

УДК 553.04(26)

© М.Е. Мельников<sup>1</sup>, С.П. Плетнев<sup>2</sup>, 2011

<sup>1</sup> ГНЦ ФГУРП «Южморгеология», Геленжик, Россия

<sup>2</sup> ТОИ ДВО РАН, Владивосток, Россия

## **БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОБАЛЬТОНОСНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ КОРОК НА ГАЙОТАХ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (возраст и условия формирования)**

*По результатам анализа комплексов планктонных и бентосных фораминифер выполнено определение геологического возраста основных элементов разреза (слоев) кобальтоносных марганцевых корок Магеллановых гор. Полученные данные показывают хорошую воспроизводимость результатов прошлых исследований комплексов наннопланктона. Сопоставление строения и состава слоев корок с одновозрастными образованиями осадочного чехла позволило установить, что слои I-1 (поздний палеоцен-ранний эоцен) и I-2 (средний – первая половина позднего эоцена) осаждались в условиях шельфа – верхней батииали (мельче 600 м). Рудообразование двух верхних слоев II и III происходило в условиях близких к современным.*

**Введение.** Определение возраста любого геологического объекта – одна из важнейших задач выяснения его генезиса, а если таким объектом является полезное ископаемое, то ее решение приобретает и практическое значение. В статье речь пойдет о возрасте океанических кобальтоносных железомарганцевых корок, развитых на подводных горах и поднятиях, в частности о корках Магеллановых гор (рис. 1).

Датирование океанических железомарганцевых образований (корок и конкреций) достаточно давно привлекало внимание отечественных и зарубежных исследователей. Поскольку применение для этой цели методов абсолютной геохронологии некорректно [3, 4], в силу открытости системы и прерывистости процесса отложения рудного материала возникла необходимость использования других методов датирования и, в первую очередь, биостратиграфических.

Кобальтоносные железомарганцевые корки представляют собой сплошные покровы гидроксидов железа и марганца на поверхности обнаженных коренных пород. На Магеллановых горах и сопредельных поднятиях мелового возраста корки представлены стратифицированным разрезом кайнозоя. Определение геологического возраста отдельных элементов разреза корок в разных районах Мирового океана проводилось с середины 80-х годов XX века [25, 29, 36, 39]. Однако, плохая сохранность микрофоссилий и трудности их выделения не дали ожидаемого результата в биостратиграфическом датировании корок, и долгое время эти исследования оставались эпизодическими. Несколько лучше ситуация обстояла с определением возраста железомарганцевых конкреций, и прежде всего, рудной зоны

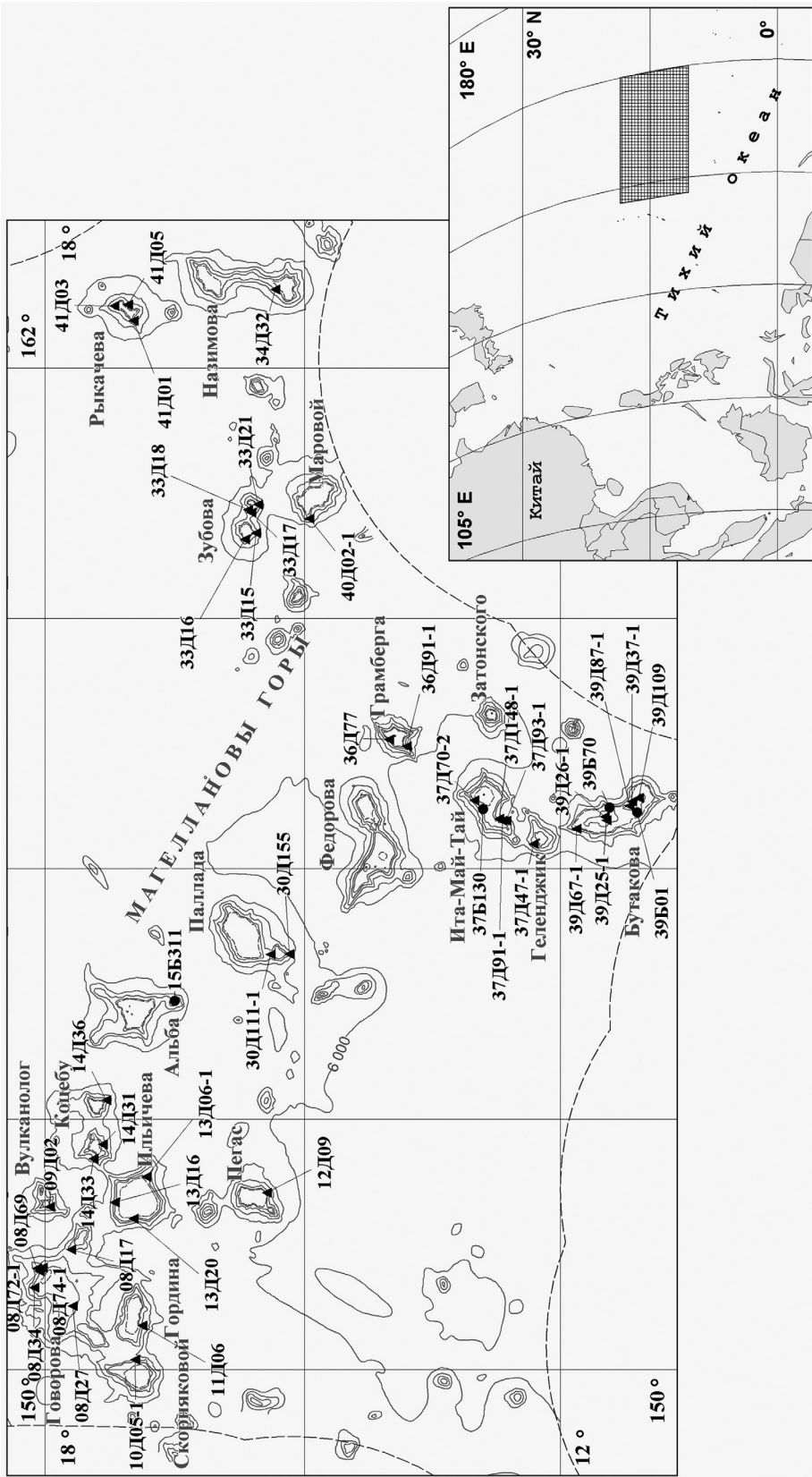


Рис. 1. Обзорная схема Магеллановых гор. На врезке показано положение района в Тихом океане. На схеме показаны станции геологического опробования и их номера, упомянутые в тексте. Треугольниками обозначены станции драгирования, кружками – буровые скважины

Кларион-Клиппертон. Здесь по микрофоссилиям (фораминиферы, наннопланктон, реже диатомеи, радиолярии) удалось уверенно датировать рудную оболочку конкреций поздним миоценом–плейстоценом. Также показано, что обломки рудных слоев в ядрах конкреций могут иметь возраст раннего миоцена, олигоцена и даже эоцена [32, 33; 36; 37, 1, 39; 11, 19].

Значительным успехом стало датирование возраста основных элементов разреза корок Магеллановых гор и поднятия Маркус-Уэйк [17]. Определения были выполнены на основании анализов комплексов наннопланктона И.А. Пуляевой (АО “Дальморгеология”). Полный разрез корок на Магеллановых горах состоит из четырех слоев: позднепалеоценового – раннеэоценового слоя I-1, средне-позднеэоценового слоя I-2, миоценового слоя II и плиоцен-четвертичного слоя III. В ряде случаев основной разрез подстилают остатки ранее существовавших реликтовых слоев, с двумя возрастными диапозонами – кампан-маастрихтским и позднепалеоценовым (?). Дальнейшие работы в этом направлении позволили разработать стратификационную схему (рис. 2).

В работе приведены новые данные по анализу раковин планктонных фораминифер в многочисленных разрезах кобальтоносных марганцевых корок Магеллановых гор. Фораминиферовый анализ, менее трудоемкий по сравнению с наннопланктонным, позволил большую часть работы по определению возраста ископаемых микрофоссилий выполнить непосредственно на борту судна.

**Материалы и методика исследований.** Образцы корок для проведения комплексных исследований, включая и биостратиграфические, отобраны в 2001 – 2010 годах в восьми рейсах НИС “Геленджик” ГНЦ “Южморгеология”, выполнявшего геологоразведочные работы с целью оценки перспектив кобальтоносного марганцевого оруденения Магеллановых гор. В полевых и лабораторных работах авторы статьи принимали непосредственное участие.

Геологическое опробование производилось скальными драгами и путем бурения неглубоких скважин погружными установками конструкции ГНПП “Севморгео”. Макроскопические описания корок из тысяч образцов, принесенных драгами, и более чем по 130 кернам позволили выделить диагностические особенности элементов разреза (слоев), которые впоследствии подверглись детальным исследованиям строения и состава. Минеральный состав слоев определялся как методами рентгеновской дифракции, так и прецизионными методами (Всероссийский институт минерального сырья (ВИМС)). Концентрации основных рудных компонентов и фосфора определялись методами классической химии (ГНЦ “Южморгеология”). Широкий спектр редких, рассеянных и редкоземельных элементов определен методом ICP-MS (ВИМС).

Первичная обработка проб для фораминиферового анализа проводилась водно-ситовым методом с выделением фракции более 0.05 мм, в которой и встречаются раковины фораминифер. При определении возраста состав ископаемой фауны сопоставлялся с комплексами биоэональных шкал, разработанных по планктонным фораминиферам для верхнего мела и кайнозоя [28].



Рис. 2. Разрез железомарганцевых корок Магеллановых гор [13]

Описывались и драгированные горные породы, являвшиеся субстратом корок и свободные от железомарганцевого оруденения. Отобранные образцы направлялись на различные виды исследований. Для осадочных пород определялся геологический возраст, также преимущественно путем анализа комплекса вида планктонных фораминифер, но и по другим биостратиграфическим группам – наннопланктону, радиоляриям; среди остатков макрофауны – двустворчатые, брюхоногие и головоногие моллюски, а также кораллы.

