

УДК 551.35:551.79(99)

## ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ СЕДИМЕНТАЦИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ГЛУБОКОВОДНОМ ЛОЖЕ ЮГА ТИХОГО ОКЕАНА И В МОРЕ СКОША

© 2020 г. М. А. Левитан<sup>а</sup>, \*, Т. Н. Гельви<sup>а</sup>, Л. Г. Домарацкая<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,  
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

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

Поступила в редакцию 15.01.2020 г.

После доработки 28.01.2020 г.

Принята к публикации 26.02.2020 г.

На основе материала длинных колонок НИС Элтанин (США), полученных в 50–60-е гг. XX века, впервые составлены литолого-фациальные карты для нео- и эоплейстоцена южной части Тихого океана (масштаб 1 : 20000000) и моря Скоша (масштаб 1 : 10000000). Для моря Скоша составлены схемы изопахит, нанесенные на соответствующие литолого-фациальные карты. Все карты обчислены с помощью объемного метода А.Б. Ронова. В результате установлено, что в обоих бассейнах седиментации в течение плейстоцена возросли скорости аккумуляции как терригенных, так и кремнистых осадков. Это явление обусловлено неотектонической активностью Антарктического полуострова, в результате которой в плейстоцене рос поток не только терригенного материала, но и питательных веществ, поставлявшихся тальми водами через вертикальную циркуляцию в зону фотосинтеза.

*Ключевые слова:* Тихий океан, море Скоша, донные осадки, неоплейстоцен, эоплейстоцен.

**DOI:** 10.31857/S0024497X20040047

Настоящая статья продолжает серию работ по плейстоценовым отложениям Мирового океана, выполненных на основе объемного метода А.Б. Ронова [1949] с составлением обзорных литолого-фациальных карт масштабов 1 : 35000000, 1 : 20000000 или 1 : 10000000 [Левитан и др., 2013, 2014, 2018а; Левитан, Гельви, 2016 и др.]. В основе упомянутых карт лежали данные глубоководного бурения и, отчасти, материалы по длинным колонкам, поднятым в экспедициях различных стран.

Расположение скважин глубоководного бурения по площади Мирового океана, как известно, в целом неравномерно. В частности, в ряде крупных регионов (в Северном Ледовитом океане, на юге Тихого океана, на юго-западе Индийского океана) таких скважин очень мало. Существуют моря, в которых не пробурено ни одной скважины, например, Охотское и Скоша.

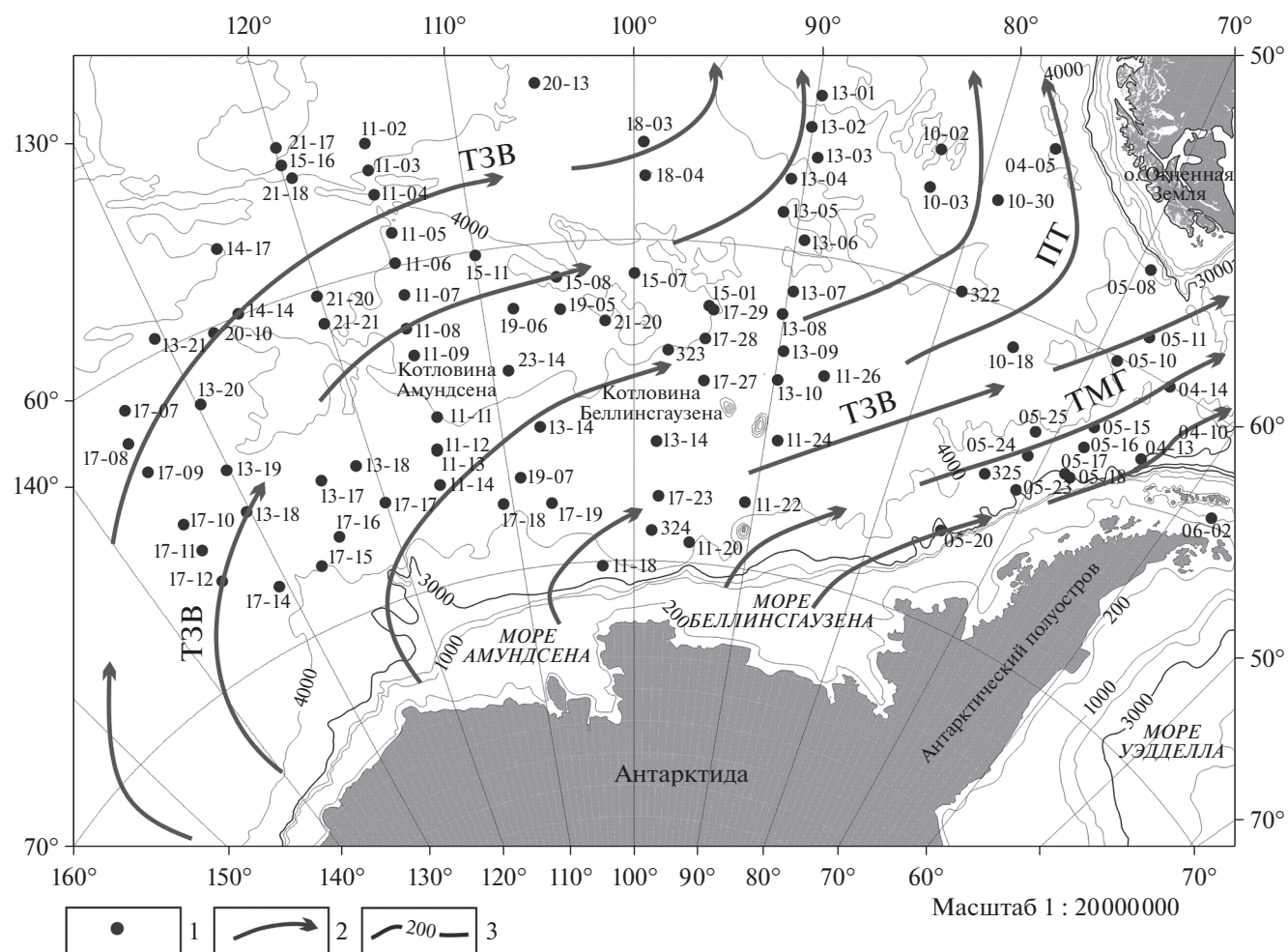
Особенность данной работы состоит в том, что она целиком построена на материалах по литологии и магнитной стратиграфии керн длинных (до 18 м) колонок, поднятых НИС Элтанин (США) в течение ряда рейсов в Южном океане в 50–60-е гг. XX века [Goodell, Watkins, 1968].

Целью исследования явилось изучение фациальной структуры и количественных параметров плейстоценовой седиментации на глубоководном ложе юга Тихого океана и в море Скоша.

### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На рис. 1 и 2 показано расположение длинных колонок НИС Элтанин, соответственно, на юге Тихого океана и в море Скоша. В статье [Goodell, Watkins, 1968] приведены данные по литологии вскрытых разрезов и их стратиграфическом расчленении по результатам магнитостратиграфии.

Нами принято расчленение плейстоцена по старой шкале [Gradstein et al., 2004]. Неоплейстоцен соответствует в целом магнитному хрону Брюнес (за исключением голоцена), т.е. среднему и позднему плейстоцену (округленно от 0.8 до 0.01 млн лет). Эоплейстоцен соответствует части магнитного хрона Матуяма (от границы с Брюнесом до кровли субхрона Олдувей), т.е. раннему плейстоцену (округленно от 1.8 до 0.8 млн лет).



**Рис. 1.** Расположение длинных колонок НИС Элтанин (США) [Goodell, Watkins, 1968] и поверхностных течений [Koshlyakov, Tarakanov, 1999] на юге Тихого океана.

1 – колонки НИС Элтанин; 2 – поверхностные течения; 3 – изобаты (м).

