

<https://doi.org/10.15407/gpimo2020.02.003>

**С.И. Андреев**, доктор геолого-минералогических наук,  
научный консультант

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии  
и минеральных ресурсов Мирового океана  
имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург  
190121, Россия, Санкт-Петербург, Английский пр., 1  
E-mail: Andreev@VNIIO.ru

## ОСНОВЫ МИНЕРАГЕНИИ ОКЕАНА

---

*Статья посвящена актуальным вопросам минеральных ресурсов твердых полезных ископаемых Мирового океана, которые представляют интерес более 45—50 лет и активно изучаются Странами Мирового Сообщества. На сегодняшний день определено два основных типа рудогенеза: железомарганцевый и гидротермальный сульфидообразующий. Тот и другой тесно пространственно и генетически связаны с историей формирования Мирового океана — постсреднеюрской мировой талассогенной системой.*

*Железомарганцевый (Fe—Mn) рудогенез рассматривается как попутный, генетически родственный элемент эволюции океана, в пределах которого развиты своеобразные осадочно-хемогенные (талассохимические) процессы, в результате которых формируются железомарганцевые конкреции и кобальтмарганцевые корки.*

*Гидротермальный сульфидообразующий рудогенез пространственно связан с энергоактивными структурами океана: срединно-океаническими хребтами и переходными зонами от океана к континентам — транзиталиями. Его связь с тепловым потоком и сейсмоактивными глубоко залегающими (от 10 до 30 км) центрами свидетельствует о глубинном (мантийном) заложении исходных источников гидротермального процесса, длительном латентном созревании и проявлении на поздних этапах развития океанических структур в последние 200—250 тыс. лет.*

*Сравнение ресурсного потенциала океана и континентов показывает, что в нем за относительно короткий период геологического времени в 170—175 млн лет сформировались объемы Ni и Co в разы превосходящие аналогичные показатели этих металлов, накопившихся за 3,5—4,0 млрд лет в наземных месторождениях; по Mn — равные, по Mo — сопоставимые.*

*Мировая талассогенная система — Мировой океан, в целом, является уникальной кобальтоносной провинцией, на порядок превосходящей наземный ресурсный потенциал континентов. В реальном обозримом будущем, через 10—15 лет может начаться их полномасштабное промышленное освоение, существенно меняющее конъюнктуру и стоимостные показатели Мирового рынка стратегически важного минерального сырья.*

**Ключевые слова:** минерагения, Мировой океан, океанский рудогенез, геохимические типы, талассогенная система.

---

Цитування: Андреев С.И. Основы минерагении океана. *Геологія і корисні копалини Світового океану*. 2020. 16, № 2: 3—23. <https://doi.org/10.15407/gpimo2020.02.003>

## Введение

Сложная во всех отношениях проблема изучения и освоения минерально-сырьевой базы (МСБ) твердых полезных ископаемых (ТПИ) Мирового океана в конце XX столетия затерялась среди громких проявлений научного и технического прогресса, среди внезапных социально-политических потрясений, которые нежданно-негаданно обрушились на Россию, оказавшуюся над пропастью необратимых исторических событий. Наступивший XXI век как бы приостановил ход деструктивных перемен, но до сего времени не вернул страну в лоно позитивного поступательного развития.

Это не абстрактные рассуждения. Все, что случилось, в полной мере отразилось на проблеме ТПИ океана — на работах, которые успешно ведутся с середины 70-х годов прошлого века усилиями геологических организаций России и ряда государств Восточной Европы.

В 1976 г. начаты регулярные работы на железомарганцевые конкреции (ЖМК), в 1985 г. — на глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС), в 1986—1987 гг. — на кобальтмарганцевые корки (КМК). В короткие сроки организованы и проведены многочисленные отечественные и международные судовые экспедиции в Тихий, Индийский и Атлантический океаны. В Украине заработал научно-технический центр по добыче ТПИ океана — ВНИИОКЕАНМАШ.

На основе изучения полей распространения ТПИ океана в Международном Районе морского дна выбраны Заявочные Участки на ЖМК — в поле Кларион-Клиппертон, Тихий океан: Российский и СО “Интерокеанметалл” (Болгария, Словакия, Польша, Россия, Чехия, Куба); на ГПС — в Срединно-Атлантическом хребте (САХ); на КМК — в пределах Магеллановых гор, северо-запад Тихого океана; и соответственно, в 2001 г., 2012 г. и 2015 г. с Международным Органом по морскому дну (МОМД ООН) заключены 15-летние Контракты на их разведку (рис. 1).

Вопросы геологии и условий залегания ТПИ океана, особенности океанской минерации, были, наравне с решением практических задач, в центре внимания. Их разработка базировалась на оригинальных материалах, собранных во многих десятках экспедиционных рейсов в ходе предшествующих и последующих контрактных работ на ЖМК, КМК и ГПС.

Масштабный глубоководный океанский рудогенез объединяет многообразный комплекс рудных образований, включающий оксидные и гидрооксидные Fe—Mn соединения с высоким содержанием Mn, Ni, Cu и Co: железомарганцевые конкреции (ЖМК) и кобальтмарганцевые корки (КМК); гидротермальные соединения, представленные глубоководными полиметаллическими сульфидами, содержащими Cu, Zn, реже Pb, попутные Au и Ag (ГПС), металлоносными осадками и примыкающими к этой группе рудоносными илами и рассолами. Продукты масштабного глубоководного океанского рудогенеза являются основными объектами изучения.

В пределах поднятий окраинных морей, небольших океанических бассейнов и на шельфе распространены Fe—Mn оксидные образования в разной форме залегания, с малым содержанием цветных и редких металлов. На поднятиях внутренних морей, на подводных горах океана и его окраинах встречаются залежи фосфоритов и бариты; на шельфе большое разнообразие россыпных проявлений и месторождений [3, 6]. Вопросы их образования в работе не рассматри-

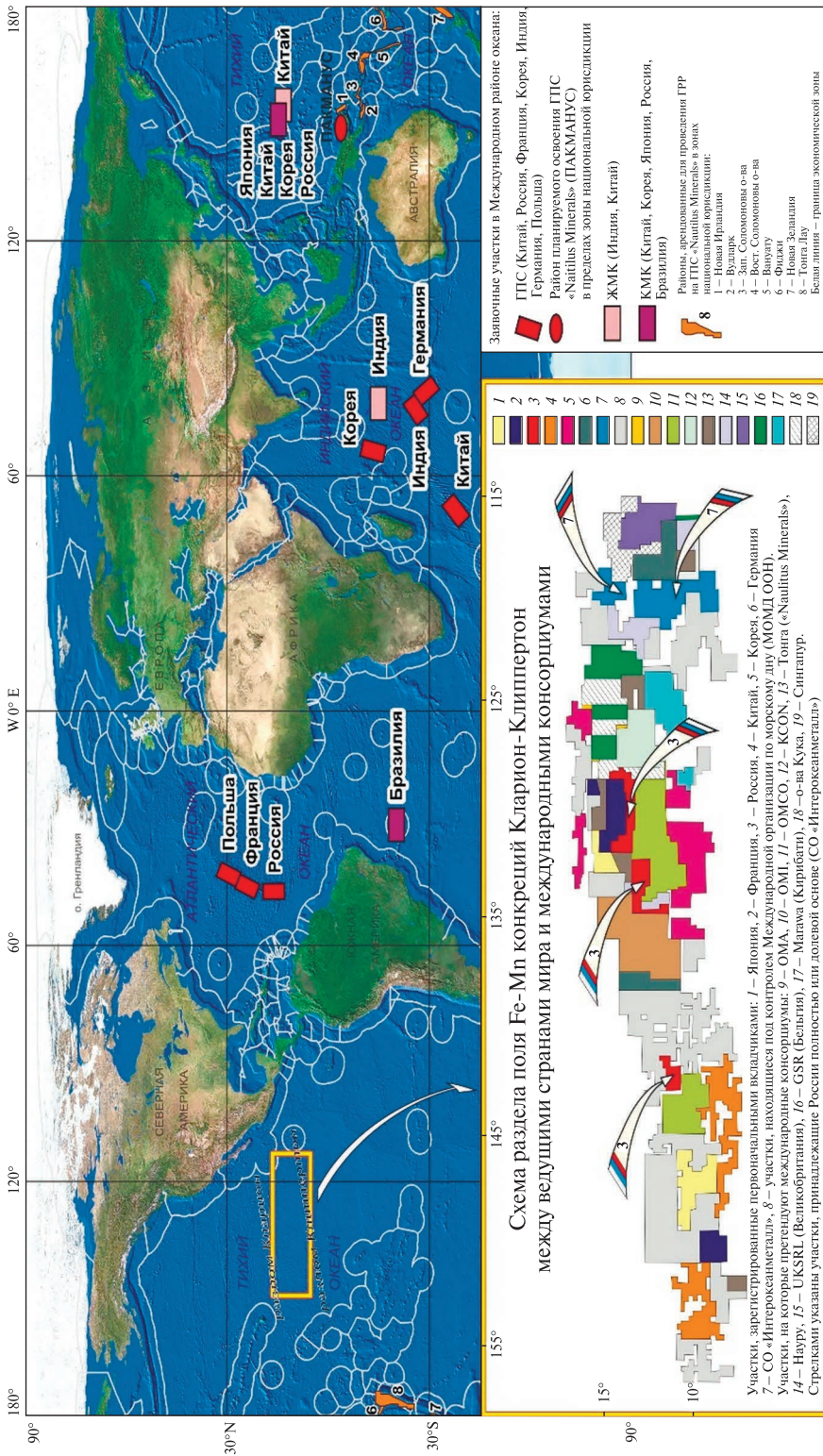


Рис. 1. Схема размещения Заявочных участков ЖМК, КМК и ГПС в Мировом океане

ваются, но информация их касающаяся, по мере необходимости, привлекается при характеристике основных глубоководных продуктов океанского рудогенеза.

