

УДК 551.35

## РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

© 2014 г. Е. А. Гусев<sup>1</sup>, Н. Ю. Аникина<sup>2</sup>, Л. Г. Деревянко<sup>2</sup>, Т. С. Клювиткина<sup>3</sup>, Л. В. Поляк<sup>4</sup>,  
Е. И. Полякова<sup>3</sup>, П. В. Рекант<sup>1</sup>, А. Ю. Степанова<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана  
им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия,  
e-mail: gus-evgeny@yandex.ru

<sup>2</sup>Центральная горно-геологическая лаборатория, Сыктывкар, Россия

<sup>3</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Россия

<sup>4</sup>Университет штата Огайо, Колумбус, США

<sup>5</sup>Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия

Поступила в редакцию 24.07.2012 г., после доработки 19.03.2013 г.

Изучены керны трех скважин и двух грунтовых трубок, отобранных в южной части российского сектора Чукотского моря. По раковинам моллюсков получены AMS<sup>14</sup>C-датировки в интервалах 0.8–3.5 тыс. лет и 9.2–10.5 тыс. лет назад. В разрезе голоценовых осадков для интервала 9–10 тыс. лет назад фиксируется период увеличения скоростей осадконакопления, связанный с началом трансгрессии. В строении раннеголоценовых осадков наблюдается последовательное замещение пресноводных органических остатков солоновато-водными и морскими вверх по разрезу. В среднем голоцене после открытия Берингова пролива в Чукотском море установились условия седиментации, характеризующиеся увеличением биопродуктивности вод. Климатический оптимум для Чукотского региона определяется для раннего голоцена, в то время как позднеголоценовые обстановки характеризовались большей ледовитостью шельфа.

DOI: 10.7868/S0030157414030010

### 1. ВВЕДЕНИЕ

История голоценовой седиментации российского сектора Чукотского моря изучена пока слабо. Рельеф дна характеризуется выровненностью и небольшими углами наклона подводных склонов. Предшествующими исследованиями, основанными на анализе детальной батиметрии, вдоль побережья Чукотки были установлены предполагаемые затопленные береговые линии на современных глубинах от 10 до 50 м [13].

Сейсмоакустическими методами верхняя часть осадочного чехла исследовалась с помощью спаркера и бумера в 1960–1980 гг. как в российской, так и в американской части Чукотского шельфа [14, 15, 26, 28], затем в 2005 г. с применением высокочастотной сейсмоакустики [30, 31].

Геологическими методами шельф Чукотского моря исследовался неоднократно как с научно-исследовательских судов, так и с дрейфующего льда [1, 2, 4, 9, 18, 20, 39 и др.]. Датированные разрезы керна грунтовых трубок известны пока лишь для районов, находящихся в американском секторе Чукотского шельфа. Наиболее древними четвертичными отложениями, вскрытыми грунтовыми трубками на шельфе Чукотского моря, являются верхнеплейстоцен-голоценовые осадки с

радиоуглеродными датировками 8000–14200 лет [26, 30, 31, 33].

В западной части шельфа вскрытые трубками четвертичные осадки расчленены с помощью фораминиферного анализа [19] на предбореальные, бореальные, атлантические, суббореальные и субатлантические. Основанием для выделения экологических зон фораминифер в голоценовых осадках послужили изменения по разрезу численности, видового разнообразия и состава сообществ бентосных фораминифер. По тем же пробам был проведен диатомовый анализ, который также дал богатый материал для палеогеографии и стратиграфии четвертичного периода Чукотского моря [16, 17].

В 2006 г. в южной части российского сектора Чукотского моря с борта морского буксира “Шуя” были проведены геологосъемочные работы в пределах листа R-1,2 международной разграфки листов масштаба 1 : 1000000. Использовался как обычный комплекс методов геологической съемки шельфа (сейсмоакустика, сонар, донный пробоотбор с помощью дночерпателя и грунтовой трубки), так и оригинальный буровой комплекс, позволяющий бурить неглубокие (до 50 м по осадку) скважины на мелководье [5]. Удалось пробурить 3 скважины глубиной 3.5, 5.5 и 12 м. Ранее нами частично публиковались материалы

**Таблица 1.** Координаты изученных разрезов

№ станции	Широта, с	Долгота, з	Глубина моря, м	Длина керна, м
скв. 1	69°00.53'	179°19.20'	37	5.5
скв. 2	70°33.00'	179°23.72'	39	12
скв. 3	68°47.79'	175°17.18'	48	3.5
91	68°28.00'	171°03.00'	52	1.5
93	68°24.01'	170°35.16'	52	1.4

по двум скважинам и сейсмоакустическим профилям [29]. В настоящее время изучены также керны третьей скважины и грунтовых трубок, вскрывших голоценовые осадки в различных районах. В статье обсуждаются результаты исследования разрезов трех скважин и наиболее информативных грунтовых трубок № 91 и № 93, отобранных в 2006 г. (рис. 1, табл. 1).

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Полученные в результате бурения и донного пробоотбора керны были проанализированы на борту судна с помощью капометра для измерения магнитной восприимчивости осадков. Далее были отобраны образцы, которые затем исследовались в лабораториях ВНИИОкеангеология, ВНИГРИ, “Миреко” и МГУ. Для радиоуглеродного датирования были отобраны фрагменты и детрит раковин двустворчатых моллюсков. Использовался радиоуглеродный метод путем ускорительной масс-спектрометрии (AMS  $^{14}\text{C}$ ) (табл. 2). Датирование проводилось в лаборатории Университета Аризоны (г. Тусон, США).

Для спорово-пыльцевого и микрофаунистических анализов отбирались образцы навеской около 100 г с интервалом 10–50 см. Пробы подвергались замораживанию и высушиванию в условиях вакуума. Образцы отмывались под струей воды через сита с ячейей 63 $\mu$  и 125 $\mu$ , из отмытого высушенного образца извлекались все микрофоссилии. Бентосные фораминиферы, диатомовые водоросли и водные палиноморфы определены во всех имевшихся пробах. Остракоды изучены с меньшей детальностью, они исследовались в тех образцах, в которых при извлечении фораминифер были отмечены и остракоды. Поэтому данные по ним приводятся лишь по некоторым интервалам из скважин 1 и 2.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

С помощью буровой установки и грунтовой трубки в юго-западной части Чукотского шельфа получены колонки голоценовых осадков длиной от 2.5 до 7 м. Судя по сейсмоакустическим данным и результатам бурения, морские голоценовые осадки несогласно залегают на размытой поверхности, ниже которой вскрываются докайнозойские, плиоценовые и плейстоценовые отложения [29]. Максимальная мощность голоценовых осадков вскрыта вблизи о. Врангеля (скв. 2). Литологически голоценовые осадки представлены пелитовыми алевроитами с примесью песка и гравия. Консистенция осадков от текучепластичной до твердой, цвет обычно темно-серый, с зеленоватым оттенком, до черного. В некоторых колонках многочисленны раковины морских моллюсков, в основном, двустворок, реже – гастропод.

**Таблица 2.** Радиоуглеродные датировки

№ п/п	№ колонки	Глубина отбора, см	Материал	Лаб. №	$^{14}\text{C}$ возраст
1	скв. 1	50–60	<i>Margarites</i> sp.	AA75303	876 ± 37
2	скв. 1	116–121	Раковинный детрит	AA75302	1937 ± 35
3	скв. 2	18–20	Раковинный детрит	AA89062	2335 ± 20
4	скв. 2	20–22	Раковинный детрит	AA89063	2260 ± 20
5	скв. 2	47–52	<i>Portlandia</i> sp.	AA89064	2830 ± 20
6	скв. 2	121–128	Обломок <i>Astarte</i> (?)	AA75301	9201 ± 61
7	скв. 2	191–198	<i>Portlandia</i> sp.	AA75300	9441 ± 68
8	скв. 2	428–433	Обломок <i>Cylichna</i> (?)	AA75299	10592 ± 69
9	скв. 3	50–60	<i>Macoma calcaria</i>	AA61385	1300 ± 20
10	скв. 3	208–210	<i>Macoma calcaria</i>	AA61386	3050 ± 20
11	91	80–85	<i>Serripes groenlandicus</i>	AA61387	2555 ± 20
12	91	120–125	<i>Astarte borealis</i>	AA61388	3155 ± 20
13	91	132–140	<i>Macoma calcaria</i>	AA61389	3580 ± 20
14	93	0–10	<i>Macoma calcaria</i>	AA61390	810 ± 20
15	93	12–20	<i>Macoma</i> sp.	AA61391	1040 ± 20
16	93	36–38	<i>Macoma</i> sp.	AA61392	1015 ± 20
17	93	95–100	<i>Macoma calcaria</i>	AA61393	2765 ± 20
18	93	118–122	<i>Macoma calcaria</i>	AA61394	2920 ± 20

**Радиоуглеродное датирование.** Для радиоуглеродного датирования были отобраны фрагменты и детрит раковин моллюсков из трех скважин, а также из колонок грунтовых трубок № 91 и 93. Полученные датировки свидетельствуют о голоценовом возрасте осадков. Скважинами и грунтовыми трубками вскрыты осадки раннего и позднего голоцена. Осадки среднего голоцена в изученных колонках отсутствуют (рис. 2). Согласно последним представлениям о хроностратиграфии голоцена [47], границами среднего голоцена являются временные значения 8.2 и 4.2 тыс. лет назад.

