

УДК 551.352:763.79:561.26(261.5)

© В.Н.Свальнов, О.Б.Дмитренко, Г.Х.Казарина, 2012

Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОСАДКИ ПОД АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИМИ КРУГОВОРОТАМИ АТЛАНТИКИ

Литологические и микропалеонтологические исследования осадков Канарской, Бразильской, Ангольской и Капской котловин показали, что по комплексам планктонных фораминифер, известкового нанопланктона и диатомей отложения, представленные окисленными миопелагическими глинами, в разной степени восстановленными гемипелагическими глинами, глинисто-кремнистыми (этомодискусовыми) илами, карбонатными (кокколито-фораминиферовыми), глинисто-известковыми, а также известковисто-глинистыми осадками, имеют плейстоцен-голоценовый возраст. Обнаружены доказательства перераспределения осадочного материала холодными антарктическими придонными водами, суспензионными потоками, оползнями и обрушениями. В обследованных котловинах выявлены низкие темпы седиментации, обусловленные малой биопродуктивностью, батиметрическим и структурным контролем распространения антарктических придонных вод, воздействием этих вод на карбонатные осадки и нанофоссилии. Южный полярный фронт неоднократно смещался на север относительно современного положения.

Горизонтальная циркуляция поверхностных вод представлена гигантскими антициклоническими круговоротами – макроциркуляционными системами в северных и южных половинах океанов под соответствующими атмосферными субтропическими антициклонами [16, 17]. Круговороты двух полушарий разделяются четко выраженными пассатными течениями западного направления, между которыми прослеживается идущее на восток противотечение у экватора. В антициклонических системах центростремительные силы вызывают накопление вод и их опускание в центральных частях. При циклоническом обращении макроциркуляционных систем центробежные силы разносят воды от центра к периферии, в результате чего возникает подъем богатых питательными солями вод в центральной части циклонического круговорота. Именно осевые зоны циклонических макроциркуляционных систем (дивергенции) наиболее благоприятны для жизнедеятельности биоты в отличие от биологически обедненных осевых зон антициклонических систем (конвергенций).

В данной статье обсуждаются закономерности четвертичной седиментации и комплексы микрофоссилий (кокколитов, диатомей) под антициклоническими круговоротами поверхностных течений Атлантики на примере Бразильской, Ангольской, Капской и Канарской котловин, которые объединяет большое сходство современных условий и процессов осадкообразования. В Бразильской, Ангольской и Капской котловинах осадки формиру-

ются под воздействием южного субтропического антициклона, образованного течениями Бенгельским, Южным пассатным, Бразильским и Южно-Атлантическим (западных ветров) [16, 17]. На седиментацию в Канарской котловине существенно влияет северная субтропическая антициклоническая система, составными частями которой являются течения Гольфстрим, Канарское, Северное пассатное и Антильское.

Основная масса придонных вод Атлантики создается в море Уэдделла [16, 17]. Холодные придонные антарктические воды, двигаясь на север через Аргентинскую котловину, каналы Вима и Хантер, проникают в Бразильскую котловину, заполняя ее глубинные части. Далее на север (до 35–40° с. ш.) эти водные массы проникают через глубоководные проходы, соединяющие все западные котловины Атлантического океана [3, 9, 21, 25]. Через долину (зону разлома) Романш, разделяющую в районе экватора Срединно-Атлантический хребет, они проникают в восточную глубоководную часть Атлантического океана, где перемещаются на север до Азорского порога и на юг до Китового хребта. С юга к этому хребту подходят более холодные воды непосредственно из котловин Южной Атлантики. Разница придонных потенциальных температур по обе стороны от Китового хребта составляет около 1°С.

Сочетание антициклонической циркуляции и высокой температуры (20–26°С) поверхностных вод создает сложные условия для жизнедеятельности микропланктона в Бразильской, Ангольской и Капской котловинах. Преобладающая среднегодовая первичная продукция здесь не превышает 100 мг С/м² в день, однако в приэкваториальной зоне колеблется в пределах 100–500 мг С/м² в день [8]. Численность клеток фитопланктона в слое воды 0–100 м обычно в среднем составляет около 100 кл/л [2], а биомасса сетного зоопланктона – 25–100 мг/м³ [1]. Общая биомасса бентоса редко превышает 1,0 г/м² [6]. Для котловин характерны эвтрофные условия обитания макробентоса [15] при содержаниях С_{орг} в поверхностном слое осадков 0,25–0,50 % [11].

В Канарской котловине также наблюдаются типичные для всего Атлантического океана эвтрофные условия обитания макробентоса. Подобно Бразильской, Ангольской и Капской котловинам содержание С_{орг} в поверхностном слое осадков составляет 0,25–0,50 %. Первичная продукция достигает 150 мг С/м² в день [8], число клеток фитопланктона меньше 100 кл/л [2], а биомасса сетного зоопланктона варьирует от 25 до 50 мг/м³ [1]. Общая биомасса бентоса не превышает 0,05 г/м² [6].

Таким образом, сходство условий седиментации в Бразильской, Ангольской, Канарской и Капской котловинах заключается не только в антициклонической циркуляции поверхностных вод, но и в близких величинах показателей биогенного осадкообразования (С_{орг}, первичная продукция и т.д.).

Материал и методы. Исходным материалом для изучения процессов четвертичной седиментации под антициклоническими круговоротами поверхностных течений в Атлантике послужили глубоководные осадки, собранные ударной трубкой большого диаметра (ТБД) и дночерпателем «Океан-50» (Дч) в котловинах Канарской (40-й рейс НИС «Академик Курчатов», 1984 г.), Бразильской (18-й рейс НИС «Академик Сергей Вавилов», 2004 г.),

Местоположение геологических станций в котловинах Атлантики

Номер станции	Координаты		Глубина, м	Орудие отбора	Длина монолита, см
	широта	долгота			
Канарская котловина					
4320	18°01,4' с.ш.	46°21,7' з.д.	2900	ТБД	197
4321	17°53,3' "	42°04,17' "	5210	"	307
4323	22°18,5' "	37°09,6' "	5750	ДЧ	12
4324	22°18,1' "	37°07' "	5500	ТБД	273
4324/1	22°17,8' "	37°06,9' "	4918	"	5
4325	22°15,1' "	37°05,4' "	4800	"	3
4326	22°17' "	36°50,3' "	5709	"	11
4327	22°18,5' "	36°50,7' "	5500	"	4
4328	22°26,3' "	36°54,9' "	6006	"	4
4329	22°20' "	36°55,1' "	5376	"	2
4332	22°15,7' "	37°03,6' "	5131	"	5
4333	22°17,6' "	37°05,1' "	4900	"	5
4334	22°14,4' "	37°14,9' "	4720	ТБД	115
Бразильская котловина					
1535	25°35,7' ю.ш.	24°02,4' з.д.	4500	"	395
1536	22°17,6' "	24°01,1' "	5500	"	450
1537	19°05' "	24°02,9' "	5000	"	470
1538	22°17,8' "	24°04,6' "	5200	"	128
1539	15°52,9' "	24°02,1' "	5100	"	333
1540	12°41,1' "	24°02,1' "	5500	"	510
1541	06°10,8' "	24°01,1' "	5800	"	124
1542	02°59,1' "	24°01,2' "	5500	"	478
1543	0°09,7' "	23°58,1' "	3400	"	10
Ангольская* и Капская котловины					
2182*	23°30,52' ю.ш.	04°17,19' з.д.	4990	ТБД	215
2189	35°20,56' "	03°01,70' в.д.	5080	"	474
2190	35°50,41' "	03°23,92' "	5200	"	342
2194	36°26,12' "	08°02,37' "	4728	"	235
2194/1	36°27,14' "	08°00,50' "	4764	ДЧ	15
2195	36°35,48' "	08°10,91' "	4708	"	5

Ангольской и Капской (29-й рейс НИС «Академик Иоффе», 2009 г.). В Канарской котловине и на восточном склоне Северо-Атлантического хребта опробование выполнено на глубинах 2900–6006 м (таблица). Вскрытая ударной трубкой мощность разреза составляла 2–307 см (рис. 1). В осевой части Бразильской котловины осадки были собраны на меридиональном профиле (9 станций) вдоль 24° з.д. от 25°35,7' ю. ш. до 0°09,7' ю. ш. на глубинах 3400–5800 м (рис. 2, см. табл.). Вскрытая ударной трубкой мощность разреза составляла 10–510 см. На севере Капской и в Ангольской котловинах на глубинах 4708–5200 м опробованы верхние горизонты (мощностью 5–474 см) осадочной толщи (рис. 3, см. таблицу).