### **Общие положения**

Минерагения Мирового океана предопределена особенностями его эволюционно-геодинамического формирования в масштабах истории геологического развития всей Планеты. Не вызывает сомнения ключевая первостепенная роль прямого участия мантийного фактора в возникновении грандиозного, не имевшего ранее прецедента, постсреднеюрского базальтового импульса и уникальной по объему, однородной по составу и выдержанности вертикальной зональности водной толщи. В результате на 2/3 поверхности Земли, на протяжении 170—175 млн лет был прерван системно повторяющийся коровый горообразовательный, складчато-глыбовый процесс и одноактно сформировалась единая планетарная структура — постсреднеюрский Мировой океан — Мировая талассогенная система [16, 17], не имеющая достоверно установленных аналогов в геологическом прошлом.

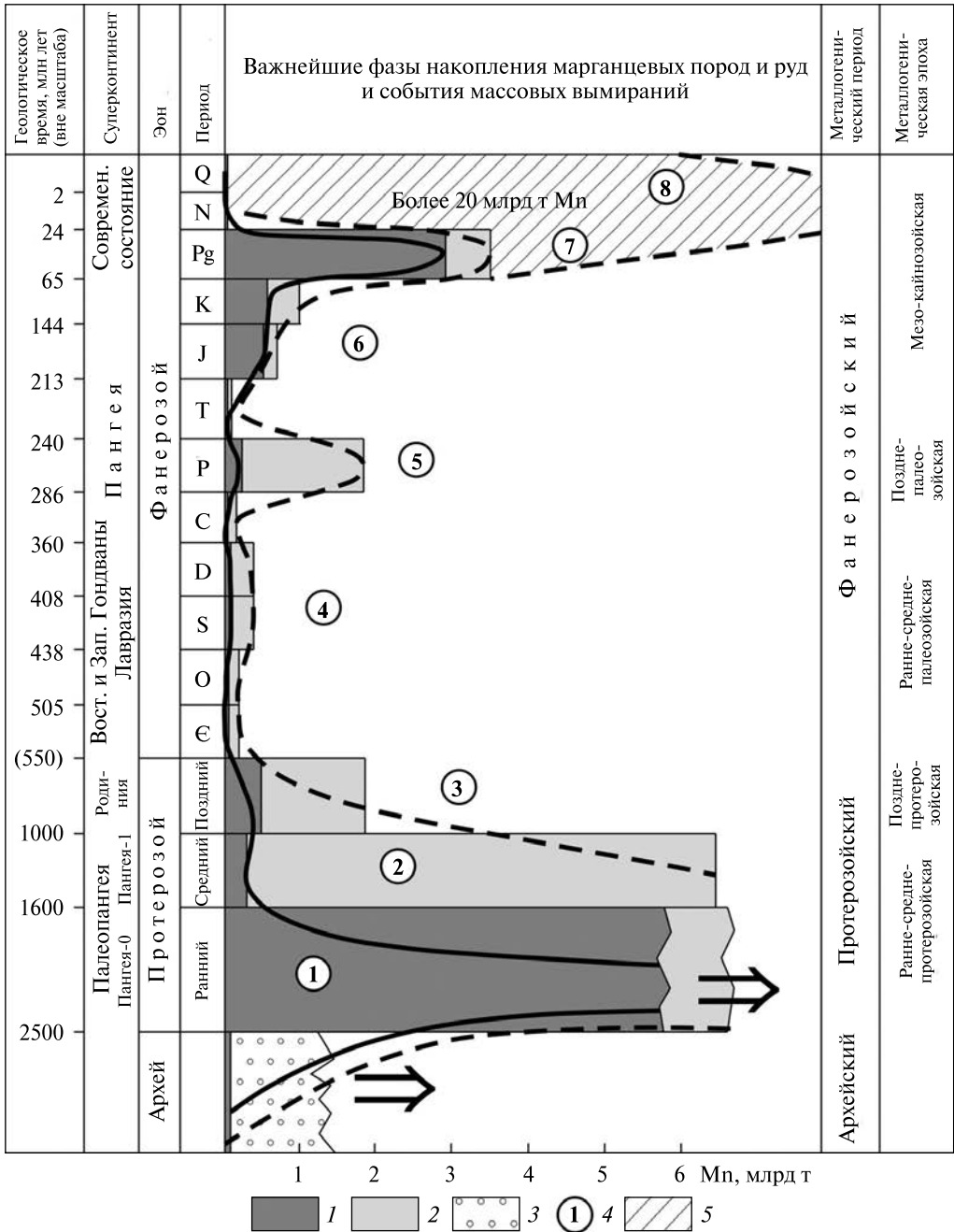
Масштабность этого явления и механизмы, управляющие им, в частности, изостатическое совпадение контуров распространения океанических базальтов и океанической водной толщи, свидетельствуют о глубинном регулирующем источнике воздействия. Это позволяет предположить, что постсреднеюрское океанообразование — это неординарное явление в геологической истории Земли, возможно обусловлено перестройками глубинного строения на уровне дифференциального расслоения ее зонально-концентрической структуры, допустим, с образованием астеносферы.

### **Fe—Mn рудогенез океана**

Первичный генезис ассоциации мафических элементов в составе ЖМК и КМК представляется весьма туманным и традиционно связывается с разнообразными типами поставки с континентов: терригенным и речным сносом, аэрозолями; в ходе вулканической активности на океаническом дне и по периферии океанов, в результате донной абразии и гальмиролиза. Не забыта даже космическая поставка вещества [1]. Однако, эти источники едва ли способны обеспечить накопление такого грандиозного объема оксидных и гидрооксидных масс Fe—Mn образований океана.

Из всех мыслимых вариантов возможного покрытия этого дефицита реален только один: за счет поставок марганца и сопутствующих металлов из мантии в ходе формирования постсреднеюрской океанической коры. На графике запасов и ресурсов Mn руд, сформировавшихся в ходе геологической истории Земли от архея до современности (рис. 2), выделяются два максимума [13]. Один — в пределах раннего, среднего протерозоя; другой, с учетом вклада постсреднеюрского океана, в кайнозое. Во временном интервале, между максимумами, продолжительностью порядка 0,9 млрд лет; марганцеворудный процесс проявлялся слабо или умеренно в перми и в палеогене, на порядок ниже, чем в океане, подтверждая тем самым невозможность за счет выноса с континентов сформировать в кайнозое в Мировом океане гигантский марганцевый максимум, составляющий порядка 20 млрд т. металла при объеме содержащей его Fe—Mn рудной массы в форме ЖМК и КМК, не менее 100 млрд т. [14].





**Рис. 2.** Распределение запасов и ресурсов марганца в разного возраста породах литосферы Земли и Мирового океана (по В.Н. Кулешову и др., 2011; с дополнением по Мировому океану — С.И. Андреев, 2020): 1 — запасы (сплошная линия); 2 — ресурсы (штриховая линия); 3 — марганецсодержащие породы архея; 4 — важнейшие металлогенические фазы накопления марганцевых пород и руд (1 — раннепротерозойская, 2 — среднепротерозойская, 3 — позднепротерозойская, 4 — ранне-среднепалеозойская, 5 — позднепалеозойская, 6 — мезозойская, 7 — позднемезозойско-раннекайнозойская, 8 — кайнозойская океаническая); 5 — вклад постсреднеюрского океана по марганцу, более 20 млрд т