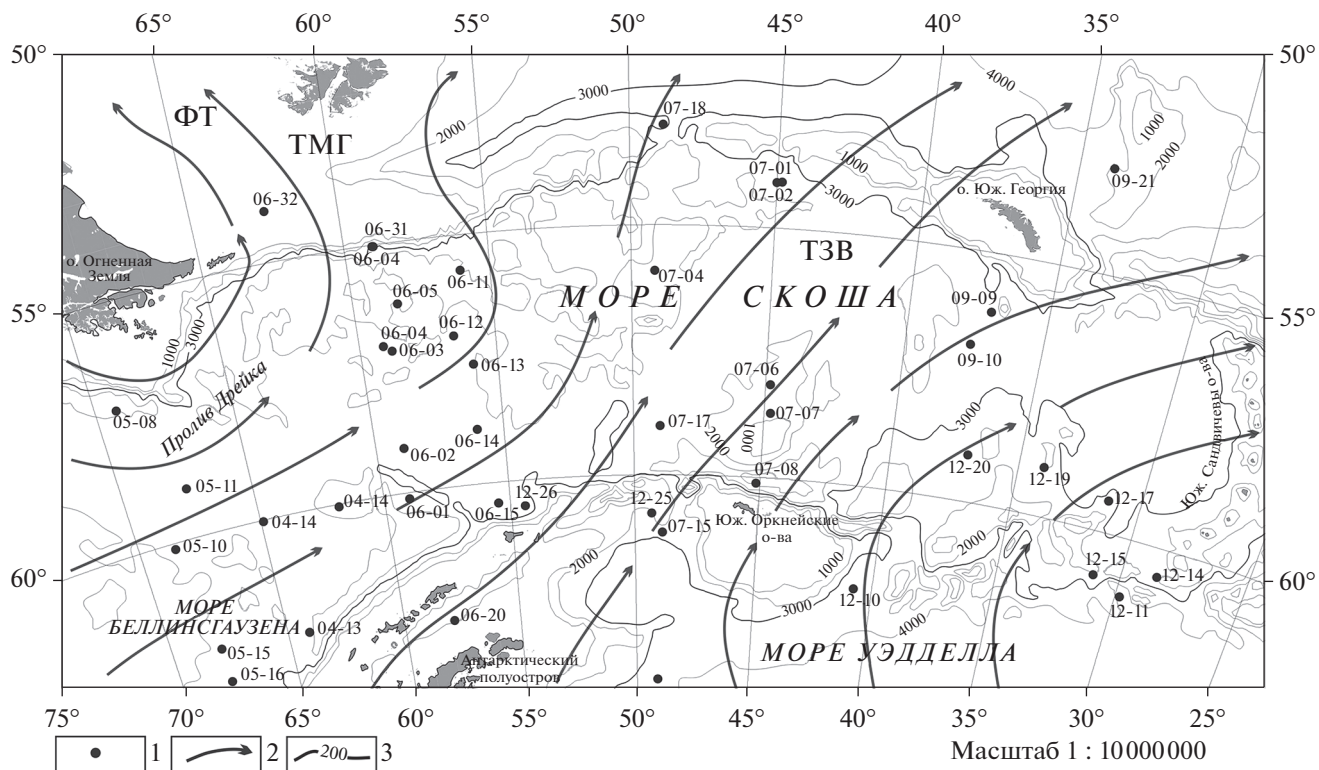
ТЗВ – течение Западных ветров; ПТ – Перуанское течение; ТМГ – течение мыса Горн.

Для юга Тихого океана в упомянутой статье американских авторов приведены схемы мощностей отложений Брюнеса и Матуямы. Для целей настоящего исследования приведенные мощности отложений Матуямы сокращены с учетом продолжительности отрезка граница Брюнеса/Матуямы–кровля Олдуея и предположения о равномерной скорости седиментации в это время. Этот процесс контролировался приведенными в работе [Goodell, Watkins, 1968] данными о положении кровли Олдуея в конкретных колонках.

При составлении литолого-фациальных карт нео- и эоплейстоцена масштаба 1 : 20000000 для юга Тихого океана (рис. 3, 4), и масштаба 1 : 10 000 000 для моря Скоша (рис. 5, 6) использовалась батиметрическая карта ГЕБКО [General ..., 2004].

Для моря Скоша карты мощностей в упомянутой работе не приводились, поэтому для целей настоящей статьи авторами составлены схемы изопакит для отложений нео- и эоплейстоцена в масштабе 1 : 10 000 000, при этом изопакиты нанесены на соответствующие литолого-фациальные карты (см. рис. 5, 6).

Помимо упомянутых выше особенностей расположения разрезов плейстоценовых отложений (в отсутствие сведений о плейстоцене в скважинах глубоководного бурения рейса DSDP 35 [Hollister et al., 1976]), “океанологической причиной” объединения в одной статье данных по югу Тихого океана и по морю Скоша стало прохождение через оба региона Циркумантарктического течения – самого мощного течения Мирового океана, определяющего распространение на дне диатомовых илов и диатомовых глин южного пояса кремненакопления.



**Рис. 2.** Расположение длинных колонок НИС Элтанин (США) [Goodell, Watkins, 1968] и поверхностных течений [Koshlyakov, Tarakanov, 1999] в море Скоша.  
 1 – колонки НИС Элтанин; 2 – поверхностные течения; 3 – изобаты (м).  
 ТЗВ – течение Западных ветров; ФТ – Фолклендское течение; ТМГ – течение мыса Горн.

**СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ  
 СЕДИМЕНТАЦИИ**

*Юг Тихого океана*

Дно рассматриваемой акватории ограничено с севера 55° ю.ш., с запада – 140° з.д., с востока – 60° з.д. и с юга – изобатой 3000 м (см. рис. 1). Из крупных морфологических элементов на севере присутствует часть Южно-Тихоокеанского поднятия. Большая часть дна занята котловинами Амундсена и Беллинсгаузена. С юга район работ ограничен подводной континентальной окраиной Западной Антарктиды, а с востока он граничит с морем Скоша.

Поверхность Западной Антарктиды покрыта Западно-Антарктическим ледниковым щитом. Часть гляциологов полагает, что в его пределах следует отдельно выделить ледниковый щит Антарктического полуострова, причем на этом полуострове значительные пространства прибрежной зоны свободны от льда [Ingólfsson, 2004]. К северу от береговой линии развиты морские льды: летом их северная граница расположена примерно на 65–70° ю.ш., а зимой – на 55–58° ю.ш. [Gersonde et al., 2005].

В циркуляции ведущую роль играют 6 струй Циркумантарктического течения (течения Западных

ветров) преимущественно субширотного и северо-восточного направления, поворачивающие в северо-восточной части района на север [Кошляков и др., 2019]. Его крайним северо-восточным проявлением является Перуанское течение, а при впадении в море Скоша течение Западных ветров превращается в течение мыса Горн восточного и северо-восточного направления (см. рис. 1). Как известно, Циркумантарктическое течение обладает расходом до 125–160 Св, проникает до дна и имеет ширину до нескольких сот миль (с 57° по 65° ю.ш.) [Koshlyakov, Tarakanov, 1999; Hiscock et al., 2003]. Скорости течения варьируют от 0.11 до 0.25 м/с в придонном слое и увеличиваются по направлению к поверхности океана [Orsi et al., 1995]. В течение плейстоцена колебания его положения составляли, как минимум, несколько десятков миль [Lyle et al., 2007]. Температура воды изменяется от -1.5°С у кромки льдов до +4.5°С летом в районе Полярного фронта, ограничивающего Циркумантарктическое течение с севера. При этом район исследования в целом относится к олиготрофным структурам, и первичная продукция в течение года варьирует от почти нулевой зимой Южного полушария до 80–90 г С/м<sup>2</sup>/год летом в районе Полярного фронта [Hiscock et al., 2003].

