

МОРСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

УДК 551.89

Е.Е. Талденкова¹, С.Д. Николаев², А.Ю. Степанова³, Е.А. Гусев⁴, П.В. Рекант⁵, А.Б. Кузнецов⁶,
Н.О. Чистякова⁷, Е.С. Миролубова⁸, Е.С. Новихина⁹

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АМЕРАЗИЙСКОГО БАСЕЙНА АРКТИКИ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Колонка KD12-03-10C, полученная с глубины 2200 м на восточном склоне хр. Менделеева, детально исследована комплексом литологических и палеонтологических (планктонные и бентосные фораминиферы, остракоды, макробентос/макропланктон) методов. Чередование 8 пиков содержания крупнозернистого материала ледово-айсбергового разноса и пиков численности планктонных и бентосных фоссиллий, направленная смена видов вниз по разрезу и присутствие стратиграфически значимых форм свидетельствуют о последовательном накоплении осадочной толщи. Это позволило определить, что ее возраст соответствует полному объему неоплейстоцена и, возможно, немного древнее, а также выделить ряд характерных межледниковых, ледниковых и дегляциальных эпох. Реконструированы характеристики палеобассейнов, свидетельствующие о росте и распаде континентальных ледниковых щитов, вариациях размера морского ледового покрова, направленном похолодании в неоплейстоцене, сокращении связи с Тихим океаном и усилении связи с Атлантическим океаном.

Ключевые слова: палеогеография, стратиграфия, неоплейстоцен, ледовый и айсберговый разнос, фораминиферы, остракоды, моллюски, морские изотопные стадии (МИС), хребет Менделеева, Северный Ледовитый океан.

Введение. Наблюдаемые в последние десятилетия глобальные климатические изменения – повышение температуры за счет увеличения концентрации парниковых газов с вариациями атмосферной и океанической циркуляции, объема речного стока, размеров ледового и ледникового покровов – необычны тем, что происходят на фоне орбитально обусловленной природной тенденции к похолоданию [IPCC, 2007]. Арктический бассейн становится особенно уязвим к потеплению и связанным с ним процессам в силу действия эффекта обратной связи, называемого полярным или арктическим усилением климатического сигнала [Miller et al., 2010; Serreze, Barry, 2011]. Ледовый покров Арктического бассейна представляет собой своего рода интегральный фактор, определяющий силу действия этих обратных связей, включая альбедо в летний период

и теплоизоляцию зимой, что в свою очередь определяет объем морской первичной продукции, образование глубинных вод, перенос льдов и содержащейся в них пресной воды в Северную Атлантику [Polyak et al., 2010, 2013]. Таким образом, представление о вариациях ледового покрова в прошлые геологические эпохи необходимо для понимания возможных путей его развития и связанных с этим изменений глобальной термобалансовой циркуляции. В осадках Арктического бассейна и его континентальной окраины содержится запись об этих вариациях через литологический состав осадков и ископаемых комплексов биоты. Интерпретация записей в арктических осадках часто затруднена из-за низкой скорости седиментации, отсутствия или плохой сохранности фоссиллий, в чем в определенной степени проявляются вариации размеров ледового покрова в прошлом.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, вед. науч. с., канд. геогр. н.; *e-mail:* etaldenkova@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, вед. науч. с., докт. геогр. н.; *e-mail:* cdnikolaev@yandex.ru

³ A&M Университет Техаса, Колледж Стэйшн, США, Texas A&M University, College Station, USA, науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* a.yu.stepanova@gmail.com

⁴ ФГБУ «ВНИИОкеангеология имени И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, зам. директора, зав. отделом геологического картирования, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* gus-evgeny@yandex.ru

⁵ ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» («ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* rekant@mail.ru

⁶ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* antonbor9@mail.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, науч. с.; *e-mail:* chistyakova_no@mail.ru

⁸ ФГБУ «ВНИИОкеангеология имени И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, вед. инж.; *e-mail:* mirolubova@mail.ru

⁹ ФГБУ «ВНИИОкеангеология имени И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, науч. с.; *e-mail:* khelizaveta@yandex.ru

Очевидно, что любые палеоклиматические реконструкции нуждаются в адекватном возрастном и/или стратиграфическом обосновании. За последние 10–15 лет получены новые данные о стратиграфическом разделении осадочной толщи океана, что стало возможным благодаря первому глубоководному бурению на хр. Ломоносова в 2004 г. [Moran et al., 2006; Cronin et al., 2008] и комплексному исследованию колонок морских осадков длиной до 10 м из разных частей океана [Jakobsson et al., 2001, 2010; Spielhagen et al., 2004; Backman et al., 2004; Polyak et al., 2004, 2009, 2013; Adler et al., 2009; Stein et al., 2010a, b; Sellén et al., 2010; Hanslik, 2011; Poirier et al., 2012; Cronin et al., 2013, 2014; Rekant, Gusev, 2012; Морозов и др., 2013]. При этом были использованы различные методы, включающие радиоуглеродное (AMS^{14}C) и OSL-датирование, определение вариаций магнитного склонения, численности микрофоссилий и появления видов-индексов, физических свойств осадков, содержания крупнозернистой составляющей, а также записи вариаций содержания стабильных изотопов в карбонатах раковин фораминифер и геохимических характеристик.