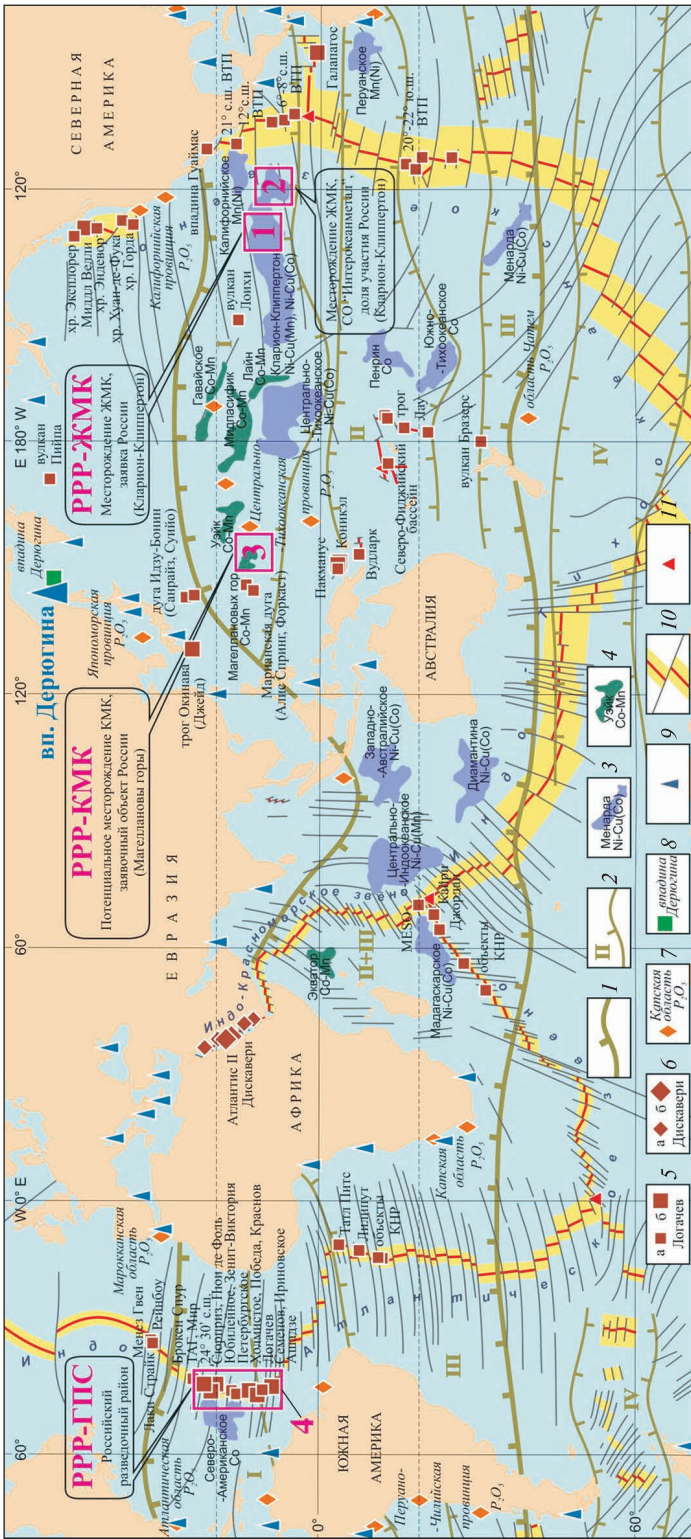


Рис. 3. Схема распространения ТПИ океана (ЖМК, КМК и ГПС) и расположение Российских разведочных районов в Мировом океане: 1, 2 — границы мегапояса и поясов океанского железомарганцевого конкрецееобразования (I — Северный Приэкваториальный, II — Экваториальный, III — Южный Приэкваториальный, IV — Субантарктический); 3, 4 — поля распространения железомарганцевых конкреций и корок с указанием геохимической специализации; 5 — скопления океанических сульфидных руд ( $\alpha$  — мелкие и средние,  $\beta$  — крупные); 6 — скопления металлоносных рассолов ( $\alpha$  — мелкие и средние,  $\beta$  — крупные); 7 — фосфоритоносные провинции и области; 8 — бариты; 9 — газогидраты; 10 — осевая зона и центральный рифт срединно-океанического хребта; 11 — тройные сочленения

Если следовать логике вышеизложенных рассуждений о существенном мантийном вкладе в общий баланс марганца, сопутствующего образованию постсреднеюрской океанической структуры, возникает мысль о мантийном происхождении другого, протерозойского максимума Mn (см. рис. 2). Он также может быть следствием мантийного, в данном случае базитового (габбро-анартозитового) импульса формирования древней, протерозойской коры, в условиях зачаточного состояния гидросферы [4, 17]. Осадочные отложения, чаще карбонатного состава, обогащались в мелководных внутриконтинентальных и окраинных морях мантийными флюидными потоками марганцевого состава, железялись, подвергались метаморфизму, могли формировать наиболее обогащенные марганцем коры выветривания, но признаков проявления водной средой самостоятельных рудообразующих функций, подобно постсреднеюрскому океану, в протерозое не установлено. Этот факт, в какой-то мере, “подмывает” постулат о существовании древних океанов.

Специфической особенностью ЖМК и КМК является их поясное широтное распространение во всех трех основных океанах, связанное с влиянием планетарной климатической зональности (рис. 3), обуславливающей энергетическое состояние водной толщи (положительное альбедо), биопродуктивность, соотношение циркулярных пассатных течений и халистаз. В пределах верхнего фотического слоя водной толщи закладывается начало сложного процесса преобразования различных по исходному генезису, растворенных железомарганцевых компонентов, в твердые производные Fe—Mn рудогенеза: ЖМК и КМК. Начинает действовать процесс под названием талассохимия [4, 16, 17]. Формируется вертикальная гидрохимическая структура водной толщи, представленная гидрохимическими барьерами [10]: слоем кислородного минимума ( $O_{\min}$ ), критической глубиной карбонатакопления (КГК) и третьим разделом, самым глубоким, выделение которого пока носит дискуссионный характер — критической глубиной кремненакопления ( $SiO_{2\min}$ ).

Под воздействием этих гидрохимических барьерных зон сообщество ЖМО океана распадается на пять четко выделяемых геохимических типов, с дискретно различным содержанием переходных металлов — Ni, Cu и Co (табл. 1) [1, 11]. В слое кислородного минимума, на глубинах от 1200 до 3500 метров, на подводных горах и гайтах формируются КМК, обогащенные Co (выше 0,4 %). На 400—500 метров, выше КГК, образуются ЖМК с умеренным содержанием Ni+Cu не больше 1,7 % и Co — 0,3—0,4 %. Непосредственно ниже КГК, в интервале 300—350 метров, откладывается третий — самый богатый переходными металлами геохимический тип ЖМК: Ni+Cu — выше 1,7 %, Co — 0,2—0,3 %, максимум до 0,4 %. В районах прямого воздействия флюидов рифтовой зоны СОХ, на уровне КГК, происходит модификация богатого геохимического типа ЖМК. Резко “подскакивает” содержание Mn до 35—40 % при высоком Ni — 1,4—1,5 %, низкой Cu ~0,6—0,7 % и сотых долях % Co. Пятый, бедный кобальтовый тип образуется ниже КГК, на уровне дискуссионной критической глубины кремненакопления ( $SiO_{2\min}$ ). Его отличают низкие содержания Ni+Cu, ниже 0,7 %, при стабильном Co (0,4 %), Mn редко выше 15,0 % при высоком Fe — 15,7 %. Состав и масштабы распространения ЖМО существенно отличаются в разных океанах, что вероятнее всего связано с дисимметрией Земли, ее разделением на Атлантический и Тихоокеанский мегасегменты. Атлантический океан имеет сим-

Таблица 1. Основные геохимические типы железомарганцевых отложений Мирового океана

Геохимический тип	Индекс	Содержание элементов, %			Положение в структуре водной толщи	Типичный пример поля ЖМО, глубина в м
		Ni+Cu	Co	Mn		
Богатый кобальтовый, Гавайский тип	2 Co"	0,3—0,7	0,4 и выше	14,0—24,0	O <sub>min</sub>	Магеллановы горы, 1200—3500 м
С умеренным содерж. цветных металлов, Центрально-Тихоокеанский тип	Ni-Cu-Co	0,7—1,7	до 0,4	21,5—27,0	400—500 м выше КГК	Центрально-Тихоокеанс. поле, 4700—5250 м
Богатый Ni-Cu тип, Кларион-Клиппертон	Ni-Cu	1,7 и выше	до 0,4	25,0—33,0	300—350 м ниже КГК	Кларион-Клиппертон, 4700—5100 м
Богатый Mn тип, Перуанский	Mn	0,73—2,0	0,02—0,14	33,0—47,0	На уровне КГК	Перуанское, 3950—4450 м
Кобальтовый тип, Южно-Тихоокеанский	Co	0,3—0,7	до 0,4	15,0—21,0	Ниже КГК, на уровне критич. гл. накоп. SiO <sub>2</sub>	Южно-Тихоокеанское, 4700—5100 м

Таблица 2. Распространение ЖМК, КМК и ГПС в Мировом океане с оценкой ресурсного потенциала (по материалам ФГБУ “ВНИИОкеангеология”, 2007—2018 гг., на основе банка данных “Океангеоресурсы”)

Вид ТПИ океана	Тихий океан	Индийский океан	Атлантический океан	Мировой океан
ЖМК, млрд т	7/48.5	4/4.6	1/3.5	12/56.6
КМК, млрд т	5/30.0	1/5.1	1/8.4	7/43.5
ЖМО (ЖМК + КМК), млрд т	12/78.5	5/9.7	2/11.9	19/100.1
ГПС, млн т	131/>120.0	16/>50.0	64/>150.0	211/>320—350

*Примечание.* В числителе — количество полей (ЖМК, КМК) и рудных объектов (ГПС), в знаменателе — ресурсный потенциал сухой рудной массы.

метрично-осевую структуру при низких скоростях спрединга (менее 3,0 см/год). Обрамляющая его континентальная рама представлена преимущественно древними континентальными образованиями, располагающимися дискордантно по отношению к линейно-упорядоченным субмеридиональным элементам океанического дна. В целом, в пределах Атлантического мегасегмента ощущается преобладание влияния континентальных блоков и процессов [2, 12, 15].

Тихоокеанский мегасегмент отличается резко асимметричным строением и развитием Тихого океана. Обрамляющая его континентальная рама представлена, за малым исключением, молодыми, согласующимися по простиранию горными геологическими структурами. Скорость спрединга в океане высокая — 5,0 см/год и более. Тихоокеанский мегасегмент — геодинамически и вулканически активизированный регион, с преобладанием мантийного влияния.

Индийский океан занимает промежуточное положение: западная половина — Атлантическая; восточная — Тихоокеанская.

