Ce).

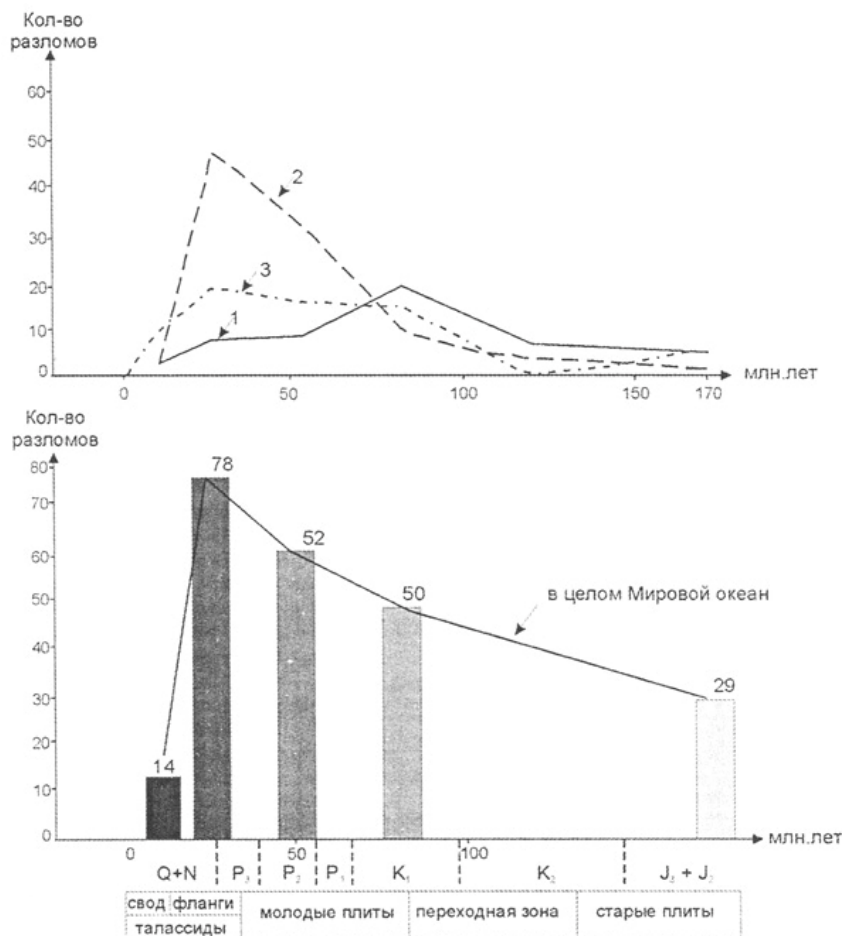


Рис. 4. Эволюция трансформного разломообразования в ходе развития Мирового океана от средней юры до современного периода:
разломы: 1 – Атлантический океан; 2 – Индийский океан; 3 – Тихий океан

Важную роль в абиссальном железомарганцевом конкрециеобразовании играет осадочная толща океана: ее мощность, выдержанность по простиранию, состав донных осадков и скорость накопления. Общеизвестно, что наиболее экономически интересные конкреционные руды, содержащие Mn, примерно 30%, Ni+Cu=2%, образуются в пределах т.н. радиоляриевого пояса в приэкваториальной зоне океана в интервале глубин непосредственно ниже КГК.

Указанные выше структурно-геодинамические особенности океана составляют основу «Металлогенической карты Мирового океана». Ее минерагеническая нагрузка начинается с конкретных локальных рудопроявлений - показа мест обнаружения на поверхности дна железомарганцевых конкреций, кобальтмарганцевых и гидротермальных корок; массивных сульфидов, рудоносных илов и рассолов; рассеянной сульфидной минерализации в изверженных породах и осадках; металлоносных осадков и гидротермальных источников. В скважинах глубоководного бурения отмечается присутствие погребенных ЖМК и микроконкреций, а также сульфидной минерализации. Информация о фосфоритах учитывает содержание P₂O₅. В отдельных точках указано на присутствие баритов и эдафогенных железомарганцевых отложений. Размер и цвет знака, отмечающего находки ЖМК, КМК и ГПС, характеризуют масштаб локального проявления и геохимическую специализацию рудного образования. Последующая

таксономическая иерархия скоплений указанных полезных ископаемых океана базируется на элементах структурно-тектонического контроля. Для железомарганцевых образований этот ряд включает: одиночное рудопроявление → находку ЖМК или КМК → рудный район → рудную зону → поле (или площадь) → пояс → мегапояс.

