

УДК 552.124.4

РУДОНОСНОСТЬ КОБАЛЬТОНОСНЫХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРОК ГАЙОТА ГОВОРОВА МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР ТИХОГО ОКЕАНА

© 2021 г. Г. В. Новиков^{1,*}, Т. Е. Седышева^{2,3}, Академик РАН Л. И. Лобковский¹,
Н. В. Лобус¹, О. Ю. Богданова¹

Поступило 12.03.2021 г.
После доработки 16.04.2021 г.
Принято к публикации 16.04.2021 г.

Основными рудными минералами всех слоев кобальтоносных железомарганцевых корок гайота Говорова Магеллановых гор Тихого океана являются плохо окристаллизованные, плохо структурно упорядоченные Fe-вернадит, Mn-ферроксит, достаточно структурно упорядоченный вернадит, находящийся, в основном, в слое I–1 и в меньшем количестве в слое I–2, идентифицирован также гётит. В виде примеси отмечаются асболоан-бузерит и бузерит-I. Распределение катионов цветных, тяжелых, редких и редкоземельных металлов по слоям корок гайота Говорова свидетельствует о явно неравномерном их поступлении в кобальтоносные железомарганцевые корки.

Ключевые слова: железомарганцевые корки, гайот Говорова, катионы цветных, тяжелых, редких, редкоземельных металлов

DOI: 10.31857/S2686739721080090

В настоящее время кобальтоносные железомарганцевые корки (далее корки, КМК), широко распространенные на многочисленных подводных возвышенностях Тихого океана, рассматриваются как перспективная руда на кобальт, никель, медь и марганец [1–7, 10]. К наименее исследованным относятся корки гайота Говорова Магеллановых гор, который располагается на севере северо-западного звена этих гор и является одним из четырех гайотов, входящих в Российский Разведочный Район (РРР).

На рис. 1 представлена схема гайота Говорова с выделенными двумя полигонами, на которых были проведены геологические работы с отбором образцов железомарганцевых корок. Полигон 08-2 (станции 08Д106, 08МТП02-3) расположен в северо-северо-восточной части гайота, захватывая часть вершинной поверхности и верхние части склонов. Фототелевизионное профилирование показало, что корковое оруденение приурочено преимущественно к склонам вулканических построек и наблюдается до глубин 2200–2400 м. Бровка и верхние части склонов покрыты сплош-

ными покровами корок, мощность которых изменяется от 2.7 до 13 см. Разрез корок обычно трехслойный, с выпадением нижнего слоя I–2 (табл. 1). Субстратом чаще всего служат вулканокластические породы и брекчии позднего мела и раннего палеогена.

На вершинной поверхности гайота установлено, что мощности корок изменяются в диапазоне от 0.7 до 14.5 см. Разрез корок по керну – чаще всего полный, включающий слои I–1, I–2, II и III. Субстратом КМК являются преимущественно плотные органогенно-обломочные известняки, реже – брекчии и вулканокластические породы позднего мела и раннего палеогена.

Полигон 08-3 (станции 08Д115, 08Д122 и 08Д127-2) захватывает часть вершинной поверхности и верхние части южных и западных склонов гайота-сателлита, расположенного к юго-востоку от основного гайота. Как и на полигоне 08-2, корковое оруденение здесь также прослеживается до глубин 2200–2400 м. На вершинной поверхности гайота мощности корковых покровов достигают 9.8–19 см. На ее периферической части мощность корок меньше и составляет 2.5–11 см. Разрез корок обычно трехслойный, с выпадением нижнего слоя I–1 (табл. 1). Субстратом корок чаще всего служат известняки и брекчии позднего мела и раннего палеогена.

Минеральный состав рудной компоненты корок идентифицирован методами рентгенофазового анализа и микродифракцией электронов.