Анализ полученных датировок свидетельствует о наличии перерыва в осадконакоплении в районе о-ва Врангеля (скв. 2). В пределах центральной части Чукотского шельфа, возможно, этот перерыв отсутствует, колонки просто не вскрыли отложений возрастом старше 3.5 тыс. лет. Примерно можно оценить скорости осадконакопления для различных временных интервалов. В среднем для голоценовых отложений Чукотского шельфа скорости седиментации составляют около 1 м в 1000 лет, уменьшаясь до 11 см/1000 лет для среднего голоцена (или перерыв в осадконакоплении?) и увеличиваясь до 140–150 см/1000 лет для позднего голоцена центральной части шельфа и 200–300 см/1000 лет для раннего голоцена района о-ва Врангеля.

**Споры и пыльца.** Анализ спорово-пыльцевых спектров, выделенных из осадков всех исследованных колонок, свидетельствует о преобладании лесотундрового и тундрового типов растительности (рис. 3, 4, 5б, 5в). Ранний голоцен (скв. 2, инт. 1–7 м) характеризуется лесотундровыми условиями. В этот временной интервал попадают 19 проб с похожими спектрами. В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца голосеменных растений. Особенно широко представлен род *Pinus*. Темнохвойные породы в составе лесов имели подчиненное значение — *Picea obovata*, *Picea* sp. — 1–9%. Среди покрытосеменных растений преобладает пыльца березы древовидной — *Betula ex. sect. albae* — 5–29%, *Salix* sp. — 1–5%, *Alnus* sp. — 3–15%; кустарниковые — *Alnaster* sp. — 1–10%. По всему интервалу, во всех пробах определена пыльца умеренно-теплолюбивых растений от 2 до 9%. Большая доля их падает на пыльцу *Corylus* — 1–6%, остальные встречаются спорадически в количестве не более 1–2%. Пыльца трав и кустарничков в комплексе составляет 3–16% от общего количества пыльцы и спор. Среди споровых растений преобладают споры сем. *Polypodiaceae* — 7–17%, *Sphagnum* sp. — 1–14%, единично *Lycopodium*, *Ophyoglossum*, *Osmunda*. Во всех пробах присутствуют споры мхов *Breales*.

Обстановки позднего голоцена реконструируются по образцам из скв. 3 (инт. 0–3.3 м), скв. 2 (инт. 0–1 м), скв. 1 (0–2.35 м) и ст. 91 (инт. 0–1.6 м). Реконструируются в основном тундровые условия. Так, по нескольким образцам из скв. 2 фиксируется растительность, близкая к современной.

Господствуют травянистые споровые растения (56–70%): сем. *Polypodiaceae* — 26–46%, *Sphagnum* sp. — 10–44%, *Lycopodium alpinum* — 0–2%; разнотравье — 4–8%, сем. *Cyperaceae* — 2–4%, сем. *Pirrolaceae* — 2–6%, сем. *Compositae* — 0–2%. Кустарниковые представлены ивой — *Salix* sp. — 2–8%, *Betula sect. nanae* — 4–10%, *Alnaster* sp. — 4–12%. Древесных немного — *Betula ex. sect. albae* — 0–6%, *Picea obovata*, *Picea* sp. — 0–8%, *Pinus sibirica* — 0–2%, *Juniperus sibirica* — 0–2%.

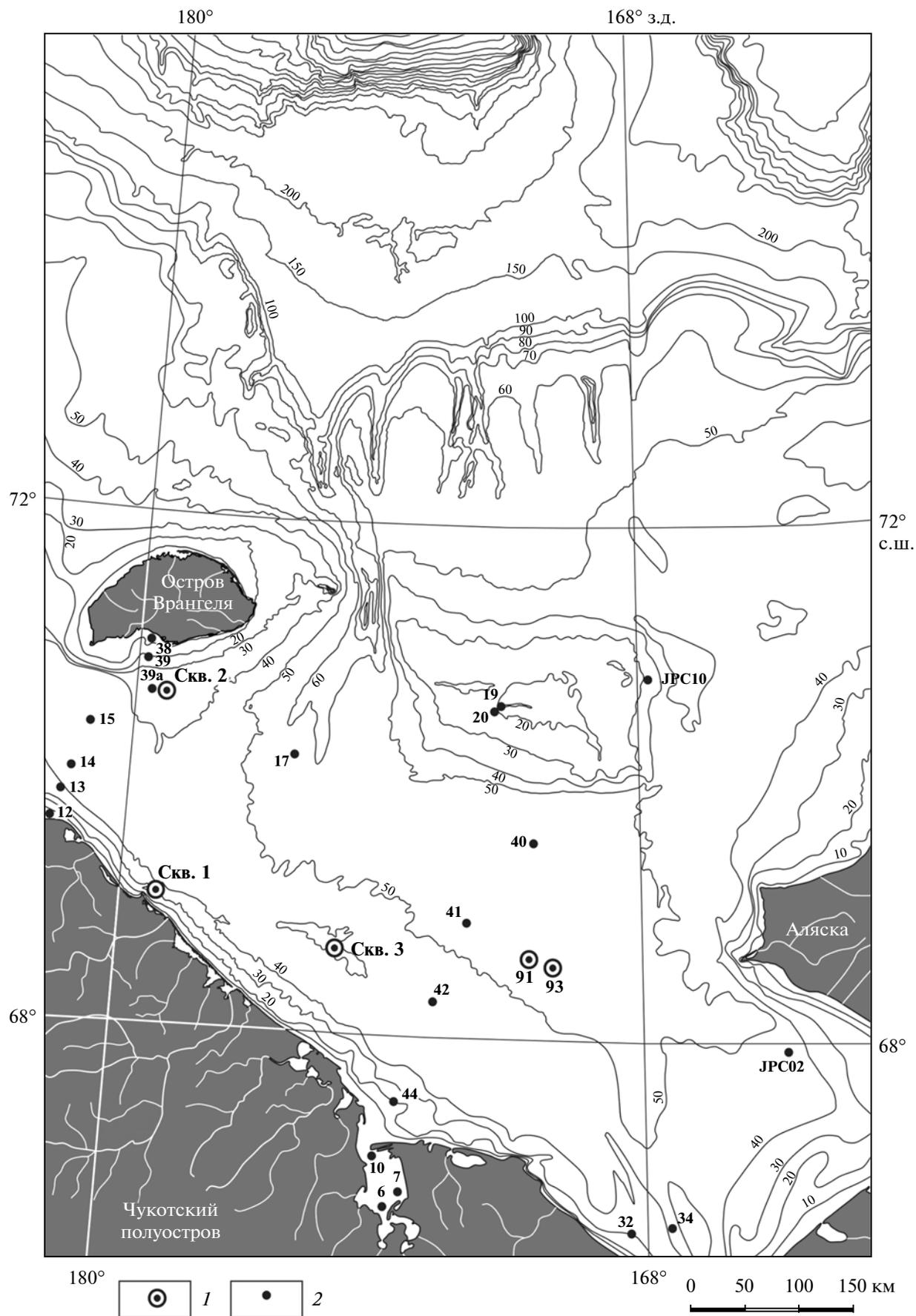
**Бентосные фораминиферы.** Судя по результатам анализа, комплексы бентосных фораминифер формировались в морских бассейнах, глубина которых постепенно увеличивалась. Бентосные фораминиферы равномерно распространены по всему разрезу голоценовых осадков, различий в комплексах немного и они незначительны. Выделяются интервалы, где содержание фораминифер увеличено.