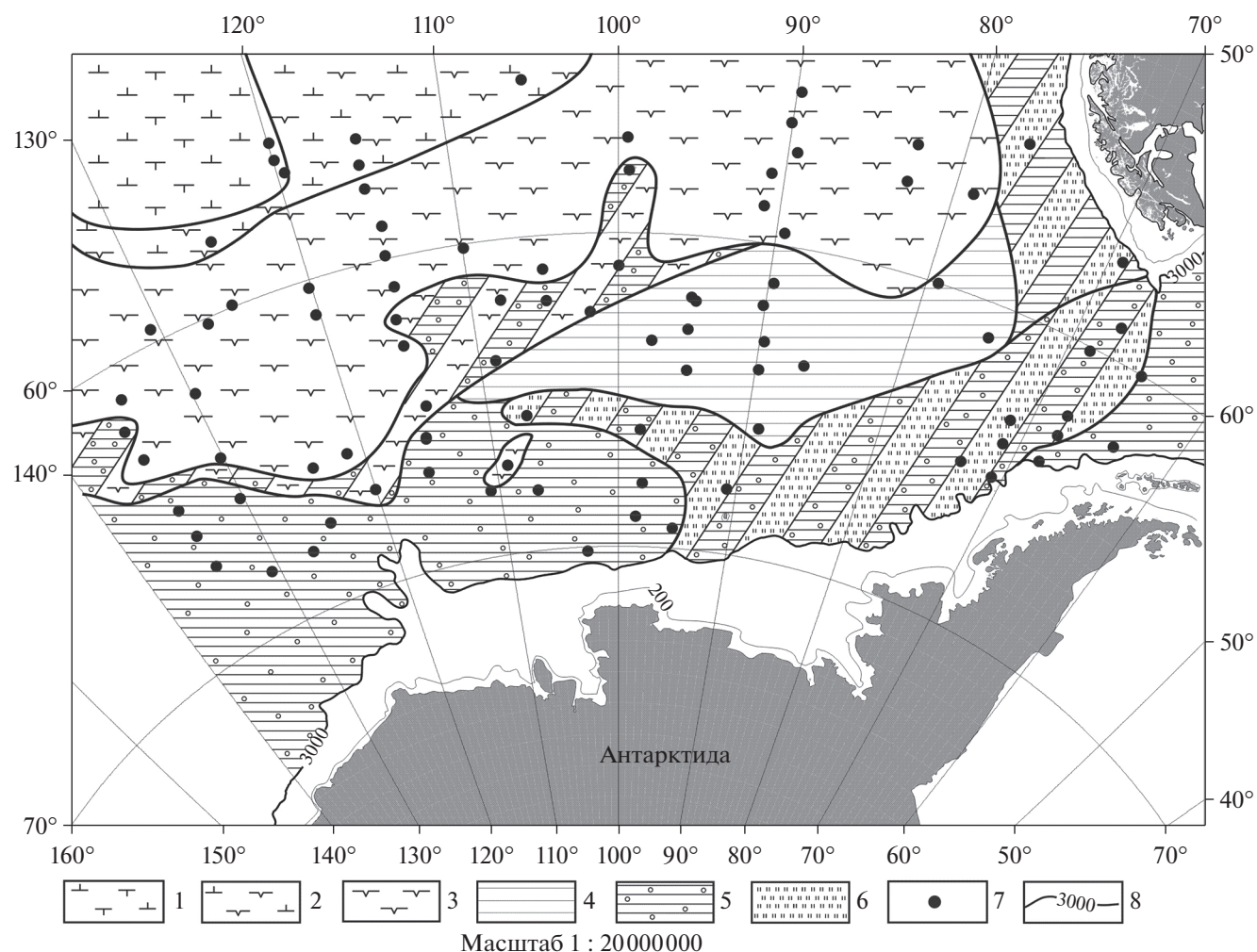


Рис. 3. Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений юга Тихого океана.

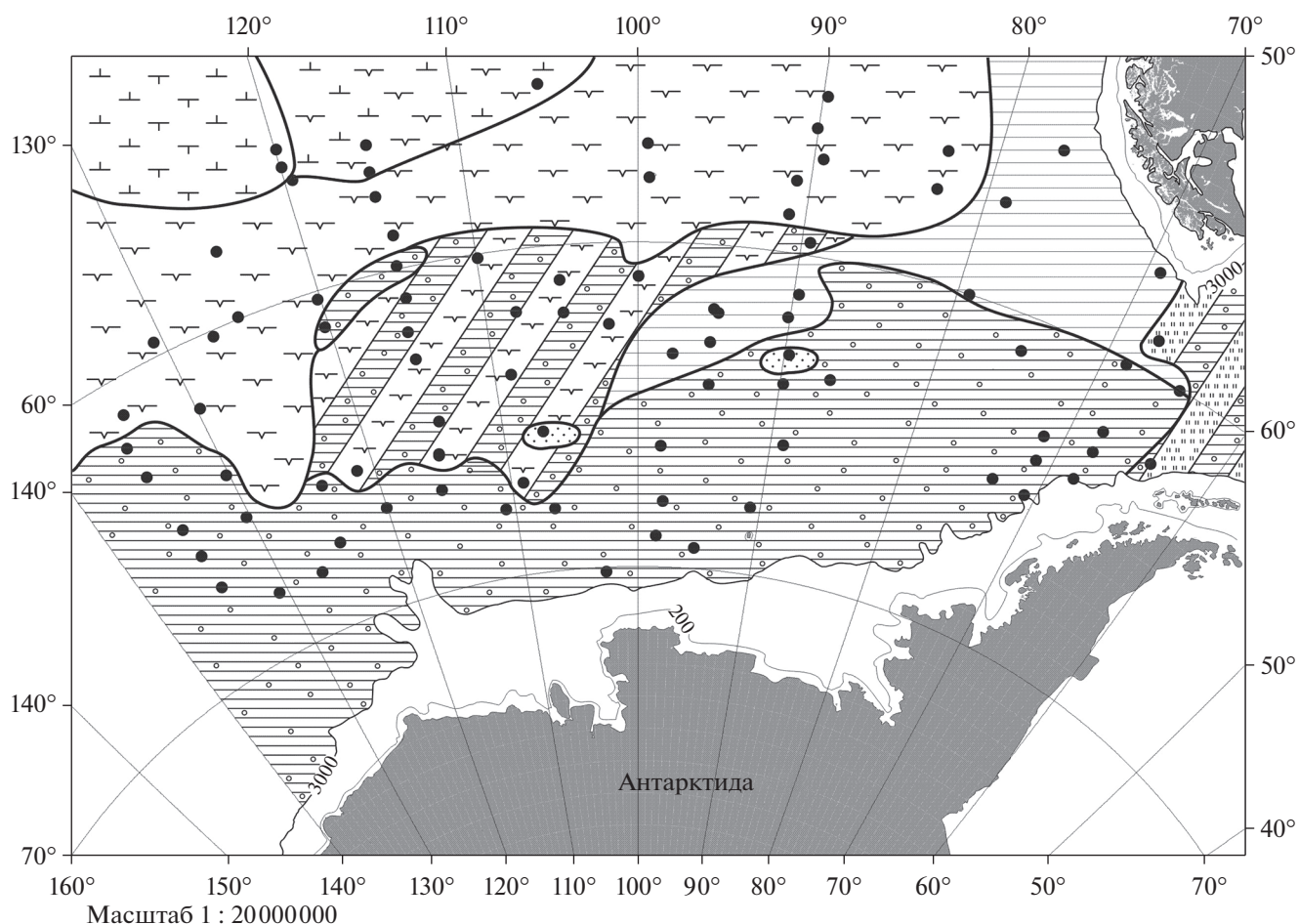
1 – кокколито-фораминиферовые илы; 2 – кокколито-диатомовые илы; 3 – диатомовые илы и глины; 4 – гемипелагические глины; 5 – гемипелагические глины с IRD; 6 – терригенные турбидиты; 7 – колонки НИС Элтанин; 8 – изобаты (м).

В целом широкая полоса подводной окраины и абиссальных равнин в современную эпоху в основном занята различными генетическими типами терригенных осадков, которые к северу сменяются прерывистой субширотной полосой диатомовых илов и диатомовых глин, а на севере – пелагическими карбонатными илами [Маккой и др., 2003].

