

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОДВОДНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

© 2021 г. М. А. Левитан^а, *, Т. А. Антонова^а, А. В. Кольцова^а, К. В. Сыромятников^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва 119991 Россия

*e-mail: m-levitan@mail.ru

Поступила в редакцию 12.02.2020 г.

После доработки 10.08.2020 г.

Принята к публикации 03.10.2020 г.

Впервые описана литолого-фациальная зональность нео- и эоплейстоцена подводной окраины континентальной окраины Юго-Западной Африки по данным глубоководного бурения. Обсчет соответствующих карт, включающих изопакиты, объемным методом А.Б. Ронова позволил рассчитать количественные параметры седиментации для выделенных различных типов плейстоценовых осадков. В течение плейстоцена выросли скорости накопления терригенных и карбонатных отложений. В эоплейстоцене Бенгельский апвеллинг был более интенсивным, чем в неоплейстоцене, что доказано соответствующим увеличением скорости накопления кремнистых и карбонатно-кремнистых осадков.

Ключевые слова: континентальная окраина, Юго-Западная Африка, эоплейстоцен, неоплейстоцен, Бенгельский апвеллинг, площади, массы сухого осадочного вещества, объемы, массы осадков в единицу времени, кремнистые осадки, карбонатные осадки, терригенные осадки

DOI: 10.31857/S0016752521060066

Настоящая статья является частью проекта, посвященного плейстоценовым отложениям подводных частей континентальных окраин Атлантического океана. В его рамках опубликованы материалы по морю Скоша (Левитан и др., 2020), сданы в печать статьи по Карибскому морю и Мексиканскому заливу. В предлагаемой работе впервые будут рассмотрены данные по плейстоценовым отложениям одного из районов развития пассивных континентальных окраин Атлантики — подводной части окраины Юго-Западной Африки.

В качестве базовых методов исследования применены сравнительно-литологический метод Н.М. Страхова (Страхов, 1945), объемный метод А.Б. Ронова (1949), метод фациального анализа океанских отложений И.О. Мурдмаа (1987).

В плане стратиграфии четвертичных отложений использована “старая” шкала (Gradstein et al., 2004), в которой плейстоцен разделен на две основные части: ранний плейстоцен (по возрасту от 1.8 до 0.8 млн лет, округленно) и средний-поздний плейстоцен (от 0.8 до 0.01 млн лет). Они разделены границей между геомагнитными хронами Брюнес и Матуяма. Подошва раннего плейстоцена в магнитостратиграфии представлена верхней границей субхрона Олдувей. Окончание позднего плейстоцена совпадает с началом голоцена. По одному из вариантов российской четвертичной

стратиграфии более ранней части плейстоцена соответствует эоплейстоцен, а более поздней — неоплейстоцен (Алексеев и др., 1997).

В изучаемом районе для стратиграфического расчленения и корреляции (в том числе — четвертичных отложений) использованы методы биостратиграфии (по планктонным фораминиферам, известковому нанопланктону и диатомеям) и магнитостратиграфии (см. ниже ссылки на отчеты по рейсам Проекта глубоководного бурения).

Приведенные в этих отчетах названия литотипов контролировались авторами по приведенным описаниям смер-слайдов и по карбонатности осадков.

СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

В данном параграфе представлены результаты изучения региона, простирающегося от экватора до 35° ю.ш. и от береговой линии Африки до глубины 3000 м. Относительно узкая зона подводной континентальной окраины с севера на юг пересекает пояса развития экваториального, тропического, умеренного гумидного и аридного климатов.

С севера на юг подводная континентальная окраина Юго-Западной Африки граничит с такими крупными структурами как Ангольская глубо-