Во всех пробах преобладают эльфидииды — *Retroelphidium atlanticum*, *R. hyalinum*, *Haynesina orbicularis*, *H. asterotuberculata*, *Criboelphidium goesi*, *Cr. granatum*, присутствуют букцеллы, нониониды, кассидулины, лагениды. Отмечено постоянное присутствие фораминифер с агглютинированными раковинками (*Reophax curtus*, *Ammotium cassis*, *Spiroplectamina* sp., *Eggerella advena*). Намечается увеличение количества агглютинированных фораминифер вверх по разрезу, кроме того, отмечается появление таких форм, как *Elphidium groenlandica*, *Lagena distoma*, *Dentalina frobischerensis*. В этом же направлении, как правило, уменьшается количество и численность теплолюбивых видов.

Ранний голоцен (скв. 2, инт. 1–7 м, рис. 4а) характеризуется представителями нонионид, ретроэльфидиумов, криброэльфидиумов. Отмечается большое количество агглютинированных форм и мелких ювенильных недоразвитых раковин. Присутствуют такие формы, как *Elphidium orionense*, *Retroelphidium selseyense*, *Sigmomorphina* sp., *Quinqueloculina longa*.

Комплексы фораминифер из осадков позднего голоцена изучены по скв. 3 (инт. 0–3.3 м, рис. 5а), скв. 2 (инт. 0–1 м, рис. 4а) и ст. 91 (инт. 0–1.6 м). Пробы из осадков этого возраста характеризуются полноценными комплексами — от 15 до 25 видов и от 72 до 972 экземпляров, которые состоят в основном из холодолюбивых ретроэльфидиумов, криброэльфидиумов, букцелл и нонионид. Кроме того, часты агглютинированные формы — *Eggerella advena*, *Ammotium cassis*, *Spiroplectamina* sp., присутствие которых предполагает относительную глубоководность бассейна. Распределение и состав комплексов фораминифер по разрезам скважин и колонок грунтовых трубок характеризуют постепенное похолодание от раннего к позднему голоцену.

**Диатомовые водоросли.** Диатомовые водоросли встречены практически во всех пробах, где их



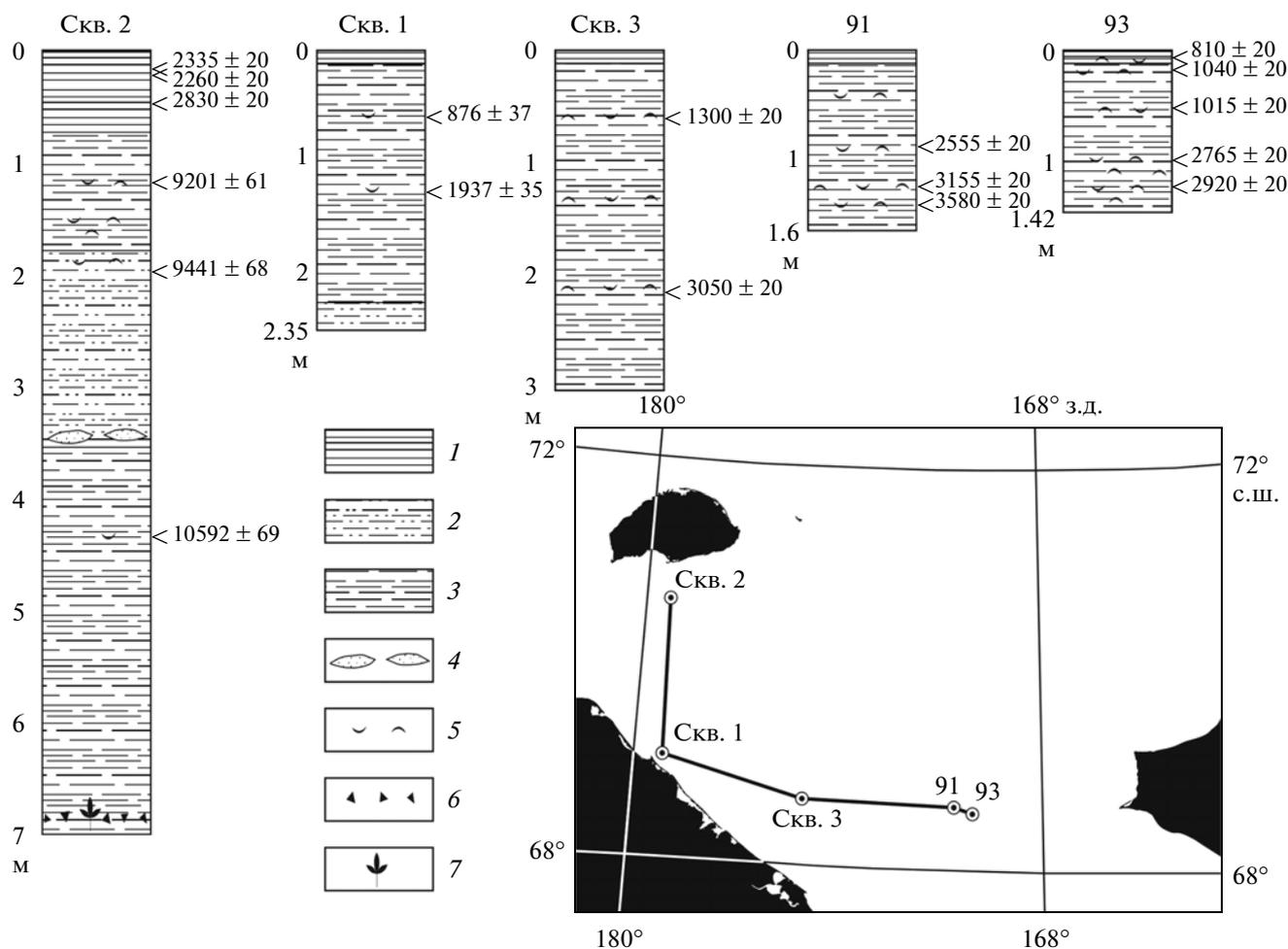
**Рис. 1.** Батиметрическая схема Чукотского шельфа.

1 – положение изученных разрезов скважин и грунтовых трубок, отобранных с борта морского буксира “Шуя” в 2006 г., 2 – положение ранее описанных разрезов грунтовых трубок, порядковые арабские цифры – Института океанологии РАН [14], с аббревиатурой JPC – Американской геологической службы [31].