Напомним, что южный пояс кремнеаккумуляции, подробно описанный А.П. Лисицыным [1966], опоясывает всю Антарктиду. Он состоит из диатомовых осадков с различным содержанием биогенного опада (в поверхностном слое до 70 мас. % [Лисицын, 1966] и даже местами до 100 мас. % [Левитан, 1975]). Диатомовые водоросли развиты в поверхностной водной массе Циркумантарктического течения. Они активно выедаются организмами зоопланктона (сальпами, эуфаузидами, копеподами), причем на некоторые

виды копепод криля приходится до 70% поедаемых диатомей (К.Н. Кособокова, 2019, персональное сообщение). Скорость опускания панцирей диатомей после их смерти чрезвычайно незначительна, и они практически не способны самостоятельно достичь дна. Однако в составе фекальных пеллет зоопланктона (существенно более крупных и тяжелых, чем индивидуальные панцири диатомовых) они опускаются на дно со скоростью 40–4000 м/сут. Это позволяет им накапливаться на дне только немногим восточнее (из-за течений) мест первичного обитания, т.к. пеллеты на поверхности дна быстро теряют склеивающее их органическое вещество и распадаются на составные части, освобождая целые панцири диатомей и их детрит (И.Н. Суханова, 2019, персональное сообщение).

Следует отметить, что важную роль в развитии диатомей имеет поступление питательных ве-



**Рис. 4.** Литолого-фациальная карта эоценовых отложений юга Тихого океана. Условные обозначения см. на рис. 3.

шеств с суши, при таянии морских льдов, в ходе вертикальной циркуляции при подъеме богатых этими веществами глубинных вод к поверхности океана в зоне антарктической дивергенции (Полярного фронта) [Лисицын, 1966].

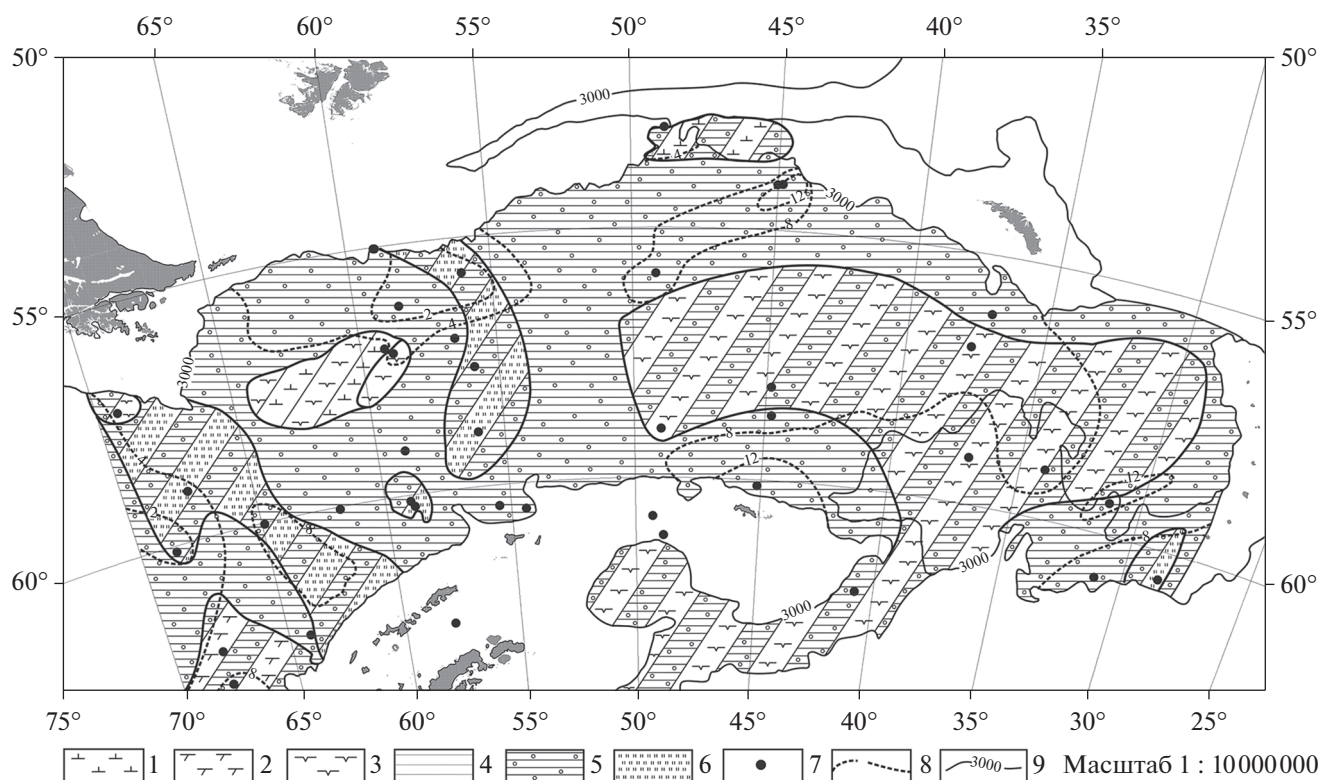
*Море Скоша*

Море Скоша с севера ограничено подводным хребтом Северный Скоша, с юга — подводным хребтом Южный Скоша с Южно-Оркнейскими островами и с востока — островной дугой, венчающейся Южно-Сандвичевыми островами [Удинцев, Шенке, 2004]. С севера хребет Южный Скоша соседствует с субширотным рифтом пролива Брансфилда с глубинами свыше 4000 м. С геодинамической точки зрения море Скоша относится к типу островодужных окраин Атлантического океана и представляет собой задуговой бассейн.

Площадь моря составляет порядка 1.3 млн км<sup>2</sup>, его средняя глубина равна несколько более 3000 м, а наибольшая глубина достигает 6022 м [Поспе-

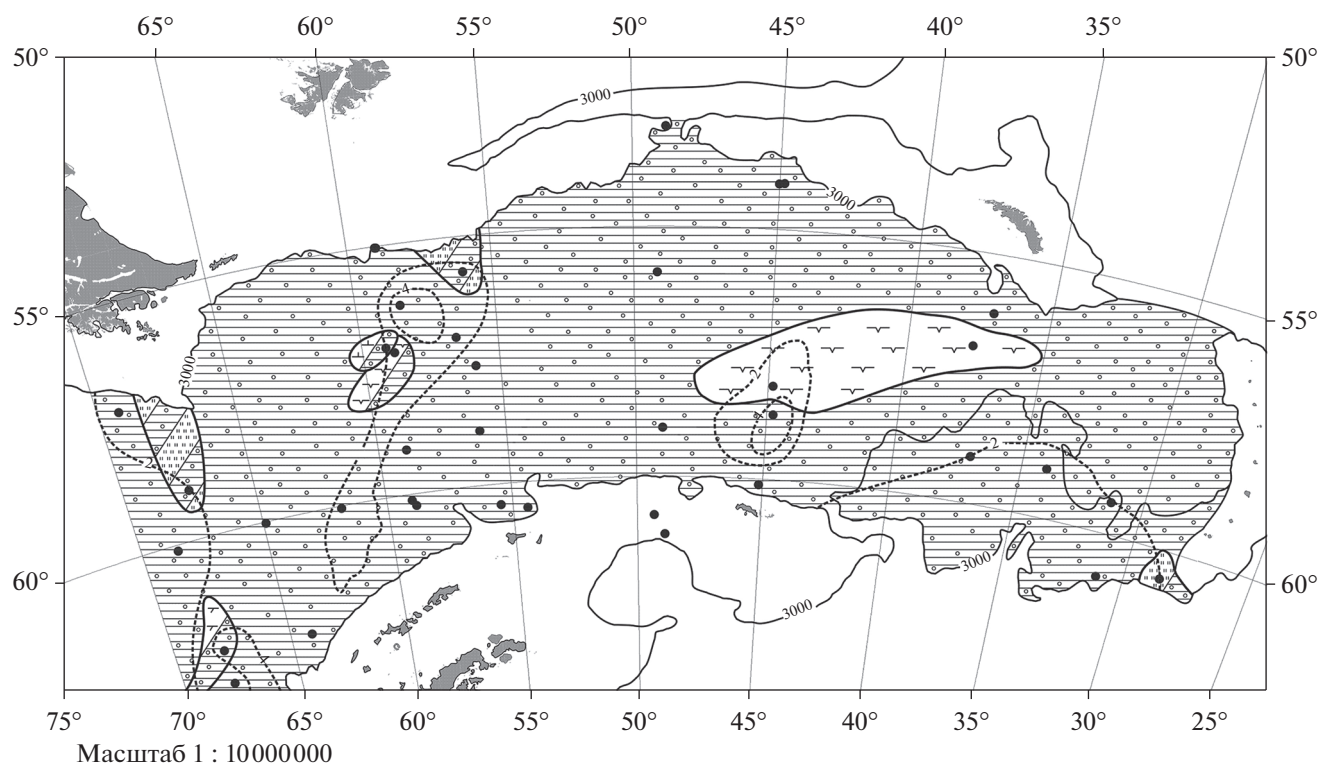
лов, 2002]. С определенной долей условности можно считать, что море Скоша состоит из двух главных частей: западной и восточной. Дно западной части сложено океанической корой спредингового типа. Соответствующий срединный хребет расчленен несколькими крупными трансформными разломами северо-западного простирания и в целом северная половина описываемого региона отличается большей глубоководностью, вплоть до 5000 м. Восточная часть состоит, главным образом, из подводных возвышенностей и банок микроконтинентов и характеризуется, в основном, глубинами от 1500 до 3500 м [General ..., 2004].