¹ Институт океанологии им. П.П. Шишова Российской академии наук, Москва, Россия

² ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

³ АО “Южморгеология”, Геленджик, Россия

*E-mail: gvnovikov@yandex.ru

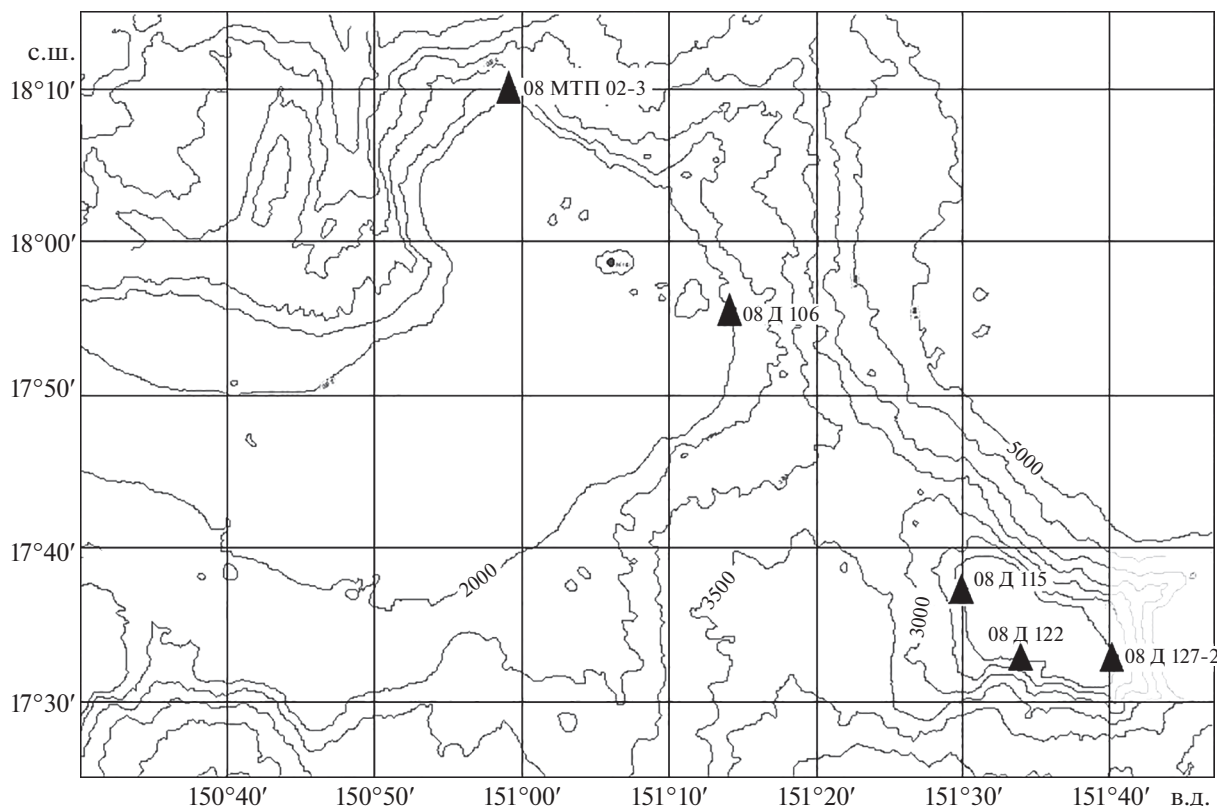


Рис. 1. Расположение станций отбора проб кобальтоносных железомарганцевых корок на гайоте Говорова.

Установлено, что основными рудными минералами различных слоев корок гайота Говорова являются плохо окристаллизованные, плохо структурно упорядоченные Fe-вернадит, Mn-фероксигит, а также достаточно структурно упорядоченный вернадит, находящийся, в основном, в слое I–1 и в меньшем количестве в слое I–2 (табл. 1). В значительно меньшем количестве в слое I–1 станции 08Д106 и в слое I–2 станции 08Д115 КМК также присутствует асболан-бузерит. В слоях II станций 08Д115 и 08Д127-2 и III станций 08Д106 и 08Д127-2 КМК идентифицирован гётит. Кроме того, в слое III корок станций 08Д115 и 08МТП02-3 в виде примеси отмечается бузерит-I.

Геохимия корок. Распределение основных рудных элементов, Fe и Mn, по слоям корок выглядит разнонаправленно (табл. 2). Содержание Fe по отдельным слоям корок возрастает от слоя I–1 к слою III и составляет 7.19–16.22 мас. %. Для Mn наблюдается противоположная картина – его содержание в целом уменьшается от слоя I–1 к слою III. При этом в КМК станции 08Д106 минимальное (15.35 мас. %) содержание Mn наблюдается в слое II, тогда как в этом же (II) слое корок станции 08Д127-2 оно максимально – 19.21 мас. %.