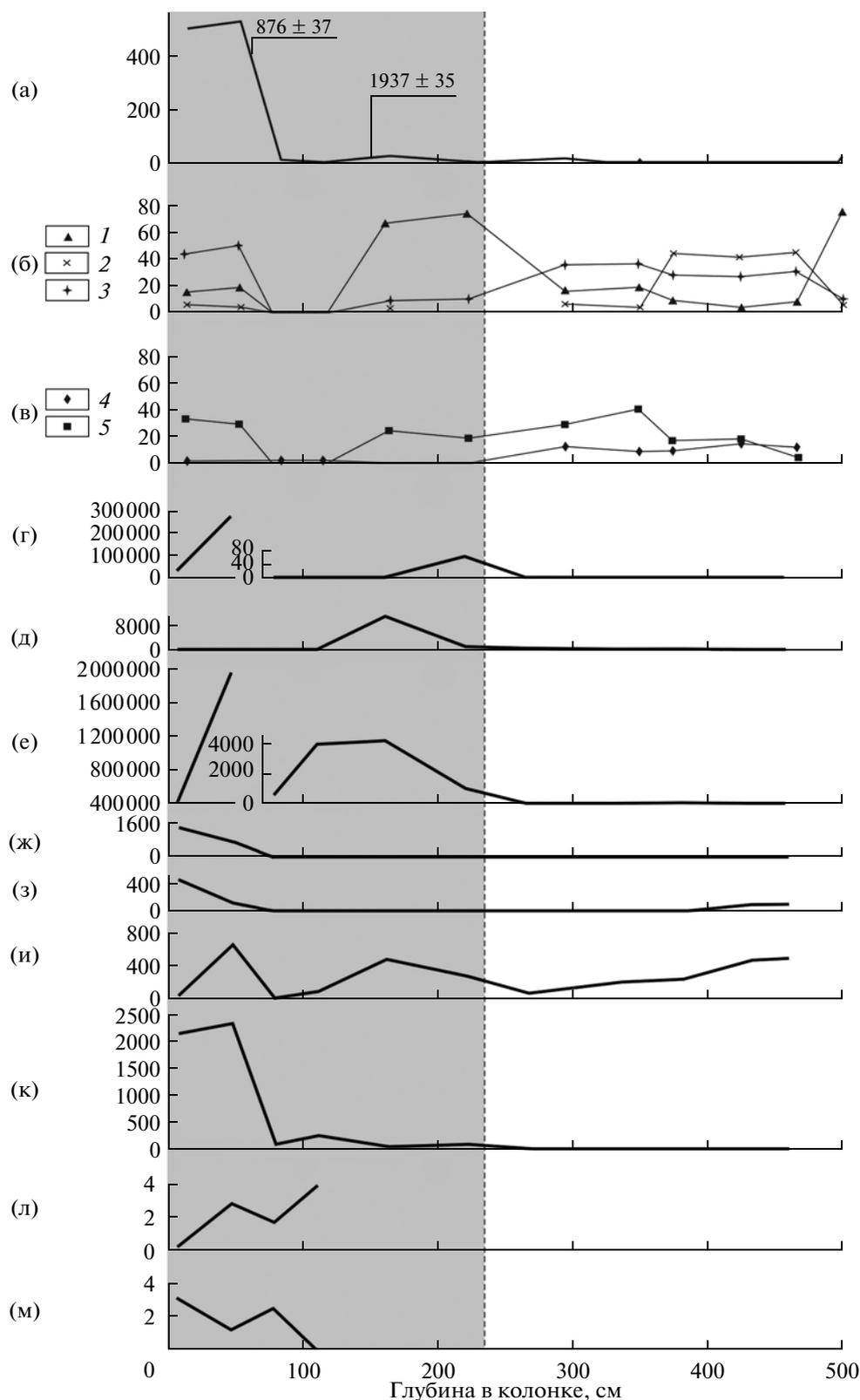
общая численность варьирует в широких пределах – от 120 створок/г до 6.1 млн. створок/г. При этом максимальные концентрации диатомей (4.3–6.7 млн. створок/г) приурочены к верхним 64 см осадков скважины № 2. Всего в исследованных осадках установлено 150 видов диатомей, из них >80 – морские виды, обитающие в современных арктических морях, >40 – современные пресноводные виды и около 20 вымерших неогеновых видов. Диатомовые ассоциации из поверхностного слоя донных осадков данного района Чукотского моря представлены преимущественно сублиторальными (*Paralia sulcata*), холодноводными неритическими (*Thalassiosira antarctica* + *T. gravida*, *T. nordenskioldii*, споры р. *Chaetoceros*) и ледово-

неритическими (*Fossula arctica*, *Fragilariopsis oceanica*, *F. cylindrus*, *Attheya septentrionalis*, *Navicula vanhoeffenii* и др.) видами, что отражает суровые ледово-гидрологические условия региона и незначительное влияние берингоморских вод на гидрологическую обстановку в западной части Чукотского моря [17].

Ранний голоцен (скв. 2, инт. 1–7 м) характеризуется преобладанием в составе диатомовых ассоциаций морских видов диатомей (58–100%) (рис. 4е), представленных преимущественно сублиторальными (*Paralia sulcata*, *Thalassiosira hyperborea* v. *septentrionalis* и др.) и холодноводными неритическими и панталасными (*Thalassiosira antarctica* + *T. gravida*, *Coscinodiscus oculus-iridis*, *Rhizosolenia*

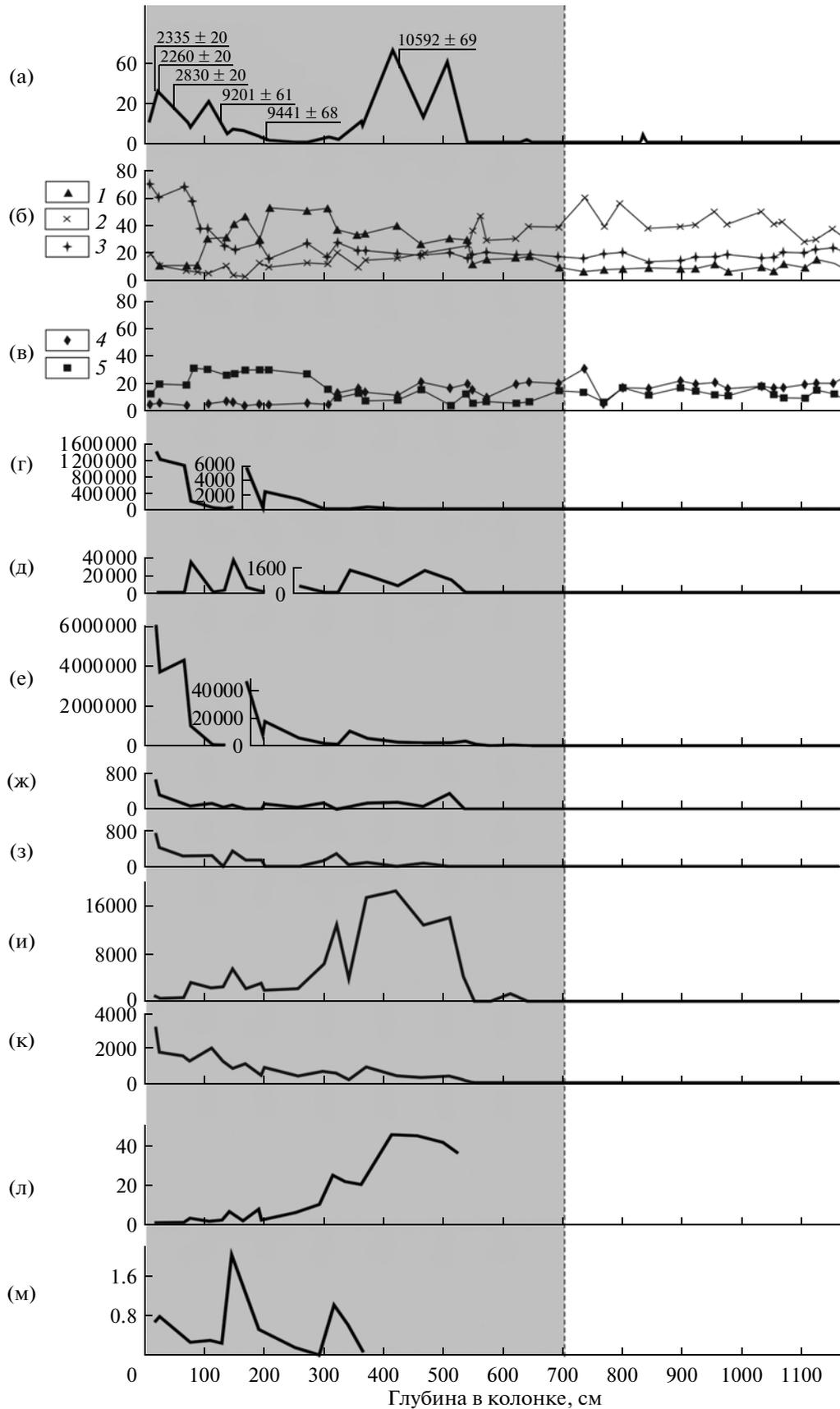


**Рис. 2.** Схематические литологические разрезы изученных колонок скважин и трубок, с радиоуглеродными датировками. 1 – пелитовый ил, 2 – песчаный алеврит, 3 – алевритовый пелит, 4 – линзы песка, 5 – раковины моллюсков, 6 – гравий, 7 – растительные остатки.