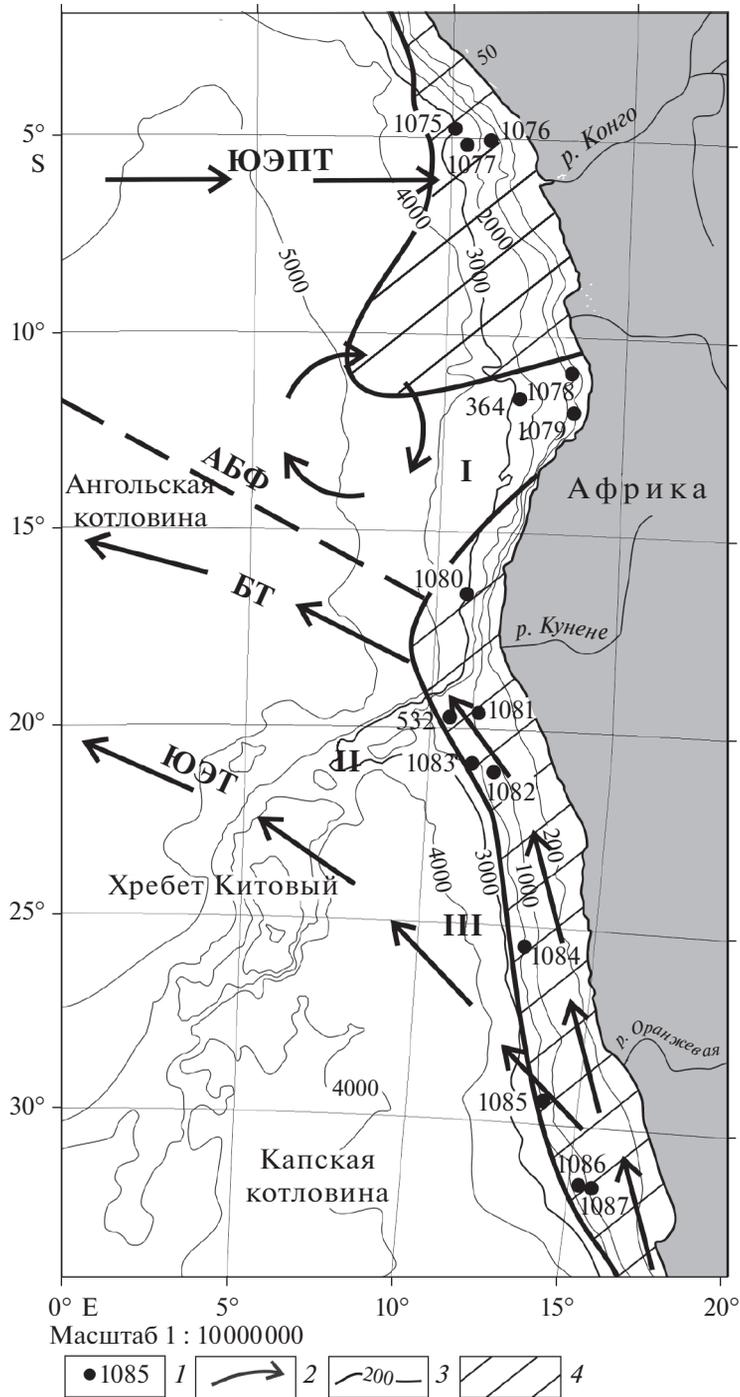


Рис. 1. Расположение скважин глубоководного бурения. Условные обозначения: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – течения (Berger et al., 1998, с изменениями); 3 – изобаты (в м); 4 – области повышенной первичной продукции (Berger et al., 1998, с изменениями), южная область – Бенгельский апвеллинг. Пунктирная линия – Анголо-Бенгельский гидрологический фронт (АБФ). БТ – Бенгельское течение; ЮЭТ – Южно-экваториальное течение; ЮЭПТ – Южно-экваториальное противотечение. I – Ангольская глубоководная котловина; II – Китовый хребет; III – Капская глубоководная котловина.

ководная котловина, Китовый хребет, Капская глубоководная котловина (рис. 1).

В системе поверхностной циркуляции доминирует холодное Бенгельское течение, текущее на север (рис. 1) и являющееся восточной частью

огромного круговорота вод Южной Атлантики. Благодаря дующим из пустыни Намиб юго-восточным пассатам и Экмановскому механизму формируется стоковое течение западного направления и поэтому в структуре вертикальной цир-

куляции основную роль играет Бенгельский (Намибийский) апвеллинг. В нем отклоняющаяся к северу от Антарктического циркумполярного течения струя поднимает с глубины 80–50 м к поверхности южной части изучаемого региона богатые питательными веществами подповерхностные воды, что приводит к формированию повышенной первичной продукции вдоль всей окраины с величинами свыше 180 г С × см²/год (и в несколько раз выше в зоне непосредственно в зоне Бенгельского апвеллинга) (Berger et al., 1998). В современную эпоху влияние отмеченной зоны высокой первичной продукции распространяется до глубины примерно 1000 м. Наиболее выражен Бенгельский апвеллинг южнее 21° ю.ш. Интенсивность апвеллинга в современную эпоху определяется силой ветра (Nelson, 1992). Примерно однажды в 10 лет здесь наблюдается явление Ниньо, когда теплые и соленые поверхностные воды с севера активно поступают на юг. В это время апвеллинг прекращается и происходят заморы рыбы (Батурин, 2004).