Марганцевый модуль, Mn/Fe, в корках гайота Говорова изменяется в типичном интервале зна-

чений для гидrogenных железомарганцевых корок Тихого океана – 0.93–2.54 (табл. 2).

Распределение катионов *цветных* металлов – Co^{2+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} – крайне неодинаково в слоях корок (табл. 2). Ни для одного из данных катионов металлов не установлена какая-либо закономерность в их распределении – в одних корках наблюдается уменьшение их содержания от слоя I–1 к слою III, в других – наоборот увеличение. При этом самое низкое содержание Ni^{2+} , Co^{2+} и Cu^{2+} отмечается в слое III корок станций 08Д115, 08Д127-2 и 08МТП02-3.

Наиболее стабильны в корках гайота Говорова содержания катионов *тяжелых* металлов – Zn^{2+} , Mo^{6+} , Sr^{2+} , Cd^{2+} , Ba^{2+} и Pb^{2+} , что позволяет считать их практически постоянными величинами (табл. 2).

Распределение катионов *редкоземельных* металлов (РЗМ) в слоях разных корок неодинаково и характеризуется следующими особенностями (табл. 2). Сумма катионов РЗМ в слоях корок находится в интервале 1216.2 г/т (ст. 08Д106) – 2475.5 г/т (ст. 08МТП02-3). При этом минимальное и максимальное их содержание отмечается в слое I–1 корок указанных станций. Наибольший вклад в эту сумму вносят катионы Ce^{3+} , доля которых составляет 39.4 (ст. 08Д115)–63.0%

Таблица 1. Состав рудных минералов в слоях кобальтоносных железомарганцевых корок гайота Говорова

станция 08Д106, слой:			станция 08Д115, слой:			
I–1	II	III	I–2	II	III	
Fe-вернадит, Mn-фероксигит, вернадит, асболан-бузерит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, гётит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, гётит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, вернадит, асболан-бузерит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, гётит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, бузерит-I (мало)	
станция 08Д127-2, слой:			станция 08ДМТП 02-3, слой:			
I–1	I–2	II	III	I–1	II	III
Fe-вернадит, Mn-фероксигит, вернадит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, гётит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, вернадит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, бернессит (мало)	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, бузерит-I (мало)
станция 08Д122, слой:						
I–2	II	III				
Fe-вернадит, Mn-фероксигит, вернадит (мало)	Fe-вернадит, Mn-фероксигит гётит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит гётит (мало)				

(ст.08Д106). Как и в предыдущем случае, минимальное и максимальное значения доли катионов Ce^{3+} так же характерны для верхнего слоя III корок указанных станций. В то же время среди изученных корок минимальное (510 г/т) и максимальное (1425 г/т) содержание катионов Ce^{3+} отмечаются соответственно в слоях I–1 и III станции 08Д106, что в 2.8 раза больше в данных КМК (рис. 2). В остальных корках гайота содержание катионов Ce^{3+} уменьшается от нижнего слоя I–1 к верхнему слою III в 1.7–2.4 раза (рис. 2). Установлено, что распределение катионов Ce^{3+} совпадает с распределением Mn (IV), для которого характерна общая тенденция – уменьшение содержаний от слоя I–1 к слою III.

Содержание катионов Y^{3+} и La^{3+} в слоях разных корок в целом сопоставимо при небольшом преобладании La^{3+} и изменяются в следующих диапазонах (г/т): Y^{3+} – 150 (ст. 08Д106, слой I–1)–311 (ст. 08МТП02-3, слой I–1), La^{3+} – 191 (ст. 08Д115, слой I–2)–349 (ст. 08МТП02-3, слой I–2) (рис. 2). Содержание катионов Nd^{3+} в корках изменяется от 133 г/т в слое I–2 станции 08Д115 до 253 г/т в слое III станции 08МТП02-3 (рис. 2). Исходя из полученных данных, можно предположить, что содержание катионов Ce^{3+} , Y^{3+} , La^{3+} и Nd^{3+} в корках увеличивается с северо-запада на юго-восток в пределах гайота Говорова, что аналогично для корок разных гайотов Магеллановых гор [2, 4, 7].