### Результаты

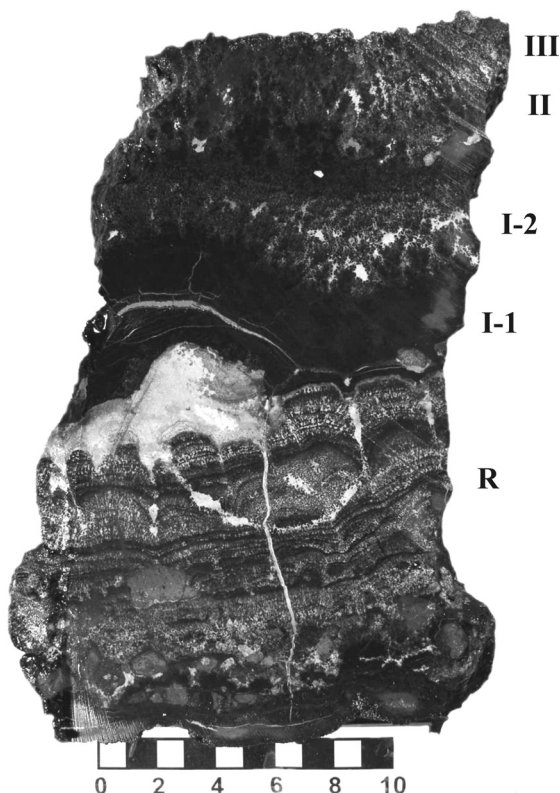
**Строение разреза корок.** В целом описания большого числа образцов корок Магеллановых гор позволили уточнить и детализировать сложивши-

Рис. 3. Строение образца железомарганцевых корок гайота Бутакова. Образец станции 39Д87-1. Представлен полный разрез (слои I-1 – I-2 – II – III) и хорошо развитый реликтовый слой

еся представления об их строении [13, 17], однако, не выявили каких-либо принципиально новых подразделений разреза. В то же время изучены особенности распределения полных и сокращенных разрезов в пределах Магеллановых гор.

В основании разреза находится слой, известный как «антрацитовый» или «антрацитовидный» [31, 5, 12], который действительно по внешнему виду напоминает антрацит (рис. 3). Его вещество на сколе обладает иссиня-черным цветом, алмазным блеском, раковистым изломом, иногда чешуйчатой отдельностью. В срезе цвет стально-серый, блеск полуметаллический. Текстура тонкослоистая (90–110 слоев/см) до ультратонкослоистой (190–20 слоев/см). Структура тонко-параллельнослоистая. Слойки очень ровные, отличающиеся отражательной способностью за счет содержания тонкорассеянного нерудного материала. Показатель отражения составляет 18–22 %. Характерной особенностью является наличие межслоевых и секущих фосфатных прожилков толщиной 0.01–0.3 мм, в редких случаях – секущие до 1–2 мм; их цвет грязно-белый, желтоватый; состав – фораминиферово-нанофоссилиевая фосфатизированная масса. Вещество слоя в значительной степени преобразовано, материал прочный, плотный. В практике наших работ слою был присвоен индекс I-1.

Выше по разрезу залегает слой I-2 пятнистого облика (рис. 3). По степени преобразования материала, насыщенности фосфатным веществом, физическим свойствам он сходен со слоем I-1. Пятнистый облик обусловлен сочетанием иссиня-черных, буровато-черных столбцов и крупных глобуль гидроксидов железа и марганца и твердого, плотного фосфатного материала, заполняющего интерстиции между структурными элементами рудного вещества. Фосфатный компонент может быть равномерно рассеян по разрезу слоя, заполнять изометричные и удлиненные интерстиции, или быть представлен макровключениями с ровными очертаниями размером до 10 мм. Цвет материала белый, светло-серый, светло-бежевый. Иногда отмечается неясная зональность, связанная с формой выделения нерудного компонента и его насыщенностью или особенностями текстуры. В ряде образцов в



нижней части слоя нерудный компонент представлен рассеянным пелито-морфным веществом, в центральной – материалом заполнения интерстиций, а в верхней – макровключениями. Может различаться и цвет нерудного компонента, но состав всегда существенно фосфатный. Или в нижней зоне рудные элементы имеют вид глобулярных выделений (столбцы в косом срезе), ветвящихся, изгибающихся столбцов, а в верхней – они образуют радиально-столбчатую структуру с расположением столбцов нормально поверхности напластования. Границы таких зон постепенные, нерезкие, редко подчеркнуты пунктирными прослоями нерудных включений.

Контакт с подстилающим слоем I-1 чаще всего выглядит постепенным. Иногда он достаточно отчетливый и резкий, а в некоторых образцах отмечаются угловые несогласия. В отраженном свете рудное вещество слоя светло-серое, обладает отражательной способностью 20–23 %. Преобладают столбчатые, гигантостолбчатые структуры.

Выше по разрезу залегает слой II (рис. 3). Слой радиально-столбчатого строения пестроокрашен в соответствии с основным текстурным мотивом: гигантские столбцы гидроксидов марганца и железа окрашены в черный цвет, интерстиции между ними заполнены нерудным материалом желто-коричневых, реже светло-серых тонов. Столбцы ориентированы нормально поверхности роста, субпараллельно друг другу. Отношение их длины к ширине обычно изменяется от 5:1 до 7:1. Определенная кривизна поверхности корок приводит к расхождению столбцов в верхней части слоя. Разрыва сплошности не происходит за счет ветвления столбцов. В кровле они смыкаются. Столбцы могут быть расположены относительно плотно (расстояние между столбцами заметно меньше их ширины) или относительно редко (расстояние между столбцами больше их ширины). Это определяет размеры интерстиций, заполненных нерудным компонентом. Заполнение может быть как полным, так и частичным. В последнем случае вещество слоя сильнопористое. Нерудный компонент представлен глинистым или карбонатно-глинистым материалом. Присутствуют частицы песчано-гравийной размерности: обломки пород, зерна минералов, микрофаунистические и остеологические остатки.

В основании слоя нередко отмечаются макровключения карбонатно-глинистого или карбонатно-фосфатного материала. Иногда в слое выделяется две-три зоны, так же как и в нижележащем слое I-2. Чаще всего они отличаются деталями строения. Так, при ветвлении всех столбцов на одном уровне создается граница внутри слоя. На одном уровне может происходить и изменение наклона столбцов. Синхронно по латерали может изменяться объем или степень заполнения пор. Все это – свидетельства существования различных этапов формирования слоя.

Вещество слоя не подвергалось значительным преобразованиям. Его отражательная способность составляет 20–22 %. Столбцы состоят из тонких, нарастающих одна на другую, чешуек рудного материала, ориентированных изгибом в направлении роста слоя. Чешуйки разделены тончайшими прослоями нерудного компонента. Контакт с нижележащим слоем четкий. Нередко наблюдается угловое несогласие.

Завершает разрез III слой (рис. 3). Он наиболее изменчив по мощности и внешнему облику, однако достаточно стабилен по вещественному со-

ставу. Чаще слой черный с буроватым оттенком, обладает массивной текстурой. Окраска обусловлена рассеянным среди черных гидроксидов железа и марганца тонкодисперсным материалом охристого цвета. Характерно визуально плотное строение, отсутствие нерудных микро- и макровключений. Текстура слоя бывает также столбчатая, пятнистая, пористая, последняя – если интерстиции между столбцами достаточно велики. Пятнистые текстуры образуются при заполнении пор нерудным компонентом. Нередко высокий объемный процент пор приводит к образованию «сухаристых» корок, которые выполняют поверхности отрицательных форм мезорельефа.

Отражательная способность вещества слоя III – 18-20 %. Преобладают столбчатые структуры. В основании разреза столбцы идут субпараллельно вплотную друг к другу. В некоторых случаях наблюдалось резкое уменьшение ширины столбцов, что приводит к образованию игольчатых форм, с отношением длины к ширине от 20 : 1 до 25 : 1, в целом же для этого слоя характерны значения показателя от 10 : 1 до 15 : 1. Такое отличие показателя от столбцов слоя II обусловлено не тем, что они длиннее, а тем, что существенно уже. В кровле слоя нередко наблюдается сочетание столбчатых и микроламинационных структур, создающий общий облик спутанных ниток. Контакт со слоем II может быть резким или постепенным. В зоне контакта происходит уплотнение текстуры. Если контакт резкий, верхняя часть разреза слоя II разрушена. При выпадении из разреза слоя II контакт между слоями I-1, I-2 и III четкий, резкий, ровный.

В 2-3 % случаев опробования кобальтоносных марганцевых корок отмечены фрагменты реликтового рудного слоя (R), подстилающего базальный слой I-1. Чаще слой R обладает мозаично-блоковой текстурой. Структура вещества в пределах блоков свидетельствует об их повороте, иногда и смещении относительно друг друга. В блоках отмечены столбчатые, тонкослоистые, фестончатые структуры. Слой высоко насыщен нерудным компонентом преимущественно фосфатного состава в виде прослоев мощностью 5–8 мм, межслоевых и секущих прожилков, макровключений с поперечными размерами до 1.5 см, рассеянного пелитоморфного материала. Чаще всего контакт реликтового слоя с перекрывающими отложениями подчеркнут пунктирным прослоем фосфатного материала, состоящего из округлых макровключений, сцементированных гидроксидами марганца и железа.

Минеральный состав слоев корок довольно однообразен. Главными рудообразующими минералами являются железистый вернадит и марганцевый феррооксигит. Иногда имеют место небольшие примеси слоистых гидроксидов марганца – асболана, асболана-бузерита и тоннельных – тодоркита, пиролюзита. Среди гидроксидов железа могут идентифицироваться гидрогетит, очень редко лепидокрокит, акаганеит. В то же время состав нерудных примесей по слоям отчетливо дифференцирован. В двух нижних слоях резко преобладает фтор-карбонат-апатит (франколит). В слое II нерудные минералы представлены глинистыми, и, прежде всего, монтмориллонитом, также присутствует широкий спектр эдафогенных и диагнетических минералов – кварц, полевые шпаты, пироксены, цеолиты. В верхнем слое III нерудный компонент представлен преимущественно кварцем.