Севернее района сочленения Китового хребта и континентальной окраины Африки циркуляция выглядит совсем по-другому (рис. 1). Здесь нет апвеллинга и находится другая крупная ячейка циркуляции (Berger et al., 1998).

Поставка терригенного материала с суши осуществляется реками (перечисление с севера на юг) Конго, Кунене, Оранжевая (рис. 1); а также эоловым путем, причем превалирует поступление эолового материала из пустыни Намиб.

Северная часть исследованной окраины (от 0 до примерно 15° ю.ш.) в современную эпоху является областью доминирования терригенной седиментации (с небольшим пятном диатомовых глин в зоне влияния выносов р. Конго), а южнее преобладают планктоногенные карбонатные осадки, к которым на шельфе и континентальном склоне в районе воздействия Бенгельского апвеллинга добавляются фораминиферовые пески, глауконитовые пески (на шельфе), диатомовые илы и диатомовые глины с фосфоритовыми конкрециями (Емельянов и др., 1989–1990; Батурин, 2004).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На подводной окраине Юго-Западной Африки пробурены скважины в ходе следующих рейсов глубоководного бурения: DSDP №№ 40 (Bolli et al., 1978), 75 (Hay et al., 1984); ODP № 175 (Wefer et al., 1998). Расположение этих скважин показано на рис. 1.

По данным о литологии и стратиграфии четвертичных отложений, полученным в этих рейсах, для временных срезов нео- и эоплейстоцена в поперечной азимутальной проекции нами со-

ставлены литолого-фациальные карты с изопахитами в масштабе 1 : 10 000 000. В качестве батиметрической основы использовалась карта ГЕБКО, опубликованная в 2004 г. (www.gebco.org).

Затем карты были обработаны с помощью объемного метода А.Б. Ронова и таким образом рассчитаны площади и объемы закартированных литологических градаций. Использование приведенных в отчетах по вышеуказанным рейсам данных о влажности и плотности натуральных осадков позволило пересчитать объемы в массы сухого осадочного вещества и далее на этой основе получить значения скоростей накопления осадков.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Неоплейстоцен. На литолого-фациальной карте неоплейстоцена (рис. 2) хорошо видны продольная и поперечная фациальные зональности. С севера до примерно 14° ю.ш. доминируют терригенные гемипелагические глины, которые на траверзе р. Конго на нижнем континентальном склоне замещаются диатомовыми глинами. Далее на юг примерно до 22° ю.ш. расположена карбонатная зона с полями диатомовых наноглин (чуть севернее устья р. Кунене), фораминиферово-кокколитовых глин шельфа и континентального склона, а также фораминиферово-кокколитовых илов на северо-восточном окончании Китового хребта. Южнее (ориентировочно до траверза р. Оранжевой) расположена зона влияния Бенгельского апвеллинга с переслаивающимися фораминиферово-кокколитовыми глинами, гемипелагическими глинами, кокколитовыми илами и диатомово-кокколитовыми глинами. Здесь особенно высока примесь глауконита, обычны фосфоритовые конкреции. Наконец, самая южная часть изученной окраины в неоплейстоцене была покрыта переслаивающимися пачками кокколитовых илов и карбонатных турбидитов.

Следует отметить, что практически все изученные осадки содержат по несколько процентов S_{org} , причем наибольшие значения отмечены в двух местах: на траверзе р. Конго и в зоне влияния Бенгельского апвеллинга.

Мощности осадков свыше 100 м приурочены к зоне смещения вод р. Конго и морских вод, а также к зоне Бенгельского апвеллинга. На большей части подводной окраины преобладают мощности от 100 до 50 м, а в двух районах (между 7° и 22° ю.ш. и к югу от устья р. Оранжевой) почти половину площади окраины в неоплейстоцене занимали осадки мощностью менее 50 м. Практически на всем протяжении исследованного региона наблюдается закономерное уменьшение мощностей от берега в пелагическом направлении.