Распределение катионов РЗМ в каждом из образцов различается между собой (табл. 2). Содержание Y^{3+} , La^{3+} , Ce^{3+} и Er^{3+} в корках станции 08Д106 возрастает от нижнего слоя I–1 к верхнему слою III, содержание Pr^{3+} , Nd^{3+} , Sm^{3+} , Eu^{3+} , Gd^{3+} , Tb^{3+} , Dy^{3+} , Yb^{3+} можно считать практически равным в каждом слое КМК. Содержание Y^{3+} , La^{3+} , Ce^{3+} , Tm^{3+} и Yb^{3+} в КМК станции 08Д115 уменьшается от слоя I–1 к слою III, содержание Ho^{3+} , Er^{3+} и Lu^{3+} практически одинаково в каждом слое, содержание остальных катионов РЗМ возрастает от нижнего (I–1) к верхнему (III) слою. При этом отмечается, что в слое I–2 наблюдается минимальное содержание в ряду катионов металлов $\text{Sm}^{3+} \rightarrow \text{Lu}^{3+}$. Содержание катионов РЗМ в ряду $\text{Y}^{3+} \rightarrow \text{Yb}^{3+}$ в КМК станции 08Д127-2 уменьшается от слоя I–1 к слою III, содержание Tm^{3+} и Lu^{3+} практически совпадает по каждому из них в соответствующих слоях. Корки станции 08МТП02-3 характеризуются уменьшением содержания Y^{3+} , La^{3+} , Ce^{3+} , Pr^{3+} , Ho^{3+} , Er^{3+} , Tm^{3+} , Yb^{3+} и Lu^{3+} от нижнего слоя к верхнему, содержание Nd^{3+} , Sm^{3+} и Eu^{3+} – увеличивается в обратном порядке, содержание Tb^{3+} и Dy^{3+} практически одинаково в каждом из них. Кроме того, выявлена следующая тенденция: в КМК станций 08Д115, 08Д127-2 и 08МТП02-3 в слоях I–2 и II соответственно содержание катионов РЗМ в ряду $\text{Pr}^{3+} \rightarrow \text{Lu}^{3+}$ минимально.

Для исследования процессов образования корок важным аспектом является выявление La-,

Таблица 2. Содержание элементов в кобальтоносных железомарганцевых корках гайота Говорова