Таблица 1

## Химический состав слоев кобальтоносных марганцевых корок Магеллановых гор

Компонент	Состав слоев корок											
	Слой I-1			Слой I-2			Слой II			Слой III		
	С, %	V, %	n	С, %	V, %	n	С, %	V, %	n	С, %	V, %	n
Железо	<b>12.40</b>	22	89	<b>11.17</b>	26	106	<b>17.10</b>	14	131	<b>17.69</b>	10	139
Марганец	<b>21.95</b>	15	89	<b>17.96</b>	20	107	<b>22.35</b>	13	131	<b>23.67</b>	13	140
Кобальт	<b>0.41</b>	23	89	<b>0.32</b>	31	107	<b>0.52</b>	24	131	<b>0.65</b>	24	140
Никель	<b>0.42</b>	29	89	<b>0.45</b>	31	107	<b>0.50</b>	22	131	<b>0.47</b>	22	140
Медь	<b>0.117</b>	31	88	<b>0.143</b>	27	107	<b>0.168</b>	27	131	<b>0.103</b>	45	140
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<b>6.93</b>	38	84	<b>9.74</b>	47	97	<b>1.60</b>	74	123	<b>1.21</b>	65	128
Молибден	<b>0.065</b>	16	18	<b>0.046</b>	26	21	<b>0.046</b>	21	43	<b>0.050</b>	20	59
TiO <sub>2</sub>	<b>0.79</b>	66	37	<b>0.72</b>	56	51	<b>1.82</b>	17	60	<b>1.77</b>	18	64
Цинк	<b>0.073</b>	22	22	<b>0.064</b>	23	21	<b>0.071</b>	13	37	<b>0.063</b>	25	38
Свинец	<b>0.184</b>	22	22	<b>0.105</b>	36	21	<b>0.122</b>	16	37	<b>0.150</b>	16	38
Mn/Fe	<b>1.85</b>	26	89	<b>1.68</b>	25	106	<b>1.35</b>	25	130	<b>1.34</b>	19	139

Примечание. С – среднее содержание, V – коэффициент вариации, n – выборка

Химический состав слоев корок приведен в табл. 1. Очевидно, что нижние слои характеризуются пониженными содержаниями полезных компонентов – Mn, Co, Ni, а также Fe, при относительно высоких концентрациях оксида фосфора. Для двух верхних слоев ситуация противоположная.

Реликтовый слой обладает несколько иными особенностями состава. Среди минералов преобладают асболан, 5Å-минерал, гидрогетит. Вернадит и ферроксигит присутствуют в подчиненном количестве. Апатит и кальцит содержатся в количествах не меньших, чем рудообразующие минералы. Химизм с одной стороны сходен с химизмом двух нижних слоев, однако, значение марганцевого модуля может превышать 3.0; лантан преобладает над церием. Концентрации бария достигают первых процентов.

**Изменчивость разрезов корок в пределах Магеллановых гор.** Полный ныне существующий разрез корок Магеллановых гор четырехслойный (снизу вверх): I-1 – I-2 – II – III. Однако, встречаемость полного разреза по станциям опробования на различных гайотах изменяется от 10 до 30 %. Чаще встречаются сокращенные разрезы, в которых отсутствует один или несколько слоев. Учитывая, что в корках, развитых на поверхности дна, верхний слой присутствует всегда, пусть даже сокращенной мощности, теоретически возможны три варианта трехслойного разреза – с отсутствием слоев I-1, I-2 или II, три варианта двухслойного разреза – I-1 – III, I-2 – III, II – III и один однослойный разрез, представленный слоем III. В табл. 2 приведены частоты встречаемости различных видов разрезов в пределах западного и восточного звеньев Магеллановых гор.

Встречаемость этих вариантов разрезов существенно различается. Наиболее часто (от 20 до 30 %) встречаются разрезы, фиксирующие естественную последовательность слоев I-2 – II – III, II – III и III. В целом однослойные тонкие корки встречаются значительно чаще и, возможно, на Магеллановых горах занимают более половины площадей оруденения, однако, в наших расчетах мы учитываем только корки, мощность которых превышает 1 см, предположительно могущие представлять промышленную ценность.

Существенно более редки разрезы с выпадением промежуточных слоев. Встречаемость каждого из них по гайотам обычно реже 5 %, но на от-



Таблица 2

Частоты встречаемости полных и различных сокращенных разрезов корок на гайотах западного звена Магеллановых гор

Гайоты	Выборка	Встречаемость вариантов разреза корок, %							
		III/ II/ I-2/ I-1	III/ II/ I-1	III/ II/ I-2	III/ I-2/ I-1	III/ I-1	III/ I-2	III/ II	III
Западное звено	641	13	17	12	1	4	2	27	24
Восточное звено	711	25	6	20	2	2	3	25	17
Магеллановы горы в целом	1352	19	11	17	1	3	2	27	20

дельных гайотах достигает 10 %. Лишь один трехслойный разрез с выпадением промежуточного слоя I-2 проявляет встречаемость выше 10 %, а на некоторых гайотах достигает 25–30 %. В основном это гайоты западного звена Магеллановых гор.

Очевидно, что в пределах западного звена из разреза чаще выпадает слой I-2 (72 %), а из разрезов восточного – слой I-1 (65 %). На гайотах же Говорова, Коцебу, Ильичева, находящихся в западной части западного звена, слой I-2 отмечен не более, чем в 20 % образцов.

Такое распределение разрезов корок в пределах Магеллановых гор нельзя считать случайным. Западное звено граничит с севера с поднятием Маркус-Уэйк, на гайотах которого в разрезе корок слой I-2 просто отсутствует [13, 17]. Таким образом, в пределах западного звена разрез корок носит переходный характер между полным трехслойным разрезом поднятия Маркус-Уэйк (I-1 – II – III) и полным четырехслойным разрезом корок восточного звена Магеллановых гор (I-1 – I-2 – II – III). То есть имеет место региональная изменчивость разреза корок, вероятно, обусловленная какими-то существенными геологическими событиями.

**Возраст слоев корок по результатам фораминиферового анализа.** Датирование корок по фораминиферам имеет свои особенности, обусловленные малой выборкой исходного осадочного материала и интерпретацией полученных данных. Относительно крупный размер раковин фораминифер не позволяет производить точечный отбор проб в пределах одного слоя, а находки карбонатных заполнений в рудном разрезе уже можно считать удачей. Анализ такого материала в ряде случаев может приводить к осреднению возрастных определений. Так при исследовании слой II часто выбирался полностью из поднятых корок, и следовало ожидать больших возрастных погрешностей. Однако, фораминиферный анализ показал, что слой очень постоянен по своему таксономическому составу и имеет узкий возрастной диапазон (поздний миоцен). Лишь в единичных случаях удалось датировать верхнюю и нижнюю части одного слоя.

В разных слоях корок обилием раковин фораминифер отличаются различные их объекты: в слое I-1 это межслоевые карбонатно-фосфатные прожилки, в слое I-2 – твердый материал заполнения интерстиций того же состава между рудными столбцами; в слое II для анализа наиболее перспекти-

вен материал заполнения пор между столбцами, но это уже глинистый осадок с примесью песчано-алевритовой размерности. Более сложная ситуация с отбором из слоя III. Здесь также возможен анализ материала интерстиций, который обычно по составу карбонатный или карбонатно-глинистый. Однако слой III имеет, в основном, массивное строение и интерстиции в нем довольно редки. В этом случае анализировался материал протолок слоя. Иногда и в других слоях приходилось прибегать к анализу протолок. В отдельных случаях удавалось выделить раковины фораминифер из карбонатно-фосфатных макровключений, если была уверенность в их сингенетичности.

Другой особенностью является то, что не часто в поднятых образцах удается определить возраст более одного слоя. Нам удалось это сделать в 10 случаях, причем следует выделить образцы 08Д34 с гайота Говорова, 14Д36 с гайота Коцебу, 41Д01 с гайота Рыкачева и особенно, керн скважины 37Б130 с гайота Ита-Май-Тай, в которых удалось охарактеризовать разрез полностью или почти полностью. В связи с указанными обстоятельствами, для восстановления возраста слоев корок Магеллановых гор приходилось использовать метод сравнительно-исторического анализа [4].

Примечательно, что полученные нами возрастны определения рудных корок охватывают субширотную цепь гайотов, простирающихся более чем на 1500 км. Датированы слои корок 13 гайотов Магеллановых гор из 15. Еще два гайота подробно охарактеризованы ранее [17, 26], то есть можно говорить о полном охвате рудного района Магеллановых гор. Кроме того, нами для сравнения изучены рудные корки четырех гайотов сопредельного поднятия Маршалловых островов, что позволило убедиться в выдержанности разреза и за пределами района Магеллановых гор. Все результаты возрастны определений по фораминиферам приведены в таблице 3. В нее не вошли анализы образцов, не поддающихся однозначной возрастной интерпретации, и несколько десятков анализов, не давших результата.

Из табл. 3 видно, что наименьшее число определений приходится на реликтовый слой, который и сам, как было сказано, опробован в редких случаях. В этом слое выделено два возрастны диапазона – конец позднего мела и первая половина позднего палеоцена. Первый возрастны интервал выявлен нами в корках гайота Бутакова восточного звена Магеллановых гор и относительно близкого к нему гайота Зубова, принадлежащего поднятию Маршалловых островов. Палеоценовый возрастны интервал выявлен в корках гайотов западного звена Магеллановых гор.