Обсчет описанной карты с помощью объемного метода А.Б. Ронова показал, что закартирован-

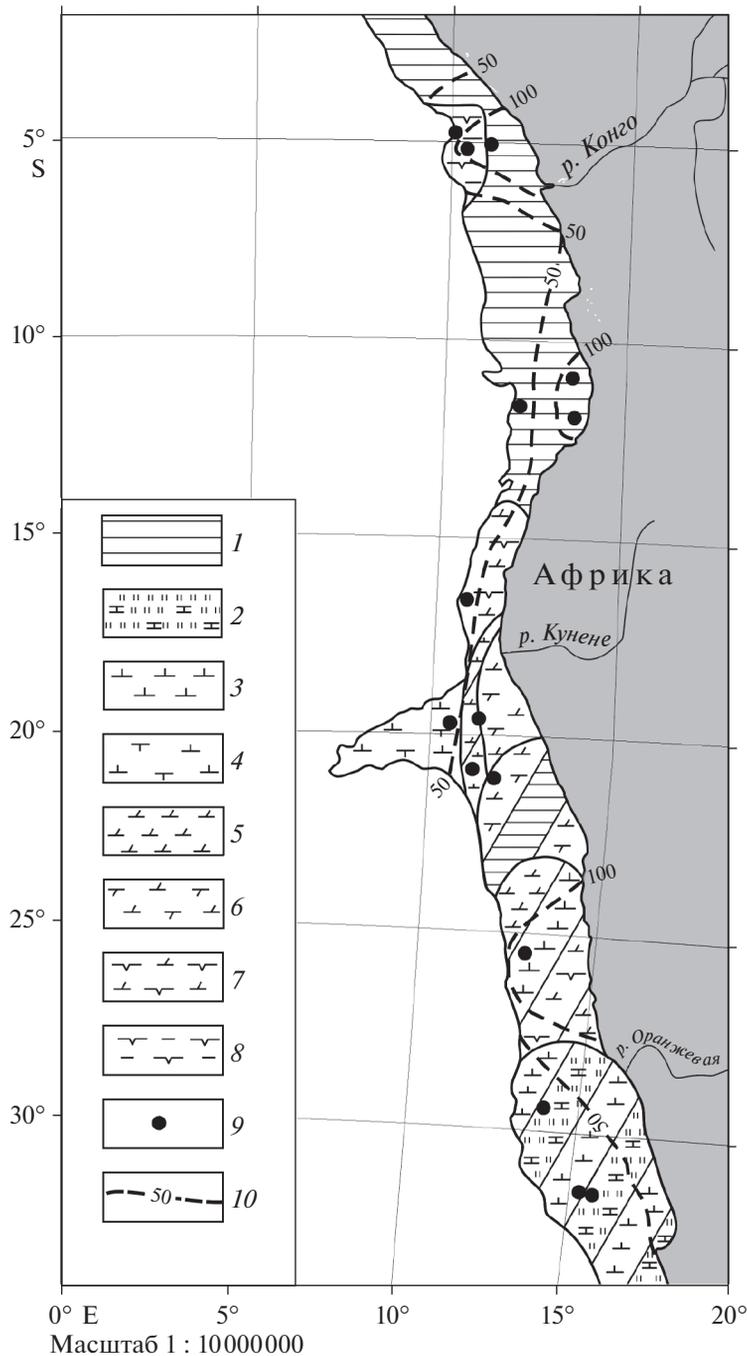


Рис. 2. Литолого-фациальная карта неоплейстоцена. Условные обозначения: 1 – гемипелагические глины; 2 – карбонатные турбидиты; 3 – наноилы; 4 – фораминиферовые наноилы; 5 – наноглины; 6 – фораминиферовые наноглины; 7 – нано-диатомовые глины; 8 – диатомовые глины; 9 – скважины глубоководного бурения; 10 – изопахиты.

ная площадь равна 226.9 тыс. км², а объем накопившихся осадков составляет 14.7 тыс. км³ (табл. 1). В процентном отношении от всего объема содержание гемипелагических глин равно 37.4, наноилы – 18.4, карбонатных турбидитов – 9.5, наноглин – 8.8, кокколито-фораминиферовых глин – 8.2, диатомово-кокколитовых илов – 6.8, диатомовых глин – 4.8, диатомово-кокколитовых глин – 4.1. После пересчета объемов в массы сухого

осадочного вещества (табл. 2) выяснилось, что суммарная масса осадков неоплейстоценового возраста в изученном районе равна 11.4×10^{18} г. Из них сухая масса терригенных отложений составляет 5.4, карбонатных – 4.8, кремнистых – 1.2×10^{18} г.