Элемент	Станция 08Д106			Станция 08Д115				Элемент	Станция 08Д127			Станция 08МТП02-3		
	№ слоя			№ слоя					№ слоя			№ слоя		
	I-1	II	III	I-1	I-2	II	III		I-1	I-2+II	III	I-1	II	III
Fe, мас. %	8.49	14.92	13.47	8.28	7.19	11.92	15.70	Fe, мас. %	12.29	13.20	15.26	10.89	10.83	16.22
ΣMn	20.61	15.35	18.12	19.43	18.26	18.43	15.41	ΣMn	17.93	19.21	14.71	18.92	20.23	15.76
Mn ²⁺	0.55	0.31	0.41	0.42	0.44	0.45	0.33	Mn ²⁺	0.37	0.41	0.30	0.46	0.51	0.33
Co	0.32	0.36	0.47	0.39	0.38	0.47	0.35	Co	0.40	0.46	0.35	0.43	0.42	0.39
Ni	0.41	0.30	0.40	0.44	0.62	0.47	0.27	Ni	0.43	0.46	0.26	0.41	0.53	0.26
Cu	0.081	0.088	0.098	0.096	0.17	0.15	0.051	Cu	0.12	0.15	0.072	0.10	0.15	0.055
Zn	0.063	0.049	0.050	0.068	0.065	0.056	0.044	Zn	0.056	0.063	0.046	0.053	0.060	0.047
Pb	0.11	0.10	0.17	0.16	0.098	0.12	0.13	Pb	0.13	0.11	0.12	0.17	0.12	0.14
Ba	0.095	0.12	0.22	0.18	0.14	0.14	0.10	Ba	0.15	0.16	0.11	0.18	0.18	0.11
Sr	0.15	0.11	0.096	0.14	0.12	0.11	0.11	Sr	0.11	0.11	0.10	0.14	0.11	0.11
Ca	1.86	4.87	10.67	10.25	9.37	2.36	1.86	Ca	3.07	2.07	1.88	5.18	3.51	1.84
Mg	0.82	0.94	0.76	0.77	0.87	0.95	0.83	Mg	0.87	1.02	0.82	0.78	0.98	0.83
Na	1.35	1.35	1.26	1.21	1.29	1.36	1.51	Na	1.31	1.45	1.41	1.18	1.53	1.36
K	0.54	0.54	0.35	0.33	0.40	0.55	0.47	K	0.49	0.59	0.50	0.37	0.60	0.41
Mo, г/т	272	343	611	488	383	350	346	Mo, г/т	356	327	262	492	383	352
Cd	1.9	2.7	2.2	1.5	3.3	3.0	1.9	Cd	2.8	2.9	2.2	2.4	3.0	2.0
Sc	8.6	9.8	6.0	7.1	8.5	9.6	8.0	Sc	8.9	8.5	7.9	10.3	9.4	8.6
Y	150	237	268	298	268	232	179	Y	234	153	155	311	272	195
La	203	207	248	272	191	228	239	La	243	202	211	349	293	284
Ce	510	850	1425	1330	947	1060	555	Ce	1031	943	612	1285	1304	685
Pr	36.6	37.2	34.5	39.3	33.2	43.2	46.4	Pr	44.3	38.3	40.3	59.9	53.9	57.8
Nd	153	151	138	157	133	170	189	Nd	174	151	161	233	232	253
Sm	28.7	29.2	22.8	26.7	24.8	32.3	36.3	Sm	33.0	29.0	30.9	42.0	39.6	44.0
Eu	7.7	7.5	5.9	6.9	6.5	8.5	9.8	Eu	8.8	7.6	8.1	10.9	10.2	11.5
Gd	35.6	35.9	30.4	35.9	32.6	40.1	44.1	Gd	41.0	34.0	38.0	52.2	45.6	52.4
Tb	5.5	5.6	4.7	5.5	4.9	6.0	6.8	Tb	6.2	5.2	5.8	8.0	7.0	8.0
Dy	32.7	32.9	30.5	35.4	30.2	36.6	40.6	Dy	36.8	30.9	34.7	47.7	42.6	47.2
Ho	7.0	7.3	7.0	8.1	6.8	7.7	8.2	Ho	8.1	6.5	7.1	10.3	8.8	9.5
Er	20.8	22.0	21.7	24.7	20.5	22.7	24.0	Er	22.9	19.0	20.7	30.6	26.1	26.6
Tm	3.0	3.2	3.2	3.6	2.9	3.2	3.4	Tm	3.3	2.7	3.0	4.2	3.5	3.7
Yb	19.6	21.0	20.8	23.8	19.7	21.2	22.2	Yb	21.5	18.3	19.9	27.8	23.1	23.9
Lu	3.0	3.2	3.2	3.5	3.0	3.3	3.2	Lu	3.3	2.8	3.1	4.1	3.3	3.5
Pt	0.25	0.70	0.38	0.59	0.66	0.83	0.16	Pt	0.59	0.60	0.14	0.57	1.08	<ПО*
Mn/Fe	2.43	1.03	1.34	2.35	2.54	1.54	0.98	Mn/Fe	1.46	1.45	0.96	1.74	1.87	0.97
ΣРЗМ, г/т	1216	1650	2264	2270	1724	1915	1407	ΣРЗМ, г/т	1911	1643	1351	2476	2365	1705
P, мас. %	0.37	1.44	3.56	3.35	3.02	0.47	0.38	P, мас. %	0.72	0.33	0.33	1.46	0.81	0.37