В керне скважины 39Б01, пробуренной на гайоте Бутакова, прослой планктоногенных известняков в интервале 14–20.5 см, содержащий погребенные конкреции, разделяет слои I-2 и R. Субстратом реликтового слоя служит измененная вулканокластическая порода. Известняк по планктонным фораминиферам (зона *Abathomphalus mayaroensis* с участием вида-индекса и *Globotruncanita subspinosa* (Pessagno), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez)), датирован средним маастрихтом, что дает основание утверждать, что реликтовый слой не моложе его. Учитывая ранее полученные данные [13] по реликтовому слою, можно предположить, что он не старше кампана.

В реликтовом слое корок на брекчиях с гайота Зубова установлен комплекс фораминифер переходных слоев маастрихта и раннего палеоцена с

Таблица 3

Результаты определения геологического возраста слоев железомарганцевых корок Магеллановых гор по планктонным фораминиферам

Номер образца	Гайот	Слой	Место взятия пробы	Показательные таксоны	Возраст
1	2	3	4	5	6
-	Ламонт	III	Материал заполнения пор	<i>Globorotalia</i> ( <i>Gl.</i> ) <i>truncatulinoides</i> (определения А.В. Гуляева, ВНИИОкеангеология)	Плейстоцен
-	Филиппинское море	III	То же	<i>Gl. truncatulinoides</i> (Плетнев и др., 1985)	Плейстоцен
08Д74-1-1ч	Говорова	III	Вещество слоя	<i>Gl. truncatulinoides</i> ( <i>Orb.</i> ), <i>Globigerinoides</i> ( <i>Gs.</i> ) <i>ruber</i> ( <i>Orb.</i> ), <i>Sphaeroidinella excavata</i> ( <i>Banner et Blow</i> )	Плейстоцен
08Д34-А	Говорова	III	Вещество слоя	Плейстоценовый комплекс с видом – индексом <i>Gl. truncatulinoides</i>	Плейстоцен
14Д36-Е	Коцебу	III	Прослой в слое III	Виды тропической климатической группы с участием вида-индекса <i>Gl. truncatulinoides</i>	Плейстоцен
39Д87-1-3ч	Бутакова	III	Протолочка вещества слоя	То же	Плейстоцен
36Д91-1-3ч	Грамберга	III	То же	Вид-индекс плейстоцена <i>Gl. truncatulinoides</i> , <i>Gs. ruber</i> , <i>Gs. sacculifer</i> ( <i>Brady</i> ), <i>Gs. conglobatus</i> ( <i>Brady</i> )	Плейстоцен
33Д16	Зубова	III	То же	<i>Turborotalia humilis</i> ( <i>Brady</i> ), <i>Globigerinita glutinata</i> ( <i>Egger</i> ), <i>Gs. sacculifer</i> , <i>Gs. ruber</i>	Плейстоцен
40Д02-1	Маровой	III	То же	Тропический комплекс с участием вида-индекса плейстоцена <i>Gl. truncatulinoides</i>	Плейстоцен
41Д01-5ч	Рыкачева	III	“	<i>Gl. truncatulinoides</i> , <i>Gs. ruber</i>	Плейстоцен
11Д06	Гордина	II	Отмывка через сито 0.05	<i>Globigerina</i> ( <i>G.</i> ) <i>nepenthes</i> <i>Todd</i> , <i>Gs. obliquus</i> <i>Bolli</i> , <i>Gl. acostaensis</i> <i>Blow</i> , <i>Sphaeroidinellopsis</i> ( <i>Sph.</i> ) <i>subdehiscens</i> ( <i>Blow</i> )	Поздний миоцен
14Д36-Д	Коцебу	II	Прослой карбоната в слое II	<i>Gl. acostaensis</i> , <i>G. nepenthes</i>	Поздний миоцен (8-5 млн лет)
39Д67-1-2ч	Бутакова	II	Протолочка вещества слоя	<i>Gl. acostaensis</i> , <i>Gl. continua</i> <i>Blow</i> , <i>Gl. puncticulata</i> ( <i>Deshayes</i> )	Поздний миоцен (N.16-N.17)
39Б70 (5-6 см)	Бутакова	II	То же	<i>G. nepenthes</i> , <i>Gs. obliquus</i> , <i>Sph. subdehiscens</i>	Поздний миоцен (N.16-N.17)
39Д25-1-3ч	Бутакова	II	Отмывка	<i>Pulleniatina primalis</i> <i>Banner et Blow</i> , <i>Gs. obliquus</i> , <i>Gl. miotumida</i> <i>Walters</i> , <i>Globoquadrina altispira</i> ( <i>Cushman et Jarvis</i> )	Поздний миоцен
39Д26-2ч	Бутакова	II	Карбонатное включение	<i>Gl. puncticulata</i> , <i>Gl. continua</i>	Поздний миоцен
39Д26-4ч	Бутакова	II	Протолочка вещества слоя	То же	Поздний миоцен
08Д34	Говорова	II	То же	<i>Gs. obliquus</i> , <i>Sph. subdehiscens</i> , <i>Sph. seminulina</i> ( <i>Schwager</i> ), <i>Gl. miotumida</i>	Поздний миоцен
37Д70-2	Ита-Май-Тай	II	То же	<i>Gl. acostaensis</i> , <i>Gs. obliquus</i> , <i>Globoquadrina altispira</i> <i>Sph. subdehiscens</i>	Поздний миоцен
37Д91-2	Ита-Май-Тай	II	То же	То же	Поздний миоцен

1	2	3	4	5	6
37Б130-3ч	Ита-Май-Тай	II	Глинистый материал в интерстициях	<i>Gl. acostaensis</i>	Поздний миоцен
36Д77	Грамберга	II	Протолочка вещества слоя	<i>Gl. acostaensis</i> , <i>Gs. obliquus</i>	Поздний миоцен
08Д69	Говорова	II	Отмывка	<i>Gl. continuaosa</i> , <i>Gs. obliquus</i> , <i>Gs. ruber</i>	Поздний миоцен
08Д17	Говорова	II	Известковый прослой	<i>Sph. subdehiscens</i> , <i>Sph. seminulina</i> , <i>Globorotalia miotumida</i>	Поздний миоцен
12Д09	Пегас	II	Протолочка вещества слоя	<i>G. nepenthes</i> , <i>Gs. obliquus</i>	Поздний миоцен
13Д20-2ч	Ильичева	II	То же	<i>Gs. obliquus</i> , <i>Gs. trilobus</i>	Поздний миоцен
13Д06-1	Ильичева	II	То же	<i>Reuss</i> (много), <i>P. primalis</i>	Поздний миоцен
39Д87-1-4ч	Бутакова	II	То же	<i>G. nepenthes</i> , <i>Sph. subdehiscens</i> , <i>Globigerinoides obliquus</i>	Поздний миоцен (?)
41Д03	Рыкачева	II	То же	Смешанный комплекс: <i>Gs. ruber</i> , <i>Gs. conglobatus</i> , <i>Gs. sacculifer</i> ; <i>G. nepenthes</i> , <i>Gs. obliquus</i> , <i>Sph. subdehiscens</i> ; <i>Truncorotaloides</i> sp., <i>Acarinina</i> sp.; <i>Heterohelix</i> sp.	Поздний миоцен
41Д05	Рыкачева	II	То же	<i>Gl. miotumida</i> , <i>G. nepenthes</i>	Поздний миоцен (?)
41Д01-4ч	Рыкачева	II	То же	<i>Gl. obliquus</i> , <i>Gs. diminatus</i>	Поздний миоцен
33Д16	Зубова	II	То же	<i>Bolli</i>	Поздний миоцен
39Д109	Бутакова	II	То же	<i>Gl. merotumida</i> Blow et Banner, <i>Gs. sacculifer</i> , <i>Sph. subdehiscens</i> , <i>Gl. truncatulinoides</i> , <i>Gs. sacculifer</i> , <i>Gs. ruber</i>	Средний – поздний миоцен
33Д15	Зубова	II	Протолочка вещества слоя	<i>Gl. continuaosa</i> , <i>Gs. obliquus</i>	Средний – поздний миоцен
37Д47-1	Геленджик	I-2	Протолочка вещества слоя	<i>S. linaperta</i> (Finlay), <i>Pseudohastegerina micra</i> (Cole), <i>T. cerroazulensis</i>	Рубеж среднего и позднего эоцена
34Д32	Назимова	I-2	То же	<i>Pseudohastegerina micra</i> , <i>S. linaperta</i> , <i>S. angiporoides</i> (Hornibrook), <i>G. praebulloides</i> Blow, <i>Truncorotaloides</i> (Tr.) rohri Bronnimann et Bermudez, <i>A. rugosoaculeata</i>	Рубеж среднего и позднего эоцена
33Д21	Зубова	I-2	“	<i>Orbulinoides beckmanni</i> (Saito), <i>Gt. subconglobata curry</i> Proto Decima et Bolli	Рубеж среднего и позднего эоцена (P.14-P.15).
33Д18-3ч	Зубова	I-2	Протолочка вещества слоя	<i>Tr. rohri</i> , <i>A. bullbrookii</i> , <i>A. spinoinflata</i> (Bandy), <i>A. rugosaculeata</i> , <i>G. cryptomphala</i> Glaesnerr	Вторая половина среднего эоцена
41Д01-3ч	Рыкачева	I-2	То же	<i>A. bullbrookii</i>	Средний эоцен
09Д02	Вулканолог	I-2	Включение известняка	<i>Gt. subconglobata curryi</i> , <i>Tr. topilensis</i>	Средний эоцен
39Б70	Бутакова	I-2	Карбонатное включение	<i>A. broedermanni</i> (Cushman et Bermudez), <i>Gt. index index</i> (Finlay)	Средний эоцен
39Д37-1-1ч	Бутакова	I-2	Известковое включение	<i>G. boweri</i> Bolli, <i>Turborotalia cerroazulensis</i> ,	Средний эоцен