Для гидротермальных и гидротермально-осадочных образований выделяются: одиночные или групповые проявления → район → зона → пояс → мегапояс.

Для океанических фосфоритов таксономический ряд выглядит следующим образом: одиночные находки или мелкие залежи → область → провинция → мегапровинция.

Общие закономерности распространения океанических полезных ископаемых подчиняются генеральным особенностям геолого-тектонического строения Мирового океана и вертикальной геохимической зональности океанической водной толщи. 95% рудной массы ЖМК, образующих скопления в абиссальных котловинах в продуктивном батиметрическом интервале выше (бедные никель-медные) и ниже (богатые никель-медь-марганцевые) критической глубины (>4000 м) карбонатакопления (КГК), локализуется в пределах мегапояса, ограниченного на севере и юге широтами 35-40°. Мегапояс протягивается через все три океана: Тихий, Индийский и Атлантический. Широтно-климатические факторы, формирующие мегапояс, обусловлены, прежде всего, положительным внешним энергетическим балансом, связанным с сезонной солнечной радиацией. Внутри мегапояса выделяются пояса (Северный приэкваториальный, Экваториальный и Южный приэкваториальный), положение которых определяется циркулярными субширотными течениями, зонами дивергенции, областями высокой биопродуктивности. Поля и площади ЖМК формируются в пределах мегапояса и поясов на морфоструктурах, дно которых залегает в продуктивном батиметрическом интервале. Внутри этих таксонов контроль за распределением конкреций осуществляется через конкретную часть батиметрического интервала, состав осадков и рельеф дна. Оптимальное сочетание этих трех факторов приводит к формированию конкреционных залежей и рудных тел детерминированного состава и продуктивности.

КМК на глобальном уровне следуют тем же закономерностям. Корки также сосредоточены в пределах мегапояса и поясов. Однако продуктивный батиметрический интервал для корок располагается в верхней части океанической водной толщи. Он совпадает со слоем кислородного минимума на глубинах 800-2500 м. Поэтому рудные залежи корок формируются в привершинной части и на склонах подводных гор и гайотов. Их конфигурация совпадает с контурами выхода на поверхность дна коренных пород (чаще всего базальтов), нередко окаймляющих плоские вершины гайотов на оптимальной глубине 1400-1700 м.

В океанических бассейнах с несимметричной инфраструктурой, например, в Тихом океане, отчетливо наблюдается связь состава конкреций с возрастом дна. На наиболее древних его участках - старых океанических плитах, и в переходной зоне формируются преимущественно Co-Fe корковые образования. На молодых плитах преобладают конкреции Mn-Ni-Cu-Co специализации. Вблизи флангов СОХ их сменяют конкреции, в составе которых ведущими являются Mn и Ni. В Атлантике эта зональность так четко не прослеживается. Состав ЖМК зависит от глубины океана и расстояния от оси СОХ. В Индийском океане можно наблюдать зональность, обусловленную не возрастом, а геодинамикой формирования дна. К западу от СОХ преобладают кобальт-марганцевые образования; на востоке - с повышенным содержанием Cu, Ni и Mn.

Вопреки расхожему мнению, что сульфидные образования имеют широкое распространение вдоль всей осевой рифтовой зоны СОХ и прогнозная оценка этого вида полезных ископаемых может проводиться простым перемножением длины океанического хребта на его мнимую продуктивность (допустим, на каждые 100 км.), реальная картина выглядит иначе. Процессы глубоководного сульфидообразования активно идут только в нескольких сегментах СОХ. Среди них: Северо-Атлантический хребет (10-40° с.ш.);

группа хребтов, условно объединенных нами под названием Хуан-де-Фука (40-52° с.ш.) в Тихом океане; Калифорнийский залив - поднятие Альбатрос до 4-5° с.ш. - северная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия; Галапагосское поднятие (82-90° з.д.); южная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия (18- 22° ю.ш.). В пределах транзитали этот вид оруденения также проявляется дискретно. В Западно-Тихоокеанской транзитали выделяются: Северо-Командорский район; к югу от Японии - желоб Окинава и островная дуга Идзу-Бонино; бассейн Манус и Вудларк, бассейн Лау в меланезийском звене транзитали. Особняком среди гидротермальных объектов располагаются Красноморские рудоносные илы и рассолы в осевых глубоководных впадинах. Признаки гидротермального рудообразования отмечаются в Средиземноморских районах (Эгейская дуга, о-ва Вулкано).