Средняя температура воды на поверхности составляет от 6 до -1°С, а соленость примерно равна 34‰. Воды умеренных широт располагаются лишь в северо-западной части моря Скоша, в средней — доминируют южные полярные воды Циркумантарктического течения, а с юга в юго-восточную часть проникает еще более холодная вода из моря Уэдделла. Море является одним из



**Рис. 5.** Литолого-фациальная карта неоплейстоценовых отложений моря Скоша.

1 – кокколитовые илы; 2 – фораминиферовые глины; 3 – диатомовые илы и глины; 4 – гемипелагические глины; 5 – гемипелагические глины с IRD; 6 – терригенные турбидиты; 7 – колонки НИС Элтанин; 8 – изопакиты (м); 9 – изобаты (м).



**Рис. 6.** Литолого-фациальная карта эоплейстоценовых отложений моря Скоша.

Условные обозначения см. рис. 5.

**Таблица 1.** Площади (*S*, тыс. км<sup>2</sup>) и объемы (*V*, тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых осадков юга Тихого океана

Литология	Фораминиферово-кокколитовые илы		Кокколитово-диатомовые илы и глины		Диатомовые илы и глины		Терригенные турбидиты		Гемипелагические глины с материалом ледового разноса		Гемипелагические глины	
	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>	<i>S</i>	<i>V</i>
Неоплейстоцен	449.0	0.7	521.7	4.6	3107.8	19.9	1254.2	6.4	1404.2	4.7	463.9	0.84
Эоплейстоцен	358.7	0.21	329.0	0.53	3044.2	6.37	81.1	6.0	3921.2	13.1	342.3	0.52

главных районов зарождения антарктических айсбергов. Первичная продукция в прибрежных водах около островов Южно-Оркнейских и Южно-Сандвичевых составляет от 13 до 45 мг С/м<sup>2</sup>/день, а в центральной части моря – от 1.8 до 3.0 мг С/м<sup>2</sup>/день [Волковинский, 1969].

В современную эпоху на большей части дна в восточной и центральной части бассейна залегают диатомовые илы и глины [Емельянов и др., 1975]. В районе хребта Южный Скоша и на севере западной части моря развиты слабокарбонатные и карбонатные планктоногенные илы. Еще одно пятно таких же осадков находится на юго-западе района.

## ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

### *Юг Тихого океана*

**Неоплейстоцен.** В неоплейстоценовое время в общих чертах наблюдалась та же литолого-фациальная зональность (см. рис. 3), которая описана выше для современной эпохи. Более подробно она выглядит следующим образом: на северо-западе выделяется небольшое поле развития фораминиферово-кокколитовых илов, приуроченных к Южно-Тихоокеанскому поднятию с его относительно небольшими глубинами. Восточнее это поле сменяется полосой развития диатомово-кокколитовых илов, поскольку здесь уже сказывается влияние течения Западных ветров (Циркумантарктического течения). Почти половина северной части района занята кремнистыми илами (вместе диатомовыми илами и диатомовыми глинами, т.к. в статье [Goodell, Watkins, 1968] они не показаны раздельно). Эти осадки довольно четко маркируют зону распространения Циркумантарктического течения. Наконец, южнее и восточнее, через узкую полосу развития переслаивания кремнистых илов и гемипелагических глин, находится обширное поле аккумуляции терригенных осадков. К сожалению, в вышеупомянутой статье американских авторов отсутствуют описания текстурно-структурных особенностей этих отложений. Поэтому мы предположили, что широкое развитие песков в неоплейстоценовых

отложениях связано с проксимальными турбидитами, переслаивающимися с гемипелагическими глинами в широком смысле этого слова (т.е. включающими в себя не только собственно пелитовые илы, но и алевритово-пелитовые, мелко-алевритовые илы и крупные алевриты). Соответственно, можно выделить два больших поля терригенных осадков: 1) состоящее из гемипелагических глин (с материалом ледового разноса – IRD – или без него) и 2) поле переслаивания таких же гемипелагических глин и терригенных турбидитов, которое тяготеет к юго-востоку и востоку описываемого района.

Мощности неоплейстоценовых отложений минимальны (0–2 м) в поле развития карбонатных илов, возрастают до 12 м на крайнем севере рассматриваемого региона, колеблются от 2 до 8 м в его центральной части, и опять возрастают вплоть до 12 и даже 16 м на юге и северо-востоке (ближе к источникам терригенного осадочного материала – Антарктиде и Южной Америке) [Goodell, Watkins, 1968].

Результаты обсчета упомянутой карты (с учетом данных по мощностям) с помощью объемного метода А.Б. Ронова [1949] показаны в табл. 1 и 2. Следует указать, что пересчет объемов осадков (см. табл. 1) в массы сухого осадочного вещества (см. табл. 2) проведен авторами с учетом данных по физическим свойствам осадков, использованных нами в работах [Левитан и др., 2014, 2018б].

Неоплейстоценовые осадки распространены на площади 7092 тыс. км<sup>2</sup>, и их суммарный объем составляет 63.6 км<sup>3</sup> (см. табл. 1). По площади развития на первом месте находятся диатомовые илы и диатомовые глины – 2606.7 тыс. км<sup>2</sup>, затем следуют гемипелагические глины с IRD – 1646.1 тыс. км<sup>2</sup>, поле переслаивания терригенных турбидитов с гемипелагическими глинами, включающими IRD – 903.1 тыс. км<sup>2</sup>; кокколитово-диатомовые илы и глины – 521.7 тыс. км<sup>2</sup>, переслаивание диатомовых илов и глин с гемипелагическими глинами, включающими IRD – 501.1 тыс. км<sup>2</sup>; фораминиферово-кокколитовые илы – 449.0 тыс. км<sup>2</sup>, переслаивание терригенных тур-

**Таблица 2.** Массы сухого осадка ( $M$ ,  $10^{18}$  г) и массы осадка в единицу времени ( $I$ ,  $10^{18}$  г/млн лет) юга Тихого океана

Возраст	Фораминиферово-кокколитовые илы		Кокколитово-диатомовые илы и глины		Диатомовые илы и глины		Гемипелагические глины с материалом ледового разноса		Гемипелагические глины		Терригенные турбидиты		Пески	
	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$
Неоплейстоцен	0.525	0.66	2.76	3.49	8.358	10.58	20.224	25.6	0.586	0.74	4.608	5.83	0	0
Эоплейстоцен	0.158	0.16	0.398	0.4	4.449	4.45	7.119	7.12	0.379	0.38	0.792	0.79	0.127	0.13

бидитов и гемипелагических глин – 351.1 тыс. км<sup>2</sup>, гемипелагические глины – 112.8 тыс. км<sup>2</sup>.

В процентах от суммарного объема осадки неоплейстоцена образуют следующий ряд (также по убывающей): гемипелагические глины с IRD – 48.92%, диатомовые илы и глины – 31.24%, терригенные турбидиты – 10.05%, кокколитово-диатомовые илы и глины – 7.22%, гемипелагические глины без IRD – 1.32%, фораминиферово-кокколитовые илы – 1.10%.

Ряд масс сухого осадочного вещества (по убывающей) выглядит следующим образом (в  $10^{18}$  г): гемипелагические глины с IRD – 20.224, диатомовые илы и глины – 8.358, терригенные турбидиты – 4.608, кокколитово-диатомовые илы и глины – 2.760, гемипелагические глины без IRD и фораминиферово-кокколитовые илы – примерно по 0.5–0.6 (см. табл. 2).