Это позволило установить для четвертичного периода наличие стратиграфических «реперов» в Арктическом бассейне, которые в этом высокоширотном закрытом океане определялись вариациями размеров континентальных ледниковых щитов и морского ледового покрова. Среди них смена древнего интервала времени со сглаженными колебаниями литологических параметров (материал ледового и айсбергового разноса) на период с более выраженной ледниково-межледниковой периодичностью после морской изотопной стадии (МИС) 7; следы гляциальной эрозии и высокое содержание материала ледового и айсбергового разноса во время МИС 6 и на границе МИС 6/5; активное поступление доломитов в осадки Амеразийского сектора Арктики после МИС 16 за счет роста Лаврентийского ледникового щита; смена фауны бентосных фораминифер от преимущественно агглютинированных к карбонатным в течение МИС 7–9; наличие относительно тепловодной фауны планктонных фораминифер во время МИС 11, свидетельствующей о сезонном ледовом покрове. Тем не менее остается множество нерешенных проблем, таких, как возраст осадков и скорость осадконакопления, проявления ледниково-межледниковой периодичности в разных частях океана. Поэтому любое региональное исследование представляет несомненный интерес.

В статье обсуждаются результаты детального комплексного изучения колонки KD12-03-10C с восточного склона хр. Менделеева, это одна из немногих колонок, охватывающих весь неоплейстоценовый разрез, тогда как большинство колонок не вскрыли осадки древнее МИС 7–8. Уникальность исследованной колонки состоит в том, что она содержит карбонатные микрофоссилии хорошей сохранности по всей глубине осадочной толщи. Подобных колонок с хорошей сохранностью карбонатных микрофоссилий древнее стадий МИС 7–8 из Арктики край-

не мало. На данный момент изучены похожие колонки с хр. Нордвинд [Polyak et al., 2013; Crawford, 2010], хр. Менделеева [Cronin et al., 2013] (только до стадии МИС 13) и из околосренландской части хр. Ломоносова и поднятия Морис-Джессап [Hanslik, 2011]. Работа посвящена стратиграфическому подразделению осадочного разреза колонки KD12-03-10C и реконструкции некоторых аспектов палеогеографической эволюции района хр. Менделеева в неоплейстоцене. Отметим, что исследования проведены в контексте программы работ по обоснованию внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) России.

Материалы и методы исследований. Исследованная колонка KD-12-03-10C получена в 2012 г. в ходе рейса ледокола «Капитан Драницын» в привершинную часть хр. Менделеева на глубине 2200 м в точке с координатами 79°27,75' с.ш. и 171°55,08' з.д. [Морозов и др., 2013] (рис. 1). Она расположена на границе двух водных масс – промежуточной, которая в Канадской котловине приурочена к глубине 1000–2000 м и имеет температуру $-0,5-0$ °C и соленость 34,6–34,8‰, и глубинной водной массы, имеющей в Канадской котловине температуру от $-0,5$ до $-0,3$ °C и соленость 34,95‰ [Rudels, Quadfasel, 1991; Jones et al., 1995]. Над промежуточной водной массой до глубины 150–200 м располагается слой трансформированных атлантических вод с соленостью 34,3–34,75‰ и температурой >0 °C. Слой атлантических вод отделяется от опресненных (32–34‰) и холодных ($-2-0$ °C) поверхностных вод мощностью около 50 м 100-метровым слоем холодного галоклина. Колонка расположена в зоне преобладания поверхностных течений круговорота Бофорта, характерного для Канадского сектора Арктики.

Длина керна 575 см, осадочные отложения представлены слоистыми алевропелитами с чередованием светло- и темно-коричневых, желтоватых, сероватых, шоколадно-коричневых слоев. Образцы мощностью 2–3 см отобраны непрерывно. Образцы обработаны по следующей стандартной методике: отобранный материал высушивали, взвешивали, промывали на сите с диаметром ячеек 63 мкм, снова высушивали и взвешивали. В результате определено весовое процентное содержание фракции >63 мкм (рис. 2). Для изучения терригенного обломочного материала образцы просеивали на сите с диаметром ячеек 500 мкм, затем из крупной фракции под биноклем извлекали все зерна пород и минералов, после чего их подсчитывали и определяли петрографический и минералогический состав. Методика определения петрографического состава обломков подробно описана нами ранее [Талденкова и др., 2009; Николаев и др., 2013; Taldenkova et al., 2014]. Процентное содержание пород подсчитывали в образцах, содержащих более 50 обломков.

Макро- и микрофоссилии изучали в фракции >125 мкм. В исследованных осадках много планктонных фораминифер. Для их подсчета и таксономического изучения образцы последовательно де-