1	2	3	4	5	6
37Д148-1	Ита-Май-Тай	I-2	Карбонатно-фосфатные прожилки	<i>Pseudohastegerina micra</i> , Gt. index	Средний эоцен
37Б130-2ч	Ита-Май-Тай	I-2	Крупные фосфатные включения	<i>M. aragonensis</i> (Natland), <i>A. broedermanni</i> , <i>A. spinoinflata</i> , <i>Tr. rohri</i> , Gt. index	Рубеж раннего и среднего эоцена
41Д03	Рыкачева	I-2	Карбонатно-фосфатные включения	<i>G. boweri</i> , <i>G. inaequispira</i> Subbotina	Конец раннего-начало среднего эоцена
39Б130	Бутакова	I-2	Карбонатно-фосфатные включения	Отпечатки морозовел и акаринин	Ранний – средний эоцен
37Д91-2	Ита-Май-Тай	I-2	Карбонатно-фосфатные включения	<i>G. pseudovenezuelana</i> , <i>G. inaequispira</i> , <i>T. cerrozulensis</i> , <i>Morozovella</i> sp.	Эоцен ближе не определенный
08Д34	Говорова	I-2	Карбонатно-фосфатные включения	Раковины плохой сохранности рода <i>Acarinina</i>	Эоцен ближе не определенный
13Д06-1	Ильичева	I-1	Макровключение	<i>M. aragonensis</i>	Ранний эоцен
30Д111-1-3ч	Паллада	I-1	Прожилки известняка в слое I-1	<i>M. subbotinae</i> (Subbotina), <i>A. acarinata</i> Subbotina	Ранний эоцен
30Д155-3ч	Паллада	I-1	Фосфатные межслоевые прожилки	<i>M. subbotinae</i> , <i>M. quetra</i> (Bolli), <i>M. aragonensis</i>	Начало раннего эоцена
37Б93	Ита-Май-Тай	I-1	Фосфатные включения в кровле слоя	<i>A. pseudotopilensis</i> Subbotina, <i>A. mckannai</i> (White), <i>Subbotina triloculinoides</i> (Plummer)	Поздний палеоцен – ранний эоцен
08Д27-4	Говорова	I-1	Прослой, разделяющий слои I-1 и R, подошва слоя I-1	<i>A. pentacamerata</i> (Subbotina), <i>A. primitiva</i> (Finlay), <i>A. soldadoensis</i> (Bronnimgann), <i>S. triloculinoides</i> , <i>S. pseudoeocena</i> Subbotina	Поздний палеоцен - начало раннего эоцена
14Д36-Г	Коцебу	I-1	Прослой карбоната в слое I-1	<i>M. acuta</i> (Toulmin), <i>M. subbotinae</i> , <i>Acarinina S. soldadoensis</i>	Переходным слоям палеоцена и раннего эоцена
14Д33-3ч	Коцебу	I-1	Прослой карбоната в слое I-1	<i>M. subbotinae</i> , <i>M. angulata</i> (White)	Поздний палеоцен
37Б130-1ч	Ита-Май-Тай	I-1	Фосфатные межслоевые прожилки	<i>M. praecursoria</i> (Morozova), <i>M. angulata</i> (White), <i>Planorotalites pseudomenardii</i> (Bolli)	Поздний палеоцен (зона <i>Planorotalites pseudomenardii</i> , P.4)
08Д72-1-А	Говорова	I-1	Известняк в слое I-1	<i>M. subbotinae</i> , <i>Acarinina triplex</i> , <i>A. mckannai</i> , <i>S. triloculinoides</i>	Поздний палеоцен (P.3-P.4)
10Д05-1-1ч	Скорняковой	I-1	Прожилок известняка в слое I-1	<i>S. pseudobulloides</i> (Plummer), <i>S. triloculinoides</i>	Начало позднего палеоцена
13Д16	Ильичева	Rb	Карбонатно-фосфатный прожилок	<i>Planorotalites</i> sp.	Первая половина позд. палеоцена
14Д31-2ч	Коцебу	Rb	Прослой в реликтовом слое	<i>S. pseudobulloides</i> , <i>S. triloculinoides</i>	Начало позднего палеоцена
33Д17	Зубова	Ra (?)	Известковое включение в реликтовом слое	<i>S. pseudobulloides</i> , <i>Abathomphalus mayaroensis</i>	Поздний маастрихт - ранний палеоцен
39Б01/1 (14–20.5 см)	Бутакова	Ra	Прослой известняка, разделяющий слои Ra и I-2	<i>A. mayaroensis</i> , <i>Globigerinelloides</i> sp., <i>Hedbergella</i> sp.	Возраст прослоя – маастрихт. Слоя Ra – кампан-маастрихт (?)

участием единичных раковин видов *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) и *Subbotina pseudobulloides* (Sub.). По-видимому, данный реликтовый слой сформировался в раннем палеоцене. Ранее мы неоднократно указывали, что в осадочных породах Магеллановых гор имеются признаки завершения фор-

мирования «сантон – маастрихтского» комплекса в начале раннего палеоцена [13, 14,15]. Вероятно, такая ситуация имела место и при образовании разреза корок.

Реликтовый слой корок гайота Коцебу (14Д31), залегающий на рифогенных известняках, датирован началом позднего палеоцена (зона *Planorotalites pседomenardii*). Этому же возрасту соответствуют рудные образования, опробованные на ближайшем гайоте Ильичева (табл. 3).

Слой I-1 удалось определить в десятке проб, преимущественно в корках гайотов западного звена Магеллановых гор, но есть определения и на гайоте Ита-Май-Тай восточного звена. Его возрастной интервал фиксируется от позднего палеоцена (10Д05-1) через переходные слои позднего палеоцена и раннего эоцена (08Д27, 14Д36, 37Б93) к раннему эоцену (13Д06-1, 30Д111-1). То есть слой формировался в период с начала позднего палеоцена по ранний эоцен, причем на различных участках развития корок могут быть выделены более узкие возрастные интервалы, однако специфических признаков строения или состава вещества в них выделить не удастся.

Слой I-2, содержащий примеси карбонатно-фосфатного материала, по планктонным фораминиферам охарактеризован достаточно подробно. Здесь ситуация противоположна подстилающему слою I-1 – большинство проб представлено корками с гайотов восточного звена Магеллановых гор и поднятия Маршалловых островов. И только единичными образцами слой I-2 охарактеризован на гайотах западного звена (Альба, Говорова и Вулканолог). Наиболее представительные комплексы планктонных фораминифер большинство изученных проб датируют второй половиной среднего эоцена. Сочетание видов с узким возрастным диапазоном позволяет сопоставить ископаемую фауну с биоzonальными комплексами среднего (P.12 – *Morozovella lehner*; P.13 – *Orbulinoides beckmanni*; P.14 – *Truncorotaloides rohri*) и позднего (P.15 – *Globigerinatheka seminvoluta*) эоцена. На возможность начала формирования слоя на рубеже раннего и среднего эоцена указывают единичные пробы (37Б130, 39Б130, 41Д03), но они датированы по менее представительным комплексам фораминифер. Полученные данные дают основание предполагать, что завершение формирования слоя, вероятно, произошло в первой половине позднего эоцена, либо кровля слоя была впоследствии разрушена. В слое I-2 выделение более узких возрастных интервалов хорошо согласуется с наличием выделяемых при описаниях прослоев с различными структурными и вещественными особенностями. Не исключено, что с накоплением большего объема данных можно будет выполнить более детальную стратификацию слоя I-2.

Слой II наиболее обилен раковинами фораминифер и поэтому легко датируется. Раковины, как правило, имеют хорошую сохранность и за счет фоссилизации часто окрашены в желтый цвет. Комплекс планктонных фораминифер очень однороден по своему видовому составу, его ядро составляют *Globigerina (G.) nepenthes* Todd, *Sphaeroidinellopsis (Sph.) subdehiscens* (Blow), *Sph. seminulina* (Schwager), *Globorotalia (Gl.) acostaensis* Blow и *Globigerinoides (Gs.) obliquus* Bolli et Bermudez, *Pulleniatina (P.) primalis* Banner et Blow (Таб. 3). Из бентоса наиболее часто присутствует *Cassidulina subacuta* Gudina. Вероятно, что в процессе формирования слоя II происхо-

дило избирательное растворение карбонатных раковин и в фауне часто доминируют представители резисторных родов *Sphaeroidinellopsis*, *Pulleniatina* и *Globorotalia*. Высокая пористость осадка и взаимодействие с современной средой, вероятно, обусловили единичные заносы современных и древних (мел-палеогеновых) форм. Западное и восточное звенья Магеллановых гор и поднятие Маршалловых островов изучены равномерно, пропорционально плотности общей сети опробования. Результаты же довольно однообразны – 90 % определений позволяют датировать вещество слоя II поздним миоценом, зонам N.16-N.17 шкалы Блоу (биозона *Globorotalia acostaensis*). Лишь в двух случаях на гайотах Бутакова и Зубова слой II по фораминиферам за счет присутствия *Globigerina continuosa* можно датировать средним – поздним миоценом. То есть в целом можно вполне уверенно утверждать, что слой II формируется в довольно узком возрастном интервале и синхронно на весьма обширных площадях.

Слой III на Магеллановых горах небогат органическими остатками. Раковины фораминифер в слое бывают полностью замещены рудным материалом черного цвета, часто сохраняя при этом свои морфологические признаки видовой принадлежности. Нами привлечены ранее полученные данные на основе фораминифероанализа. В табл. 3 включен лишь десяток определений, включая датирование корок по сопредельным районам, все они дают еще более узкий возрастной промежуток, чем для слоя II – плейстоцен. Обычно здесь присутствует богатый по составу комплекс тропических видов с участием вида-индекса плейстоцена *Globorotalia truncatulinoides* (Orb). Больше разнообразие видов отмечено в составе бентосных фораминифер, которые по своей экологии отражают условия, близкие современным.