В такой же точно последовательности составлен и ряд изменения масс сухого осадочного вещества в единицу времени (по убывающей): от  $25.6 \times 10^{18}$  г/млн лет для гемипелагических глин с IRD до  $0.53 \times 10^{18}$  г/млн лет для фораминиферово-кокколитовых илов (см. табл. 2).

**Эоплейстоцен.** В эоплейстоцене (см. рис. 4) существовала принципиально та же схема фациальной организации, которая описана выше для неоплейстоцена, однако с существенным уменьшением площади поля развития переслаивания терригенных турбидитов и гемипелагических глин, которое присутствовало только на юго-востоке рассматриваемого района.

Важно отметить, что мощности эоплейстоценовых отложений существенно меньше, чем в неоплейстоцене [Goodell, Watkins, 1968]. Конечно, при этом необходимо иметь в виду, что гораздо меньше трубок вскрыли полную мощность эоплейстоцена, чем неоплейстоцена. Тем не менее, очевидно уменьшение мощностей осадков всех основных литологических групп: карбонатной, кремнистой и терригенной. Так, на северо-западе мощность эоплейстоценовых отложений иногда

не превышает 1 м, в центральной полосе она колеблется от 2 до 8 м, на юге составляет немногим больше, чем 6 м, а на северо-востоке – примерно 2–4 м (см. рис. 4).

Эоплейстоценовые осадки распространены на площади 7090.4 тыс. км<sup>2</sup> и их суммарный объем составляет 22.69 км<sup>3</sup> (см. табл. 1). По площади развития на первом месте находятся гемипелагические глины с IRD – 2906.3 тыс. км<sup>2</sup>, затем следуют диатомовые илы и диатомовые глины – 2110.4 тыс. км<sup>2</sup>, переслаивание диатомовых илов и глин с гемипелагическими глинами, включающими IRD – 933.8 тыс. км<sup>2</sup>; фораминиферово-кокколитовые илы – 358.7 тыс. км<sup>2</sup>, гемипелагические глины – 342.3 тыс. км<sup>2</sup>, кокколитово-диатомовые илы и глины – 329.0 тыс. км<sup>2</sup>, поле переслаивания терригенных турбидитов с гемипелагическими глинами, включающими IRD – 81.1 тыс. км<sup>2</sup>; пески – 28.8 тыс. км<sup>2</sup>.

В процентах от суммарного объема осадки эоплейстоцена образуют следующий ряд (также по убывающей): гемипелагические глины с IRD – 59.80%, диатомовые илы и глины – 28.05%, терригенные турбидиты – 4.85%, кокколитово-диатомовые илы и глины – 2.34%, гемипелагические глины без IRD – 2.29%, фораминиферово-кокколитовые илы – 0.93%, пески – 0.14%.

Ряд масс сухого осадочного вещества (по убывающей) выглядит следующим образом (в  $10^{18}$  г): гемипелагические глины с IRD – 7.119, диатомовые илы и глины – 4.449, терригенные турбидиты – 0.792, кокколитово-диатомовые илы и глины – 0.398, гемипелагические глины без IRD – 0.379, фораминиферово-кокколитовые илы – 0.158 и пески – 0.127 (см. табл. 2).

В такой же точно последовательности составлен и ряд изменения масс сухого осадочного вещества в единицу времени для эоплейстоцена (по убывающей): от  $7.119 \times 10^{18}$  г/млн лет для гемипелагических глин с IRD до  $0.127 \times 10^{18}$  г/млн лет для песков (см. табл. 2).



**Таблица 3.** Площади ( $S$ , тыс. км<sup>2</sup>) и объемы ( $V$ , тыс. км<sup>3</sup>) плейстоценовых осадков моря Скоша

Возраст	Гемипелагические глины с материалом ледового разноса		Диатомовые илы и глины		Терригенные турбидиты		Фораминиферовые глины		Кокколитовые илы		$\Sigma S$ всех осадков	$\Sigma V$ всех осадков
	$S$	$V$	$S$	$V$	$S$	$V$	$S$	$V$	$S$	$V$		
Неоплейстоцен	1780	11.31	624.7	0.886	221.2	0.54	38.8	0.2	66.8	0.05	1833.7	13.0
Эоплейстоцен	1728.6	2.48	114.9	0.104	28.7	0.03	11.8	0.03	6.0	0.001	1831.4	2.65

При делении величин масс сухого осадочного вещества в единицу времени в неоплейстоцене на те же величины в эоплейстоцене получается следующий ряд: гемипелагические глины с IRD – 3.60, диатомовые илы и глины – 2.38, терригенные турбидиты – 7.38, кокколито-диатомовые илы и глины – 8.73, гемипелагические глины без IRD – 1.95, фораминиферо-кокколитовые илы – 4.13 и пески – 0.

*Море Скоша*

**Неоплейстоцен.** В неоплейстоценовое время на дне западной части рассматриваемого бассейна аккумуляровались, главным образом, гемипелагические глины с IRD (см. рис. 5). Между 53° и 64° з.д. поле их развития сменилось субмеридиональной полосой переслаивания таких же глин с проксимальными терригенными турбидитами. Еще одна полоса осадков такого состава протягивается в северо-западном направлении от 60° до 70° з.д. Подчиненную роль играет расположенное в центре западной части поле переслаивания диатомовых илов и глин с кокколитовыми илами, находящееся на северном склоне спредингового хребта. Наконец, к мелководью в юго-западном углу района приурочено небольшое пятно переслаивающихся гемипелагических глин с IRD и фораминиферовых глин.

В восточной части бассейна основную часть площади дна занимает область развития переслаивающихся диатомовых илов и глин с гемипелагическими глинами, содержащими IRD. Она окаймлена монофациальными гемипелагическими глинами с IRD. Лишь на хребте Северный Скоша развито небольшое пятно переслаивания кокколитовых илов и гемипелагических глин с IRD, а на крайнем юго-востоке бассейна отмечено переслаивание терригенных турбидитов и гемипелагических глин с IRD.

Наибольшие мощности неоплейстоценовых отложений (от 8 до 12 м и более) приурочены к источникам терригенного материала по периферии

бассейна, а минимальные – к центральной части моря Скоша (см. рис. 5).

Неоплейстоценовые осадки распространены на площади 1833.7 тыс. км<sup>2</sup>, и их суммарный объем составляет 13.0 км<sup>3</sup> (табл. 3). По площади развития на первом месте находятся гемипелагические глины с IRD – 927.3 тыс. км<sup>2</sup>, затем следует поле переслаивания диатомовых илов и глин с гемипелагическими глинами, включающими IRD – 571.0 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание терригенных турбидитов и гемипелагических глин с IRD – 213.4 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание фораминиферовых глин и гемипелагических глин с IRD – 38.8 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание диатомовых глин и илов с кокколитовыми илами – 37.3 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание кокколитовых илов и гемипелагических глин с IRD – 29.5 тыс. км<sup>2</sup>; диатомовые илы и глины – 8.6 тыс. км<sup>2</sup> и их переслаивание с терригенными турбидитами – 7.6 тыс. км<sup>2</sup>.

В процентах от суммарного объема (см. табл. 3) осадки неоплейстоцена образуют следующий ряд (по убывающей): гемипелагические глины с IRD – 87.1%, диатомовые илы и глины – 6.8%, терригенные турбидиты – 4.2%, фораминиферовые глины – 1.5%, кокколитовые илы – 0.4%.

Ряд масс сухого осадочного вещества (по убывающей) выглядит следующим образом (в 10<sup>18</sup> г): гемипелагические глины с IRD – 7.238, терригенные турбидиты – 0.389, диатомовые илы и глины – 0.372, фораминиферовые глины – 0.176, кокколитовые илы – 0.038 (табл. 4).

В такой же точно последовательности составлен и ряд изменения масс сухого осадочного вещества в единицу времени для неоплейстоцена (по убывающей): от 9.16 × 10<sup>18</sup> г/млн лет для гемипелагических глин с IRD до 0.05 × 10<sup>18</sup> г/млн лет для кокколитовых илов (см. табл. 4).