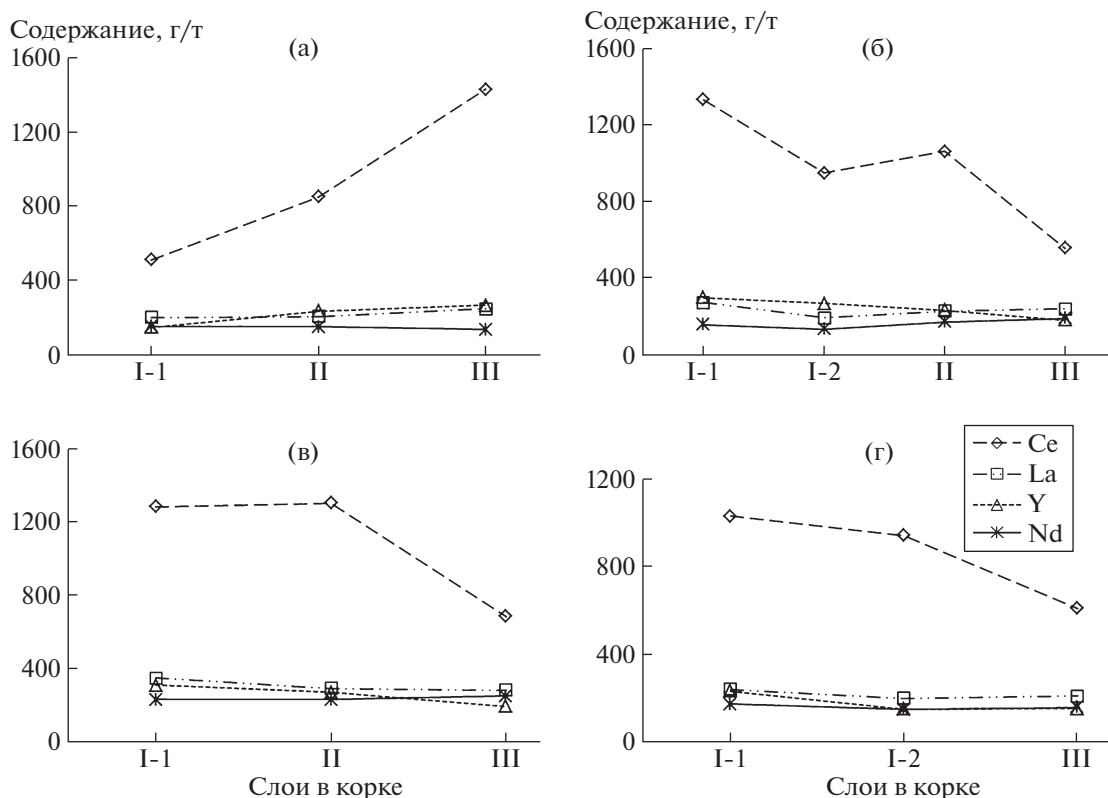


Рис. 2. Содержание катионов РЗМ в слоях железомарганцевых корок гайота Говорова: а – обр. 08Д106, б – обр. 08Д115, в – обр. 08МТП02-3, г – обр. 08Д127-2.

Ce-, Y-, Eu-аномалий. На примере нижнего (I-1) и верхнего (III) слоев корок образцов 08Д106, 08Д115 и 08МТП02-3 показано распределение РЗЭ, нормализованное на NASC (рис. 3). Данные слои корок (и обр. 08Д127-2) характеризуют в целом равномерное распределение всех катионов РЗМ за исключением Ce. При этом в образце 08Д106 положительная Ce-аномалия наблюдается в верхнем III слое, тогда как в остальных образцах в нижнем I-1 (I-2) слое. Полученные результаты позволяют считать, что катионы редкоземельных металлов поступали в рудные минералы разных слоев корок из придонной океанской воды. Это, в свою очередь, свидетельствует о гидротермальном происхождении корок гайота Говорова, что совпадает с данными по коркам из других районов Мирового океана [4, 11]. Вместе с тем обращает на себя внимание следующая особенность изученных корок. В их нижнем слое содержится безжелезистый вернадит, являющийся характерным рудным минералом гидротермальных марганцевых корок [2]. В данном случае можно предположить, что в палеоцене океанская вода обогащалась гидротермальными компонентами, в том числе Ce, который более интенсивно поглощался рудными минералами корок по сравнению с другими катионами РЗМ. В последующие геологиче-

ские времена влияние гидротермального источника явно уменьшилось.

Скандий в слоях корок гайота Говорова распределяется равномерно, а его содержание составляет первые г/т (табл. 2).

Содержание Pt в корках гайота Говорова находится в диапазоне 0.14–1.08 г/т (табл. 2). При этом максимальное ее содержание (1.08 г/т) установлено в корке станции 08МТП02-3, наименьшее – в слое III корок данного гайота. Следовательно, полученные данные позволяют считать, что современный этап формирования кобальтоносных железомарганцевых корок (слой III) характеризуется минимальным накоплением платины.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие важные выводы. Установлено, что минеральный состав слоев железомарганцевых корок гайота Говорова стабилен и однороден. Полученные данные хорошо согласуются с ранее опубликованными [1–6, 8], что позволяет считать изученные КМК типичными как для гайота Говорова, так и в целом для Магеллановых гор Тихого океана.