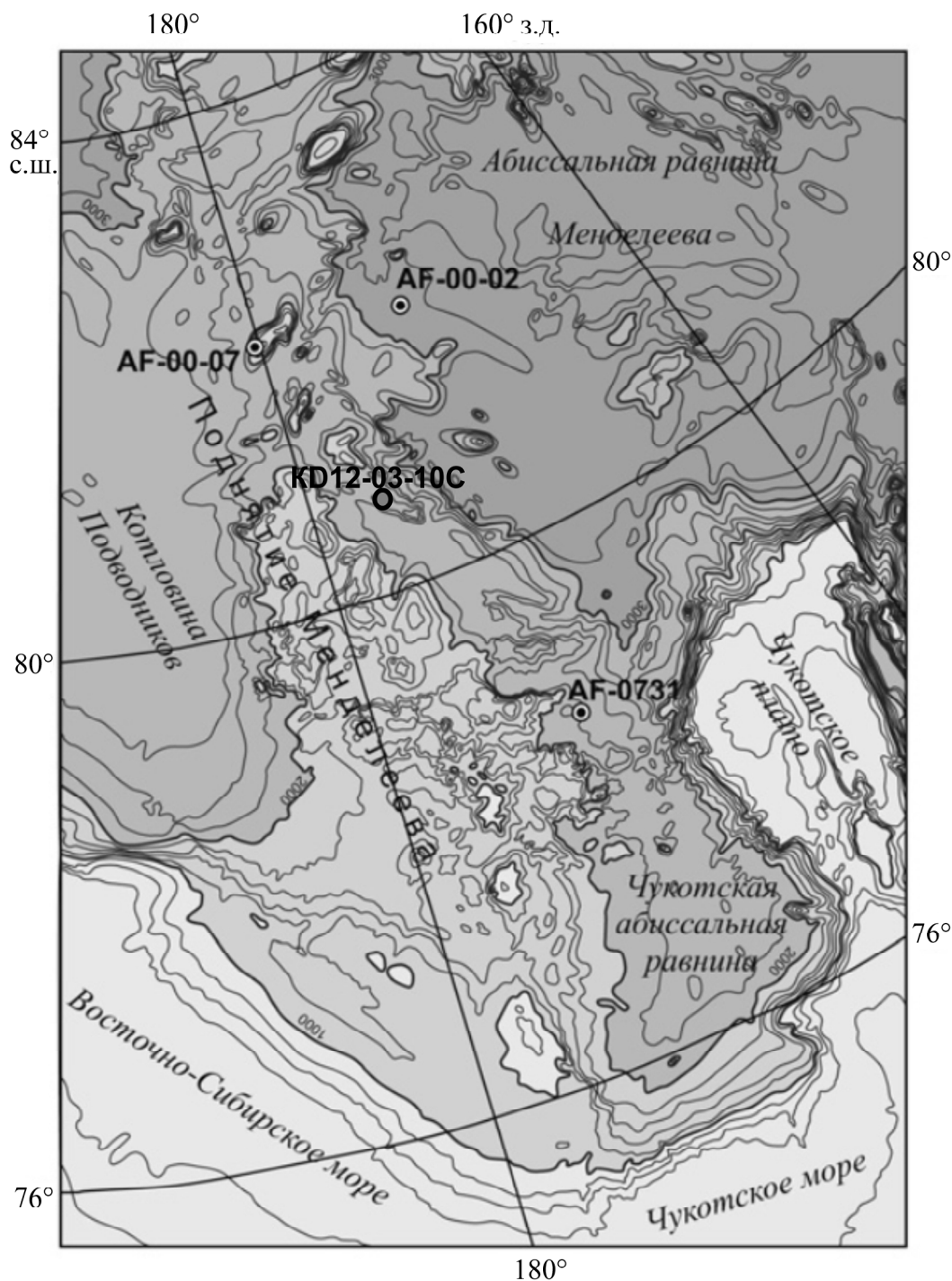


Рис. 1. Положение исследуемой колонки KD12-03-10C, по [Гусев и др., 2012]. Рисунок из работы [Гусев и др. 2012], поэтому показаны ранее исследованные колонки из рейсов н/с «Академик Федоров» 2000 и 2007 гг. (AF00 и AF07)

Fig. 1. Location of the studied core KD12-03-10C, adopted from [Gusev et al., 2012]. The figure is adopted from [Gusev et al., 2012], therefore other cores are shown that were retrieved during the cruises of RV «Akademik Fedorov» in 2000 and 2007 (AF00 and AF07)

лили на части с помощью сплиттера для получения как минимум 300 раковин. Бентосные фораминиферы и остракоды либо извлекали из всей фракции >125 мкм (если их было мало), либо из соответствующей части фракции >125 мкм.

Процентное содержание отдельных видов, родов и экологических групп подсчитывали по-разному для каждой исследованной группы микрофоссилий: для планктонных фораминифер – в образцах, содержащих более 100 экземпляров; для малочисленных бентос-

ных фораминифер и остракод – в образцах, содержащих >50 и >30 экземпляров, соответственно.

Общее число терригенных обломков и микрофоссилий пересчитывали на 100 и 1 г сухого непромытого осадка соответственно.