**Эоплейстоцен.** В эоплейстоценовое время дно моря Скоша почти полностью занимали гемипелагические глины с IRD (см. рис. 6). На крайнем юго-востоке и в северо-западной части бассейна

**Таблица 4.** Массы сухого осадка ( $M$ ,  $10^{18}$  г) и массы осадка в единицу времени ( $I$ ,  $10^{18}$  г/млн лет) для плейстоценовых отложений моря Скоша

Возраст	Гемипелагические глины с материалом ледового разноса		Диатомовые илы и глины		Терригенные турбидиты		Фораминиферовые глины		Кокколитовые илы	
	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$	$M$	$I$
Неоплейстоцен	7.238	9.16	0.372	0.47	0.389	0.49	0.176	0.22	0.038	0.05
Эоплейстоцен	1.587	1.587	0.044	0.044	0.022	0.022	0.026	0.026	0.001	0.001

располагались небольшие поля переслаивания этих глин с терригенными турбидитами. В центре западной половины моря такие же глины переслаивались с кокколитовыми илами или диатомовыми илами и глинами, а на юго-западе – с фораминиферовыми глинами. Наконец, довольно большую площадь в центре восточной половины дна моря Скоша занимало поле развития диатомовых илов и глин.

Мощности эоплейстоценовых отложений явно уступают мощностям неоплейстоценовых донных осадков: почти вся площадь дна в это время была занята чехлом маломощных (менее 2 м) осадков. Лишь в центре бассейна, на юго-западе и на севере западной части моря отмечены мощности, едва превышающие 4 м (см. рис. 6).

Эоплейстоценовые осадки распространены на площади 1831.4 тыс. км<sup>2</sup> и их суммарный объем составляет 2.65 км<sup>3</sup> (см. табл. 3). По площади развития на первом месте находятся гемипелагические глины с IRD – 1670.0 тыс. км<sup>2</sup>, затем следуют диатомовые илы и глины – 102.8 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание терригенных турбидитов и гемипелагических глин с IRD – 28.7 тыс. км<sup>2</sup>; поле переслаивания диатомовых илов и глин с гемипелагическими глинами, включающими IRD – 12.1 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание фораминиферовых глин и гемипелагических глин с IRD – 11.8 тыс. км<sup>2</sup>; переслаивание кокколитовых илов и гемипелагических глин с IRD – 6.0 тыс. км<sup>2</sup>.

В процентах от суммарного объема (см. табл. 3) осадки эоплейстоцена образуют следующий ряд (по убывающей): гемипелагические глины с IRD – 93.8%, диатомовые илы и глины – 3.9%, терригенные турбидиты – 1.1%, фораминиферовые глины – 1.1%, кокколитовые илы – 0.04%.

Ряд масс сухого осадочного вещества (по убывающей) выглядит следующим образом (в  $10^{18}$  г): гемипелагические глины с IRD – 1.587, диатомовые илы и глины – 0.044, фораминиферовые глины – 0.026, терригенные турбидиты – 0.022, кокколитовые илы – 0.001 (см. табл. 4).

Также выглядит и ряд изменения масс сухого осадочного вещества в единицу времени для эоплейстоцена (по убывающей): от  $1.59 \times 10^{18}$  г/млн лет

для гемипелагических глин с IRD до  $0.001 \times 10^{18}$  г/млн лет для кокколитовых илов (см. табл. 4).

При делении величин масс сухого осадочного вещества в единицу времени в неоплейстоцене на те же величины в эоплейстоцене получается следующий ряд: гемипелагические глины с материалом ледового разноса – 5.77, диатомовые илы и глины – 10.68, терригенные турбидиты – 22.27, фораминиферовые глины – 8.46 и кокколитовые илы – 50.00.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Юг Тихого океана*

Для этого района характерно доминирование терригенных отложений. В группе терригенных осадков произошло возрастание скорости аккумуляции в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом в 3.82 раза. В этом плане особенно сильно увеличились скорости аккумуляции терригенных турбидитов – в 7.38 раза.

На втором месте по распространению находится группа кремнистых (существенно диатомовых) осадков, чья скорость аккумуляции в неоплейстоцене возросла по сравнению с эоплейстоценом в 2.65 раза.

Наконец, группа планктоногенных карбонатных илов, слагающих наименьшие объемы среди плейстоценовых отложений, в неоплейстоцене аккумуляровалась быстрее чем в эоплейстоцене в 6.82 раза.

Таким образом, для всех основных групп осадков характерно увеличение интенсивности седиментации в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Те же закономерности свойственны и всему Тихому океану, как его пелагиали, так и подводным континентальным окраинам в целом [Levitan, 2020].

Представляется, что отмеченная закономерность на юге Тихого океана обусловлена, прежде всего, неотектонической активностью альпийского складчатого пояса Анд, протягивающегося (с перерывами) далее на юг в район островной дуги Скоша, Антарктического полуострова и континентальной окраины тихоокеанского сегмента

Южного океана. При этом в течение плейстоцена рос поток не только терригенного материала, но и питательных веществ, поставлявшихся тальми водами с ледникового щита Западной Антарктиды.

#### *Море Скоша*

В этом районе наблюдаются практически те же особенности, что и на юге Тихого океана: доминирование терригенной седиментации, присутствие диатомовых осадков, подавленная роль карбонатной планктоногенной седиментации. Здесь также в неоплейстоцене скорость накопления всех групп осадков была выше чем в неоплейстоцене (для терригенной группы – в 6.00 раз, для кремнистой – в 8.46 раз, для карбонатной – в 10.04 раз). Соответственно, причины этих закономерностей те же, что отмечены в предыдущем параграфе статьи.

#### *Пространственно-временная изменчивость плейстоценовой аккумуляции в пределах южного пояса кремненакопления*

Полученные в данной статье результаты позволяют (с использованием ранее опубликованных нами данных по Индийскому [Левитан и др., 2014] и Атлантическому [Левитан, Гельви, 2016] океанам) затронуть вопрос о том, как в течение плейстоцена изменялась скорость аккумуляции диатомовых осадков в пределах южного пояса кремненакопления.

Если в предельно краткой форме рассмотреть наши данные по плейстоцену, то получится, что в течение плейстоцена в индийском сегменте южного пояса кремненакопления произошло уменьшение скорости аккумуляции биогенного опада, в Тихом океане и море Скоша – его увеличение, а в море Уэдделла на юге Атлантического океана сохранялось примерное равенство интенсивности накопления диатомовых осадков в плейстоценовое время (с 1.8 до 0.01 млн лет назад).

Представляется, что для объяснения наблюдаемых особенностей кремненакопления следует привлечь гляциологические и палеогляциологические данные по ледниковым щитам Антарктиды и проанализировать их с учетом современных представлений о геологическом строении Антарктиды.

Напомним, что Восточно-Антарктический щит находится в наиболее суровых климатических условиях и в качестве фундамента подстилается коренными породами древней Антарктической платформы и поясов раннепалеозойской активизации [Хаин, 2001]. Опыт изучения мобильности этого щита свидетельствует о его крайне низкой подвижности и преимущественной поставке терригенного материала в бассейны Южного океана, в основном, за счет “бульдозерных”

продвижений края щита к границам шельфа во время оледенений [Левитан, Лейченков, 2014]. Питательные вещества, напротив, поставлялись с тальми водами в основном во время межледниковий. Напомним, что в целом эоплейстоцен был существенно теплее неоплейстоцена [Lisiecki, Raymo, 2005]. Сведения об активных неотектонических движениях на Восточной Антарктиде практически отсутствуют.

Западно-Антарктический политермальный ледниковый щит, напротив, находится в более благоприятных климатических условиях (особенно на Антарктическом полуострове) [Ingólfsson, 2004]. Он опирается своими краями на морскую воду. В середине миоцена (примерно 14 млн лет назад) этот щит занял площадь кайнозойской рифтовой зоны Западной Антарктиды и архипелага островов, венчавших еще западнее островную дугу. По этим причинам данный щит гораздо мобильнее своего восточного соседа. Например, во время термического максимума плиоцена объем таяния его льда соответствовал 20 м подъема уровня Мирового океана, а объем растаявшего льда Восточно-Антарктического щита – только 5 м [Naish, 2010]. Соответственно, ледниково-межледниковые циклы на Западно-Антарктическом щите способствовали поставке большого количества как взвешенного осадочного материала, так и растворенных питательных веществ с тальми водами. Это сочеталось с неотектоническими горообразовательными движениями, резко усилившимися в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом (см., в частности, вышеприведенные данные по терригенным турбидитам).