Таким образом, изучение фораминифер в разрезах корок Магеллановых гор позволило дополнить и уточнить временные границы слоев, ранее выделенных по известковому наннопланктону [17, 26, 13]. В целом можно сказать, что фораминифероанализ позволил сузить возрастные пределы формирования отдельных слоев в рудном разрезе. Это стало возможным несмотря на то, что кайнозойские биозональные шкалы, разработанные на основе планктонных фораминифер и наннопланктона, по степени разрешения не уступают друг другу. Не исключено, что это обстоятельство связано с представительностью материала по планктонным фораминиферам или большей предрасположенностью к переотложению наннопланктона из-за его малого размера.

Если оценки возрастов реликтового слоя и слоя I-1 по этим группам микрофоссилий хорошо совпадают, то в более поздних слоях имеются отличия. Так формирование слоя I-2 согласно наннопланктону в корках гайотов Федорова и Грамберга завершилось в конце позднего эоцена, а по фораминиферам – в начале позднего эоцена.

Различия имеют место и по датированию слоя II. Анализ наннопланктона дает более широкий интервал, чем фораминифероанализ – средний–поздний миоцен. Базальный участок слоя датирован по наннопланктону началом раннего миоцена – 21–24 млн. лет. В ряде проб его подошва датирована И.А. Пуляевой [26] поздним олигоценом – ранним миоценом и на этом основании выделен слой I-2b. По нашим представлениям, присут-

ствие отдельных видов наннопланктона, берущих свое эволюционное начало в олигоцене, не позволяет обоснованно говорить об олигоценовом возрасте низов слоя II. Чисто олигоценовые комплексы выделены не были. Да и в осадочном разрезе региона олигоцен отсутствует. Все это дает основание сомневаться в присутствии олигоцена в основании слоя II. В то же время, по наннопланктону в слое выделены интервалы раннего, среднего и позднего миоцена. Следует обратить внимание на то, что в пределах слоя II отмечается перерыв в рудоотложении от 21 до 15 млн. лет (вторая половина раннего миоцена).

Те слои, которые датированы И.А. Пуляевой поздним олигоценом – ранним миоценом и проиндексированы I-2b, следовало бы относить не к слою I-2, а к слою II. Помимо того, что упомянутый возрастной интервал гораздо ближе к последнему, можно упомянуть и доводы вещественного характера. Слои с проблематичным возрастом характеризовались существенно меньшей степенью преобразованности, чем вещество слоя I-2, и карбонатный материал заполнения интерстиций практически не фосфатизирован.

Более широкий временной интервал отложения, согласно данным анализа наннопланктона, отмечается и для слоя III. Комплексы, содержащиеся в ряде проб с гайотов Федорова и Грамберга, свидетельствуют о формировании слоя в течение всего позднего плиоцена, а в единичных случаях и с конца раннего. В то же время, другая половина определений, так же как и фораминиферовый анализ, дает плейстоцен.

Причины возрастных разночтений между двумя биостратиграфическими группами могут быть связаны с представительностью данных по планктонным фораминиферам, методикой отбора проб, большей вероятностью переотложения наннопланктона и др. В любом случае для уточнения возраста корок необходимо привлечение дополнительного материала и новых методов исследования.

### **Возраст и характеристика субстрата рудных корок гайотов Магеллановых гор**

Неполнота палеонтологического материала в разрезах изученных корок не позволяет в полной мере говорить об условиях их формирования. Однако, этот пробел можно компенсировать данными по фациальному анализу тех осадочных пород (субстрата), седиментация которых происходила во время образования отдельных слоев рудного разреза. В представленной статье нет необходимости детально обосновывать возраст толщ, которыми построен осадочный разрез гайотов Магеллановых гор, поскольку эти характеристики приведены нами в многочисленных публикациях [6, 7, 14, 15, 16, 17, 18, 22, 23, 24, 42, 43].

Осадочный чехол залегает на вулканических породах раннего мела и состоит из нескольких толщ с возрастными диапазонами: апт – турон; сантон – маастрихт; поздний палеоцен – эоцен и миоцен. Венчают разрез неконсолидированные осадки плиоцен-четвертичного возраста. Три нижних толщи сложены сходным набором пород, включающим рифогенные и планктоногенные известняки, эдафогенные брекчии и обломочные, чаще мелкозернистые породы. Присутствуют вулканогенно-обломочные и вулкано-



генно-осадочные образования. Среди рифогенных известняков отчетливо выделяются породы фаций аванрифа (органогенно-обломочные и органогенно-детритовые) и фаций лагуны (оолитовые и микритовые). Каркасные биогермные известняки встречаются реже, что, вероятно, связано с их высокой прочностью и сложностью отрыва от коренного обнажения.

Планктоногенные (наннофораминиферовые) известняки в существенной степени фосфатизированы, но неравномерно – содержание  $P_2O_5$  может изменяться от долей процента до 25–30 %. Проведенный нами анализ экологического состава бентосных фораминифер показал, что породы сформированы не в глубоководных условиях, а в пределах шельфа – верхней батиаля. Эдафогенные брекчии фациально связаны с планктоногенными известняками и представляют собой обломки пород – эффузивных, вулканокластических, более древних рифогенных и планктоногенных известняков, нередко железомарганцевых корок и конкреций, – сцементированных планктоногенной карбонатно-фосфатной массой, аналогичной той, из которых состоят планктоногенные известняки.

Среди обломочных пород мелового возраста отмечены конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. Нередко эти отложения относят к турбидитам [5]. Уплотненные глины, широко развитые глубже 3000 м, по редким находкам планктонных фораминифер [24] датированы второй половиной сеномана (биозона *Rotalipora cushmani*), и их образование, по нашему мнению, связано с сеноманской аноксией (ОАЕ-2).

Вулканокластические образования (туфы и туффиты) трассируют вспышки вулканической активности, наиболее часты в отложениях сеномана, маастрихта, позднего палеоцена, раннего и среднего эоцена и миоцена.

Отложения миоцена развиты ограничено. На вершинном плато гайота Ита-Май-Тай они вскрыты скважинами глубоководного бурения и прослежены сейсмоакустическими и геоакустическими методами [34, 18]. Здесь они представлены наннофораминиферовыми неконсолидированными осадками и слаболитифицированными известняками мощностью до 80 м. По периферии плато гайотов и на их склонах выходы пород миоцена редки. Среди них не отмечены рифогенные известняки и обломочные породы. Опробованы планктоногенные известняки и эдафогенные брекчии, а также туфы и туффиты. Судя по составу изученных нами бентосных фораминифер, а также отсутствию рифогенных и обломочных пород, отложения миоцена являются действительно глубоководными.

Плиоцен-четвертичные отложения развиты неравномерно. Как правило, они перекрывают значительные участки вершинных поверхностей гайотов и нижние части склонов. В верхних, наиболее крутых участках склонов, осадки отсутствуют или покрывают локальные субгоризонтальные ступени. Их вещественный состав, по мере увеличения глубины осадконакопления, последовательно меняется от карбонатного через глинисто-карбонатный к глинистому и кремнисто-глинистому. Подводное фотопрофилирование донной поверхности гайотов показало широкое развитие песчаных рифелей, свидетельствующих об активной гидродинамике в современной придонной обстановке. Вероятно, такие же условия были и в плиоцене – плейстоцене.

**Обсуждение.** Нашими и предшествующими исследованиями показано, что развитие корок – процесс длительный и дискретный во времени: периоды формирования слоев разделены перерывами протяженностью несколько миллионов лет. Возможно, некоторые перерывы имели даже большую протяженность, чем это было выявлено ранее, по крайней мере, на некоторых участках Магеллановых гор. Так, перерыв между образованием слоев I-2 и II в определенных случаях может превышать 25 млн. лет (с середины позднего эоцена до среднего миоцена) и в любом случае составляет не менее 13 млн. лет (протяженность олигоцена). В течение формирования слоя II возможен перерыв продолжительностью до 6 млн. лет, между отложением слоев II и III он может составлять 2-3 млн. лет. Однако следует оговориться, что такие продолжительные перерывы могут иметь место на каких-то локальных участках со специфическими условиями, расширившими перерыв.

Формирование основного, ныне существующего, разреза корок происходит с начала позднего палеоцена. В то же время, имеются явные признаки начала железомарганцевого рудогенеза с конца позднего мела (кампан-маастрихт). Если же говорить о горизонтах погребенных железомарганцевых конкреций, описанных нами во многих случаях, то начало рудогенного процесса, пусть и в специфических проявлениях, может быть отодвинуто в начало позднего мела [38]. Однако, это тема отдельного обсуждения.

Пространственно-временной анализ перерывов рудоотложения на Магеллановых горах и за их пределами показывает их устойчивую выдержанность во времени. Это позволяет связать природу возникновения перерывов и этапов формирования железомарганцевых корок с какими-то масштабными природными событиями, которые и контролировали этот процесс. Сопоставление данных о возрасте и составе слоев корок с типами формировавшихся в те же периоды осадочных пород позволяет сделать интересные выводы об условиях рудонакопления.

В процессах седиментации большое влияние на условия формирования корок оказывала биопродуктивность верхних горизонтов пелагиали. Анализ встречаемости возрастов осадочных пород, на примере Магеллановых гор, показывает, что ее пики приходятся на сеноман, маастрихт, поздний палеоцен – средний эоцен и поздний кайнозой. С этими эпохами связаны не только важнейшие палеогеографические события глобального и регионального масштабов, но и отмечен рост корок и погребенных конкреций. При этом важно отметить, что формирование слоев погребенных конкреций слоев корок R, I-1, I-2, в сравнении со слоями корок II, III и современными конкрециями, происходило в совершенно иных океанологических условиях.