В табл. 2 приведены статистические данные по ЖМК, КМК и ГПС по трем океанам. В Тихом океане сосредоточено около 80 % общей Fe—Mn массы во



всем Мировом океане. Этот ресурсный потенциал распределен между 7 полями ЖМК и 5 полями КМК. В Индийском океане выделяются 4 поля ЖМК и 1 поле КМК. В Атлантике — 1 поле ЖМК и 1 поле КМК. Средние содержания основных металлов в полях ЖМК и КМК приведены в таблице 3, расположение полей на рис. 3.

Средние содержания Mn, Ni и Cu в ЖМО Атлантического сегмента в 1,5–2,0 раза ниже, чем в Тихоокеанском. Концентрации Co сопоставимы [14].

Таблица 3. Вещественно-геохимические характеристики полей ЖМК и КМК Мирового океана

Океан	Поля ЖМК и КМК	Состав ЖМО, %						Геохимическая специализация	Ресурсы, млрд т	Весов. плотность залегаания, кг/м <sup>2</sup>
		Ni	Cu	Co	Mn	Mo	Ni+Cu			
ЖМК										
Тихий	1. Клариян-Клиппертон	1,22	1,04	0,21	27,5	0,06	2,26	Ni-Cu	17,372	11–15
	2. Центрально-Тихоокеанское	0,84	0,75	0,23	21,4	0,04	1,59	Ni-Cu-Co	7,085	15–20
	3. Перуанское	1,24	0,65	0,06	33,5	0,07	1,89	Ni-Mn	3,004	11–13
	4. Калифорнийское	1,07	0,66	0,16	24,9	0,05	1,73	Ni-Cu	0,573	12
	5. Пенрин	0,44	0,23	0,39	16,7	0,03	0,67	Co*	3,376	—
	6. Южно-Тихоокеанское	0,34	0,24	0,34	14,8	0,03	0,58	Co	3,557	20–25
	7. Менарда	0,75	0,32	0,35	19,8	0,04	1,07	Ni-Cu-Co	1,539	—
Σ= 36,506										
Индийский	8. Центрально-Индийское	0,91	0,78	0,14	22,3	0,03	1,69	Ni-Cu	1,619	10–22
	9. Западно-Австралийское	0,55	0,48	0,20	17,0	0,04	1,03	Ni-Cu-Co	0,387	5–10
	Σ= 4,106									
	10. Диамантина	0,88	0,42	0,22	26,3	—	1,30	Ni-Cu-Co	1,710	10
	11. Мадагаскарское	0,19	0,11	0,28	12,5	0,02	0,30	Ni-Cu-Co	0,390	30
КМК										
Атлантика	12. Северо-Американское	0,27	0,13	0,22	13,3	0,02	0,40	Co	0,178	5–10
Тихий	13. Уэйк	0,50	0,12	0,61	20,3	0,05	0,62	Co	1,673	60–100
	14. Мидпасифик	0,47	0,14	0,62	20,1	0,04	0,61	2Co" *	8,396	60–100
	15. Гавайское	0,40	0,09	0,69	20,4	0,03	0,49	2Co"	2,071	60–100
	16. Магеллановы горы	0,42	0,12	0,55	19,8	0,04	0,54	2Co"	—	60–100
	17. Лайн	0,41	0,11	0,73	19,8	0,05	0,52	2Co"	2,528	60–100
Σ= 20,466										
Индийский	18. Экватор	0,31	0,12	0,58	15,3	0,03	0,43	2Co'	5,798	—
Атлантика	19. Риу-Гранди	0,30	—	0,35 (?)	10,1	—	—	2Co' (?)	1,622	—
Σ= 63,089										

Примечание: Co — бедные (0,3–0,4 % Co); 2Co' — рядовые (0,4–0,6 % Co); 2Co" — богатые (выше 0,6 % Co).

Наиболее востребованные Контрактные поля ЖМК:

1) Кларин-Клиппертон (Тихий океан) — 16 контрактов: Россия, Ю. Корея, Китай (2), Япония, Франция, Германия, Бельгия, Великобритания (2), Науру, Тонга, Кирибати, Сингапур, острова Кука, СО “Интерокеанметалл” (Болгария, Польша, Россия, Словакия, Чехия, Куба);

2) Центрально-Индийское (Индийский океан) — Индия;

3) Абиссальная равнина вокруг Магеллановых гор (Тихий океан) — Китай.

Ряд стран имеет несколько Заявочных Участков: Китай — 3, Великобритания — 2. Россия имеет отечественный Контракт в поле Кларин-Клиппертон и долевое участие (20 %) в СО “Интерокеанметалл”, в том же поле.

По линии КМК — 5 Контрактов:

1) Магеллановы горы (Тихий океан) — Китай, Россия, Ю. Корея, Япония;

2) Поднятие Риу—Гранди (Атлантический океан) — Бразилия.

При отложении конкреций и корок (ЖМО) на дне океана определяющим является водородный процесс. Водная толща океана выполняет множественные функции промежуточного коллектора-накопителя, гомогенизатора и продуцента комплексных Fe—Mn образований. При благоприятных условиях из растворенных органо-комплексных и коллоидных растворов формируется твердая Fe—Mn матрица, которая накапливает цветные металлы. Для того, чтобы обстановка к этому располагала, нужно сочетание температурного, батиметрического, гидродинамического факторов, определенной щелочно-основной и окислительно-восстановительной среды. Комплексная стабилизация этих условий происходит не во всем вертикальном интервале водной толщи, а тяготеет к барьерным зонам, сочетаясь при этом с механизмом поставки рудного материала. Таких достоверных механизмов поставки три: водородный, седиментационный и раннедиагенетический. Предполагается четвертый, связанный с глубоководным процессом цеолитизации [1].

Продуктивные интервалы массового формирования дискретно различных геохимических типов ЖМО (таблица 1) связаны с гидрохимическими барьерными зонами в водной толще Мирового океана [4, 17]. Чтобы продуктивный процесс пошел, необходимо, чтобы барьерные зоны проецировались на океанское дно: слой кислородного минимума на скальные выходы подводных гор и гайотов; критическая глубина карбонатакопления на равнинную и холмистую глубоководную поверхность котловин; критическая глубина кремненакопления на днища абиссальных котловин.

В самом верхнем интервале — слое кислородного минимума идет интенсивное доокисление органического детрита. В результате водородной коагуляции из органо-комплексных и коллоидных растворов отлагается твердая Fe—Mn основа на коренных выходах подводных гор и гайотов в виде КМК; на осадках — в виде ЖМК. Со — активный биоген, присутствует в слое “O<sub>min</sub>” в двух формах: в оксидной, тяготеющей к Fe, и аммиакатной — геохимически ближе к Mn [9]. В результате образуются корковые Fe—Mn соединения с высоким Со (0,5—0,6 %) и очень высоким (1,0—2,0 % и даже выше) содержанием этого металла; в последнем случае, вероятно, при аномально низкой скорости накопления Fe—Mn матрицы.

В барьерной зоне КГК располагаются два продуктивных интервала: один выше, шириной 400—500 метров; другой ниже — 350—400 метров. Там, где пер-

вый интервал ложится на дно, формируются гидрогенно-седиментационные конкреции с умеренным содержанием Mn, Ni, Cu и Co (см. табл. 1), обычно сферической или гроздевидной формы, с гладкой поверхностью. Цветные металлы, содержащиеся в водной толще, а также входящие в состав или образующие “рубашки”, на карбонатном детрите, интенсивно растворяющимся на уровне КГК, в существующей здесь щелочно-кислотной обстановке, благоприятной для образования Fe–Mn стяжений, активно ими сорбируется.

Во втором интервале ведущую роль играет кремнистый детрит ( $\text{SiO}_2_{\text{орг}}$ ), накапливающийся в приповерхностном слое осадков. Доокисляясь, он забирает кислород у погребенных Fe–Mn соединений, восстанавливая присутствующие в них Mn, Ni и Cu. В результате этого раннедиагенетического преобразования происходит их ремобилизация. Они движутся к поверхности дна и подключаются к процессу конкрециеобразования, существенно (почти в 1,5 раза) обогащая стяжения этими тремя элементами. Типичная форма ЖМК — дискоидальная, с шероховатой поверхностью. Этот механизм образования ЖМК можно назвать гидрогенно-седиментационно-раннедиагенетическим.

Продуктивный интервал конкрециеобразования в Перуанской котловине приурочен к барьерной зоне КГК. Повышенный марганец в конкрециях, по-видимому, обусловлен его эндогенной поставкой в водную толщу в сопредельных рифтовых зонах Восточно-Тихоокеанского и Галапагосского поднятий. Механизм образования гидрогенно-седиментационный, в обстановке повышенного содержания Mn в водной толще океана.

Южно-Тихоокеанский (бедный кобальтовый) геохимический тип (таблица 1) формируется на днищах глубоководных котловин много ниже КГК (на 700–800 м). Конкреции залегают на красных глубоководных глинах, практически не содержащих кремнистого детрита, среди вулканокластических обломков. В осадках распространены цеолиты, по-видимому, являющиеся результатом разложения монтмориллонита в пирокластах. Выделяющееся при этом Fe может наращивать его содержание в составе ЖМК до 15,7 %, способствуя повышению сорбции Co и благоприятствуя высокой продуктивности конкрециеобразования до 40–50 кг/м<sup>2</sup>. Характерный морфотип ЖМК — идеальные шары, с шероховатой поверхностью. Механизм образования гидрогенно-седиментационный, сопутствуемый процессом глубоководной цеолитизации кластических частиц.