Датирование карбонатных остатков фораминифер выполнялось методом Sr-изотопной хемотратиграфии (SIS), который опирается на изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане в геологическом прошлом. Изучение образцов из глубоководных океа-

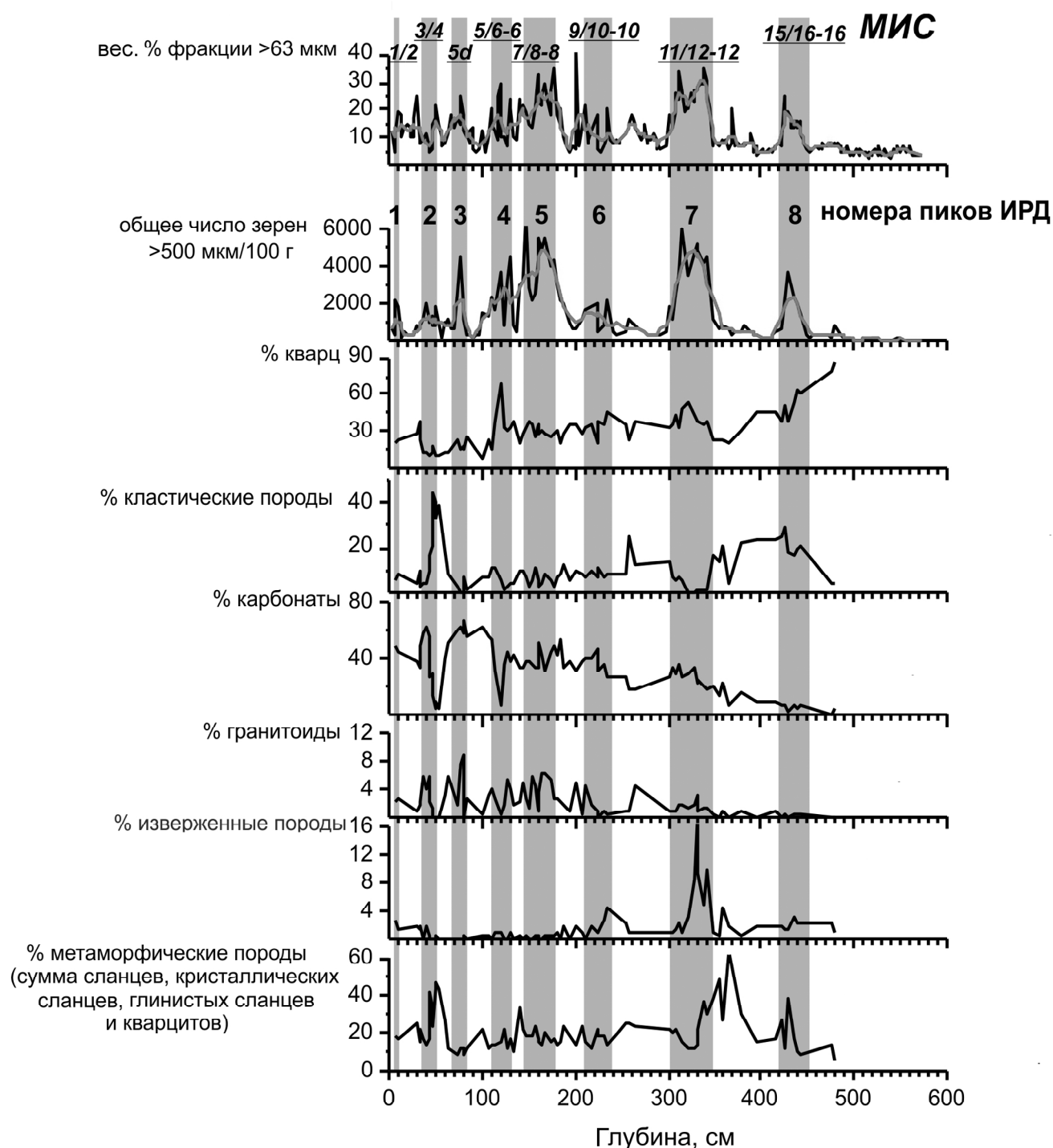


Рис. 2. Изменения весового процентного содержания фракции >63 мкм, количества и петрографического состава терригенных обломков >500 мкм (IRD) по разрезу колонки KD12-03-10C и предполагаемая возрастная привязка пиков IRD к морским изотопным стадиям (МИС). Серым фоном и цифрами выделены 8 пиков содержания IRD; вверху указаны привязанные к ним номера МИС. Серая линия на двух верхних графиках показывает сглаженное осредненное значение по 5 точкам

Fig. 2. Downcore variations in the weight percentage of >63 mm fraction, abundance and petrographic composition of terrigenous fragments >500 mm (IRD) in core KD12-03-10C and the proposed age estimation of IRD peaks to Marine Isotope Stages (MIS). Gray shading and numbers correspond to 8 IRD peaks; MIS numbers are shown above. Gray line on the two upper plots shows the smoothed 5-point average values

нических скважин показало, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднекайнозойских осадках повышалось в среднем на 0,00004/млн лет [McArthur et al., 2001]. Высокий градиент этого отношения и возможности современных масс-спектрометров позволяют датировать позднекайнозойские осадки с точностью

± 200 тыс. лет [Кузнецов и др., 2012]. «Вычисление» возраста по методу SIS осуществляется путем сопоставления измеренного в образце отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и кривой вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по алгоритму LOWESS [McArthur et al., 2001]. Этот метод позволил использовать Sr-изотопную характеристику перекристал-