Судя по присутствию рифогенных отложений в разрезе осадочной толщи и составу бентосных фораминифер в планктоногенных известняках, вершины гайотов находились в относительной близости от поверхности океана вплоть до позднего эоцена. Из этого следует, что нижняя фосфатизированная часть разреза корок (слои I-1 и I-2) формировалась на глубинах менее 500 – 600 м. Об этом мы говорили и раньше, исходя из того, что биогенная фосфатизация не происходит на больших глубинах [13]. Распределение осадочных пород по поверхностям гайотов позволяет утверждать, что в период

с позднего палеоцена по поздний эоцен подавляющая часть площадей развития корок была в этом диапазоне глубин.

Слой I-1 (поздний палеоцен – ранний эоцен), судя по его тонкослоистому строению, нарастал относительно медленно, но условия роста не были затрудненными – осадочный материал не препятствовал отложению рудного вещества. Вероятно, это происходило в условиях внешнего шельфа при достаточно высокой гидродинамической активности – течения не только сносили осадочный материал, но и затрудняли быстрое отложение гидроксидов марганца и железа. Время образования слоя I-1 совпадает с первым термическим максимумом кайнозоя и глобальным повышением уровня моря [8]. Слой I-2 (средний – первая половина позднего эоцена) рос с более высокими скоростями, что способствовало формированию столбчатых структур, и при более активной карбонатной седиментации. Поток осадочного материала затруднял развитие слоя, из-за чего происходило ветвление, искривление столбцов, иногда полное затухание их роста. Интерстиции между этими рудными элементами заполнялись карбонатным наннофораминиферовым осадком, впоследствии фосфатизированным. Для таких изменений, в принципе, достаточно снижения скоростей придонных течений. Скорость осаждения рудного вещества была выше скорости его поставки к фронту рудообразования, что и приводит, обычно, к образованию столбчатых структур. В то же время, замедлилось и удаление карбонатных осадков, что в конечном итоге и привело к возникновению именно такого строения слоя.

Образование реликтовых слоев (кампан-маастрихт и поздний палеоцен (?)) могло происходить в еще более мелководных условиях. Особенности строения, наблюдаемые в некоторых образцах, создают впечатление, что столбцы рудного вещества развивались в одной пространственно-временной ячейке с водорослевыми строматолитами, то есть в фотической зоне. Возможно, в этих случаях оруденение является наложенным. Однако особенности соотношения рудных столбцов со строматолитовыми структурами и обломочной составляющей позволяют предполагать сингенетичность их развития. Все это в целом хорошо укладывается в представления о последовательном, но незначительном погружении гайотов в период с конца мела до конца эоцена.

Вещественный состав реликтовых слоев в существенной степени отличается от состава слоев основного разреза, где преобладают асболоан и гидротетит с высокой примесью карбонатно-фосфатного материала. В химическом составе обычны пониженные концентрации полезных компонентов, но отмечаются высокие концентрации фосфора и бария (на порядок выше, чем в других слоях). Марганцевый модуль может достигать 3,0. Отношение цезия к лантану составляет меньше единицы, имеются и другие особенности. Возможно, подобный состав обусловлен поступлением вещества из иного источника, в частности гидротермального. В этом случае реликтовый слой изначально мог иметь ограниченное распространение и не покрывать огромных площадей, что свойственно корковым скоплениям, начиная с позднего палеоцена. Он формировался локальными полями вокруг выходов гидротерм и поэтому редко встречается при геологическом опробовании.

Олигоцен в разрезе корок не представлен. Два нижних фосфатизированных слоя и два верхних, практически не затронутых серьезными преобразованиями, разделены перерывом более 13 млн. лет. Это хорошо соотносится с практически полным отсутствием олигоцена в разрезе осадочной толщи в пределах исследуемого района, что установлено нами для ряда гайотов Магеллановых гор [14-18], а также подтверждено результатами глубоководного бурения на гайоте Ита-Май-Тай [34]. Вероятно, пелагическое осадконакопление в олигоцене имело место на гайотах. Однако, олигоцен – это время глобальной перестройки в океане. Именно в это время активно формируется переходная зона между континентами и Тихим океаном с системой окраинных морей, а также происходит начало становления термогалинной циркуляции водных масс [8]. Гидродинамической активизации в придонной среде способствовали тектонические события и образование ледников в Антарктиде [40]. Вероятно, эти события и ответственны за существенное погружение гайотов с установлением их вершин в миоцене на глубинах, близких современным. Кроме того, к перерыву осадконакопления мог привести и равновесный баланс между поступлением и выносом материала, эрозия придонными течениями. Так как седиментация в исследуемом районе происходила преимущественно за счет биогенного карбоната накопления, высокое положение уровня карбонатной компенсации в начале олигоцена (3000 – 3300 м) привело к растворению известковых микрофоссилий и в соседних глубоководных котловинах.

Два верхних слоя, очевидно, формировались в условиях, близких к современным. Слои характеризуются пористым строением и не затронуты фосфатизацией или другими изменениями. Слой II, формировавшийся в миоцене, вероятно, рос относительно быстро, о чем свидетельствует сильная удлиненность слагающих его столбцов рудного вещества. Интерстиции между столбцами неплотно заполнены глинистым материалом, с небольшой долей песчано-алевритовой фракции. В целом, прослеживается аналогия с условиями формирования слоя I-2, однако уже на больших глубинах и при менее сильном потоке осадочного материала.

Осадочные отложения миоцена на Магеллановых горах в целом развиты довольно ограниченно. В осадочной шапке их мощность может достигать 80 м, но по периферии плато и на склонах гайотов их обнажения единичны [18, 34]. То есть в миоцене наиболее благоприятные условия для накопления осадков существовали в центральных частях плато, а на его периферии и в верхних частях склонов, скорее всего, возникли зоны размыва или транзита осадков, благоприятные для формирования корок на обнаженных участках коренных пород. Этим и следует объяснять широкое распространение на гайотах слоя II, где он развит практически по всем площадям рудных скоплений.

Нельзя забывать, что на рубеже раннего и среднего миоцена фиксируется мощное вулканотектоническое событие, воздействие которого отмечено практически по всему Тихому океану [2]. По времени с ним совпадает перерыв в образовании слоя II. Основная часть разреза слоя датируется поздним миоценом (фораминиферовые зоны N.16 – N.17). По наннопланктону в ряде образцов базальный участок слоя датирован ранним миоценом, с

возможным началом формирования в конце олигоцена [26, 30]. То есть развитие одного слоя также может прерываться внешними воздействиями.

Начиная с плиоцена по наннопланктону и с плейстоцена по фораминиферам формируется слой III. Здесь предпочтительным представляется датирование по фораминиферам, поскольку ранний плиоцен был теплым периодом, в пределах же слоя фациальные изменения не просматриваются. С конца же плиоцена условия менялись несущественно, и, в целом, были близки к современным. На значительных площадях слой продолжает формироваться и в настоящее время. Повсеместное распространение слоя приводит к тому, что его удалось опробовать в различных фациальных обстановках, в которых он имеет различное строение. Преобладают массивные разновидности, однако описаны и радиально-столбчатые, подобные слою II, мелкопористые и другие. При этом основные признаки минерального состава и химизма слоя сохраняются. Слой развит по всей поверхности рудных скоплений.

Полученные данные по составу и возрасту корок и выполненные по ним реконструкции позволяют сделать весьма важные заключения. По крайней мере, половина разреза корок, его нижняя часть, сформирована на небольших глубинах, менее 600 м. То есть, очевидно, что это глубины, соответствующие положению слоя кислородного минимума водной толщи или лежащие выше него. Отсюда следует, что наличие слоя кислородного минимума для формирования железомарганцевых корок подводных поднятий не имеет столь большого значения, как это принято считать [27, 9]. Очевидно, что при формировании нижних слоев корок и, тем более, реликтовых, слой кислородного минимума просто исключен из процесса.

Если же вспомнить о вихрях Тейлора-Хогга, широко обсуждаемых в последние годы в связи с формированием корковых скоплений [20, 21], то окажется, что и для образования двух верхних слоев корок наличие слоя кислородного минимума не так важно. Конвективное перемешивание водных масс и апвеллинг глубинных вод создавали окислительные условия в придонных водах по всей поверхности гайота, и при этом нет необходимости дополнительного участия слоя кислородного минимума в процессе рудообразования.

## Выводы

1. Анализ планктонных фораминифер и известкового наннопланктона является надежным методом определения возраста слоев железомарганцевых корок подводных поднятий. Использование двух групп микрофоссилий показало хорошую взаимовоспроизводимость результатов. При этом фораминиферовый анализ характеризуется более высокой производительностью и возможностью его использования непосредственно в период морских работ.

2. Корреляция рудных прослоев верхнего мела и кайнозоя позволила установить выдержанность единого временного разреза корок не только на гайотах Магеллановых гор, но и соседних гайотах поднятий Маркус-Уэйк, Уэйк-Неккер и Маршалловых островов. Большой объем полученного биостратиграфического материала по горным породам, на которых формировалось рудное вещество, позволил более объективно оценить природные ус-

ловия рудообразования и сопоставить этапы роста рудных корок с ходом глобальных и региональных природных процессов.

3. Кобальтоносные железомарганцевые корки надежно стратифицируются по вещественному составу и строению их слоев. Биостратиграфические исследования позволяют определять возраст этих слоев. От подошвы разреза к кровле выделяются четыре слоя: слой I-1 – поздний палеоцен – ранний эоцен, слой I-2 – средний-поздний эоцен, слой II – миоцен и слой III плиоцен-четвертичного возраста.

4. Полный разрез корок Магеллановых гор четырехслойный (слои I-1 – I-2 – II – III). Однако чаще распространены сокращенные разрезы с выпадением одного или нескольких слоев. Наблюдается устойчивая закономерность в распределении сокращенных разрезов в пределах гайотов Магеллановых гор. В корках гайотов восточного звена чаще отсутствует нижний слой I-1. В пределах же западного звена чаще выпадает промежуточный слой I-2. Вероятно, это отражает локальные закономерности развития рудогенного процесса в разных районах цепи Магеллановых гор.