### **Гидротермальный сульфидообразующий рудогенез**

Если продукты Fe–Mn рудогенеза образуют на поверхности дна обширные двухмерные залежи на склонах и отрогах гор и гайотов (см. рис. 3), как бы следуя ареальному распространению базальтов, то продукты гидротермальной деятельности — глубоководные полиметаллические сульфиды связаны с линейно-ориентированными, активизированными структурами СОХ Мирового океана и переходных зон от океана к континентам. В первом случае — это осевая рифтовая долина; во втором — островные дуги, вулканические поднятия, вулканы и рифты на днищах внутренних и окраинных морей [7, 8].

При анализе особенностей проявления в Мировом океане Fe–Mn рудогенеза обращалось внимание на дисимметрию устройства планеты и ее влияние на масштабы рудообразования и состав Fe–Mn продуктов. Сказанное в равной степени относится и к ГПС.

**Таблица 4. Средние содержания основных, попутных, малых, редких и рассеянных элементов в ГПС разных геодинамических структур Мирового океана**

Химические элементы	Геодинамическая структура					Мировой океан, в целом
	Срединно-океанический хребет			Транзиталь		
	И-А	И-Кр	И-Т	ПЗАО	З-Т	
Основные, %						
Cu	7,29	3,27	3,60	0,29	4,98	5,21
Zn	3,97	6,34	8,83	11,88	18,55	10,68
Pb	0,03	0,10	0,24	7,08	1,01	0,57
S	34,98	22,38	32,80	5,90	28,07	33,17
Попутные, г/т						
Au	2,69	1,97	0,64	3,39	8,59	2,88
Ag	40,58	169,56	109,08	280,42	457,45	205,77
Малые, г/т						
Co	439,20	241,08	313,69	10,34	24,37	217,53
Ni	59,41	68,11	48,97	11,62	12,89	34,97
Mo	64,42	261,68	92,01	74,24	75,04	85,24
Редкие и рассеянные, г/т						
Cd	109,51	253,88	292,13	925,69	631,05	399,00
Se	91,70	228,53	130,24	6,53	165,15	123,28
Te	19,85	—	1,44	8,97	7,95	3,64
Ge	22,96	83,58	17,35	33,33	55,31	32,23
Ga	25,34	34,50	35,84	79,65	28,70	35,75
In	3,31	—	4,95	12,84	35,80	17,91
Bi	6,66	—	9,71	18,33	10,42	9,63
Tl	7,77	—	25,04	35,33	53,41	25,47
As	248,33	352,08	574,28	2738,0	2547,8	1089,1
Sb	24,64	45,80	102,14	690,13	680,86	228,40
La	0,63	—	2,86	7,57	2,84	2,15
Ce	1,53	—	3,90	15,17	4,64	3,35

*Примечание:* Звенья СОХ: И—А — Индо-Атлантическое звено; И—Кр — Индо-Красноморское звено; И—Т — Индо-Тихоокеанское звено; Транзитали: ПЗАО — Переходная зона Атлантического океана; З—Т — Западно-Тихоокеанская Переходная зона

Из табл. 4 следует, что сульфиды разноскоростных звеньев СОХ существенно отличаются по содержанию основных полезных элементов. Низкоскоростное Индо-Атлантическое звено (меньше 3,0 см/год), представляющее Атлантический мегасегмент, характеризуется наиболее высоким содержанием в ГПС — Cu, попутного Au, малого Co, при умеренных содержаниях Zn и Ag. Среди редких отмечаются Se и Te. В наиболее высокоскоростном Индо-Тихоокеанском звене (более 5,0 см/год), в пределах Тихоокеанского мегасегмента — самый высокий Zn и повышенное Ag. Свинец во всех 3-х звеньях СОХ, независимо от скорости спрединга, низкий — десятые доли %. Из редких — высокий Cd.

Транзитали по составу основных полезных компонентов также резко отличаются друг от друга. В З—Т переходной зоне — высокие концентрации Cu, Zn, Au и Ag. В пределах ПЗАО появляются Pb, Cd, много As.

В пределах активизированных структур важнейшими признаками возможного проявления гидротермального рудогенеза являются тепловой поток и сейсмичность. Сочетание этих факторов позволяет выделить в Мировом океане 12 перспективных районов продуктивной гидротермальной деятельности (рис. 4).

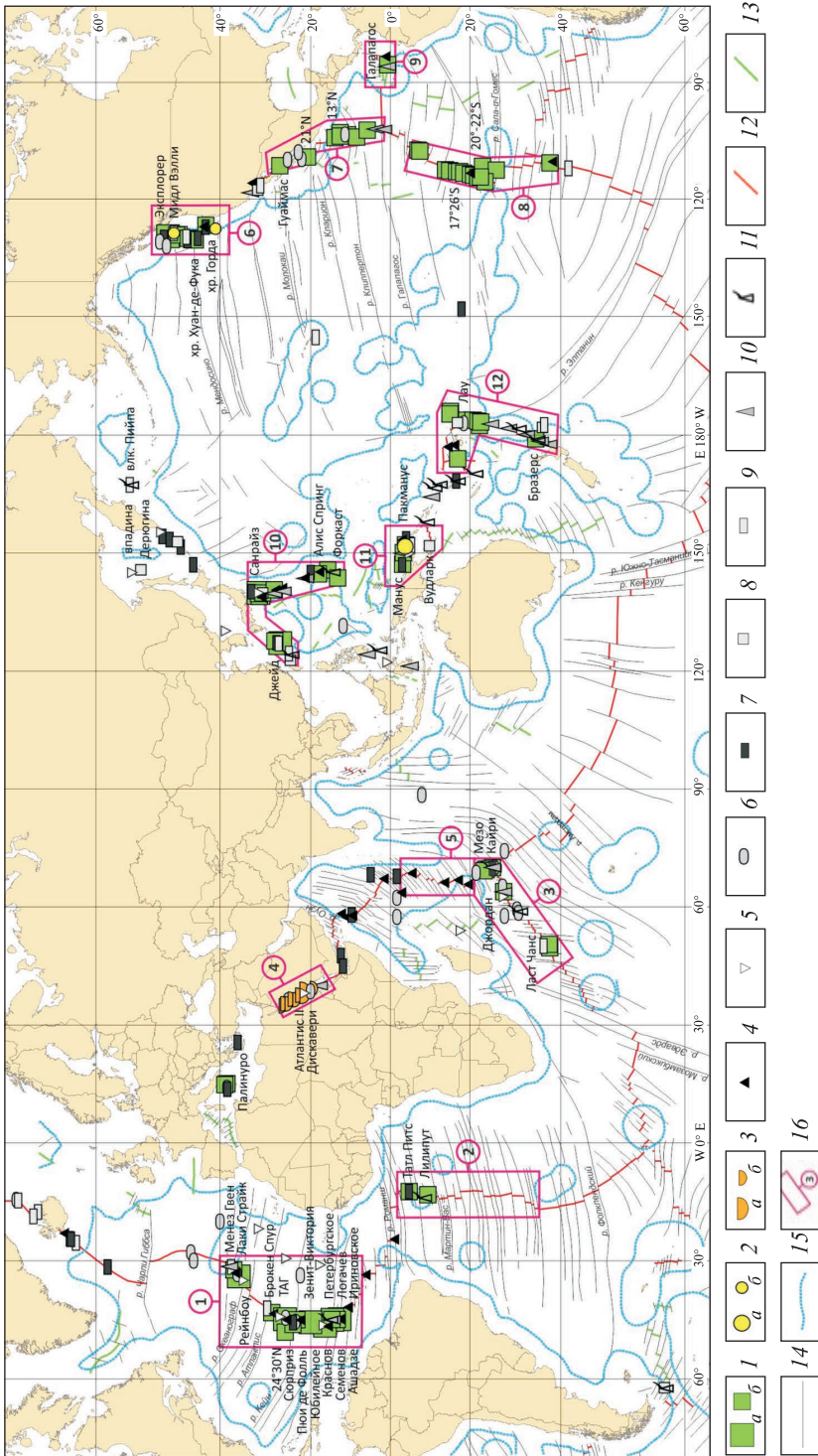


Три района располагаются в пределах низкоскоростного Индо-Атлантического звена: Северо-Атлантический, Южно-Атлантический хребты в Атлантике; Западно-Индийский хребет, с примыкающим к нему на востоке тройным сочленением Родригес в Индийском океане. В пределах этого звена (САХ) уже заявлены 4 Участка (Польша, Франция, Россия, Китай). На примыкающем тройном сочленении Родригес — 2 участка (Германия и Индия). В пределах Индо-Красноморского звена один район — Центрально-Индийский хребет (см. рис. 4) и один заявленный Участок — Ю. Корея (см. рис. 1). В Индо-Тихоокеанском звене — 4 перспективных района без заявок. Часть продуктивных площадей попадает в зону национальной юрисдикции прибрежных государств: Эквадор — хр. Галапагос; Мексика — Восточно-Тихоокеанское поднятие; США и Канада — система хребтов Эксплорер, Эндевор, Горда и Хуан-де-Фука.

В Западно-Тихоокеанской переходной зоне — 3 перспективных района: островная дуга Идзу-Бонино, Нансей, желоб Окинава, Марианская дуга; море Бисмарка-Пакманус; дуга Тонга-Кермадек. Объекты в зоне национальной юрисдикции островных государств. Япония в желобе Окинава провела опытную добычу ГПС. Международная горнорудная компания “Nautilus Minerals Ltd.” в районе Пакманус, на богатой залежи Солвара-1 ведет разведку, разрабатывает добычные средства и проект добычного судна.