С использованием оптического микроскопа изучены в смерслайдах, отмывках и шлифах петрографический состав осадков, диатомей, известковый нанопланктон. Соотношение комплексов планктонных фораминифер (ПФ) в отмытых пробах оценивалось Н.В.Беляевой под бинокляром [13].

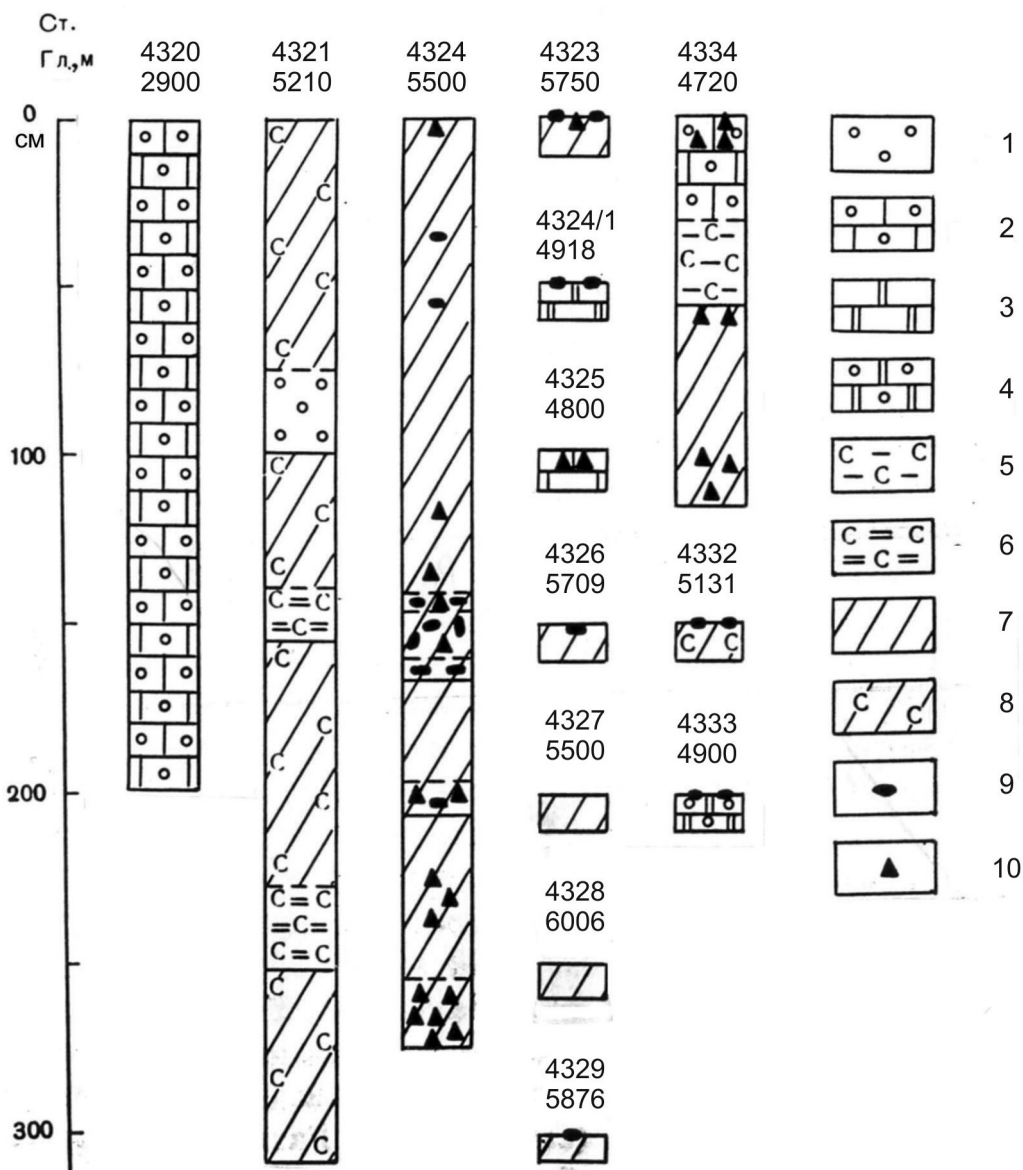


Рис. 1. Строение четвертичной осадочной толщи на юго-западе Канарской котловины: 1–6 – осадки (1 – фораминиферовые, 2 – кокколитов-фораминиферовые, 3 – кокколитовые, 5 – глинисто-известковые, 6 – известковисто-глинистые); 7 – миопелагические глины, 8 – то же, слабоизвестковистые; 9, 10 – марганцево-железистые конкреции: 9 – округлые, 10 – угловатые; 11–12 – граница раздела (11 – постепенная, 12 – резкая)

Исследования диатомей проводились в микроскопе проходящего света «Karl Zeiss» при увеличениях более 1500 раз. Их количественное содержание определялось путем подсчета встреченных экземпляров в условной единице объема осадка, необходимого для приготовления стандартного смерслайда. Изучение и подсчет кокколитов выполнены в смерслайдах и отмытках с помощью светового биологического микроскопа «Amplival» с увеличением 1350 раз и сканирующего электронного микроскопа JSM – U3 при увеличе-