Эоплейстоцен. Литолого-фациальная карта эоплейстоцена (рис. 3) весьма напоминает неоплейстоценовую карту общей фациальной

Таблица 1. Площади (S , тыс. км²) и объемы (V , тыс. км³) плейстоценовых отложений на подводной окраине Юго-Западной Африки

Возраст	Гемипелагические глины		Диатомовые глины		Диатомовые наноглины		Нанороформини-феровые глины		Нанороформини-феровые илы		Переслаивание наноглин и наноглин				Переслаивание нанороформини-феровых глин и гемипелагических глин			
	S	V	S	V	S	V	S	V	S	V	S	Наноглины V	Наноглины V	ΣV	S	Нанороформини-феровые глины V	Гемипелагические глины V	ΣV
Q ₂₋₃	74.5	4.6	7.7	0.7	10.0	0.6	8.2	0.6	12.8	0.2	8.2	0.3	0.3	0.6	20.5	0.6	0.9	1.5
Q ₁	82.7	3.9	5.1	0.4	35.6	3.9	5.6	0	15.4	0.5	5.6	0.2	0.2	0.4	0	0	0	0
Возраст	Переслаивание наноглин и диатомовых наноглин										Переслаивание наноглин и карбонатных турбидитов				Переслаивание нанороформини-феровых глин и диатомовых глин			
	S	Наноглины V	Диатомовые наноглины V	ΣV	S	Наноглины V	Карбонатные турбидиты V	ΣV	S	Нанороформини-феровые глины V	Диатомовые глины V	ΣV	Нанороформини-феровые глины V	Диатомовые глины V	ΣV			
Q ₂₋₃	31.0	1.0	1.0	3.0	54.0	1.4	1.4	2.8	0	0	0	0	0	0	0			
Q ₁	0	0	0	0	45.1	1.4	1.4	2.8	6.9	0.26	0.26	0.26	0.26	0.52				
Возраст	Переслаивание нанороформини-феровых глин, гемипелагических глин и диатомовых наноглин										Переслаивание нанороформини-феровых илов, диатомовых глин и диатомовых наноглин				Все осадки			
	S	Нанороформини-феровые глины V	Гемипелагические глины V	ΣV	S	Нанороформини-феровые илы V	Диатомовые глины V	Диатомовые наноглины V	ΣV	S	Диатомовые илы V	Диатомовые наноглины V	ΣV	ΣS	ΣV			
Q ₂₋₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	226.9	14.6			
Q ₁	17.9	0.4	0.4	1.6	12.6	0.21	0.22	0.32	0.21	0.21	0.32	0.75	226.9	14.7				

Таблица 2. Массы сухого осадочного вещества (М, 10^{18} г) и массы сухого осадочного вещества в единицу времени (I, 10^{18} г/млн лет) плейстоценовых отложений подводной окраины Юго-Западной Африки

Возраст	Гемипелагические глины		Диатомовые наноилы		Диатомовые глины		Диатомовые наноглины		Нанофора-миниферовые глины		Нано-глины		Нано-илы		Карбонатные турбидиты	
	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I	М	I
Нео-плейстоцен	5.4	6.8	0.5	0.7	0.3	0.3	0.3	0.4	0.8	1.0	0.9	1.1	2.0	2.6	1.2	1.6
Эоплейстоцен	4.2	4.2	0.2	0.2	0.2	0.2	2.7	2.7	0.3	0.3	0.1	0.1	0.4	0.4	1.3	1.3

структурой, однако обращает на себя внимание довольно сильное расширение площади, занятой слабосиликатными и кремнистыми осадками (в том числе и на поверхности северо-восточного окончания Китового хребта). Кроме того, уменьшаются мощности терригенных осадков и возрастают мощности кремнистых отложений.

В результате проведенных расчетов выяснилось, что объем эоплейстоценовых осадков равен 14.8 тыс. км³ (табл. 1). В процентном отношении от всего объема содержание диатомово-кокколито-вых глин равно 31.8 , гемипелагических глин – 29.1 , наноилов – 10.8 , карбонатных турбидитов – 9.5 , диатомовых глин – 4.8 , кокколито-фораминиферовых (нано) глин – 4.7 , диатомово-кокколито-вых илов – 2.0 , наноглин – 1.4 . После пересчета объемов в массы сухого осадочного вещества (табл. 2) оказалось, что суммарная масса осадков эоплейстоценового возраста в изученном районе равна 9.4×10^{18} г. Из них сухая масса терригенных отложений составляет 4.2 , карбонатных – 2.1 , кремнистых – 3.1×10^{18} г.