Распределение катионов металлов различной химической природы по слоям кобальтоносных железомарганцевых корок гайота Говорова свидетельствует о явно неравномерном их поступле-

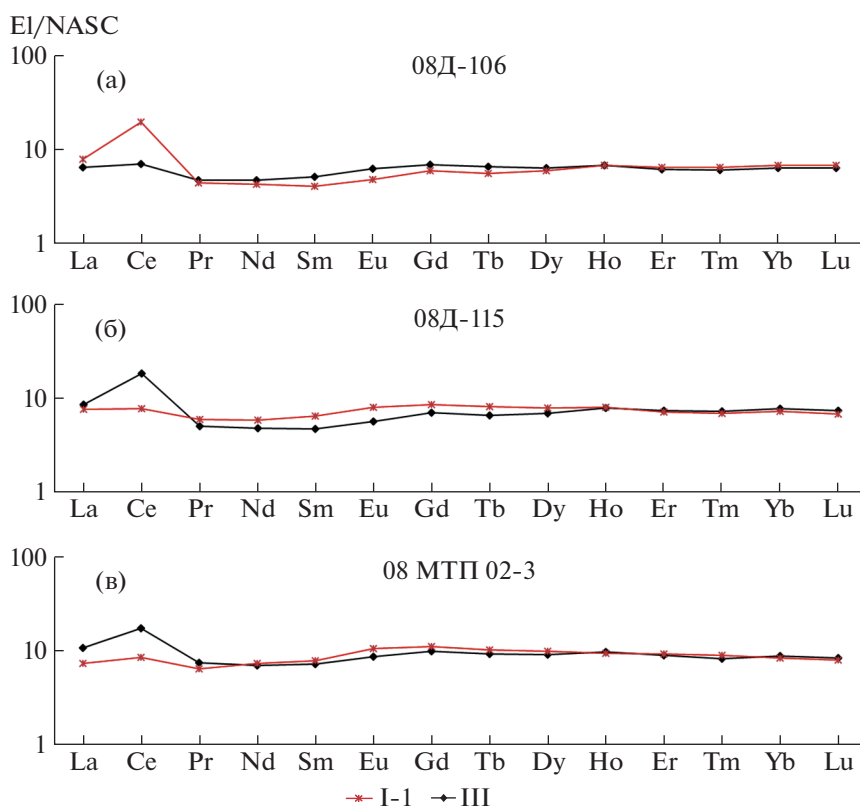


Рис. 3. Распределение редкоземельных металлов, нормализованное на NASC, в нижнем I–I и верхнем III слоях железомарганцевых корок гайота Говорова: а – обр. 08Д106, б – обр. 08Д115, в – обр. 08МТП02-3.

нии в эти образования, несмотря на практически постоянные показатели физико-химических параметров океанской воды в разные геологические возраста (от палеоцена до современного). На распределение катионов металлов могут оказывать влияние различные факторы, из которых нижеперечисленные являются, с нашей точки зрения, основополагающими. Во-первых, это рассеянное состояние катионов металлов в океанской водной толще с концентрациями $n \times 10^{-6}$ г/л и меньше при высокой их химической устойчивости в растворенном состоянии. Во-вторых, исходя из особенностей изученных корок, можно предположить, что в палеоцене океанская вода обогащалась гидротермальными компонентами, в том числе Се, который более интенсивно поглощался рудными минералами корок по сравнению с другими катионами РЗМ. В последующие геологические времена влияние гидротермального источника явно уменьшилось. В-третьих, у поверхности отдельных гайотов Магеллановых гор, на которых формируются КМК, скорости придонных течений изменяются от 5 до 40 см/с [6, 7]. По-видимому, даже при нижнем пределе скорости придонных течений не наблюдается не только полного осаждения рудных минералов КМК (содержание $Mn_{общ}$ невысокое – в среднем 18–20 мас. %), но и концентрирования в них катионов тяжелых,