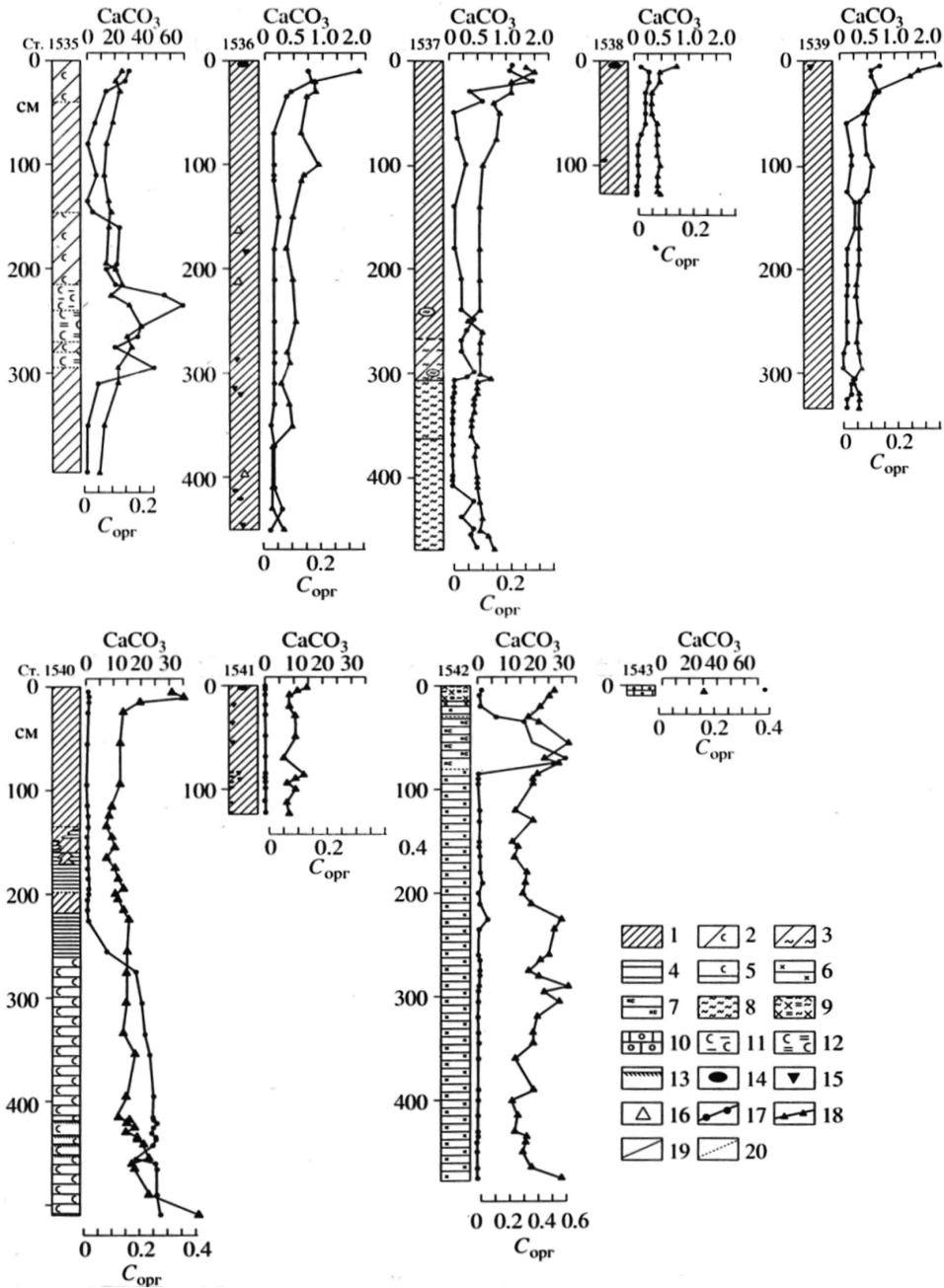


Рис. 2. Литологический и химический состав четвертичных осадков Бразильской котловины: 1–13 – типы осадков (1 – миопелагическая глина, 2 – то же, слабоизвестковистая, 3 – то же, обогащенная диатомеями, 4 – гемипелагическая глина, 5 – то же, слабоизвестковистая, 6 – то же, обогащенная радиоляриями и диатомеями, 7 – то же, слабоизвестковистая, обогащенная радиоляриями и диатомеями, 8 – диатомовый (этмодискусовый) ил, 9 – диатомово-радиоляриевый глинистый ил, 10 – кокколито-фораминиферовый осадок, 11 – глисто-известковый ил, 12 – известковисто-глинистый ил, 13 – гемипелагическая глина, обогащенная оксигидроксидами железа); 14 – железомарганцевая конкреция; 15 – то же фрагмент; 16 – обломок коренной породы; 17, 18 – содержание (%) (17 – CaCO_3 , 18 – C_{opr}); 19, 20 – граница раздела (19 – резкая, 20 – постепенная)

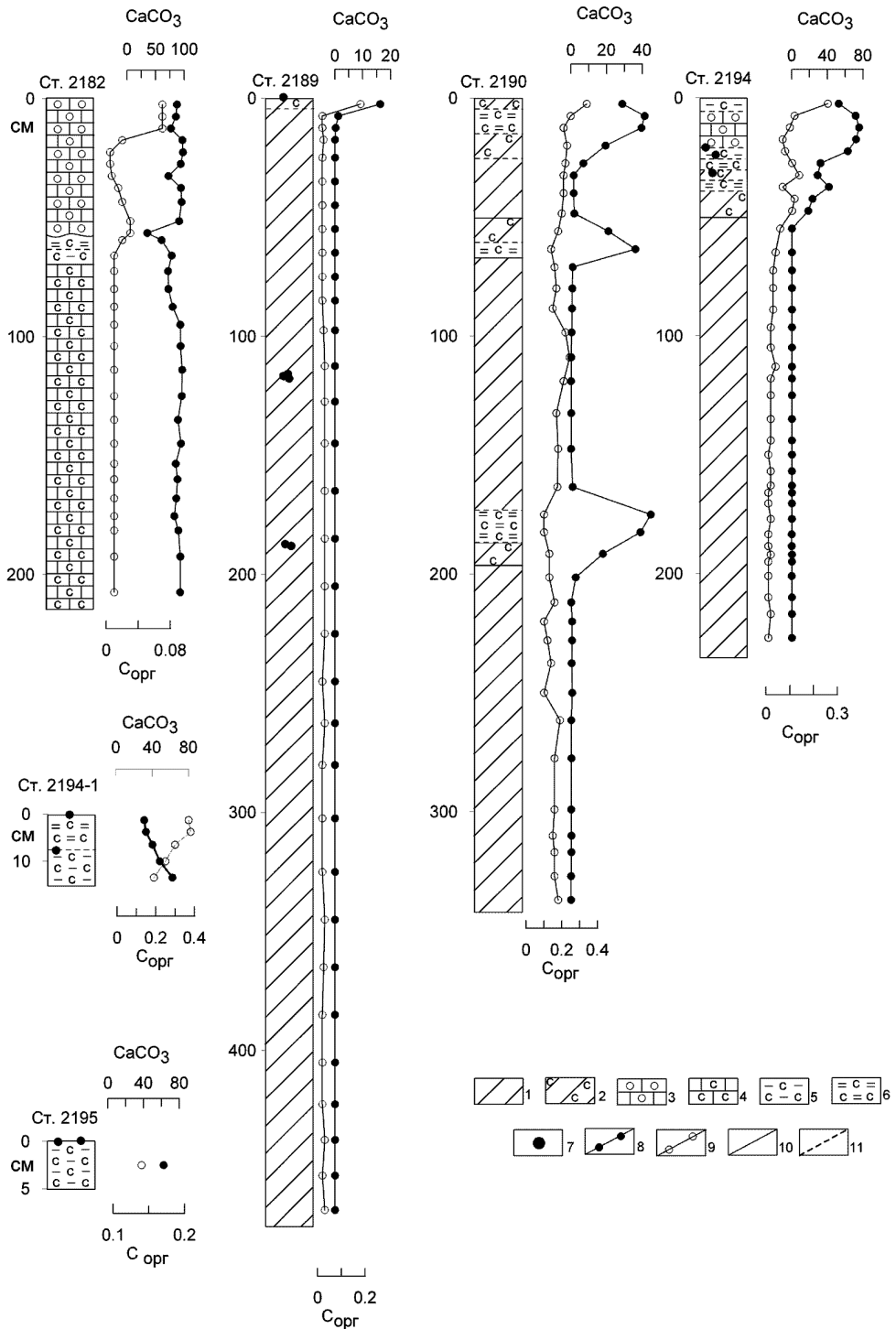


Рис. 3. Литологический и химический состав четвертичных осадков Ангольской и Капской котловин: 1–6 – типы осадков (1 – миопелагическая глина, 2 – то же, слабоизвестковистая, 3 – кокколито-фораминиферовый осадок, 4 – фораминиферо-кокколитовый ил, 5 – глинисто-известковый ил, 6 – известкисто-глинистый ил); 7 – железо-марганцевая конкреция; 8, 9 – содержание (%) (8 – CaCO₃, 9 – C_{орг}); 10, 11 – граница раздела (10 – резкая, 11 – постепенная)

ниях до 10 000 раз. Полученные результаты контролировались определениями CO_2 и $C_{орг}$ методом сжигания [10].