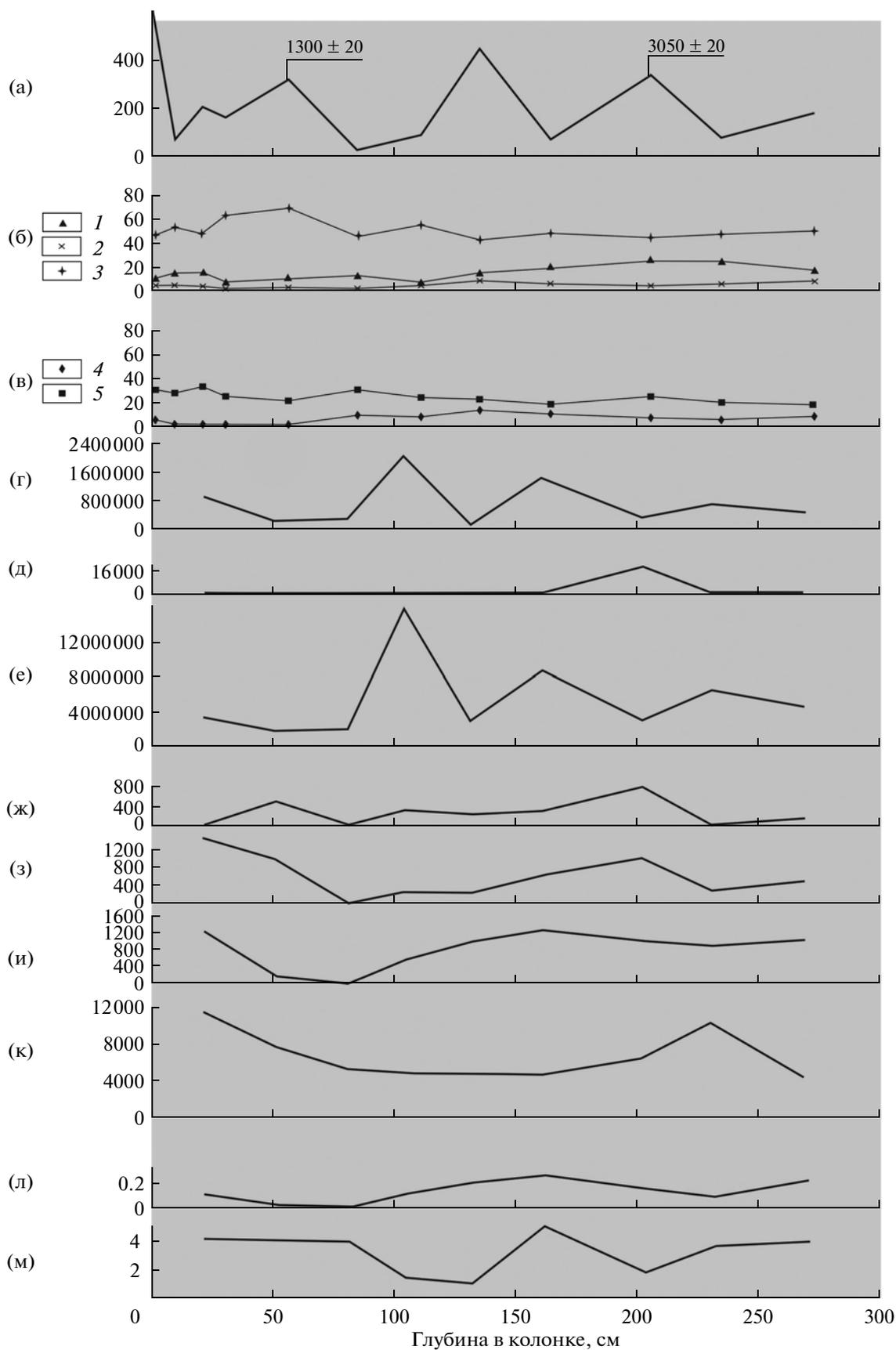


**Рис. 3.** Распределение биостратиграфических характеристик по разрезу скв. 1 (темным цветом выделена голоценовая часть разреза).

(а) – содержание бентосных фораминифер, (б, в) – споры и пыльца (1 – сумма древесных мелколиственных, 2 – сумма кустарниковых мелколиственных, 3 – сумма трав, 4 – сумма голосеменных, 5 – сумма споровых), (г–е) – содержание диатомовых водорослей: (г) – ледовых, (д) – пресноводных, (е) – морских, (ж–к) – содержание водных палиноморф: (ж) – акритархов, (з) – органических остатков фораминифер, (и) – зеленых водорослей, (к) – цист динофлагеллат; (л) – CD-критерий, (м) – АН-критерий.



**Рис. 4.** Распределение биостратиграфических характеристик по разрезу скв. 2 (темным цветом выделена голоценовая часть разреза). Условные обозначения см. рис. 3.



**Рис. 5.** Распределение биостратиграфических характеристик по разрезу скважины 3 (темным цветом выделена голоценовая часть разреза). Условные обозначения см. рис. 3.

*hebetata f. hebetata*, споры р. *Chaetoceros*) видами. Относительно высоко (до 12%) содержание вида-космополита *Thalassionema nitzschioides*, являющегося индикатором высокопродуктивных вод. Суммарное содержание ледово-морских диатомей (рис. 4г), в составе которых отмечены немногочисленные створки *Fossula arctica*, *Detonula confervaceae* и др., невелико (до 4%). Относительно тепловодные виды, поступающие в Чукотское море из Берингова моря, также немногочисленны и включают *Actinocyclus curvatulus*, *A. divisus*, *Coscinodiscus asteromphalus*. В целом, состав диатомовой флоры свидетельствует о формировании отложений в условиях мелководного холодноводного морского бассейна при ограниченном поступлении относительно теплых берингоморских вод.

Комплексы диатомовых из осадков позднего голоцена изучены по скв. 3 (инт. 0–3.3 м, рис. 5г–5е), скв. 2 (инт. 0–1 м, рис. 4г–4е) и из скважины 1 (0–2.35 м, рис. 3г–3е). Пробы из осадков этого возраста характеризуются в целом более высокой численностью диатомей в осадках (от 3 до 16 млн. створок/г) и максимальным таксономическим разнообразием. Суммарное содержание относительно тепловодных видов, поступающих в Чукотское море с берингоморскими водами, составляет от 4 до 7%, что превышает их процентное содержание в поверхностных осадках моря. В составе группы морских диатомей доминируют холодноводные аркто-бореальные виды (*Thalassiosira antarctica* + *T. gravida*). Относительно высокую численность имеют сублиторальные виды диатомей *Paralia sulcata* (до 17%) и *Thalassiosira hyperboreae* (до 17%), *Plagiogramma stauruphorum*, *Navicula digitoradiata*. Отмечается появление разнообразных видов планктонных диатомей (*Bacterosira bathyomphala*, *Chaetoceros hadema*, *C. mitra*, *Porosira glacialis*, *Rhizosolenia hebetata f. hebetata*, *Thalassiosira constricta* и др.). Резкое увеличение численности и видового разнообразия морских диатомей было обусловлено усилением адвекции высокопродуктивных берингоморских вод в Чукотское море. На значительную ледовитость данного района моря в этот период указывает высокое содержание ледово-морских диатомей (до 59%), представленных разнообразными видами (*Fossula arctica*, *Fragilariopsis oceanica*, *Navicula vanhoeffenii*, *Attheya septentrionalis*, *Detonula confervaceae* и др.).

Суммарное содержание планктонных неритических видов диатомей последовательно увеличивается вверх по рассматриваемому интервалу, что свидетельствует об увеличении глубин морского бассейна в период формирования данного горизонта осадков. В целом, состав диатомовых ассоциаций свидетельствует о формировании отложений в условиях холодноводного, мелководного морского бассейна в период развития трансгрессии, о чем свидетельствует относительно высокое содержание сублиторальных диатомей в нижней части горизонта и их направленное снижение вверх по разрезу. Подтверждением этому служит

также значительное количество пресноводных диатомей в нижней части рассматриваемого горизонта.

**Водные палиноморфы.** Состав и количество водных палиноморф в осадках изучались из тех же образцов, что и диатомовые водоросли. Концентрации водных палиноморф варьируют в пределах от 0 до 19205 экз/г сухого осадка. Максимальные концентрации водных палиноморф отмечены в осадках раннего голоцена, вскрытых в скв. 2 (инт. 4.20–4.22 м).