5. Сопоставление строения и состава слоев корок с составом разновозрастных осадочных толщ позволяет выявить условия рудоотложения. Нижняя фосфатизированная часть разреза (слои I-1, I-2, реликтовые) сформирована в относительно мелководных условиях – менее 600 м, в условиях шельфа – верхней батиали. Реликтовые слои могли быть сформированы в еще более мелководных зонах, вплоть до фотических. Верхние слабопреобразованные слои II и III, очевидно, формировались на глубинах близких к современным, то есть от 1200 до 3000 м.

1. Алексеева О.А. Радиоларии в железомарганцевых конкрециях и вмещающих их осадках поля Клариян-Клиппертон Северо-Восточной котловины Тихого океана // Геология и геохимия железомарганцевых конкреций Мирового океана. - Л.: ПГО «Севморгеология». 1988.-С. 68 – 72.
2. Басов И.А. Стратиграфические перерывы в осадочном чехле северо-западной Пацифики и их связь с геологическими событиями // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО ДАН СССР. 1989. С. 91 – 96.
3. Батулин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука. 1986. 328 с.
4. Григорьев Д.П. Сравнительно-исторический анализ при изучении генезиса минералов и минеральных месторождений // Зап. Всесоюз. Минерал. Общ. 1978. Ч. 111. № 4. С. 407 – 415.
5. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана / Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.Б. и др. М.: Наука. 1990. 229 с.
6. Захаров Ю.Д., Мельников М.Е., В.Д. Худик и др. Новая находка поздне меловых аммоноидей (Cephalopoda) в осадках дна океанов // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22. № 5. С. 51 – 57.
7. Захаров Ю.Д., Плетнев С.П., Мельников М.Е., и др. Первые находки меловых белемнитов в Магеллановых горах Тихого океана // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 36 – 51.
8. Кеннет Дж.П. Морская геология. 1987. Т. 1. М.: Мир. 396 с.
9. Кобальтбогатые руды Мирового океана / Л.И. Анисеева, С.И. Андреев, В.Е. Казакова и др. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2002. 167 с.

10. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир. 1982. 392 с.
11. Кругликова С.Б. Радиоларии и возраст железомарганцевых конкреций // Природа. 1995. № 4. с. 48 – 58.
12. Кругляков В.В., Мельников М.Е., Голева Р.В. и др. Рудные корки подводных поднятий Мирового океана. Геленджик: ЦГГЭ. 1993. 129 с.
13. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ «Южморгеология». 2005. 230 с.
14. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А. и др. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Федорова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25. № 1. С. 3 – 13.
15. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А. и др. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Альба (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2007, Т. 26. № 3. С. 65 – 74.
16. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А., Седышева Т.Е. Новые данные о морфологии и геологическом строении гайота Грамберга (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2009, Т. 28. № 4. С. 105 – 115.
17. Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст // Тихоокеан. геология, 1994. № 4. С. 13 – 27.
18. Мельников М.Е., Туголесов Д.Д., Плетнев С.П. Строение верхней части разреза осадочной толщи гайота Ита-Май-Тай по данным геоакустического профилирования (Тихий океан) // Океанология. 2010. Т. 50. № 4. С. 618 – 626.
19. Мельников М.Е., Юбко В.М., Берберьян Т.К. и др. О стратификации железомарганцевых конкреций рудной провинции Кларион-Клиппертон // Геология твердых полезных ископаемых Мирового океана. Геленджик: НИПИОкеангеофизика. 2003. С. 61 – 77.
20. Михайлик, Е.В., Ханчук А.И. Роль топографических вихрей Тэйлора-Хогга в формировании кобальто-марганцевых корок гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Докл. АН. 2004. Т.394. № 2. С. 234 – 236.
21. Михайлик, Е.В., Ханчук А.И., Хершберг Л.Б. Роль топографических вихрей Тэйлора-Хогга в формировании железомарганцевых конкреций по периферии Магеллановых гор Тихого океана // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25. № 1. С. 14-17.
22. Плетнев С.П. Дополнительные биостратиграфические данные о гайотах Западной Пацифики (на основе анализа фораминифер) // Новые данные о стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. С.100– 105.
23. Плетнев С.П., Бирюлина М.Г. Биостратиграфические исследования западной части Тихого океана (Новогебридские желоба, хребет Михельсона, Магеллановы горы) // , Владивосток: ДВО АН СССР. 1989. 37 с.
24. Плетнев С.П., Мельников М.Е., Пунина Т.А., Захаров Ю.Д. Меловые отложения гайотов Магеллановых гор (Тихий океан). Материалы 4-го Российского совещания по мелу. 20-26 августа 2010 в г. Ульяновске. В печати
25. Плетнев С.П., Раткин В.В., Щека С.А. Скорости роста железомарганцевых конкреций и корок в Филиппинском море // ДАН СССР. 1985. Т.283. №4. С. 961–963.
26. Пуляева И.А. Этапы формирования железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана // Автореферат на соискание степени канд. геол.-мин. наук, 04.00.10, СПб. 1999. 27 с.
27. Хальбах П., Путьанус Д. Богатые кобальтом железомарганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана – состав и образование // Геология Мирового океана. Докл. 27-го МГК. М. 1984. Т. 6. Ч. 1. С. 27–40.

28. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
29. Cowen J.P., DeCarlo E.H., McGee D.L. Calcareous nannofossils biostratigraphic dating of a ferromanganese crust from Schumann seamount // *Mar. Geol.* 1993. V. 115. P. 289 – 306.
30. Glasby G.P., Ren X., Shi X., Pulyaeva I.A. Co-rich Mn crusts from the Magellan seamounts cluster: the long journey through time // *Geo-Mar Lett.* 2007. V. 27. P. 315 – 323.
31. Halbach P., Manheim F.T., Otten P. Co-rich ferromanganese deposits in the marginal seamount regions of the Central Pacific basin. Results of Midpac'81 // *Erzmetall.* 1982. V. 35. № 9. P. 447 – 453.
32. Harada K., Nishida S. Biostratigraphy of some marine manganese nodules // *Nature.* 1976. V. 260. № 5554. P. 770 – 771.
33. Harada K., Nishida S. Biochronology of some Pacific ferromanganese nodules and their growth mechanism // *La genese de nodules de manganese.* P.: Ed. CNRS. 1979. P. 211 – 216.
34. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Program. W. 1973. V. 20.
35. Janin M.-Ch. Essai de datation de concrétions polymétalliques et évolution quaternaire du coccolithe *Cyclococcolithus leptoporus-macintyreii* // *Bull. de la Soc. géol. de France.* 1983. V. 23. № 3. P. 287 – 296.
36. Janin M.-Ch. The imprints of Cenozoic calcareous nannofossils from polymetallic concretion: biostratigraphic significance for two crusts from the central Pacific (Line Islands ridge and Mid-Pacific mountains) // *Abh. geol. B.-A.* 1987. V. 39. P. 121 – 141.
37. Janin M.-Ch., Person A. Biostratigraphie comparee de nodules et sediments du Pacifique Nord-Equatorial (zone Clarion-Clipperton) // *Bull. Soc. Geol. France.* 1986. (8). T. II, № 3. P. 373-380.
38. Melnikov M., Pletnev S. The beginning of ferromanganese ore-formation process at the magellan seamounts – cenomanian? // *Marine environment and resources in the 21st century. Materials of the 1st China – Russia symposium of marine science.* 2009. 1st Inst. Oceanography. Qingdao. P. 121 – 122.
39. Xu Dongyu. Paleo-ocean events and mineralization in the Pacific ocean // *Proc. 30th int'l. Geol. Congr.* 1997. V. 13. P. 129 – 144.
40. Rea D.K., Lyle M.W. Paleogen calcite compensation depth in the eastern subtropical Pacific: Answers and questions // *Paleoceanography.* 2005. Vol. 20. P. 1012-1021.
41. Xu Dongyu, Yao De, Chen Zongtuan. Paleo-ocean environments and events of the formation of manganese nodules // *Resource geology special issue.* 1993. № 17. P. 66 - 75.
42. Zakharov Y.D., Melnikov M.E., Khudik V.D. et al. New findings of ammonoid shells (Cephalopoda) in ocean floor deposits // *Mitt. Geol.-Palaeont. Inst. Univ. Hamburg.* Heft 88. Hamburg. 2004. S. 195 – 204.
43. Zakharov Y.D., Melnikov M.E., Pletnev S.P. et al. Supposed deep-water temperature fluctuations in the Central Pacific during latest Cretaceous time: first evidence from isotopic composition of belemnite rostra // *Cephalopods – Present and Past* (eds. Tanabe K., Shigeta Y., Sasaki T., Hirano H.) Tokai University Press. Tokyo. 2010. P. 267-285.

*За результатами аналізу комплексів планктонних і бентосних форамініфер визначено геологічний вік головних елементів перетину (шарів) кобальтоносних манганових кірок Магелланових гір. Одержані дані відтворюють результати попередніх досліджень комплексів наннопланктону. Співставлення складу і будови шарів з одновіковими утвореннями осадового чохла виявило, що шари I-1 (пізній палеоцен-ранній*



эоцен) і І-2 (середній – перша половина пізнього еоцену) осідали в умовах шельфу – верхньої батіалі (нижче 600 м). Два верхні шари ІІ і ІІІ (середній-пізній міоцен, плейстоцен) сформувалися на глибинах, наближених до сучасних.

*Analysis of planctonic and benthic foraminifera allowed the age of crustal section elements at the Magellan Seamounts to be dated. Forams data have shown a good reproducibility of results, based on nannoplankton studies. Comparison of age and crustal layer composition with coeval sediments has allowed making interesting conclusions on conditions of ore accumulation. The lower parts of a crustal section (layers 1-1 (Late Paleocene-Early Eocene) and 1-2 (Middle-Early Eocene)) were formed at a depth less than 500-600 m. Two upper layers (layer II Middle-Late Miocene and III Pleistocene) were formed evidently in conditions close to the modern ones.*

Поступила 01.02.2011 г.