Кроме упомянутых выше, авторами использованы следующие методики: гранулометрический, иммерсионный (минералогический) и химический анализы, рентгеновская дифрактометрия, атомная абсорбция, рентгено-флюоресцентный метод, просвечивающая аналитическая электронная микроскопия (микродифракция электронов, энергодисперсионный анализ), минераграфия, масс-спектрометрический анализ с индуктивносвязанной плазмой.

Образцы железо-марганцевых микроконкреций получены после промывки осадков через капроновую сетку (ячейка около 0,05 мм) и последующего отбора под бинокуляром. Предварительное обогащение некоторых проб выполнено путем электромагнитного сепарирования. Попутно под бинокуляром регулярно фиксировались следующие параметры микроконкреций: размер, форма, характер поверхности, цвет, состав ядер и структурно-текстурные особенности рудной оболочки (в полировках), процентное соотношение фракций микроконкреций по объему или по массе (после их взвешивания).

Состав осадков и микрофоссилий. В исследованном районе Канарской котловины вскрыты плейстоцен-голоценовые илы. На глубинах < 4900 м обнаружены окисленные биогенные осадки – фораминиферовые, кокколито-фораминиферовые и фораминиферово-кокколитовые (см. рис. 1). Глубже (5100–6000 м) распространены миопелагические глины, местами слабоизвестковистые [13]. На поверхности осадков полигона (ст. 4323–4334) залегают довольно обильные железо-марганцевые конкреции (ЖМК). Наряду с конкрециями округлой формы (мощность рудной оболочки до 2,5 см) здесь нередки «незрелые» (и, вероятно, более молодые) ЖМК, очертания которых отчетливо наследуют угловатую форму ядра, а мощность рудной корки составляет всего лишь 1–3 мм. На ст. 4334 скопления угловатых конкреций обнаружены и в подповерхностных слоях осадков. Особенно многочисленны такие ЖМК в колонке 4324, где они рассеяны в толще осадков и совместно с округлыми конкрециями образуют три горизонта (140–165, 196–206, 253–273 см). Длинные оси ЖМК часто ориентированы субвертикально. Сочетание этого факта и совместного захоронения конкреций разной степени «зрелости» указывает, по-видимому, на возможность нескольких циклов переотложения ЖМК. Доказательством переотложения более тонкого (биоэдафогенного) материала могут служить осадки колонки 4321, в которой миопелагические глины включают слой известковых (фораминиферовых) турбидитов (см. рис.1).

Среди округлых конкреций выделяются сферические, эллипсоидальные и уплощенные; поверхность по всему периметру слабошероховатая. Ядра, сложенные глинистым веществом, частично замещены гидроксидами железа и марганца, окружены рудной оболочкой мощностью 1,0–2,5 см. Последняя характеризуется довольно однообразным строением от ядра до поверхности (и верхней, и нижней), проявленным в развитии радиально-дендритовой текстуры, обусловленной ростом объемных дендритов, вытянутых вдоль радиуса конкреции. Каждый дендрит имеет тонкослоистое

строение, выраженное в чередовании слабоотражающих изотропных (в скрещенных николях) рудных слоев с тончайшими черными глинистыми слоями. Интерстиции между дендритами заполнены обломочным нерудным материалом, количество которого вблизи ядра довольно значительно. Практически во всех изученных конкрециях в приядерной и в приповерхностной областях текстурное единообразие рудной оболочки нарушается появлением маломощной (до 1 мм) зоны тонкослоистого строения, представленной чередующимися (в отраженном свете) серыми изотропными, светло-серыми анизотропными рудными и черными глинистыми слоями.

Судя по результатам проведенного ранее минералогического исследования конкреций данного района методом аналитической электронной микроскопии (микродифракция электронов и энергодисперсионный микрозондовый анализ) [18], основными рудообразующими минералами обогащенных железом конкреций ($Mn/Fe < 1$) с радиально-дендритовой текстурой рудной оболочки являются Fe-содержащий вернадит и ферроксигит, находящиеся друг с другом в ультратонких сростаниях. В качестве примесей в конкрециях были обнаружены гетит, маложелезистый вернадит и неупорядоченный смешаннослойный асболан-бузерит. Повышение концентрации преимущественно марганцевых фаз происходит только в тонкослоистых зонах, где они входят в состав более высокоотражающих анизотропных слоев, которые обогащены Mn, Ni и Cu [24]. Марганцевое анизотропное вещество образует не только отдельные слои, но и заполняет трещины и частично интерстиции между дендритами, проникая в ранее образованную радиально-дендритовую оболочку. Это, вероятно, свидетельствует о воздействии на конкреции растворов, обогащенных диагенетически мобилизованным из осадков марганцем. Судя по малой мощности токослоистых зон, диагенетические процессы были, по-видимому, кратковременными и протекали с довольно низкой интенсивностью, а основной материал рудной оболочки, состоящей из тонких сростаний ферроксигита и Fe-содержащего вернадита, образовался гидрогенным путем.

По вещественно-генетическим и морфологическим признакам конкреции Канарской котловины можно отнести к седиментационным марганцево-железистым. Значение Mn/Fe в них варьирует от 0,48 до 1,02, но всегда эта величина несколько меньше для верхней части конкреций, чем для нижней, что подтверждает слабый диагенетический подток марганца из осадков, выявленный при минералогических исследованиях. Верх конкреций относительно их низа помимо Fe нередко обогащен Co, Mo, Pb, V, Mg. Значительные вариации состава конкреций на ст. 4323 объясняются, по-видимому, как их разновозрастностью, так и различиями в механизме роста конкреций разной формы. Уплотненные конкреции, имеющие большую площадь соприкосновения с диагенетически активным поверхностным слоем осадков, испытывают более значительное влияние поставки металлов (особенно марганца) из иловых вод на состав рудной оболочки по сравнению с округлыми (эллипсоидальными). Действительно, сильно уплотненная (0,5×0,5 см) конкреция 4323/2 относительно эллипсоидальной конкреции 4323/1 обогащена большинством вышеназванных элементов, но имеет близ-

кий состав с погребенной (относительно древней) конкрецией 4324-157, вскрытой на глубине 157 см [13].

Влияние эдафогенного материала на состав осадков рассмотрено на примере колонки 4324 длиной 273 см, представленной довольно однообразными миопелагическими глинами, включающими многочисленные округлые и угловатые конкреции (см. рис. 1), вероятно, переотложенные. Возраст осадков поверхностного слоя (0–5 см) определить точно не удалось. По видимому, они накопились в позднем плейстоцене–голоцене, судя по илам на ст. 4324/1 и 4330, которые содержат следующие виды кокколитов: *Emiliana huxleyi*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Helicosphaera carteri*, *Oolithothus antillarum*, *Umbellosphaera tenuis*, *U. irregularis*, *Ceratolithus cristatus* и др., принадлежащие на ст. 4324/1 зоне *Emiliana huxleyi* асме, возраст 0–0,07 млн лет, а на ст. 4333 – зоне *Emiliana huxleyi*, возраст 0–0,27 млн лет (здесь и ниже возраст по [23]).