Ранний голоцен (скв. 2, инт. 1–7 м) характеризуется преобладанием в составе водных палиноморф пресноводных зеленых водорослей (до 95%) (рис. 4и). Они представлены видами *Pediastrum boryanum*, *P. kawraiskii* и *Botryococcus cf. braunii*, типичными для пресноводных водоемов Северной Евразии и Северной Америки. СД-критерий (соотношение содержания в составе ассоциаций водных палиноморф пресноводных зеленых водорослей, как индикаторов речного стока, и морских цист динофлагеллат) равен 30.2, что также указывает на значительное опреснение (рис. 4л). Характерно появление в осадках морских цист динофлагеллат. Наблюдается последовательное увеличение их содержания вверх по разрезу, однако концентрации остаются крайне низкими (420 цист/г). В видовом составе доминируют холодноводные виды *Islandinium minutum* (39%), *Echinidinium karaense* (26%) и *Islandinium? cezare* (9%), типичные для арктических морей и способные выдерживать значительное опреснение. Присутствие в видовом составе диноцист вида *Operculodinium centrocarpum* и его морфологических разновидностей (24%), а также значения АН-критерия (отношение содержания цист автотрофных (фотосинтезирующих) видов динофлагеллат к цистам гетеротрофных видов [25, 38]), равные 0.3 (рис. 4м), указывают на поступление берингоморских вод. Таким образом, ассоциация водных палиноморф в данном интервале осадков свидетельствует о формировании вмещающих отложений в условиях опресненного холодноводного морского бассейна, однако при некотором отепляющем влиянии берингоморских вод.

Водные палиноморфы из осадков позднего голоцена изучены по скв. 3 (инт. 0–3.3 м), скв. 2 (инт. 0–1 м) и скв. 1 (инт. 0–2.35 м). Общая концентрация водных палиноморф в скважине 2 практически не меняется и составляет 3598 цист/г, в скважине 3 количество гораздо выше, в среднем — 8398 экз/г. Максимальные концентрации водных палиноморф отмечены в скважине 3 в образце 230–232 см и составляет 11561 экз/г. Однако общее содержание морских цист динофлагеллат в обеих скважинах резко увеличивается по сравнению с раннеголоценовым периодом и составляет 2139 цист/г, в то время как содержание пресноводных водорослей минимальное — 638 экз/г.

Ассоциации цист динофлагеллат в осадках позднего голоцена характеризуются высоким ви-

довым разнообразием. Преобладают холодноводные, типичные для шельфовых морей Арктики виды — *Islandinium minutum*, *Islandinium? cezare* s.l. и *Echinidinium karaense*, суммарное содержание которых составляет, в среднем, 45%. Содержание группы видов *Brigantedinium* spp. велико и составляет 28%, что, предположительно, может свидетельствовать о высокой продуктивности поверхностных вод [27, 40], которая обусловлена здесь адвекцией берингоморских вод в Чукотское море. Относительное содержание в составе ассоциаций цист динофлагеллат видов, которые в осадках Чукотского моря могут рассматриваться как берингоморские [41], составляет 26%. Наряду с типичными для современных осадков Чукотского моря видами *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites elongatus* и цист *Pentapharsodinium dalei*, характерной особенностью ассоциаций диноцист в осадках является присутствие в них видов *Selenopemphix quanta*, *S. nephroides* и цист *Polykrikos kofoidii*. Значения АН-критерия относительно высокие, что указывает на присутствие тепляющего влияния берингоморских вод, в которых преобладающими являются фотосинтезирующие виды динофлагеллат [35, 41].

**Остракоды.** Ранний голоцен изучен по разрезу второй скважины. В нижней части разреза, начиная с глубины 5.3 м в осадках скважины встречены пресноводные остракоды. Образец 5.35–5.39 м содержит створки только 1 пресноводного вида — *Cytherissa lacustris* Sars, 1866. Образец 5.39–5.42 м содержит многочисленные (около 600 экз на 100 гр. сухого неотмытого осадка по сравнению с 40 экз в образце 5.35–5.39 м) пресноводные остракоды, принадлежащие видам: *Candona* spp., *C. lacustris*, *Ilyocypris bradyi* (Sars, 1890). Это типичные представители пресноводной фауны Арктики [7]. Судя по высокой численности створок и таксономическому составу комплекса, осадконакопление происходило в пресноводных условиях (озеро, лагуна). Выше по разрезу, в интервале 4.13–4.20 м встречена одна створка солоноватоводного вида *Loxoncha venepidermoidea* Swain, 1963. Этот вид заселяет прибрежные опресненные участки арктических морей. В верхней части разреза (выше 3.70 м) встречены остракоды и их обломки, характеризующие морские условия. Первый комплекс представляет собой типичное сообщество внутреннего шельфа, представленное видами: солоноватоводным — *Cytheromorpha macchesneyi* (Brady and Crosskey, 1871), эвригалинным — *Heterocyprideis sorbyana* (Jones, 1857), и мелководно-морским — *Sarsicytheridea bradyi* (Norman, 1864). Выше по разрезу им на смену приходит комплекс среднего шельфа, охарактеризованный морскими мелководными видами: *Cytheropteron nodosoalatum* (Neale and Howe, 1975), *A. dunelmensis* и *Rabilimis* sp. Последовательная смена обстановок в скв. 2 от пресноводной к солоноватоводной и далее к морской свидетельствует о трансгрессии с увеличением глубины моря.

Поздний голоцен охарактеризован по образцам из скв. 1 (0–2.35 м). Пробы из нижней части разреза содержат створки трех видов остракод: *Cytheropteron occultum* Whatley and Masson, 1979, *Jonesia acuminata* (Sars, 1866) и *Semicytherura complanata* (Brady, Crosskey and Robertson, 1874). Все указанные виды являются морскими, при этом первые два вида приурочены к относительно глубоководным осадкам и чаще всего встречаются на внешнем шельфе арктических морей [21, 22, 44, 45], а третий встречается в более широком диапазоне глубин, от внутреннего шельфа до континентального склона. Подобный комплекс мог существовать в условиях внешнего шельфа. В верхней части разреза встречен следующий комплекс: *Normanicocythere leioderma* (Norman, 1869), *Elofsonella concinna* (Jones, 1857), *Sarsicytheridea macrolaminata* Elofson, 1941, *S. bradyi?* (Norman, 1865), *Acanthocythereis dunelmensis* (Norman, 1865). Согласно данным [21, 44, 45] виды *Sarsicytheridea macrolaminata* и *S. bradyi* — типичные мелководно-морские, обитающие на внутреннем и среднем шельфе и устойчивые к небольшому понижению солености. *A. dunelmensis*, *N. leioderma* и *E. concinna* — нормально-морские виды, при этом первый обычно встречается на среднем и внешнем шельфах, а другие два обитают на больших глубинах внешнего шельфа (40–70 м). Скорее всего, данный комплекс накапливался в условиях среднего-внешнего шельфа [21].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Радиоуглеродное датирование и изучение органических остатков в колонках скважин и грунтовых трубок, отобранных в южной части российского сектора Чукотского моря, позволили расшифровать обстановки седиментации в голоцене. Полученные результаты свидетельствуют о более позднем возрасте комплексов морских осадков Чукотского шельфа, чем это предполагалось ранее [14, 15, 19]. По-видимому, интервалы уплотненных песчано-алевритовых отложений и глин, вскрытых в проливе Лонга в колонках № 13, 15, 39а [14], имеют не ранне-среднеплейстоценовый возраст, как предполагают эти авторы, а коррелируются с уплотненным прослоем в скв. 1 (инт. 0.8–1.1 м), т.е. имеют позднеголоценовый возраст. Для этого интервала характерно уменьшение содержания в осадке органических остатков вплоть до их полного отсутствия. Мы связываем это с возможным похолоданием, и, соответственно, увеличением ледовитости моря. Нельзя исключать и возможные гидрологические причины: течения, вдольбереговой поток наносов и т.д.