В море Уэдделла сочетаются потоки питательных веществ (фосфатов, нитратов, а также некоторых металлов, например, железа, в биоудобной форме) из талых вод обоих ледниковых щитов. Отсюда вытекает примерное равенство интенсивности кремненакопления в эоплейстоцене и неоплейстоцене [Левитан, Гельви, 2016].

Таким образом, различия в тектонике (и неотектонике) и палеогляциологии Западной и Восточной Антарктиды обусловили описанные пространственно-временные различия в плейстоценовой аккумуляции диатомовых осадков в пределах южного пояса кремненакопления, т.к. именно поставка питательных веществ определяет в конечном счете (через вертикальную циркуляцию вод) эту аккумуляцию.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе данных по длинным колонкам донных осадков, поднятым на борт НИС США Элтанн [Goodell, Watkins, 1968], составлены литолого-фациальные карты для возрастных срезов неоплейстоцена и эоплейстоцена юга Тихого

океана и моря Скоша. Масштабы карт для юга Тихого океана равны 1 : 20000000, а для моря Скоша — 1 : 10000000. Схемы распределения мощностей соответствующих отложений для южной части Тихого океана взяты (с некоторыми изменениями) из вышеупомянутой работы, а для моря Скоша — составлены авторами и изопахиты нанесены на литолого-фациальные карты.

С помощью объемного метода А.Б. Ронова для всех карт вычислены количественные параметры седиментации. В итоге выяснилось, что для обоих регионов характерно усиление как терригенной, так и кремнистой седиментации в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом. Карбонатонакопление играло подчиненную роль. Предполагается, что выявленные закономерности обусловлены, главным образом, поставкой питательных веществ с активных в тектоническом отношении зон Западной Антарктиды, чему способствовала специфика динамики Западно-Антарктического ледникового щита в плейстоцене. Эти данные позволили существенно дополнить картину пространственной изменчивости южного пояса кремненакопления в плейстоцене.

Построенные новые карты для юга Тихого океана и вычисленные для этого региона количественные параметры седиментации для отложений нео- и эоплейстоцена заставляют внести соответствующие коррективы в ранее опубликованные материалы по пелагическим осадкам плейстоцена Тихого океана [Левитан и др., 2013].

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания № 0137-2019-0007 и гранта Программы РАН № 20.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волковинский В.В.* Измерения первичной продукции в море Скоша // Тр. ВНИРО. 1969. Т. LXVI. С. 160–167.
- Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В.* Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград: Правда, 1975. 579 с.
- Кошляков М.Н., Тарakanов Р.Ю., Савченко Д.С.* Энергетическое взаимодействие струй и вихрей Антарктического циркумполярного течения в приповерхностном слое Южного океана // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 3. С. 39–57.
- Левитан М.А.* Биогенный кремнезем как источник вещества для образования кремней в осадках Тихого океана / Автореф. дис. ... кандидата геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1975. 25 с.
- Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н.* Фациальная структура и количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Индийском океане // Геохимия. 2014. № 4. С. 350–360.
- Левитан М.А., Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н.* Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане // Геохимия. 2013. № 5. С. 387–395.
- Левитан М.А., Гельви Т.Н.* Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Атлантическом океане // Геохимия. 2016. № 12. С. 1091–1103.
- Левитан М.А., Гельви Т.Н., Сыромятников К.В., Черкан К.М.* Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря // Геохимия. 2018а. № 4. С. 321–335.
- Левитан М.А., Гельви Т.Н., Домарацкая Л.Г.* Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений подводной континентальной окраины Земли Уилкса и моря Росса (Антарктида) // Вестник ИГ Коми НЦ УРО РАН. 2018б. № 10. С. 17–22.
- Левитан М.А., Лейченко Г.Л.* История кайнозойского оледенения Антарктиды и седиментации в Южном океане // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 2. С. 115–136.
- Лисицын А.П.* Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 90–191.
- Маккой Ф.Х., Суинт Т.Р., Пайнер Д.Ц.* Типы донных осадков // Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Гл. ред. Г.Б. Удинцев. М., СПб., 2003. С. 114–115.
- Поспелов Е.М.* Географические названия Мира. Топонимический словарь. М.: Русские словари, Астрель, АСТ, 2002. 512 с.
- Ронов А.Б.* История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) // Тр. Геофиз. Института АН СССР. 1949. № 3. 136 с.
- Удинцев Г.Б., Шенке Г.В.* Очерки геодинамики Западной Антарктики. М.: ГЕОС, 2004. 132 с.
- Хаун В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- General bathymetric chart of the oceans (GEBCO). 2004.
- Gersonde R., Crosta X., Abelman A., Armand L.* Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum – a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records // Quart. Sci. Rev. 2005. V. 24. P. 869–896.
- Goodell H.G., Watkins N.D.* The paleomagnetic stratigraphy of the Southern Ocean: 20° West to 160° East // Deep Sea Res. and Oceanogr. Abstracts. 1968. V. 15. № 1. P. 89–112.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al.* A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 82 p.
- Hiscock M.R., Marra J., Smith Jr. W.O. et al.* Primary productivity and its regulation in the Pacific sector of the Southern Ocean // Deep-Sea Res. II. 2003. V. 50. P. 533–538.
- Hollister Ch.D., Craddock C., Tucholke B.E. et al.* Init. Repts. DSDP. 1976. V. 35. (Washington DC, US Government Print. Off.)
- Ingólfsson Ó.* Quaternary glacial and climate history of Antarctica // Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part III / Eds J. Ehlers, P.L. Gibbard. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 3–43.

*Koshlyakov M.N., Tarakanov R.Yu.* Water masses of the Pacific Antarctic // *Oceanology*. 1999. V. 39. № 1. P. 1–11.

*Levitan M.A.* Comparative analysis of Pleistocene sediments of pelagic area and submarine continental margins of the Pacific Ocean // *Geochem. Internat.* 2020. V. 58. № 1. P. 49–60.

*Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20(PA1). PA1003.  
<https://doi.org/10.1029/2004PA001071>

*Lyle M., Gibbs S., Moore T.C., Rea D.K.* Late Oligocene initiation of the Antarctic Circumpolar Current: Evidence from the South Pacific // *Geology*. 2007. V. 35. № 8. P. 691–694.

*Naish T.R.* The variability of Pliocene Antarctic Ice Sheets and implications for global sea-level // *Abstr. IPY Oslo Sci. Conf. Oslo*. 2010. LM9.2-1.4.

*Orsi A.H., Whitworth T., Nowlin W.D., Jr.* On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current // *Deep-Sea Res. I*. 1995. V. 42. № 5. P. 641–673.

## Facies Structure and Quantitative Parameters of Sedimentation for Pleistocene Sediments of the Pacific Ocean Deep-Sea Floor and in the Scotia Sea

M. A. Levitan<sup>1, #</sup>, T. N. Gelvi<sup>1</sup>, L. G. Domaratskaya<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Kosygina str., 19, Moscow, 119991 Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: m-levitan@mail.ru*

Firstly we have compiled lithological-facies maps for Neo- and Eopleistocene from southern Pacific (scale 1 : 20000000) and the Scotia Sea (scale 1 : 10000000). All maps are based on data from long sediment cores retrieved by R/V *Eltanin* (USA) during 50–60 years of XX century. For the Scotia Sea we have compiled schemes of isopachites which were shown on respective lithological-facies maps. All maps are processed by means of volumetric method by A.B. Ronov. As result, we managed to prove that accumulation rates of terrigenous and siliceous sediments increased during Pleistocene in both sedimentation basins. The event is due to neotectonic activity of the Antarctic Peninsula which produced enhanced fluxes of terrigenous sediment matter and dissolved nutrients delivered by means of melted waters to the photosynthesis zone via vertical circulation.

*Keywords:* Pacific Ocean, Scotia Sea, bottom sediments, Neopleistocene, Eopleistocene.