По фауне планктонных фораминифер осадки колонки 4324 имеют плейстоценовый возраст [13]. В разрезе преимущественно встречаются устойчивые к растворению виды: *Globorotalia tumida*, *G. inflata*, *G. truncatulinoidea*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globoquadrina duttertrei*, *Globigerinita humilis*, реже присутствуют *Globigerinoides conglobatus*, *G. ruber*, *Globigerina calida*, *Globorotalia menardii*. Низкая численность ПФ (не > 1–3 видов в большинстве горизонтов); резкое доминирование видов с устойчивыми к растворению раковинами; одновременное присутствие форм одного вида разной степени сохранности; небольшое количество обломков (а в ряде горизонтов их отсутствие); наличие ожелезненных раковин – все это свидетельствует об устойчивом режиме растворения во время накопления осадков мощностью 273 см. Отсутствие карбонатных раковин бентосных фораминифер (БФ) также указывает на агрессивность вод к известковому материалу и низкие скорости седиментации (около 1,5 мм/1000 лет).

Наличие в ряде горизонтов очень мелких раковин плейстоценовых планктонных фораминифер хорошей сохранности, их абсолютное доминирование связано с привнесением материала из более мелководных участков дна, значительно удаленных от места отложения. По распределению этих форм можно судить о постоянном слабом поступлении карбонатных раковин (гор. 5–35, 60–80, 105–110, 125–130, 145–165, 185–210, 225–230, 255–273 см) вместе с материалом иного генезиса, количество которого определяет возможность захоронения мелких форм и их сохранность (обломки мелких фораминифер не встречены). Учитывая отсутствие бентосных известковых фораминифер и обломков, на ст. 4334 в плейстоцене формировались осадки N-фации [20], связанные с наиболее глубокой степенью растворения, не отмеченной ранее.

По химическому составу миопелагические глины (ст. 4324) отличаются от сходных осадков северной приэкваториальной зоны Тихого океана повышенным содержанием Ti и Al, пониженным – Mn, Ca, C_{орг}; в целом изменчивое количество MgO (2,0 – 7,1%) увеличивается к основанию колонки до 5,4–7,1%, отражая, вероятно, примесь эдафогенного ультрабазитового материала. Структура осадка пелитовая, повышенное содержание песчано-алевритовой фракции тяготеет к горизонтам глин с конкрециями,

однако распределение тяжелых минералов в этих фракциях более сложное. В ядрах конкреций обнаружены глинистые осадки и породы офиолитовой ассоциации. Сопоставление распределения ядер разного состава показало, что вниз по разрезу количество осадочных ядер увеличивается, т.е. прослеживается стадийность поставки ядер. Массовое переотложение конкреций вследствие сильных тектонических подвижек в плейстоцене происходило 4–5 раз, а единичные конкреции переотлагались в результате склоновых гравитационных процессов многократно.

Соотношение минералов в крупноалевритовой (0,1–0,05 мм) фракции осадков было получено после пересчета результатов иммерсионного анализа на абиогенные прозрачные компоненты. Среди тяжелых минералов на ст. 4324 суммарно преобладают эдафогенные тремолит и актинолит, моноклинные и ромбические пироксены, роговая обманка, оливин, хлорит, сфен, рутил, пренит, подчиненная доля приходится на терригенные минералы (гранаты, минералы группы эпидота, корунд, апатит, циркон, турмалин) и аутигенный барит. Легкие минералы в основном представлены терригенным кварцем, полевыми шпатами, наземно-вулканогенным кислым стеклом, аутигенными цеолитами и глауконитом, нередко присутствует (иногда в значительных количествах) эдафогенные серпентин и основные плагиоклазы. Судя по неравномерному распределению в разрезе наиболее обильных тремолита и актинолита, привнос в осадки тектоэдафогенного материала происходил неоднократно. Начало каждого цикла переотложения отмечено повышенными содержаниями этих минералов, а завершение — пониженными. Сходный с описанным, но обедненный комплекс минералов наблюдается и на других станциях в Канарской котловине. Кроме названных компонентов, в крупноалевритовой фракции встречены биогенные кремнистые и карбонатные обломки, трудноопределимые зерна, черные рудные минералы, гидроксиды железа, единичные глобулы пирита, железомарганцевые микроконкреции. На ст. 4324 последние слагают до 42% фракции 0,1–0,05 мм и распределены в разрезе крайне неравномерно.

Фракция < 0,001 мм в основном представлена хлоритом, заметную примесь составляют палыгорскит, монтмориллонит, гидрослюда, кварц и полевые шпаты; присутствуют каолинит и серпентин. Высокое содержание хлорита и палыгорскита обусловлено, вероятно, поступлением их из местных (эдафогенных) источников. Именно с возрастанием доли палыгорскита в субколлоидной фракции связано, видимо, увеличение содержания магния в осадках ст. 4324.

На меридиональном профиле в осевой зоне Бразильской котловины в разрезах преобладают бескарбонатные миопелагические глины (0,03–0,36% $C_{орг}$), нередко включающие ЖМК и их обломки. В области перехода к приконтинентальному типу океанского литогенеза [12] распространены в разной степени восстановленные гемипелагические глины (0,08–0,60% $C_{орг}$). Выше компенсационной глубины карбонатакопления – КГл (4800 м) обнаружены известковые (кокколито-фораминиферовые) осадки [14].

Для Бразильской котловины весьма характерны локальное формирование тонкослоистых этмодискусовых (диатомовых) илов, размыв и переотложение осадочного материала. Основными агентами переотложения слу-

жат холодные придонные антарктические воды, турбидные потоки, обрушения и оползни разного масштаба. Придонные течения эродируют дно, перемещая взвешенный материал в северном направлении, а суспензионные потоки способствуют сохранению известковых скелетов нанопланктона и планктонных фораминифер гораздо ниже КГЛ, а также образованию этмодискусовых илов. Роль оползней и обрушений заключается как в перемещении значительных масс ранее сформированных осадков, так и в поставке обломков коренных пород дна – потенциальных ядер ЖМК.

На ст. 1535 определено около 50 видов наннофоссилий, включая виды вторичного залегания. Распределение кокколитов в осадках крайне неравномерное — от очень высоких содержаний до полного исчезновения (рис. 4). Разрез представлен плейстоцен-голоценовыми осадками и включает 5 кокколитовых зон [23]: *Emiliana huxleyi* acme (0–10 см), *Emiliana huxleyi* (10–85 см), *Gephyrocapsa oceanica* (125–145 см), *Pseudoemiliana lacunosa* (145–260 см), зона мелких *Gephyrocapsa* (260–325 см). В интервалах 85–125 и 325–395 см кокколиты практически отсутствуют (см. рис. 4). По всей колонке встречаются переотложенные палеоген-плиоценовые виды. Средняя скорость осадконакопления в районе ст. 1535 не превышает 4 мм/1000 лет.