Типичный минеральный состав рудных скоплений ГПС: пирит, халькопирит, марказит, сфалерит, довольно редкий пирротин. Из вторичных сульфидов: халькозин, ковеллин, борнит. Сопутствующие: опал, барит, арагонит. Гидротермальные корки: гетит, гидрооксиды Mn, атакамит. Последний минерал иногда по объему составляет до 5—10 % от общей рудной массы. Строение рудных тел: массивные и прожилково-вкрапленные образования произвольной формы. Приповерхностные рудные тела по геофизическим данным имеют корневую, уходящую вглубь штокверковую часть. Вокруг выходов рудных тел на поверхности дна формируются металлоносные осадки. Часто встречается специфическая поверхностная форма залегания в виде гидротермальных труб. По внешним формальным признакам ГПС не отличаются от обычных наземных колчеданов. По результатам глубоководного бурения залежи ГПС имеют сложную трехмерную форму. Установлено, что в районе ТАГ (Атлантика) рудные скопления продолжаются на глубину до 20 метров; в районе Middle Valley (северо-восток Тихого океана) — до глубины 90 метров; в районе Пакмануса (море Бисмарка), на юго-западе Тихого океана, рудный горизонт вскрыт скважиной во вмещающих эффузивных породах, на глубине около 20 метров.

Принципы применения энерготепловых и сейсмических критериев базируются на классических общегеологических положениях. Рудоносная гидротермальная деятельность и тепловой поток проявляются совместно, являясь производными глубинной эндогенной активности. Аномалии теплового потока встречаются двух типов: кондуктивные — проводящие, и конвективные — прорывающие лежащую сверху “породную покрывку”. Амплитуда первых обычно не выше 100—200 мВт/м<sup>2</sup>, вторых может быть столь угодно высокой. Кондуктивные аномалии — аномалии проводимости, фиксируют площади возможной гидротермальной деятельности на глубине. Они положены в основу выделения перспективных интервалов (на рис. 4). Конвективные аномалии — аномалии “прорыва” — прямого выхода тепловой энергии и сопутствующих продуктов



**Рис. 4.** Карта перспективных районов гидротермально-осадочных образований в Мировом океане: *Рудные скопления:* 1 — полиметаллические массивные и прожилково-вкрапленные сульфидные руды (рудные тела в вулканических и базит-ультрабазитовых породах, скопления в виде трубных комплексов; а — хорошо изученные крупные объекты ГПС, б — объекты ГПС средние и мелкие; 2 — полиметаллические сульфидные руды в виде стратиформных сульфидных залежей в осадочных породах; а — хорошо изученные крупные объекты, б — скопления средние и мелкие; 3 — рудоносные илы и рассолы с включениями сульфидов; а — крупное скопление рудоносных илов (впадина Атлантик II), б — скопления средние и мелкие. *Гидротермальные сопутствующие*

проявления: 4 — сульфидная минерализация в изверженных породах; 5 — сульфидная минерализация в осадках; 6 — металлоносные осадки; 7 — гидротермальные корки; 8 — баритовые образования; 9 — карбонатные, ангидритовые, кремнистые и железно-кремнистые образования; 10 — гидротермальные источники, диффузные просачивания, аномалии в воде; 11 — газовые аномалии (метан, водород), отдельные газовые проявления и их плумы. *Рифты*: 12 — активный, 13 — утративший активность; 14 — трансформные разломы; 15 — границы экономических зон; 16 — граница района концентрированной продуктивной гидротермальной деятельности и его номер (1 — Северо-Атлантический хребет (САХ), 2 — Южно-Атлантический хребет, 3 — Западно-Индийский хребет, 4 — Красноморский, 5 — Центрально-Индийский хребет, 6 — система хребтов Эксплорер, Эндевор, Хуан-де-Фука, Горла, 7 — север Восточно-Тихоокеанского поднятия, 8 — южная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия, 9 — хребет Галапагос, 10 — островная дуга Идзу-Бонино, дуга Нансей, желоб Окинава, Марианская дуга, 11 — район окраинного задугового моря Бисмарка (Новогвинейского) и Соломонова моря, 12 — островных дуг Тонга-Кермадек)

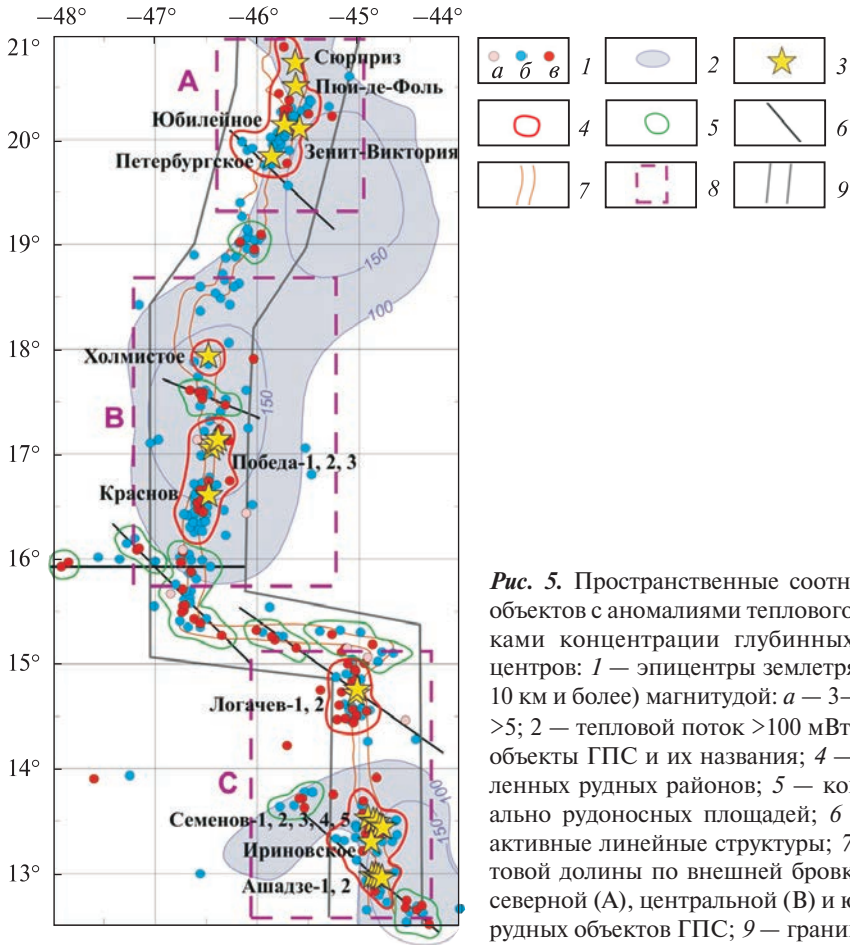
гидротермальной деятельности, могут фиксировать рудные тела (ГПС) или их таксоны небольших рангов (рис. 5).

Глубинная сейсмоактивность в виде сейсмоцентров магнитудой от 3,0 до 5,0 баллов может быть вызвана агрегатными изменениями магматического материала. В ограниченном объеме пространства это может быть магматической камерой, в которой протекает дифференциация вещества с возможным выделением рудоносных флюидов. Глубина залегания сейсмоактивных центров от 10 до 30 км, что отвечает верхним горизонтам активизированной мантии — астеносфере, в которой могут располагаться гипотетические центры гидротермальной деятельности, поставляющие рудный материал в океаническую кору на дне океана.

Показатели теплового потока и глубинной сейсмичности столь же эффективны не только на региональном уровне; они могут использоваться при проведении поисковых и оценочных работ по контрактам с МОМД ООН в пределах заявленных разведочных районов. На рис. 5 темно-лиловым цветом показано поле распространения в пределах Российского разведочного Района (САХ) теплового потока кондуктивной природы от 100 до 150 мВт/м<sup>2</sup>. В его контурах располагаются почти все открытые рудные поля, за исключением рудного узла “Логачев”, по которому просто нет данных о тепловом потоке.

Центры глубинной сейсмической активности, магнитудой 3—5 баллов, образуют весьма четкие сгущения, совпадающие с положением открытых в пределах Российского разведочного Района (РРР) САХ рудных полей ГПС (см. рис. 5). У северной рамки Района в контур входят четыре рудных поля: Пюи-де-Фолль, Юбилейное, Зенит-Виктория, Петербургское и рудопроявление Сюрприз. Обособленно выделяется рудопроявление Холмистое. Сгущение сейсмоцентров отмечается в районе расположения двух рудных полей и одного рудопроявления в рудном узле Победа и крупного рудного поля Краснов. В контуре сгущения сейсмоцентров находятся рудные поля Логачев 1 и 2. У южной окраины участка в контуры сейсмоактивной зоны попали пять рудных полей рудного узла Семенов, рудное поле Ириновское и два рудных поля Ашадзе 1 и 2.