редких и других металлов. Как показано в [9], практически полное (100%) извлечение указанных катионов металлов наблюдается при скоростях движения многокомпонентных растворов, равных $(1.75–1.90) \times 10^{-3}$ см/с, что как минимум на 3 порядка меньше скоростей придонных течений. Следовательно, новообразованные Мп-фазы или Мп-минералы растущих корок за крайне малое время взаимодействия с океанской водой могут извлечь, по-видимому, очень незначительное количество катионов металлов из пограничного к ним слоя придонной воды. Наконец, нельзя исключать и локальных условий формирования корок, при которых либо наблюдалось интенсивное поглощение катионов металлов – таких как Со, Ni, Cu, Се, либо не происходило или было крайне низким их концентрирование в рудных минералах железомарганцевых корок.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект 14-50-00095 (подготовка корок к исследованиям, идентификация минерального состава, определение химического состава) и государственного задания № 0128-2021-0004 (анализ, обобщение и интерпретация полученных данных).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов Ю.А., Горшков А.И., Гурвич Е.Г., Богданова О.Ю. и др.* Железо-марганцевые корки и конкреции гайотов северо-западной части Тихого океана // *Геохимия*. 1998. № 5. С. 518–531.
2. *Богданова О.Ю., Горшков А.И., Новиков Г.В., Богданов Ю.А.* Минеральный состав морфогенетических типов железо-марганцевых рудных образований Мирового океана // *Геология рудных месторождений*. 2008. Т. 50. № 6. С. 526–534.
3. *Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др.* Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
4. *Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А.* Геохимия и проблемы генезиса железо-марганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана // *Геохимия*. 2008. № 10. С. 1280–1303.
5. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана // Под ред. Лисицына А.П. М.: Недра, 1990. 227 с.
6. *Мельников М.Е.* Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУПП ГНЦ, 2005. 230 с.
7. *Мельников М.Е., Седышева Т.Е.* Редкоземельные элементы в железомарганцевых корках Магеллановых гор (Тихий океан) – благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах / *Материалы Всерос. науч. конф. с междунар. участием: Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева*. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2014. С. 442–449.
8. *Новиков Г.В., Мельников М.Е., Богданова О.Ю., Викентьев И.В.* Природа кобальтоносных железо-марганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана. Сообщение 1. Геология, минералогия, геохимия // *Литология и полезные ископаемые*. 2014а. № 1. С. 3–25.
9. *Новиков Г.В., Мельников М.Е., Богданова О.Ю., Викентьев И.В.* Природа кобальтоносных железо-марганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана. Сообщение 2. Ионообменные свойства рудных минералов // *Литология и полезные ископаемые*. 2014б. № 2. С. 137–164.
10. *Новиков Г.В., Мельников М.Е., Лобковский Л.И., Богданова О.Ю., Сорохтин Н.О.* Рудоносность поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) // *ДАН*. 2015. Т. 465. № 4. С. 469–473.
11. *Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., et al.* Discriminating between Different Genetic Types of Marine Ferromanganese Crusts and Nodules Based on Rare Earth Elements and Yttrium // *Chemical Geology*. 2014. V. 381. P. 1–9.

ORE CONTENT OF COBALT-RICH FERROMANGANESE CRUSTS OF THE GOVOROV GUYOT OF THE MAGELLANIC MOUNTAINS OF THE PACIFIC OCEAN

G. V. Novikov^{a, #}, T. Eu. Sedysheva^{b, c}, Academician of the RAS L. I. Lobkovsky^a, N. V. Lobus^a, and O. Yu. Bogdanova^a

^a *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b *I.S. Gramberg Vniiokeangeologiya, Saint-Petersburg, Russian Federation*

^c *Yuzhmorgeologiya JSC, Gelendzhik, Russian Federation*

[#] *E-mail: gvnovikov@yandex.ru*

The main ore minerals of all layers of cobalt-rich ferromanganese crusts of Guyot Govorov of the Magellanic Mountains of the Pacific Ocean are poorly crystallized, poorly structurally ordered Fe-vernadite, Mn-ferroxigite. A sufficiently structurally ordered vernadite, which is mainly found in layer I–1 and in a smaller amount in layer I–2, has also been identified as goethite. As an impurity, asbolan-buzerite and buzerite-I are noted. The distribution of cations of non-ferrous, heavy, rare, and rare-earth metals in the layers of Govorov guyot crusts indicates that they are clearly unevenly supplied to the cobalt-rich ferromanganese crusts.

Keywords: ferromanganese crusts, Govorov guyot, cations of heavy, rare, and rare earth metals