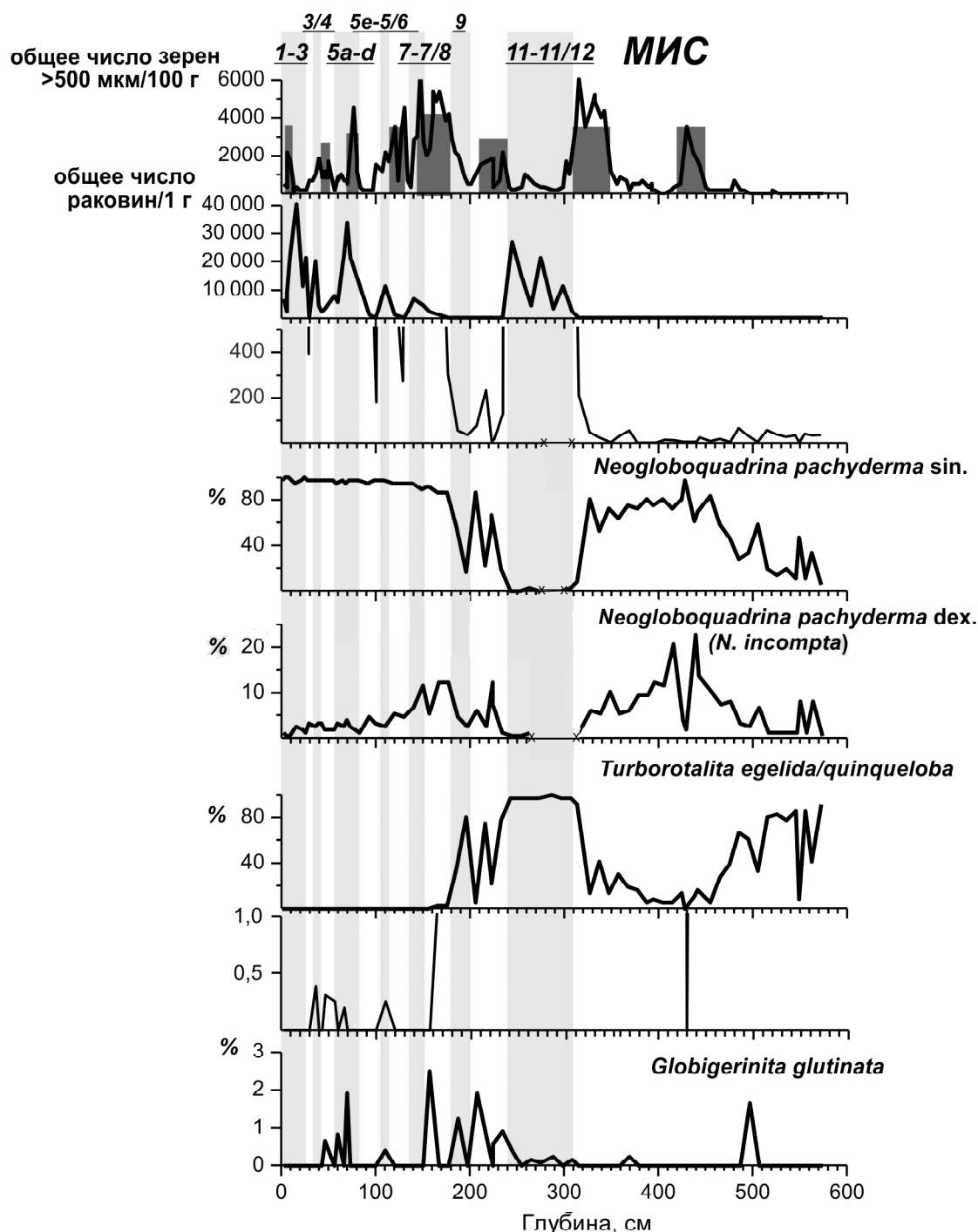


Рис. 3. Распределение численности и видового состава планктонных фораминифер в разрезе колонки KD12-03-10C и предполагаемая возрастная привязка пиков содержания планктонных фораминифер к МИС. Темно-серое – 8 пиков IRD, светло-серое – интервалы повышенной численности планктонных фораминифер; сверху указаны привязанные к ним номера МИС. На графике содержания видов вид *Turborotalita egelida* объединен с родственным видом *T. quinqueloba* (*T. egelida* не встречается в осадках выше 160 см)

Fig. 3. Downcore variations in the abundance and species composition of planktic foraminifers in core KD12-03-10C and the proposed age estimation of planktic foraminiferal abundance peaks to MIS. Dark gray shading – 8 IRD peaks, light gray shading – intervals of increased abundance of planktic foraminifers; MIS numbers are shown above. In the plot of the relative species abundance *Turborotalita egelida* is shown together with the related species *T. quinqueloba* however, *T. egelida* does not occur above 160 cm

лизированных раковин фораминифер из интервала 244–291 см колонки KD12-03-10C для приблизительной оценки возраста вмещающих отложений.

Результаты исследований и их обсуждение.

Данные о распределении терригенного крупнозернистого материала, фораминифер (планктонных и

бентосных) и остракод по разрезу колонки представлены на рис. 2–4; а данные о пиках содержания всех исследованных компонентов с возможными возрастными привязками обобщены в табл. 1.