Девять контуров сгущения сейсмоцентров не сопутствуются открытыми объектами ГПС: три не изучались (они за пределами заявленной контрактной площади); три приурочены к трансформному разлому Зе-



**Рис. 5.** Пространственные соотношения рудных объектов с аномалиями теплового потока и участками концентрации глубинных сейсмических центров: 1 — эпицентры землетрясений (глубина 10 км и более) магнитудой: а — 3–4, б — 4–5, в — >5; 2 — тепловой поток >100 мВт/м<sup>2</sup>; 3 — рудные объекты ГПС и их названия; 4 — контуры выявленных рудных районов; 5 — контуры потенциально рудоносных площадей; 6 — сейсмически активные линейные структуры; 7 — контур рифтовой долины по внешней бровке; 8 — контуры северной (А), центральной (В) и южной (С) групп рудных объектов ГПС; 9 — граница РРР-ГПС

леного Мыса, где сейсмичность связана с механическими дислокациями вдоль этого крупного разрывного нарушения. Из оставшихся трех сейсмоактивных площадей представляют ограниченный интерес участок между рудопроявлением Холмистое, рудными полями и рудопроявлением в составе рудного узла Победа — 1, 2, 3, к югу от рудного узла Краснов; вблизи южной рамки заявленного района — гора Ферсмана. Линейная ориентировка сейсмоцентров в пределах этих сейсмоактивных площадей может указывать на связь сейсмоактивности не только с гидротермальными процессами, а с механическими деформациями вдоль контролирующих их разломов.

### Особенности минерации Мирового океана

Океанский рудогенез — явление в общей геологической истории развития Земли обособленное, неординарное, не имеющее достоверных аналогов, как в плане планетарного масштаба — охвата поверхности по площади, так и по согласованности и отчасти синхронности ключевых рудоконтролирующих мегаструктур: океанических плит, внутриокеанических гор, гайотов и поднятий, срединно-океанических хребтов и времени заложения переходных зон, несмотря на ярко выраженную дисимметрию западного и восточного полушарий.



Наиболее масштабно в океане проявлены два типа рудогенеза: Fe—Mn и гидротермальный сульфидообразующий. Несмотря на тесную пространственную, структурную и генетическую связь с постсреднеюрским океанообразованием, в целом, эти два рудных комплекса являются полными антиподами по структурно-тектонической позиции в инфраструктуре Мирового океана, форме залегания, составу полезных компонентов и времени проявления.

Мантийное генетическое единство Fe—Mn рудогенеза и базальтового ложа океана следует из пространственного их совмещенного залегания, хотя прямых свидетельств эндогенного происхождения комплекса мафических элементов (Mn, Ni, Cu, Co) в составе ЖМК и КМК не установлено.

Генетическое и пространственное единство более четко наблюдается между продуктами Fe—Mn рудогенеза и водной толщей океана. Как сказано выше, водная толща океана, по меткому выражению Rubey, является “дыханием мантии” [19] и выполняет комплексные функции собирателя, накопителя, гомогенизатора исходного материала и продуцента обоих ведущих видов Fe—Mn рудогенеза (ЖМК и КМК) на основе осадочно-хемогенного (талассогенного) процесса [4].

По времени Fe—Mn рудогенез сопутствует постсреднеюрскому океанообразованию от его заложения до настоящего времени. Проявление рудогенеза, по видимому, носило циклический характер. По данным глубоководного бурения выделяются, кроме поверхностного, еще 4 продуктивных горизонта внутри осадочной толщи океана, сложенные, в основном, микроконкрециями [1, 9].

Не касаясь дискуссионных вопросов взаимодействия гидротермальных процессов с водной толщей океана в верхнем пространстве базальтового слоя океанической коры, отметим достаточно очевидную их связь с факторами глубинного характера на уровне нижней части океанической коры и мантии (тепловым потоком и глубокими сейсмоактивными центрами), что позволяет гидротермальный рудогенез включить в число элементов, изначально сопутствующих постсреднеюрскому океанообразованию. В целом, в его проявлении и продуктах находят предопределенное отражение специфические черты развития и строения океанического дна, как в общих, так и в “отличающихся” характеристиках. К общим относится присутствие ГПС во всех региональных активизированных структурах океана: в рифтовой зоне СОХ, транзиталиях — повсеместно в виде руд колчеданного типа. В группу “отличающихся” характеристик входят различия в геодинамической позиции, условиях залегания и составе руд, продиктованные неоднородностью строения планеты, ее дисимметрией: существованием Атлантического и Тихоокеанского мегасегментов, эволюционировавших по разным схемам развития. В результате, в однородных геолого-тектонических структурах в разных мегасегментах: переходных зонах, океанических плитах, цепях подводных гор и срединно-океанических хребтах формируются объекты гидротермального рудогенеза практически одного типа, но с разными вещественно-минералогическими, геолого-тектоническими (табл. 4) и ресурсными показателями. В САХ в значительных объемах (более 1,0 млн т) при высоких содержаниях Cu; в Тихоокеанских СОХ, в основном, в мелкорасеянном виде с цинковой специализацией; в Западно-Тихоокеанской транзитали — обычно не выше 0,5 млн т с Cu, Zn и Au, иногда со Pb и Ag.

Сульфидные руды в пределах СОХ достоверно появились не ранее 200—250 тыс. лет тому назад и активно продолжают формироваться в настоящее время

Таблица 5. Минерально-сырьевой потенциал стратегических металлов в рудах Мирового океана и континентов [8]

Основные виды океанического минерального сырья	Металлы	Мировой океан		Континенты		$\frac{P_{\text{океан}}}{P_{\text{конт}}}$
		Содержание металлов	Потенциальные ресурсы океана, $P_{\text{океан}}$	Содержание металлов	Оцененные и подтвержденные ресурсы континентов, $P_{\text{конт}}$	
Fe-Mn оксидные образования (ЖМК и КМК)	Ni	0,46—1,42 %	655 млн т	1,0—1,8 %	272 млн т	~2,4
	Cu	0,12—1,18 %	427 млн т	0,71—2,8 %	2231 млн т	~0,2
	Co	0,20—0,73 %	358 млн т	0,04—0,28 %	19 млн т	18,0
	Mn	20,0—36,05 %	20959 млн т	20—40 %	20094 млн т	~1,0
	Pt	0,20—1,83 г/т	15 тыс. т	0,20—0,35 г/т	99 тыс. т	0,15
	Mo	0,04—0,06 %	39 млн т	0,02—0,19 %	55 млн т	0,72
Глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС)	Cu	2,61—7,60 %	58 млн т	0,71—2,8 %	2231 млн т	0,025
	Zn	7,82 %	175 млн т	2,0—11,0 %	761 млн т	0,23
	Pb	0,18 %	40 млн т	1,3—2,8 %	318 млн т	0,12
	Au	0,68—10,4 г/т	~1,0 тыс. т	1,5—5,0 г/т	194 тыс.т	—
	Ag	36,0—164 г/т	~9,0 тыс. т	40—250 г/т	1832 тыс.т	—

[18]. Судя по вещественному составу ГПС, современному гидротермальному рудогенезу на глубине мог предшествовать длительный процесс дифференциации и отщепления от основной мафической мантийной ассоциации (Mn, Ni, Cu, Co, Mo), группы элементов, тяготеющих к коровым породным комплексам: Cu, Zn с попутными Au и Ag и небольшим количеством реликтовых — Co, Ni и Mo, на фоне энергичной поставки основных матричных компонентов ГПС — Fe и S, далеко не во всем ясного происхождения.

Глубинный характер зарождения гидротерм косвенно подтверждают тектонические блоки сильно измененных базит-гипербазитовых пород. Вероятно, подхваченные энергетическим восходящим потоком, они по ослабленным зонам могли достигать поверхности дна, где почти всегда ассоциируют с проявлением попутного сульфидного оруденения.

В верхней части океанической коры глубинные гидротермальные потоки сталкиваются с фронтом инфильтрационных вод водной толщи океана, которые способствуют выносу рудных эманаций и отложению руд вблизи и на поверхности дна в режиме, напоминающем общеизвестный рециклинг. В этом случае становится понятным большое разнообразие рудных проявлений ГПС по составу и содержаниям элементов, объему рудных масс отдельных объектов и условиям их залегания, необъяснимое с позиции только рециклинга, когда одна уникально однородная среда — океанические базальты взаимодействует с другой уникально однородной средой — водной толщей океана, в относительно консервативных стабильных условиях, а результат в итоге характеризуется крайней изменчивостью рудных скоплений по всем параметрам.

В табл. 5 приведены сравнительные данные по минерально-сырьевому потенциалу стратегических металлов Мирового океана, накопленных за 170—175 млн лет, и континентов — за всю геологическую историю планеты в 3,5—4,0 млрд лет, позволяющие оценить не только практическую значимость, но и рудную специализацию продуктов океанского рудогенеза. Соотношение ресурсного потенциала

по Mn — один к одному; по Ni — в океане этого металла в 2,4 раза больше, чем на суше. Особенно разительный показатель по Co. В океане, в составе ЖМК и КМК, его больше, чем на порядок при высоких, несвойственных суше содержаниях. Мировой океан, в целом, является уникальной кобальтоносной провинцией. Заметными ресурсами располагает океанический Mo, при устойчиво выдержанных содержаниях 0,04—0,06 %. Ресурсный потенциал Cu океана относительно невелик, но в составе ГПС ее средние содержания часто превосходят 5,0 %; нередко встречаются высокие и ураганные концентрации Cu до 20 % и выше, при попутном Au до 10 г/т и выше. Ураганные содержания Au достигают 250 г/т (подводная гора Коникл, юго-запад Тихого океана); ураганные содержания Ag до 11 кг/т (рудное поле Сан-Райз, островная дуга Идзу-Бонино, Тихий океан).