По нашим данным намечается сценарий голоценовой трансгрессии, сходный с установленным для американской части Чукотского шельфа [30, 31], а также для моря Лаптевых [6, 12, 23, 42, 46]. В разрезах наблюдается последовательное смещение высоких скоростей седиментации от раннего голоцена в средней части шельфа и у о-ва Вранге-

ля к позднему голоцену у побережья Чукотки. По всей видимости, это обусловлено трансгрессивным смещением “маргинального фильтра” с севера на юг вслед за перемещением береговой линии [10, 11].

Увеличение численности бентосных фораминифер и остракод на шельфе о. Врангеля около 10 тыс. л. н. было связано, скорее всего, с тем, что в это время уровень моря был значительно ниже современного, и прогрев шельфа в условиях повышенной инсоляции мог способствовать увеличению продуктивности бентосной микрофауны. По-видимому, имело место смешение речных и морских вод, приведшее к высоким градиентам солености поверхностных вод. Эти условия очень хорошо реконструируются в ископаемых осадках по общим скоростям их аккумуляции, содержанию органического вещества и ископаемого фитопланктона [8, 10, 11, 24, 43]. Кроме того, временной интервал 10–12 тыс. лет для восточной части Берингии характеризуется как голоценовый термальный максимум [32, 37].

Для реконструкций изменений поступления речных вод на шельфы арктических морей используется CD-критерий — отношение содержания в составе ассоциаций водных палиноморф пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на шельфы с речными водами, и морских цист динофлагеллат [6, 36]. По сравнению с ранним голоценом, значения CD-критерия для позднего голоцена снижаются до 0.3 в скв. 2 и 0.04 в скв. 3. Значения АН-критерия относительно высокие и составляют, в среднем, 0.4, что указывает на присутствие тепляющего влияния берингоморских вод, в которых преобладающими являются фотосинтезирующие виды динофлагеллат [35, 41].

В разрезе скв. 2 у о. Врангеля фиксируется смена пресноводных обстановок седиментации (пресноводные остракоды) условиями начальных этапов морской трансгрессии (пресноводные и солоноватоводные диатомеи, водные палиноморфы, остракоды, редкие фораминиферы), завершившиеся установлением нормальной морской седиментации (типично морские фораминиферы, диатомовые, водные палиноморфы, остракоды) в интервале 11–9 тыс. лет назад.

Смена осадков, содержащих пресноводные фоссилии солоноватоводными и морскими — постепенна. Увеличение значений АН-критерия и снижение значений CD-критерия, рассчитанных по водным палиноморфам, свидетельствуют об устойчивом тренде наступления морских обстановок. Мало меняющийся состав спорово-пыльцевых комплексов в голоценовых осадках Чукотского шельфа свидетельствует о незначительных колебаниях климата и характеризует тундровые и лесотундровые обстановки на окружавшей море суше.

Затем, в результате усиления притока берингоморских вод через пролив на мелководных участках шельфа, по-видимому, мог произойти размыв части голоценовых осадков. Возможно

поэтому, в разрезах у о-ва Врангеля намечается перерыв в осадконакоплении в интервале 3.5–9.2 тыс. лет назад. В позднем голоцене, очевидно, лавинная седиментация определялась в основном, уже не смешением речных и морских вод, а поступлением более соленых и тяжелых высокопродуктивных тихоокеанских вод, богатых планктоном. В этом своеобразии морского осадконакопления в пределах Чукотского шельфа в отличие от других Восточно-Арктических морей России.

В области внутреннего шельфа (скв. 3, станции 32, 74, 91 и 93) в разрезах вскрываются осадки позднего голоцена. В период 3000–4000 л. н. зафиксирована наиболее значительная продуктивность вод, выражающаяся в увеличении содержания в пробах раковин моллюсков, бентосных фораминифер, диатомей и т.д. По всей видимости, пики содержания органических остатков в разрезах колонок, поднятых сотрудниками Института океанологии (ИО) РАН [14, 15, 19], характерны не для атлантической стадии среднего голоцена, как предполагалось этими исследователями, а для позднего голоцена. Об этом говорят датировки в наших скв. 3 и колонках 91 и 93, находящихся неподалеку от станций ИО 40 и 42 (рис. 1). Особенно много в осадках этого возраста раковин *Macoma calcarea*, которые образуют целые прослой ракушняка в разрезах колонок 91 и 93 (рис. 2). Поэтому колебания концентраций органических остатков и увеличение их видового разнообразия по разрезам колонок могут быть не связаны с климатическими флуктуациями, а отражать историю соединения вод Тихого и Северного Ледовитого океанов. Фиксируется увеличение интенсивности поступления высокопродуктивных берингоморских вод в Чукотское море и, отчасти в восточную часть Восточно-Сибирского моря во второй половине голоцена.

В какой-то степени скорректировать реконструкцию голоценовых разрезов по шельфу помогают данные по континентальным разрезам окружающей материковой и островной суши. Оптимум 11–9 тыс. л. н. зафиксирован на о. Врангеля [3, 34], на побережье Чукотки, на Аляске, на островах Канадского Арктического архипелага и в других местах [32]. Потепление в этих районах определено по активизации торфонакопления и увеличению содержания пыльцы древесной растительности в спорово-пыльцевых спектрах.

## ВЫВОДЫ

В результате изучения кернов неглубоких скважин и грунтовых трубок в юго-западной части чукотского шельфа, можно сделать следующие выводы:

1. Осадки доголоценового возраста (старше 11 тыс. лет) на мелководье (на современных глубинах до 50 м) в разрезе осадочного чехла Чукотского шельфа отсутствуют. Голоценовые отложения несогласно перекрывают более древние

комплексы докайнозойского, плиоценового и плейстоценового возраста.

2. В разрезе голоценовых осадков Чукотского шельфа наблюдается период усиления темпов седиментации 9–10 тыс. лет назад, связанный с началом развития трансгрессии, распространявшейся на низменные территории, в результате чего формировались мелководные условия с прогревом вод. В составе комплексов микрофауны, фитопланктона, спор и пыльцы наблюдается последовательное замещение пресноводных представителей солоноватоводными и морскими вверх по разрезу. Ледовитость бассейна в раннем голоцене была меньше, чем в позднем.

3. На рубеже среднего и позднего голоцена произошло усиление притока берингоморских вод, в результате чего на мелководных участках сформировалась поверхность несогласия. Позднеголоценовый этап осадконакопления характеризовался увеличением продуктивности вод, что иллюстрируется пиком содержания фитопланктона.

Авторы благодарят экипажи морских буксиров “Шуя” и “Напористый” за проведение полевых работ в 2006 г.