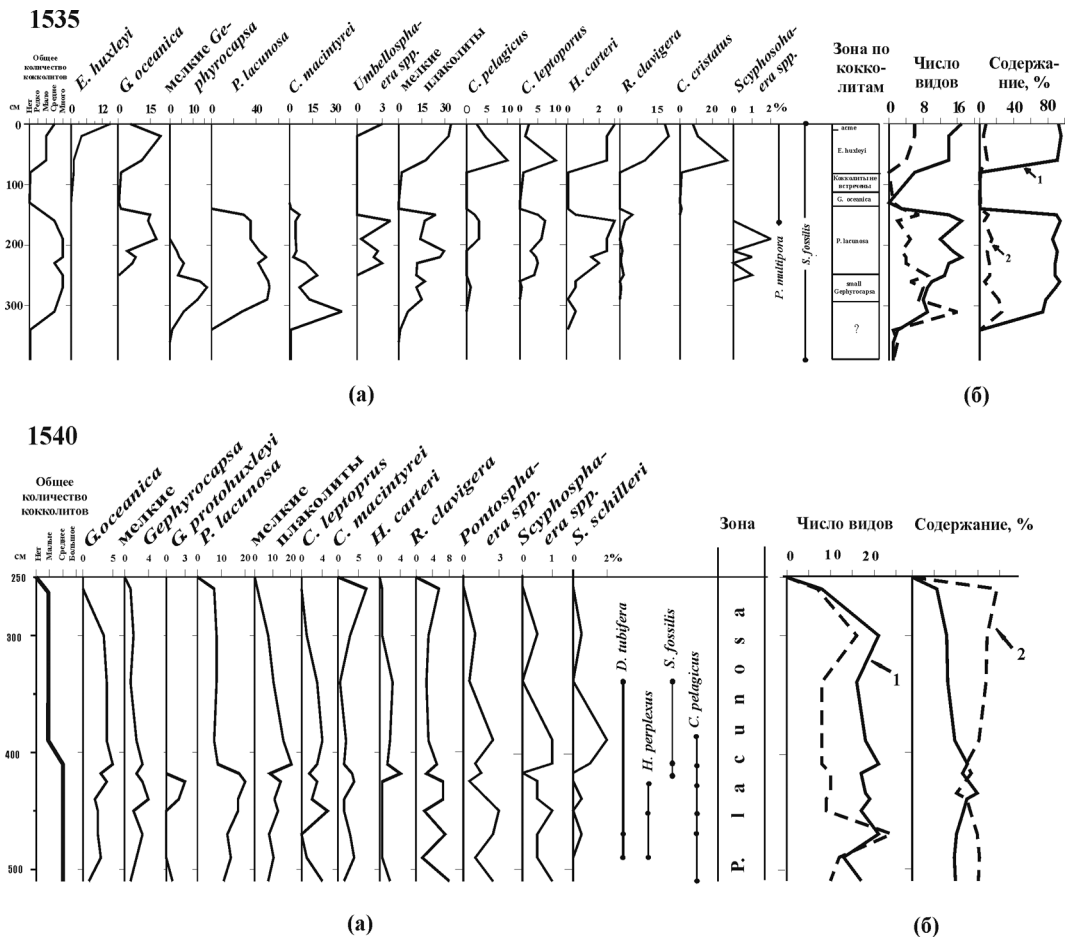


Рис. 4. Распределение наннофоссилий (а) и соотношение местных и переотложенных видов (б) в колонках Бразильской котловины

Возраст колонок бескарбонатных миопелагических глин на станциях 1536, 1538, 1539, 1541 и 1545 оценить не удалось. В основании разреза аналогичных глин на ст. 1537 залегают в разной степени восстановленные тонкослоистые этмодискусовые илы, основным компонентом которых являются обломки створок гигантской диатомеи *Ethmodiscus rex*. Формирование этих илов связано с эпизодическим бурным расцветом этмодискусов и с последующим многократным переотложением их створок. Поскольку в экваториальной зоне Атлантики пики встречаемости *Ethmodiscus rex* в осадках плейстоцена ограничены гляциальными эпизодами [22], на ст. 1537 вскрыты, по-видимому, отложения позднего плейстоцена. С другой стороны, наличие в колонке этмодискусовых тонкослоистых илов косвенно свидетельствует о процессах переотложения осадочного материала в осевой части Бразильской котловины.

На ст. 1540 осадки верхних 250 см колонки не содержат кокколитов. Ниже разрез насыщен нанопланктоном от средних (гор. 250–400 см) до больших (гор. 400–500 см) общих количеств. По составу кокколитов колонки 1540 и 1535 сходны. Определено более 20 четвертичных видов и до 24 переотложенных (см. рис. 4). При этом в ассоциациях преобладают виды вторичного залегания (50,5–77,7% всех кокколитов) [14]. Они представлены плиоценовыми, миоценовыми и палеогеновыми формами с резким преобладанием верхнеплиоценовых видов. Столь значительный привнос относительно более древних кокколитов, видимо, связан как с Южным пассатным течением, так и с проникающими сюда с Южно-Атлантического хребта турбидными потоками. В целом же на ст. 1540 вскрыты осадки нижней части верхнего плейстоцена. Судя по резким границам раздела, переотложению подверглись не только кокколиты, но и в разной степени восстановленные гемипелагические глины. Последние могли быть смещены суспензионными потоками и оползнями с западных окраин Южной Атлантики.

В гемипелагических осадках колонки 1542 длиной 478 см наблюдается обильное скопление ископаемых диатомей разнообразного таксономического состава. Определено более 50 широкоэкваториальных видов, типичных для изученной части Атлантического океана. Осадки отвечают плейстоценовой зоне *Pseudoeunotia doliolus* [19] и отложились примерно в последние 700 тыс. лет со средней скоростью 6,8 мм/1000 лет.

В Ангольской котловине ст. 2182 расположена в пределах субтропической биогеографической зоны [4]. Наиболее представительный кокколитовый материал получен именно на этой станции. В целом ассоциации нанофоссилий содержат 14 видов, включая переотложенные верхнеплиоценовые дискоастеры. В интервале 0–25 см определена верхняя кокколитовая зона *Emiliania huxleyi* (не древнее 0,27 млн лет). Ниже (гор. 25–115 см) следуют нерасчлененные зоны *Gephyrocapsa oceanica* (0,27–0,44 млн лет) + *Pseudoemiliania lacunosa* (0,44–0,92 млн лет), виды-индексы которых присутствуют совместно (рис. 5а). Несколько более ранние зоны в разрезе не выявлены, по-видимому они размыты и переотложены. Ниже (до забоя колонки) на уровне 115 см определена зона *Calcidiscus macintyreii* (1,51–1,65 млн лет). Наличие горизонтов с повышенным и пониженным содержанием кокколитов может указывать на пульсацию южного полярного фронта