Расчет скоростей накопления основных групп осадков (табл. 2) показал, что в течение плейстоцена этот параметр вырос для терригенных отложений (в 1.6 раза) и для карбонатных осадков (в 3.0 раза), однако уменьшился для кремнистых осадков (в 2.2 раза).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Увеличение поставки терригенного материала с территории Африки в течение плейстоцена, с точки зрения авторов, скорее всего, связано с увеличением неотектонического воздымания Восточно-воздымания Африканской рифтовой зоны, относящейся к числу весьма активных в неотектоническом отношении горных поясов (Трифонов, Соколов, 2015). Напомним, что верховья северо-восточных притоков р. Конго расположены в южной части этой рифтовой зоны. При этом нельзя исключить и определенную роль влияния гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана.

Интересно, что рост карбоната накопления в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом

противоречит ранее выявленной нами тенденции к падению скорости карбоната накопления в пелагической части Атлантического океана (Левитан, Гельви, 2016). Таким образом, на малых глубинах дна (на подводной части континентальной окраины Юго-Западной Африки) в неоплейстоцене накапливалось больше карбонатных осадков по сравнению с эоплейстоценом, чем на больших глубинах. Как и указывалось ранее, ситуация на больших глубинах объясняется влиянием увеличившегося в неоплейстоцене потока глубинных и придонных вод, растворяющих карбонаты, из высоких широт (Левитан, Гельви, 2016). До верхней части промежуточных и до поверхностных вод это влияние практически не доходит, поэтому здесь сохраняется тот же тренд возрастания продуктивности карбонатконцентрирующих организмов в течение плейстоцена, который был зафиксирован для пелагиали Тихого и Индийского океанов (Левитан и др., 2013, 2014).

История кремненакопления на подводной континентальной окраине Юго-Западной Африки заметно отличается для двух основных районов: на траверзе р. Конго и в зоне воздействия Бенгельского апвеллинга. Данные глубоководного бурения убедительно свидетельствуют, что связанное с поставкой питательных веществ рекой Конго накопление диатомовых глин усилилось в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом (аналогично аккумуляции гемипелагических глин) (Wefer et al., 1998). В то же время кремненакопление в зоне воздействия Бенгельского апвеллинга было гораздо более мощным и более распространенным по площади в эоплейстоцене, чем в неоплейстоцене. В целом на площади изученной континентальной окраины в плейстоцене влияние Бенгельского апвеллинга на кремненакопление было гораздо большим, чем влияние поставки растворенных питательных веществ рекой Конго.

Представляет большой интерес вопрос: чем именно вызвана интенсификация кремненакопления в зоне Бенгельского апвеллинга в эоплейстоцене? Возможны два альтернативных подхода: 1) усиление эоловой активности над пустыней