Говоря о предрасположении отдельных сегментов Мировых срединно-океанических хребтов к формированию сульфидных руд, приходится исходить не только из совокупности предпосылок, связанных с особенностями развития океана, но и с его предысторией. Два важных фактора, по-видимому, указывают на это: демаркационные разломы и активные гидротермальные зоны. Рудогенные сегменты СОХ ограничены, как правило, крупными демаркаторами доокеанического заложения. Соответствующие им геоблоки самоизолировались, скорее всего, до наступления этапа океанообразования в средней юре. Масштабное сульфидообразование однозначно совпадает с активными гидротермальными системами в пределах дивергентных зон, секущих эти блоки. По крайней мере, все упомянутые примеры подтверждают такое положение. С этих позиций в океане не так много районов СОХ, где можно ожидать новые открытия сульфидов. Среди них Южная Атлантика, сегмент Аравийско-Индийского хребта к северу от тройного сочленения Родригес. В транзиталих подводное сульфидообразование локализуется вдоль двух крупнейших гидротермальных мегазон: Курило-Яванской, продолжение которой в виде демаркационного разлома Амстердам пересекает Индийский океан и поднятие Кергелен; Тонго-Новогвинейской, выходящей за пределы транзитали в районе о-вов Общества и далее продолжающейся в виде демаркационного разлома Сала-и-Гомес.

Фосфориты являются третьим масштабным полезным ископаемым океана. Основные их залежи сосредоточены по окраинам, там, где холодные глубинные воды, богатые кислородом, аэрируют хорошо прогретые поверхностные слои и стимулируют высокую биопродуктивность (Юго-Западная Африка, Перуанский апвеллинг). Эти районы тяготеют к континентальным склонам и шельфам (Калифорнийская и Перуано-Чилийская провинции). Нередко фосфориты океанического генезиса пространственно совмещены с более древними залежами аналогичного сырья, протягивающегося в океан с сопредельного континента (побережье Флориды и Марокко).

Таким образом, на современном уровне знания минерагении минерально-сырьевой фонд океана составляют три группы полезных ископаемых:

- железомарганцевые образования (Mn, Ni, Cu, Co), включающие конкреции (ЖМК) и корки (КМК);
- гидротермальные и гидротермально-осадочные образования (Cu, Zn, Au, Ag): массивные сульфиды, рудоносные илы и рассолы;
- фосфориты (P₂O₅).

Общий ресурсный фонд железомарганцевых образований оценивается в 102 млрд. т сухой рудной массы, из них 75 млрд. т располагается в контурах достоверно установленных полей и площадей, а 27 млрд. т - прогнозируются за их пределами. Железомарганцевые образования представляют собой разнородное сообщество руд. Среди них наибольшее экономическое значение могут представлять три типа руд:

1. Ni-Cu(Mn) - тип Кларион-Клиппертон, конкреции;
2. Mn(Ni) - перуанский тип, конкреции;
3. Co-Mn - гавайский тип, корки.

Основные виды океанического минерального сырья	Мировой океан			Континенты		Соотношение потенциальных ресурсов океан/суша
	Металлы	Содержания	Потенциальные ресурсы	Содержания	Потенциальные ресурсы	
Оксидные железо-марганцевые образования (ЖМК и КМК)	Ni	0.6 - 1.4%	569.5 млн.т	0.3 - 2.44%	87.7 млн.т	6.5
	Cu	0.4 - 1.2%	348.5 млн.т	0.6 - 4.0%	619.0 млн.т	0.56
	Co	0.2 - 0.8%	339.2 млн.т	0.1 - 0.6%	6.14 млн.т	55.1
	Mn	20 - 42%	18153 млн.т	20 - 44%	15571 млн.т	1.2
	Pt	0.3 - 0.8%	11.1 тыс.т	3.9 - 4.2г/т	24.0 тыс.т	0.47
	Mo	0.04- 0.06%	30.2 млн.т	0.01 - 0.12%	11.6 млн.т	2.6
Глубоководные полиметаллические сульфиды	Cu	3.7 - 28.2%	154.1 млн.т	0.6 - 4.0%	619 млн.т	0.25
	Zn	2.9 - 9.2%	88.4 млн.т	4 - 10%	303.0 млн.т	0.29
	Pb	0.8 - 4.14%	19.1 млн.т	0.5 - 12%	123.8 млн.т	0.15
	Ag	60 - 186 г/т	316.7 тыс.т	10 - 400 г/т	505.0 тыс.т	0.63
	Au	2.38 - 10.7 г/т	4.54 тыс.т	2 - 15 г/т	61.8 тыс.т	0.07

Прогнозные ресурсы первого типа руд сосредоточены в поле Клариион-Клиппертон (Тихий океан), частично в северной части Центрально-Индийского поля. Они оцениваются в 19,6 млрд. т сухой рудной массы, почти полностью поделены между разными странами (Россия, Франция, Япония, США, Китай, Корея, Индия, Восточная Европа) и международными консорциумами. Ресурсный потенциал конкреций перуанского типа невелик - 5,14 млрд. т. К нему проявляет интерес Германия, в прошлом изучала Россия.