Литологический состав. Всего выделено 8 пиков содержания крупнозернистого терригенно-

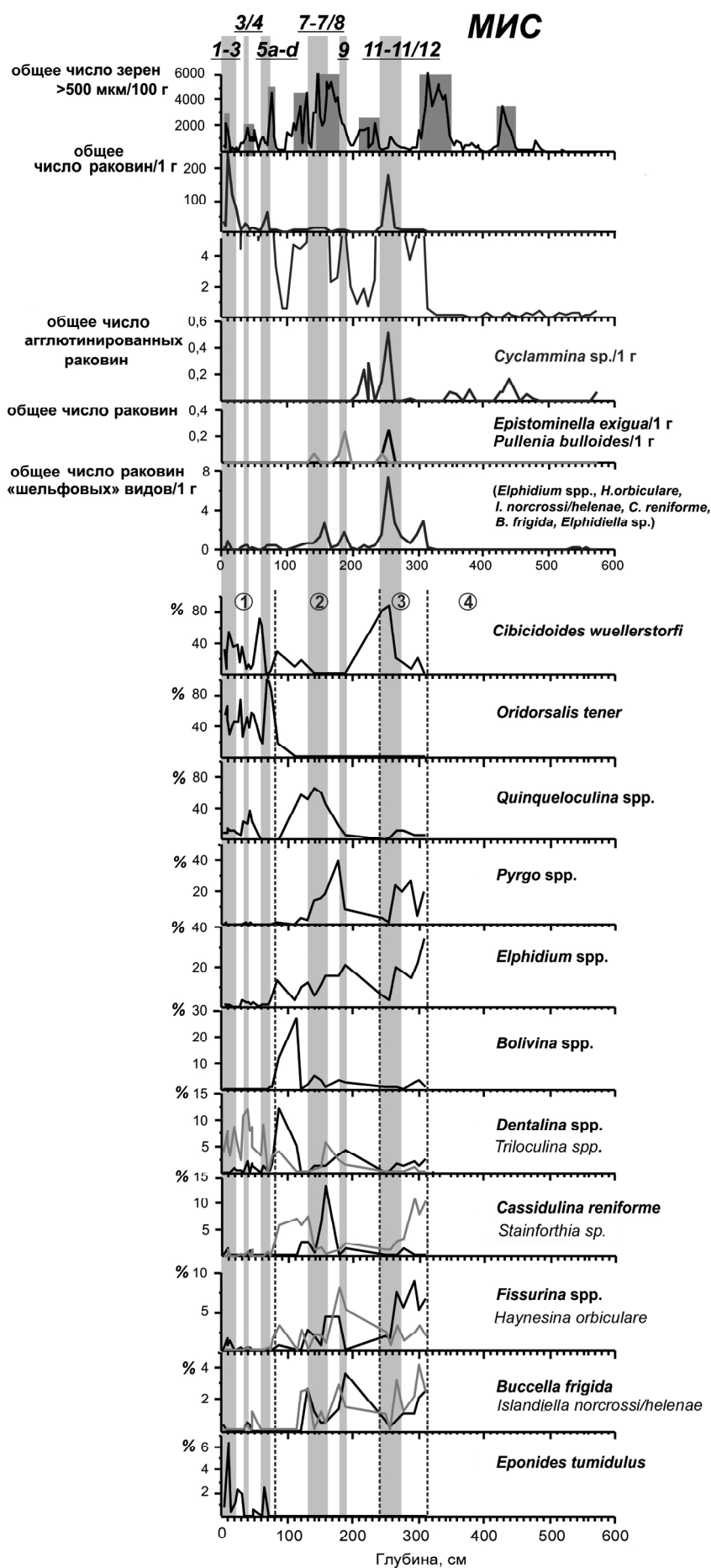


Таблица 1

Обобщенные данные для пиков содержания микрофоссилий и крупнозернистого терригенного материала в разрезе колонки KD12-03-10C с предполагаемыми возрастными привязками

Планктонные фораминиферы, интервал, см	Бентосные фораминиферы, интервал, см	Остракоды, интервал, см	Обобщенные данные по всем группам, порядковый номер и интервал, см	Предполагаемый возраст	Пики содержания крупнозернистого материала (>500 мкм), порядковый номер и интервал, см	Предполагаемый возраст
0–20	0–25	0–20	Пик 1, 0–25	МИС 1–3	Пик 1, 5–12	МИС 1/2
35–40	35–40	35–40	Пик 2, 35–40	МИС 3/4	Пик 2, 35–50	МИС 3/4
55–80	60–75	65–75	Пик 3, 55–80	МИС 5a–d	Пик 3, 70–80	МИС 5d
105–115	–	105–115	Пик 4, 105–115	МИС 5/6 и/или МИС 5e	Пик 4, 110–130	МИС 5/6 и МИС 6
135–150	130–160	140–160	Пик 5, 130–160	МИС 7 и 7/8	Пик 5, 145–180	МИС 7/8 и МИС 8
180–200	180–190	180–200	Пик 6, 180–200	МИС 9	Пик 6, 210–240	МИС 9/10 и МИС 10
240–310	240–270	240–270	Пик 7, 240–310	МИС 11 и МИС 11/12	Пик 7, 300–350	МИС 11/12 и МИС 12
					Пик 8, 420–450	МИС 15/16 и МИС 16

го материала >500 мкм, который, наиболее вероятно, представляет материал ледового и айсбергового разноса (ice- and iceberg-rafted debris, IRD) (рис. 2; табл. 1)¹⁰. Как показано по материалам ранее изученных колонок из разных частей Северного Ледовитого океана, повышенные значения концентрации IRD соответствуют эпохам оледенений, преимущественно периодам максимального развития ледниковых щитов, когда их края достигали края шельфа, особенно времени их таяния (ледниковым терминациям). В это время гляциоэвстатический подъем уровня океана способствовал активному откалыванию айсбергов [Spielhagen et al., 2004; Stein et al., 2010b; Polyak et al., 2004, 2009]. В исследованной колонке количество обломков пород достигало максимальных значений (6000 обломков/100 г осадка) во время пиков 5 и 7 (рис. 2).