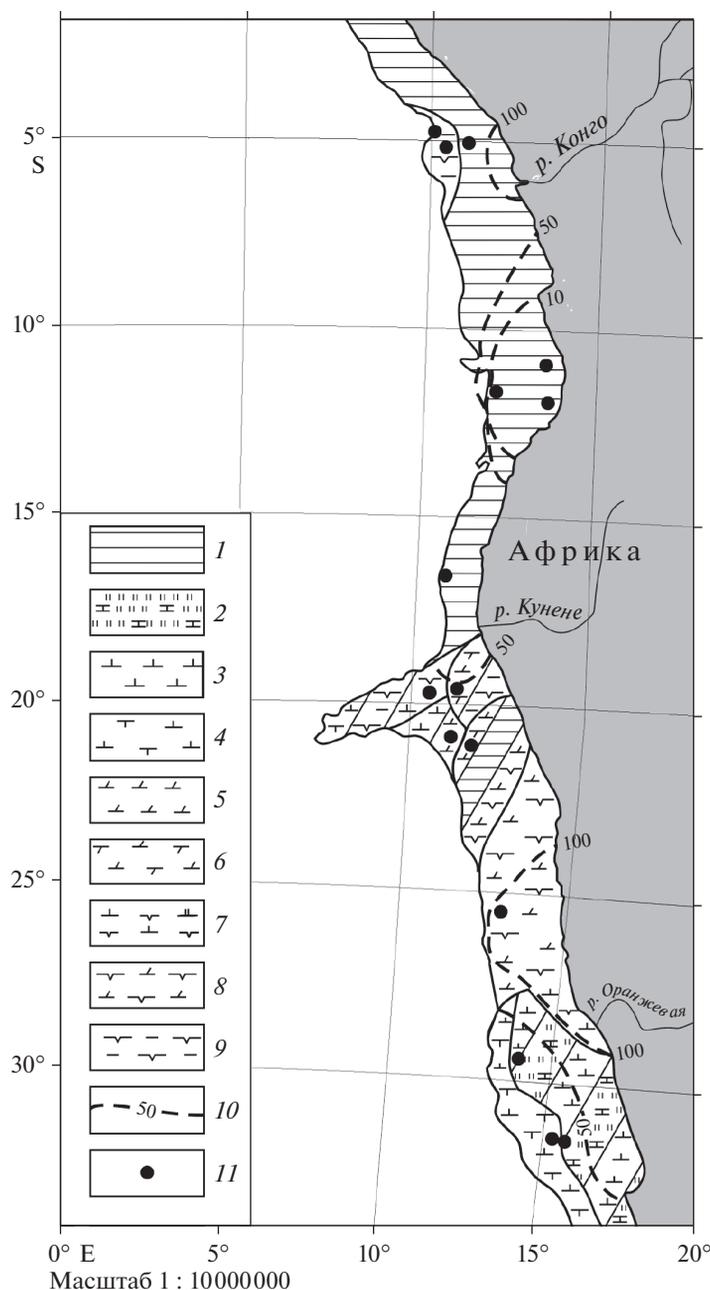


Рис. 3. Литолого-фациальная карта эоплейстоцена. Условные обозначения: 1 – гемипелагические глины; 2 – карбонатные турбидиты; 3 – наноилы; 4 – фораминиферовые наноилы; 5 – наноглины; 6 – фораминиферовые наноглины; 7 – нанодиатомовые илы; 8 – нанодиатомовые глины; 9 – диатомовые глины; 10 – изопахиты (в м); 11 – скважины глубоководного бурения.

Намиб; 2) увеличение притока антарктических подповерхностных вод.

Надежных материалов по первому механизму довольно мало. Судя по литературным данным, скорее всего в плейстоцене (особенно в позднем) имело место чередование влажных и аридных эпизодов с преобладанием последних. Например, в течение последних 420 тыс. лет отмечены эпизоды повышенной влажности 420–385, 230–207 и 120–117 тыс. лет назад, совпадающие с межледни-

ковьями (Geyh, Heine, 2014). Аридные эпизоды, вероятно, соотносились с усилением юго-восточных пассатов и интенсификацией апвеллинга (Shi et al., 2001). Возможно, им соответствуют выявленные в кернах ледового бурения на Антарктиде эпизоды увеличения концентрации пыли в атмосфере во время оледенений (Brook et al., 2006). Если опираться на эти данные, то следовало бы ожидать интенсификации апвеллинга в неоплейстоцене, а не в эоплейстоцене.

Вторая точка зрения довольно детально разработана в работе (Berger et al., 1998). Основываясь на многочисленных палеоокеанологических индикаторах, ее авторы показали, что под относительно теплыми поверхностными водами с довольно низкими концентрациями растворенного кремния с плиоцена уже существовал мощный поток подповерхностных антарктических вод, обогащенных растворенным кремнием и попавших в зону апвеллинга. Его максимум пришелся на уровень 2 млн лет назад, и с той поры поток постепенно уменьшался, в том числе в период с эоплейстоцена по неоплейстоцен.

Авторы данной статьи поддерживают вторую точку зрения. Дополнительным ее доказательством служит практически полное совпадение наблюдаемой в Бенгельском апвеллинге картины изменения абсолютных масс биогенного кремнезема с аналогичной картиной в море Уэдделла (с тем же максимумом на 2 млн лет) (Cortese et al., 2005).

ВЫВОДЫ

В проведенном исследовании представлены составленные авторами литолого-фациальные карты (с изопакитами) масштаба 1 : 10000000 для нео- и эоплейстоцена подводной континентальной окраины Юго-Западной Африки. Обсчет этих карт с помощью объемного метода А.Б. Роннова позволил рассчитать такие количественные параметры седиментации как площади и объемы осадков соответствующих стратиграфических подразделений, массы сухого осадочного вещества и скорости его накопления.