Работы по радиоуглеродному датированию были частично профинансированы по Гранту Правительства РФ № 11.G34.31.0025.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов А.С., Босин А.А., Колесник А.Н. и др. Геологические исследования в Чукотском море и прилегающих районах Северного Ледовитого океана в экспедиции Rusalca-2009 // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 6. С. 110–116.
2. Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геол. и геофиз. 2013. Т. 54. № 9. С. 1348–1365.
3. Вартанян С.Л. Остров Врангеля в конце четвертичного периода: геология и палеогеография. СПб.: Изд-во Ивана Лимбаха, 2007. 144 с.
4. Зыков Е.А. Эколого-геохимическая характеристика донных отложений акватории Чукотско-Аляскинского региона // Изв. РГПУ. 2011. Т. 141. С. 131–140.
5. Калиниченко О.И., Каракозов А.А., Зыбинский П.В. Новые технические способы и технология поинтервального бурения скважин на шельфе // Збірник наукових праць ДонНТУ. Серія Гірничо-геологічна. 2001. Вип. 36. С. 144–148.
6. Кловиткина Т.С., Баух Х.А. Изменения палеоокеанологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология. 2006. Т. 46. № 6. С. 911–921.
7. Лев О.М. Комплексы неоген-четвертичных остракод // Основные проблемы позднего кайнозоя Арктики. СПб.: Недра, 1983. С. 104–143.
8. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
9. Леин А.Ю., Савичев А.С., Русанов И.И. и др. Биогеохимические процессы в Чукотском море // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 3. С. 247–266.
10. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
11. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геол. и геофиз. 2010. Т. 15. № 1. С. 18–60.
12. Матуль А.Г., Хусид Т.А., Мухина В.В. и др. Современные и позднеголоценовые природные условия на шельфе юго-восточной части моря Лаптевых по данным микрофоссилий // Океанология. 2007. Т. 47. № 1. С. 90–101.
13. Морозова Л.Н. Уровень позднеплейстоценовой (сартанской) регрессии на шельфе Восточно-Арктических морей // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 85–88.
14. Павлидис Ю.А. Обстановка осадконакопления в Чукотском море и фациально-седиментационные зоны его шельфа // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982. С. 47–76.
15. Павлидис Ю.А., Бабаев Ю.М., Ионин А.С. и др. Особенности полярного морфолитогенеза на шельфе Северо-Востока СССР // Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981. С. 33–96.
16. Полякова Е.И. Стратиграфия донных осадков и палеогеографические условия их накопления в Чукотском море (по данным диатомового анализа) // Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 136–148.
17. Полякова Е.И. Голоцен Арктических морей Евразии (диагномовая стратиграфия и палеоокеанология) // Океанология. 1997. Т. 37. № 2. С. 269–278.
18. Пуминов А.П. Стратиграфия кайнозойского покрова Восточно-Арктической шельфовой области СССР // Геология и минерагения Арктической области СССР. Л.: Севморгеология, 1981. С. 7–27.
19. Саидова Х.М. Экология шельфовых сообществ фораминифер и палеосреда голоцена Берингова и Чукотского морей. М.: Наука, 1994. 94 с.
20. Семенов Ю.П. О некоторых особенностях формирования донных отложений Восточно-Сибирского и Чукотского морей // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. Тр. НИИГА. Т. 143. М.: Недра, 1965. С. 350–352.
21. Степанова А.Ю., Талденкова Е.Е., Баух Х.А. Четвертичные остракоды Арктики и их использование в палеореконструкциях // Палеонтологический журн. 2010. № 1. С. 38–45.
22. Шорников Е.И. Класс Ostracoda, отряды Platyscopida и Podoscopida // Исследования фауны морей / Ред. Сиренко Б.И. СПб.: Изд-во ЗИН РАН, 2001. Т. 51. № 59. С. 99–103.
23. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planet. Change. 2001. V. 31. № 1–4. P. 125–139.
24. Bauch H., Polyakova Ye.I. Diatom-inferred salinity records from the Arctic Siberian margin: implications for fluvial runoff patterns during the Holocene // Paleooceanography. 2003. V. 18. № 2. P. 501–510.
25. Vujak J.P. Cenozoic dinoflagellate cysts and acritarchs from the Bering Sea and northern North Pacific, DSDP Leg 19 // Micropaleontology. 1984. V. 30. № 2. P. 180–212.

26. *Creager J.S., McManus D.A.* Pleistocene drainage patterns on the floor of the Chukchi Sea // *Mar. Geol.* 1965. № 3. P. 279–290.
27. *Devillers R., de Vernal A.* Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments of the northern North Atlantic in relation to nutrient content and productivity in surface waters // *Mar. Geol.* 2000. V. 166. № 1–4. P. 103–124.
28. *Grantz A., Mann D.M., May S.D.* Multichannel seismic-reflection data collected in 1978 in the Eastern Chukchi Sea. US Geological Survey Open File Report 86-206. 1978.
29. *Gusev E.A., Andreeva I.A., Anikina N.Y. et al.* Stratigraphy of Late Cenozoic sediments of the western Chukchi Sea: New results from shallow drilling and seismic-reflection profiling // *Global and Planet. Change.* 2009. V. 68. № 1–2. P. 115–131.
30. *Hill J.C., Driscoll N.W., Brigham-Grette J. et al.* New evidence for high discharge to the Chukchi shelf since the Last Glacial Maximum // *Quaternary Res.* 2007. V. 68. № 2. P. 271–279.
31. *Hill J.C., Driscoll N.W.* Iceberg discharge to the Chukchi shelf during the Younger Dryas // *Quaternary Res.* 2010. V. 74. № 1. P. 57–62.
32. *Kaufman D.S., Ager T.A., Anderson N.J. et al.* Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180° W) // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. № 5–6. P. 529–560.
33. *Keigwin L.D., Donnelly J.P., Cook M.S. et al.* Rapid sea-level rise and Holocene climate in the Chukchi Sea // *Geology.* 2006. V. 34. № 10. P. 861–864.
34. *Lozhkin A.V., Anderson P.M., Vartanyan S.L. et al.* Late Quaternary paleoenvironments and modern pollen data from Wrangel Island (Northern Chukotka) // *Quat. Sci. Rev.* 2001. V. 20. № 1–3. P. 217–233.
35. *Matthiessen J., de Vernal A., Head M. et al.* Modern organic-walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // *Palaeontol. Zeitschrift.* 2005. V. 79. № 1. P. 3–51.
36. *Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J.* Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // *Int. J. of Earth Sci.* 2000. V. 89. № 3. P. 470–485.
37. *Miller G.H., Brigham-Grette J., Alley R.B. et al.* Temperature and precipitation history of the Arctic // *Quat. Sci. Rev.* 2010. V. 29. № 15–16. P. 1679–1715.
38. *Mudie P.J.* Circum Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis // *Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs* / Eds. Head M.J., Wrenn J.H. Dallas: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1992. P. 347–390.
39. *Phillips R.L., Colgan M.W.* Vibracore stratigraphy of the northeastern Chukchi Sea // *Geological studies in Alaska by the U.S. Geological Survey during 1986* / Eds. Hamilton T.D., Galloway J.P., U.S. Geological Survey Circular. 1987. № 998. P. 157–160.
40. *Radi T., de Vernal A.* Dinocyst distribution in surface sediments from the northeastern Pacific margin (40–60°N) in relation to hydrographic conditions, productivity and upwelling // *Review of Palaeobotany and Palynology.* 2004. V. 128. № 1–2. P. 169–193.
41. *Radi T., de Vernal A., Peyron O.* Relationships between dinoflagellate cyst assemblages in surface sediment and hydrographic conditions in the Bering and Chukchi seas // *J. of Quat. Sci.* 2001. V. 16. № 7. P. 667–680.
42. *Smith D.E., Harrison S., Firth C.R., Jordan J.T.* The early Holocene sea level rise // *Quat. Sci. Rev.* 2011. V. 30. № 15–16. P. 1846–1860.
43. *Stein R., Schubert C.J., Macdonald R.W. et al.* The central Arctic Ocean: Distribution, sources, variability and burial of organic carbon // *The Organic Carbon Cycle in the Arctic Ocean* / Eds. Stein R., Macdonald R.W. New York: Springer, 2004. P. 295–314.
44. *Stepanova A., Taldenkova E., Simstich J. et al.* Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: Ecological aspects // *Mar. Micropaleontol.* 2007. V. 63. № 3–4. P. 111–142.
45. *Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A.* Ostracod palaeoecology and environmental change in the Laptev and Kara seas (Siberian Arctic) during the last 18000 years // *Boreas.* 2012. V. 41. № 4. P. 557–577.
46. *Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al.* Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal, and foraminiferal faunas // *Global and Planet. Change.* 2005. V. 48. № 1–3. P. 223–251.
47. *Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S. et al.* Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // *J. of Quat. Sci.* 2012. V. 27. № 7. P. 649–659.

## Holocene Paleoenvironment Developments of Southern Part of Chukchi Sea

**E. A. Gusev, N. Yu. Anikina, L. G. Derevyanko, T. S. Klyuvitkina, L. V. Polyak,  
E. I. Polyakova, P. V. Rekant, A. Yu. Stepanova**

Geological samples obtained in three wells and two gravity cores from southern part of Russian Chukchi Sea area have been studied. AMS <sup>14</sup>C datings on mollusk shells were got for the time intervals of 0.8–3.5 and 9.2–10.5 ka. Holocene section from 9–10 ka interval is specific for the increasing of sedimentation rates, associated with the beginning of transgression cycle. In the Early Holocene deposits slight freshwater-to-marine replacement of organic matters was recognized upwards the geological sequence. After the strong advection of Bering Sea waters during the Middle Holocene, sedimentation processes were influenced much by the increased biological productivity of seawater. The climatic optimum is defined in the Chukchi area for Early Holocene, while as Late Holocene environmental conditions were characterized by the increased ice coverage of the region.