Кобальтмарганцевые корки сосредоточены в основном в Северо-Западной части Тихого океана или вдоль геораздела Гавайи - Лайн - Туамоту. Их прогнозные ресурсы оцениваются в 29,4 млрд. т. В Атлантике КМК составляют 3,8 млрд. т, в Индийском океане - 2,2 млрд. т сухой руды. Россия подготовила заявочные материалы по гайотам Магеллановых гор (Тихий океан). Япония, США и Франция работают на гайотах в своей экономической зоне. Интерес к КМК проявляют Китай, Корея и Норвегия.

Результативность изучения ГПС не позволяет пока однозначно сделать выбор объекта для заявки. Лучшие из них располагаются в САХ (рудная зона «Логачев», ТАГ); в группе хребтов Хуан-де-Фука (хр. Эндевор); в хр. Галапагосс. Различные авторы считают, что прогнозные ресурсы ТАГ - 14 млн. т руды; «Логачев» - 1,5-4,5 млн. т; Хуан-де-Фука - 5-6 млн. т; Галапагосс - 1,5 млн. т.

Поддающиеся количественной оценке прогнозные ресурсы ЖМК, КМК, ГПС, фосфоритов и других видов полезных ископаемых - это только «вершина айсберга» минерально-сырьевого фонда Мирового океана, та его часть, которую удалось, с большим элементом случайности, обнаружить и ориентировочно оценить. Минерально-сырьевой потенциал океана представляется весьма внушительным при сравнении потенциальных ресурсов руды и средних содержаний полезных компонентов в них с аналогичными параметрами суши (таблица). В денежном исчислении он составляет не менее 35 трлн. долл.

Выводы, которые можно сделать из этого сравнения, зависят от позиции, занятой исследователем. Но, объективности ради, следует подчеркнуть, что океан превышает сушу по потенциальным ресурсам никеля (в 6,5 раза), молибдена (в 2,6 раза), почти на одном уровне по марганцу (1,2) и в десятки раз превосходит континенты по кобальту (в 55,1 раза).

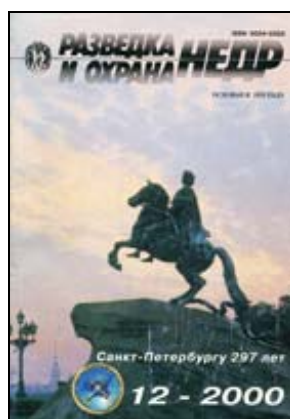
В последние годы наметился существенный прогресс в изучении Au (до 50 г/т) в сульфидных рудах Северной Атлантики, особенно в рудах высокотемпературных, монокомпонентных, содержащих более 20% Cu.

Все это в ближайшие 20-30 лет нового столетия, перемещает минерально-сырьевую базу океана в разряд объектов не только научного, но и практического интереса человечества, стоящего перед неизбежностью его раздела на сферы национального экономического влияния.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреев С.И.* Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана.- СПб.: Недра, 1994.
2. *Богданов Ю.А.* Гидротермальные рудопроявления рифтов САХ. М.: Научный мир, 1997.
3. Геодинамика и рудогенез Мирового океана / *Андреев С.И. и др.* СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999.
4. Металлогеническая зональность Мирового океана / *Андреев С.И. и др.* СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997.
5. Запасы и добыча важнейших видов минерального сырья развитых капиталистических и развивающихся стран (на начало 1990 г). М.: Мингео СССР, 1990.
6. Техничко-экономические соображения (ТЭС) о возможном промышленном значении месторождения ЖМК на выделенном Советскому Союзу Участке морского дна площадью 75 тыс. км² в зоне Кларион-Клиппертон Тихого океана. Кн. 2. - М.: Мингео СССР, 1990.
7. *Rubey W.W.* Geological history of the sea water // Bull.Geol. Soc.Am. 1951. N 62. P. 1111-1147.

Ссылка на статью:



Андреев С.И., Аникеева Л.И., Старицына Г.Н., Петухов С.И. Структурно-геодинамические особенности развития и минерагения Мирового океана // Разведка и охрана недр. 2000. № 12. С. 10-17.