Ниже 480 см и до основания разреза колонки содержание обломков невелико, поэтому процентное содержание пород в этой части разреза не подсчитывали. В остальной части разреза среди пород и минералов преобладают кварц (максимально до 80%), карбонаты (до 70%), метаморфические породы (до 50%) и кластические породы (до 50%).

Среди доминирующих групп пород метаморфические породы в составе пиков имеют сравнительно равномерное содержание, возможно, это связано с их преобладающим эдафогенным происхождением (?). Остальные 3 группы пород демонстрируют явно выраженные изменения на глубине 300–350 см, в пределах пика 7 (рис. 2). До этого уровня кварц преобладал в составе обломков, но его содержание прогрессивно снижалось с 80% перед пиком 8 до 30–40% после него. Самое показательное изменение петрографического состава – появление и постепенное увеличение процентного содержания карбонатов, что может объясняться сменой преобладающего привноса IRD с дрейфующими льдами на их поставку с айсбергами. Поступление карбонатов в морские осадки в Арктике во многом связано именно с деятельностью Лаврентийского ледника, продуцировавшего айсберги, которые содержали обломки палеозойских доломитов и известняков Канадской платформы [Phillips, Grantz, 2001]. Начало этого процесса, когда ледники Северной Америки впервые достигли побережья, датируется МИС 16 [Stein et al., 2010a, b; Polyak et al., 2013].

¹⁰ В этой колонке грубозернистые обломки представлены не только материалом IRD, но и, почти наверняка, частично обломками местных пород дна из-за геоморфологического положения колонки. Поскольку разделение обломков пока дискуссионно даже среди авторов статьи, мы объединяем этот материал в единую группу, а окончательное решение оставляем до достижения консенсуса.

Рис. 4. Распределение численности и видового состава бентосных фораминифер в разрезе колонки KD12-03-10C и предполагаемая возрастная привязка пиков содержания бентосных фораминифер к МИС. Темно-серое – 8 пиков IRD, светло-серое – интервалы повышенной численности планктонных фораминифер; вверху указаны привязанные к ним номера МИС. Цифры в кружках (1–4) соответствуют номерам комплексов бентосных фораминифер

Fig. 4. Downcore variations in the abundance and species composition of benthic foraminifera in core KD12-03-10C and the proposed age estimation of benthic foraminiferal abundance peaks to MIS. Dark gray shading – 8 IRD peaks, light gray shading – intervals of increased abundance of benthic foraminifera; MIS numbers are shown above. Numbers in circles (1–4) correspond to the numbers of benthic foraminiferal assemblages

Мы полагаем, что к этому возрастному рубежу можно привязать самый ранний пик 8 исследуемой колонки на глубине 420–450 см. О древности этого пика и приуроченности его к первому масштабному плейстоценовому оледенению Северной Америки может свидетельствовать и наличие выделенного при полевом описании прослоя глинистых окатышей на глубине 428–442 см. Подобные окатыши могли формироваться при движении ледника по мягким подстилающим породам элювиального происхождения и включаться в состав образовавшихся впоследствии айсбергов (Л. Поляк, личное сообщение). Похожие прослои глинистых окатышей описаны из отложений сходного возраста в колонке 92AR-P39 на хр. Нордвинд [Crawford, 2010]. Изучение ряда колонок с хр. Менделеева показало, что основные пики поставки доломитов имели место во время (на границе) МИС 12, 10 и 8, тогда как их число сокращалось во время МИС 14 и 6 [Stein et al., 2010a, b]. Исходя из этого в колонке KD12-03-10С можно предварительно сопоставить по возрасту пик 7 с МИС 12, пик 6 – с МИС 10, пик 5 – с МИС 8 и пик 4 – с МИС 6 (табл. 1).

Во время МИС 6 наблюдалось преобладание кварца над доломитами [Stein et al., 2010b], что могло быть связано не только с мощным ледовым покровом на шельфах Евразии, но и с предполагаемым развитием ледниковых покровов на островах и внешнем шельфе восточноарктических морей, чему в последнее время появляется все больше свидетельств [Niessen et al., 2013; Jakobsson et al., 2014]. В колонке KD12-03-10С также наблюдается преобладание кварца над доломитами в верхней части пика 4, что подтверждает предполагаемый возраст, соответствующий МИС 6. Высокое процентное содержание доломитов в сочетании с большим количеством обломков характерно для интервалов 160–165 и 175–185 см в пределах пика 5, и мы сопоставляем его по возрасту с розовым прослоем 1, выделяемым в колонках из Амеразийского бассейна и соответствующим МИС 8 [Stein et al., 2010b]. Возраст другого розового прослоя 2 соответствует пикам 3 и по аналогии с другими колонками с хр. Менделеева его можно сопоставить со стадией 5d [Stein et al., 2010b]. Пик 1 сопоставляется с окончанием последнего оледенения и переходом к голоцену (МИС 1/2), а пик 2, предположительно, соответствует границе стадий МИС 3/4 (табл. 1).