Анализ полученных данных дал возможность сделать выводы об усилении в течение плейстоцена терригенной и карбонатной седиментации, и ослаблении – кремнистой. Последнее обстоятельство, скорее всего, связано с уменьшением интенсивности Бенгельского апвеллинга.

Работа выполнена по теме госзаказа № 0137-2016-0008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А и др. (1997) Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 5(5), 105-108.

Батурин Г.Н. (2004) *Фосфатонакопление в океане*. М.: Наука. 464 с.

Емельянов Е.М., Ильин А.В., Лисицын А.П., Шурко И.И., Фроль В.В. (1989–1990) Типы донных осадков // *Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана* (гл. ред. Г.Б. Удинцев). М.: Мингео СССР, АН СССР, ГУГК СССР.

Левитан М.А., Гельви Т.Н. (2016) Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Атлантическом океане. *Геохимия*. (12), 1091-1103.

Levitan M.A., Gelvi T.N. (2016) Quantitative parameters of pelagic Pleistocene sedimentation in the Atlantic Ocean. *Geochem. Int.* 54(12), 1049-1060.

Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. (2014) Фациальная структура и количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Индийском океане. *Геохимия*. (4), 350-360.

Levitan M.A., Antonova T.A., Gelvi T.N. (2014) Facies structure and quantitative parameters of pelagic Pleistocene sedimentation in the Indian Ocean. *Geochem. Int.* 51(4), 316-324.

Левитан М.А., Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. (2013) Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане. *Геохимия*. (5), 387-395.

Levitan M.A., Balukhovskiy A.N., Antonova T.A., Gelvi T.N. (2013) Quantitative parameters of pelagic Pleistocene sedimentation in the Pacific Ocean. *Geochem. Int.* 51(4), 345-352.

Левитан М.А., Гельви Т.Н., Домарацкая Л.Г. (2020) Фациальная структура и количественные параметры седиментации плейстоценовых отложений на глубоководном ложе юга Тихого океана и в море Скоша. *Литология и полезные ископаемые*. (5), 387-399.

Мурдмаа И.О. (1987) *Фацции океанов*. М.: Наука, 304 с.

Ронов А.Б. (1949) История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). М.: Геофиз. ин-т АН СССР. (3), 136 с.

Страхов Н.М. (1945) О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах. *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 20(3/4), 34-48.

Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. (2015) На пути к пост-плейст-тектонике. *Вестник Российской академии наук*. 85(7), 605-615.

Berger W.H., Wefer G., Richter C., and the Leg 175 Scientific Party (1998) The Angola-Benguela upwelling system: paleoceanographic synthesis of shipboard results from Leg 175. In: *Wefer G., Berger W.H., Richter C. et al. (1998) Proc. ODP, Init.Repts., 175: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*.

Bolli H.M., Ryan W.B.F. et al. (1978) *Proc. DSDP, Init.Repts., 40: Washington (U.S. Government Printing Office)*.

Brook E.J., Wolff E., Dahl-Jensen D. (2006) The future of ice coring: International partnerships in Ice Core Sciences (IPICS). *PAGES News*. 14(1), 6-10.

Cortese G., Gersonde R., Hillenbrand C.-D., Kuhn G. (2004) Opal sedimentation shifts in the World Ocean over the last 15 Myr. *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 509-527.

Geygh M.A., Heine K. (2014) Several distinct wet periods since 420 ka in the Namib Desert inferred from U-series dates of speleothems. *Quatern. Res.* 81(2), 381-391.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press. 82 p.

Hay W.W., Sibuet J.-C. et al. (1984) *Proc. DSDP, Init.Repts., 75: Washington (U.S. Government Printing Office)*.

Nelson G. (1992) Equatorial wind and atmospheric pressure spectra as metrics for primary productivity in the Benguela system. *South African J. Marine Science*. 12(1): 19-28.

Shi N., Schneider R., Beug H.-J., Dupont L.M. (2001) Southeast trade wind variation during last 135 kyr: evidence from pollen spectra in eastern South Atlantic sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 187, 311-321.

Wefer G., Berger W.H., Richter C. et al. (1998) *Proc. ODP, Init.Repts. 175: College Station TX (Ocean Drilling Program)*. www.gebco.org