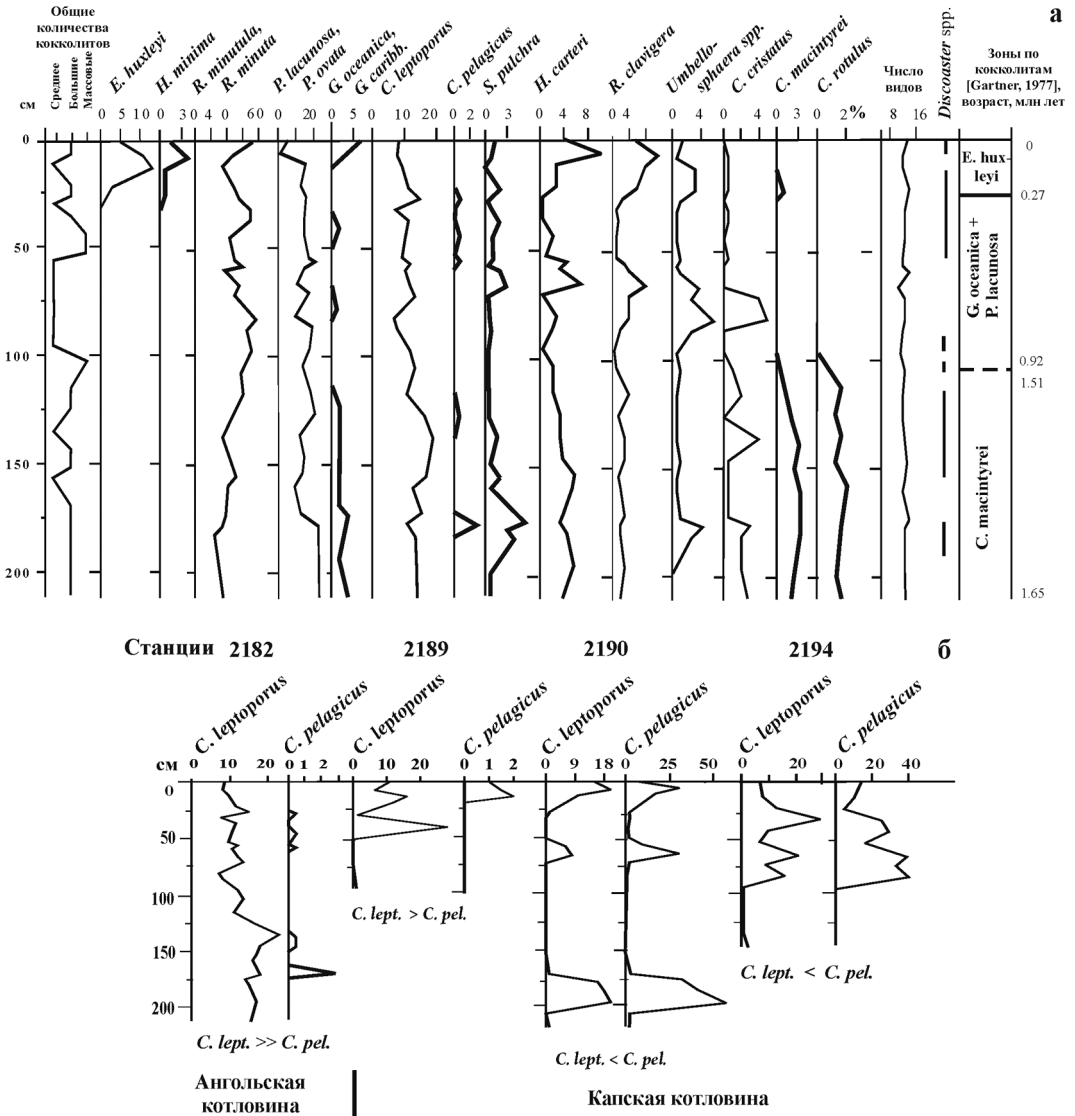


Рис. 5. Распределение нанофоссилий в кол. 2182 Ангольской котловины (а); соотношение численности кокколитов видов *Coccolithus pelagicus* и *Calcidiscus leptoporus* в разрезах Ангольской и Капской котловин (б)

(ЮПФ) и вариации развития нанофлоры в четвертичное время. Средняя скорость осадконакопления в районе ст. 2182 не превышает 1,3 мм/1000 лет.

В Капской котловине станции находятся в умеренной биогеографической зоне [4], где усиливается влияние ЮПФ, условия существования и захоронения известкового микропланктона менее комфортные, чем в Ангольской. Вскрытые в Капской котловине осадки принадлежат верхнеплейстоценовой зоне *Gerhygocarpa oceanica*, что ограничивает их возраст пределами 0,27–0,44 млн лет. В разрезах выделены интервалы относительно тепловодные и более холодноводные, отражающие пульсацию ЮПФ. При этом важным моментом является изменчивость соотношения субтропического вида *Calcidiscus leptoporus* и холодноводного *Coccolithus pelagicus* (см. рис. 5 б).

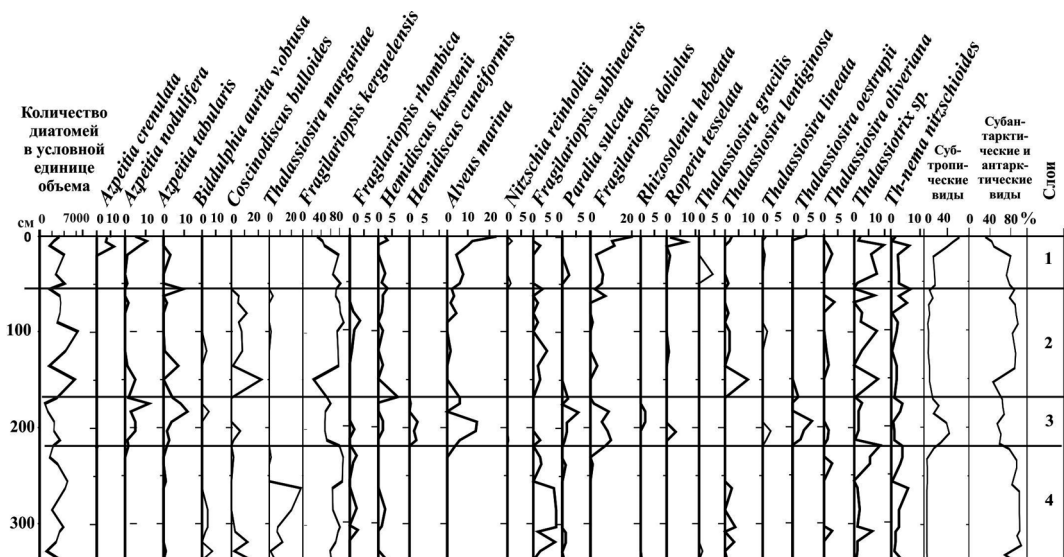


Рис. 6. Распределение наиболее характерных видов диатомей и их экологических комплексов в осадках колонки 2190 (Капская котловина)

В колонке 2190 (рис. 6) отмечаются существенные колебания соотношения видов диатомей субантарктическо-антарктической и субтропической природы [5], свидетельствующие о подвижках в положении ЮПФ во времени (смещение к северу) [7]. Вместе с ныне живущими видами диатомей в ряде проб осадков встречены вымершие виды, положение которых в разрезе может быть использовано как основа для его биостратиграфического расчленения. Эти стратиграфически ценные виды имеют как субтропическую (*Nitzschia reinholdii*), так и антарктическую (*Hemidiscus karstenii*) природу. находка *Nitzschia reinholdii* в самых верхних горизонтах (5 см колонки 2190) позволяет высказать предположение, что в данном разрезе отложения верхнего плейстоцена отсутствуют. Наличие по всей колонке в составе комплексов диатомей единичных створок *Fragilariopsis doliolus* – вида-индекса одноименной четвертичной зоны по схеме Баррона [19], а также отсутствие *Nitzschia fossilis* определяют возраст отложений данного разреза в интервале не старше 0,7 и не моложе 0,3 млн лет. Флористическая интерпретация комплексов диатомей в этой колонке свидетельствует о том, что за время накопления изученных осадков положение ЮПФ в данном районе, по крайней мере, дважды существенно менялось, смещаясь к северу (см. рис. 6, слой 2 и 4). В интервалах разреза 50–150 см и ниже 235 см смешанная субтропическо-субантарктическая флора диатомей замещалась субантарктическо-антарктической с небольшими включениями субтропических элементов. При этом в более ранний временной эпизод (слой 4) перемещение ЮПФ к северу было выражено ярче.

Заключение. Исследование комплексом современных методов осадков Канарской, Бразильской, Капской и Ангольской котловин, расположенных под субтропическими антициклоническими круговоротами поверхностных вод, показало, что Срединно-Атлантический хребет, глубоководные проходы и Китовый хребет опосредованно влияют на состав и распространение

донных отложений, а также на формирование комплексов микрофоссилий, контролируя перемещение холодных антарктических придонных вод. Прямое же воздействие на условия существования и захоронения фито- и зоопланктона в основном оказывают температура водной толщи и уровень КГЛ. Кроме того, климатические изменения могут приводить к миграциям ЮПФ, что неизбежно отражается на комплексах микропланктона.