Таким образом, Fe—Mn океанические руды специализированы на Mn, Ni, особенно на Co, отчасти на Mo. Гидротермальные океанические сульфиды специализированы на Cu, с попутным Au; на Zn, с попутным Ag. Из числа микроэлементов представляют интерес: Se, Te, Cd, Ge [5].

Автор выражает глубокую благодарность за помощь и техническую подготовку текста и рисунков своим коллегам по работе: Е.С. Митиной и Н.К. Иванову.

## Послесловие

Общее состояние проблемы ГПИ океана в Мире и в России оставляет желать лучшего. Несмотря на то, что в третьем десятилетии XXI века завершаются 18 контрактов с МОМД из 30-ти; 12 — по ЖМК; 2 — по КМК и 4 — по ГПС, бурной активизации работ в океане не замечено. Начатые в 70-х годах прошлого века в нашей стране океанические работы на ЖМК, КМК и ГПС плеядой высококвалифицированных геологов-энтузиастов, глубоко понимающих глобальную значимость освоения Мирового океана, остались в прошлом. Те, кто продолжал начатые океанские работы, окончательно выдохлись в ходе “перестройки” и в “глухое” время после нее. Рыночный образ мышления обесценил интеллектуальную значимость проблемы океана для будущего человечества, вообще низвел ее до положения несрочного, не очень актуального рядового дела без лидера и команды. Международно-правовой вопрос проблемы погрузился в “пучину” бюрократической волокиты. Проглядывает ли “зеленый свет” в конце тоннеля? Я надеюсь на это!

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. Санкт-Петербург: Недра, 1994. 191 с.
2. Андреев С.И. Геодинамика и рудогенез Мирового океана. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2005. № 2. С. 12—29.
3. Андреев С.И. Минерально-сырьевой потенциал дальневосточных морей и перспективы его освоения. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2014. № 4. С. 5—23.
4. Андреев С.И., Аникеева Л.И., Александров П.А. Талассохимия и Fe—Mn рудогенез Мирового океана. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2008. № 1. С. 5—18.
5. Андреев С.И., Казакова В.Е., Бабаева С.Ф., Колчина Н.Л., Суханова А.А., Фирстова А.В., Ануфриева С.И., Луговская И.Г. Глубоководные сульфидные руды Мирового океана — комплексное минеральное сырье на цветные, благородные, редкие и рассеянные металлы. 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. НИИГА-ВНИИОкеангеология, 1948—2018 гг. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 424—434.

6. Андреев С.И., Казакова В.Е., Иванова А.М., Смирнов А.Н. Геология и полезные ископаемые дальневосточных морей России. 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. НИИГА-ВНИИОкеангеология, 1948—2018 гг. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 444—454.
7. Андреев С.И., Петухов С.И., Казакова В.Е., Бабаева С.Ф., Кузнецов Т.В., Романова Л.Н., Митина Е.С. Основные черты геолого-тектонического строения и гидротермальный рудогенез в пределах РРР-ГПС (САХ). 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. НИИГА-ВНИИОкеангеология, 1948—2018 гг. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 415—423.
8. Андреев С.И., Черкашев Г.А. Твердые полезные ископаемые Мирового океана: проблемы изучения и освоения. 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. НИИГА-ВНИИОкеангеология, 1948—2018 гг. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 405—411.
9. Анিকেева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е. и др. Кобальтбогатые руды Мирового океана. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
10. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Атлант. отд.-ние. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 417 с.
11. Иванова А.М., Андреев С.И., Казакова В.Е., Смирнов А.Н. Кайнозойский рудогенез в Мировом океане. 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. НИИГА-ВНИИОкеангеология, 1948—2018 гг. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 435—443.
12. Карта распространения глубоководных сульфидных руд в Мировом океане (на 2-х листах). М-б 1 : 25 000 000. Редактор С.И. Андреев. Санкт-Петербург, 2011.
13. Кулешев В.Н., Жегалло Е.А., Школьник Э.Л. Эволюция рудогенеза марганца в геологической истории Земли, роль биосферы. ДАН. 2011. Т. 441, № 4. С. 504—509.
14. Минеральные ресурсы Мирового океана. Концепция изучения и освоения (на период до 2020 г.). Редактор С.И. Андреев. Санкт-Петербург, 2007. 97 с.
15. Минерагеническая карта Мирового океана. М-б 1 : 15 000 000. Объяснительная записка. Редактор С.И. Андреев. Санкт-Петербург, 2008. 84 с.
16. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Тектоника и геодинамика. Гл. редактор Л.И. Красный. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2004. С. 257, 263.
17. Талассохимия рудогенеза Мирового океана. Редактор С.И. Андреев. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 2009. 222 с.
18. Черкашев Г.А., Кузнецов В.Ю., Табунс Э.В., Кукса К.А., Максимов Ф.Е. Возраст сульфидных руд. Мировой океан. Т. 3. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане. Москва: Научный мир, 2018. С. 141—149.
19. Rubey W.W. Geological History of Sea Water. *Bulletin Geology of America*. 1951. № 62, P. 1111—1147.

Статья поступила 23.03.2020

С.И. Андреев доктор геол.-мін наук, науковий консультант  
Всеросійський науково-дослідний інститут геології  
та мінеральних ресурсів Світового океану  
імені академіка І.С. Грамберга, Санкт-Петербург  
190121, Росія, Санкт-Петербург, Англійський проспект, 1  
E-mail: Andreev@VNIIO.ru

## ОСНОВИ МІНЕРАГЕНІЇ ОКЕАНУ

Стаття присвячена актуальним питанням мінеральних ресурсів твердих корисних копалин Світового океану, які представляють інтерес понад 45—50 років і активно вивчаються Країнами Світового Співтовариства. На сьогоднішній день визначено два основних типи рудогенезу: залізомарганцевий і гидротермальний сульфідують. Обидва типи просторово і генетично пов'язані з історією формування Світового океану — постсередньоюрською світовою таласогенною системою.

Залізомарганцевий (Fe—Mn) рудогенез розглядається як попутний, генетично споріднений елемент еволюції океану, в межах якого розвинуті своєрідні осадово-хемогенні (тала-



сохімічні) процеси, в результаті яких формуються залізомарганцеві конкреції і кобальтмарганцеві кірки.

Гідротермальний сульфідують рудогенез просторово пов'язаний з енергоактивними структурами океану: серединно-океанічними хребтами і перехідними зонами від океану до континентів — транзиталіями. Його зв'язок з тепловим потоком і сейсмоактивними центрами (глибина від 10 до 30 км) свідчить про глибинне (мантієне) закладення вихідних джерел гідротермального процесу, тривале латентне дозрівання і прояв на пізніх етапах розвитку океанічних структур в останні 200—250 тис. років.

Порівняння ресурсного потенціалу океану і континентів показує, що в ньому, за відносно короткий період геологічного часу в 170—175 млн років сформувалися обсяги Ni і Co, що в рази перевищують аналогічні показники цих металів, які нагромадилися за 3,5—4,0 млрд років в наземних родовищах; по Mn — рівні, Mo — зіставні.

Світова таласогенна система — Світовий океан, в цілому, є унікальною кобальтоносною провінцією, що на порядок перевершує наземний ресурсний потенціал континентів. У реальному досяжному майбутньому, через 10—15 років, може розпочатися їх повномасштабне промислове освоєння, що істотно змінить кон'юнктуру і вартісні показники Світового ринку стратегічно важливої мінеральної сировини.

**Ключові слова:** мінералогенез, Світовий океан, океанський рудогенез, геохімічні типи, таласогенна система.

S.I. Andreev Dr. Sci. (Geol. & Mineral.), Scientific Advisor  
FSBI "VNIIOkeangeologiya"  
1, Angliyskiy ave, Saint Petersburg, Russia, 190121  
E-mail: Andreev@VNIIO.ru

#### BASICS OF OCEANIC MINERALOGENESIS

The article is devoted to topical issues of solid minerals of the World Ocean, which are of interest for more than 45—50 years and are actively studied by a lot of countries. To date, two main types of ores have been identified: ferromanganese and hydrothermal sulfide. Both are closely spatially and genetically connected with the history of formation of the World Ocean, the post-Middle Jurassic Thalassogeny system.

Ferromanganese (Fe—Mn) ore formation is considered to be a concomitant, genetically related element of the ocean evolution. Certain sedimentary-chemogenic (thalassogenetic) processes are developed here, where ferromanganese nodules and cobalt-manganese crusts are formed.

Hydrothermal sulfide-forming ore formation is spatially related to the energy-active structures of the ocean: mid-ocean ridges and transition zones from ocean to continents. Its connection with heat flow and seismic active, deep-lying (from 10 to 30 km) centers testifies to deep (mantle) laying of initial sources of hydrothermal process, long latent maturing and manifestation at late stages of ocean structures development in the last 200—250 thousand years.

Comparison of the resource potential of the ocean and continents shows that for a relatively short period of geological time in 170—175 million years, the volumes of Ni and Co have been formed in it by many times higher than similar indicators of these metals, accumulated for 3,5—4,0 billion years in terrestrial deposits; for Mn — equal, for Mo — comparable.

The world thalassogen system — the World Ocean, as a whole, is a unique cobalt-bearing province, by an order of magnitude superior to the ground resource potential of the continents. In the real foreseeable future, in 10—15 years, their full-scale industrial development can begin, significantly changing the conjuncture and value indicators of the world market of strategically important minerals.

**Keywords:** mineralogy, World Ocean, oceanic ore formation, geochemical types, thalassogen system.