Изученные котловины (исключая Ангольскую) сближают сходство гидродинамической обстановки, широкое распространение бескарбонатных окисленных миопелагических глин и горизонтов ЖМК, размыв и перераспределение осадочного материала. Основными агентами переотложения являются холодные придонные антарктические воды, турбидные потоки, обрушения и оползни разного масштаба. Главным источником эндогенного вещества служит Срединно-Атлантический хребет.

Существенное различие седиментации в Ангольской и Капской котловинах связано с их положением относительно Китового хребта и гидродинамической обстановкой. По видовому составу нанофоссилий в Ангольской котловине вскрыт практически полный разрез четвертичных окисленных карбонатных осадков. В Капской котловине все исследованные разрезы по комплексам кокколитов и диатомей также принадлежат четвертичным отложениям. Однако в ней, вероятно, отсутствуют осадки последних 0,27 млн лет. Кроме того, за время формирования разрезов положение ЮПФ существенно менялось по крайней мере дважды, смещаясь к северу. При этом в более ранний эпизод перемещение ЮПФ к северу было выражено гораздо ярче. Важным обстоятельством можно считать наличие в осадках Капской котловины субтропических видов кокколитов, а также соотношение *Calcidiscus leptoporus* и холодноводного *Coccolithus pelagicus*, количество которого возрастает с севера на юг и с запада на восток в связи с поступлением более холодных вод Бенгельского течения, поставляющего этот вид из субполярных областей с антарктическими водами.

1. Богоров В.Г., Виноградов М.Е., Воронина Н.И. и др. Распределение биомассы зоопланктона в поверхностном слое Мирового океана // Докл. АН СССР. – 1968. – 182, – № 5. – С. 1205-1208.
2. Волковинский В.В., Зернова В.В., Семина Г.И. и др. Распределение фитопланктона в Мировом океане // Экспресс-информация. Сер. 9. Промысловая океанология и подводная техника. – 1972. – Вып. 3. – С.1-14.
3. Геофизические поля и строение дна океанских котловин. – М.: Наука, 1990. – 220 с.
4. Дмитренко О.Б. Биогеография Атлантического и Индийского океанов в кайнозое по нанопланктону. – М.: Наука, 1993. – 175 с.
5. Жузе А.П., Козлова О.Г., Мухина В.В. Диатомей и силикофлагелляты в поверхностном слое осадков Тихого океана // Тихий океан: Микрофлора и микрофауна в современных осадках океанов. – М.: Наука, 1969. – С. 7-47.
6. Зенкевич Л.А., Филатова З.А., Беляев Г.М. и др. Количественное распределение зообентоса в Мировом океане // Бюлл. МОИП. Отд. биол. – 1971. – 76, № 3. – С. 27-34.
7. Казарина Г.Х., Мухина В.В. Некоторые аспекты развития антарктической флоры диатомей в кайнозое. // Океанология. – 1989. – 29, – № 4. – С. 633-639.

8. Кобленц-Мишке О.И. Первичная продукция // Биология океана: Биологическая структура океана. Т. 1. — М.: Наука, 1977. — С. 62-65.
9. Леонтьев О.К. Донные абиссальные течения как геоморфологический фактор // Геоморфология. — 1987. — № 1. — С. 3-16.
10. Марина М.М., Левитан М.А., Люцарев С.В. Органический углерод в голоценовых отложениях северо-западного шельфа Баренцева моря // Океанология. — 1984. — 24, — № 2. — С. 285-288.
11. Романкевич Е.А., Бобылева Н.В. Органический углерод в верхнем слое донных осадков океана // Докл. АН СССР. — 1990. — 313, № 5. — С.1232-1237.
12. Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. — М.: Наука, 1991. — 236с.
13. Свальнов В.Н., Беляева Н.В., Дмитренко О.Б. и др. Эдафогенный материал в осадках северной тропической зоны Атлантики // Литология и полез. ископаемые. — 1988. — № 3. — С. 45-63.
14. Свальнов В.Н., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х. и др. Четвертичные осадки осевой зоны Бразильской котловины // Там же. — 2007. — № 2. — С. 133-152.
15. Соколова М.Н. Питание и трофическая структура глубоководного макробентоса. — М.: Наука, 1986. — 208 с.
16. Степанов В.Н. Мировой океан. М.: — Знание, 1974. — 256 с.
17. Степанов В.Н. Океаносфера. — М.: Мысль, 1983. — 270 с.
18. Успенская Т.Ю., Горшков А.И., Сивцов А.В. Минеральный состав и внутреннее строение Fe-Mn конкреций из зоны разломов Кларифон-Клиппертон // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1987. — № 3. — С. 91-100.
19. Barron T.A. Miocene to Holocene planktonic diatoms // Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press. — 1985. — P. 641-691.
20. Berger W.H., Rad U. Cretaceous and Cenozoic sediments of the DSDP. Washington (D.C.): U. S.Govt. Pront. Off., 1972. — 14. — P. 787-886.
21. Ellis D.B., Moore T.C., Jr. Calcium Carbonate, Opal and Quartz in Holocene Pelagic Sediments and the Calcite Compensation Level in the South Atlantic Ocean // J. Mar. Res. — 1973. — 31, № 1. — P. 210-227.
22. Gardner I.V., Burckle L.H. Upper Pleistocene *Ethmodiscus rex* oozes from Eastern Equatorial Atlantic // Micropaleontology. — 1975. — 21. — № 2. — P. 236-242.
23. Gartner S. Calcareous nannofossil stratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Marine Micropaleont. — 1977. — 2. — P. 1-25.
24. Halbach P., Giovanoli R., Bostel D. Geochemical processes controlling the relationship between Co, Mn and Fe in early diagenetic deep-sea nodules // Earth. and Planet. Sci. Lett. — 1982. — 60. — P. 226-236.
25. Vanney J.-R. Le géographie des courants profonds // осяanis / — 1980. — 5. — fasc. 4. — P. 687-719.

Літологічні і мікропалеонтологічні дослідження осадів Канарської, Бразильської, Ангольської та Капської улоговин показали, що за комплексами планктонних форамініфер, вапняного нанопланктону і діатомей відклади, представлені окисленими міопелагічними глинами, різного ступеня відновленими геміпелагічними глинами, глинисто-кременистими (етмодіскусовими) мулами, карбонатними (кокколітово-форамініферовими), глинисто-вапняними, а також вапняково-глинистими осадами, мають плейстоцен-голоценовий вік. Виявлено докази перерозподілу осадового матеріалу холодними антарктичними придонними водами, суспензійними потоками, зсувами та обвалами. В обстежених улоговинах виявлено низькі темпи седиментації, зумовлені малою біопродуктивністю, батиметричним і структурним контролем поширення антарктичних придонних вод, впливом цих вод на карбонатні осади і нанофосилії. Південний полярний фронт неодноразово зміщувався на північ щодо сучасного положення.

Litological studies of the bottom sediments in the Canary, Brazil, Angola and Cape Basins showed that the sediments are represented by oxidized miopelagic clays, gemipelagic clays (with various grade of reconstruction), clayey-siliceous (Ethmodiscus) oozes, calcareous (coccolith-foramaniferal), clayey-carbonate and carbonate-clayey sediments. On the ground of planktonic foramaniferas, calcareous nannoplankton, and diatom complexes these sediments were dated from the Pleistocene-Holocene age. The proofs for the redistribution of the sedimentary material by cold Antarctic bottom waters, suspension flows, landslides and landfalls were indicated. The low sedimentation temps were discovered in the districts of the studied capes (detected both by small bioproduction rate and by bathymetric and structure control of the Antarctic Bottom Water distribution, which affected calcareous sediments and nannofossils). It was figured out that South Polar Front repeatedly dislocated to the North versus its recent location.

Поступила 11.04.2012 г.