Таким образом, по совокупности данных о количестве и составе IRD разрез колонки KD12-03-10С можно подразделить на 3 основных интервала: 1) нижний (450–575 см, возраст древнее МИС 16), который характеризует сравнительно мягкие условия с сезонным ледовым покровом и отсутствием айсбергового материала; 2) средний интервал (350–450 см, приблизительный возраст МИС 13–МИС 16), соответствующий периоду активного поступления материала ледового разноса из евразийских морей с Трансполярным дрейфом и началу развития айсбергового разноса из Амеразийского сектора Арктики, что знаменуется появлением карбонатов, предпо-

ложительно, начиная с МИС 16; 3) верхний интервал (0–350 см, примерный возраст МИС 1–МИС 12) соответствует периоду развития мощных ледовых покровов на периферии Арктического бассейна и активному привносу материала айсбергового разноса в периоды роста и разрушения ледников преимущественно из Амеразийского сектора Арктики с круговоротом Бофорта.

Планктонные фораминиферы. К особенностям колонки KD12-03-10С относится то, что планктонные фораминиферы присутствуют во всех исследованных образцах по всему разрезу, но неравномерно, так как есть выраженные пики и минимумы содержания (рис. 3). Содержание планктонных фораминифер, равно как и прочих карбонатных микрофоссилий, невелико в нижней части разреза глубже 320 см. Похожее распределение, а именно уменьшение их количества в более древних слоях, наблюдалось в колонках с хр. Нордвинд, вскрывших осадки древнего возраста, что свидетельствует об усилении растворения карбонатов в результате повышения продуктивности вод и уменьшения размеров ледового покрова, вероятно, за счет более продолжительного и сильного влияния тихоокеанских вод [Polyak et al., 2013].

Выделено 6 пиков содержания планктонных фораминифер (рис. 3, табл. 1). Из них наиболее выражены три пика: 0–25, 55–80 и 240–310 см, когда численность раковин превышала 20 тыс. на 1 г осадка. Пики численности планктонных фораминифер, особенно наиболее выраженные, совпадают с периодами пониженной численности IRD. Это позволяет предположить их одновозрастность межледниковьям или – в случае более мелких пиков – эпохам дегляциаций. Учитывая оценки возраста пиков содержания IRD, мы считаем, что максимумы численности планктонных фораминифер совпадают с крупными межледниковьями, соответствующими МИС 1–3, 5a–d и 11 (табл. 1).

Все 5 верхних пиков численности планктонных фораминифер, особенно самый молодой на глубине 0–25 см, характеризуются более чем 90%-ным преобладанием типичного арктического вида *Neoglobobulimina pachyderma* sin., что свидетельствует о существовании многолетнего ледового покрова в Центральной Арктике, который характерен для этих районов и в текущее голоценовое межледниковье (рис. 3).

Видовой состав самого древнего пика, соответствующего интервалу 240–310 см, совершенно иной (рис. 3). *N. pachyderma* sin. чрезвычайно малочисленна в составе этого комплекса, резко доминирует относительно тепловодный субполярный вид *Turbovalvulineria egei* (морфологически очень близкий виду *T. quinqueloba*). Доминирование этого вида, приуроченного к верхнему слою воды из-за наличия симбионтов, свидетельствует о сильно сокращенном сезонном ледовом покрове и росте продуктивности. Подобный слой с преобладанием *T. egei/quinqueloba* отмечен и в других колонках, вскрывших древние осадки [Hanslik, 2011; Polyak

et al., 2013; Cronin et al., 2013, 2014]. Эти колонки имеют достаточно хороший возрастной контроль, позволивший определить возраст слоя, как МИС 11, что прекрасно согласуется и с нашими оценками возраста пиков крупнозернистого материала. Судя по видовому составу планктонных фораминифер, условия природной среды во время МИС 11 и времени до начала масштабных плейстоценовых оледенений (древнее МИС 16) были весьма схожими. Это подтверждает исключительность межледникового МИС 11 в череде межледниковий плейстоцена как самого продолжительного по времени, теплого и характеризовавшегося самым высоким положением уровня моря [Miller et al., 2010].

Бентосные фораминиферы. Бентосные фораминиферы, как и планктонные, присутствуют по всему разрезу, но крайне неравномерно; их количество на 2 порядка меньше, чем содержание планктонных фораминифер (рис. 3, 4). Такое соотношение планктона и бентоса, характерное для многих колонок из амеразийской части Арктики, свидетельствует о низкой продуктивности арктических вод в неоплейстоцене [Polyak et al., 2013]. Более древние осадки, содержащие большое количество бентосных фораминифер и крайне малое планктонных, установлены пока в единственной колонке 93AR-P23 с хр. Нордвинд [Polyak et al., 2013]. Исходя из этого можно предположить, что колонка KD12-03-10C не вскрыла осадков древнее МИС 19–21.

Выделено 6 пиков содержания бентосных фораминифер (рис. 4, табл. 1). Все они примерно совпадают с таковыми для планктона. Предложенные возрастные оценки подтверждаются распределением массовых (*Cibicides wuellerstorfi*, *Oridorsalis tener*, миллиолиды), а также стратиграфически значимых (*Pullenia bulloides*, *Epistominella exigua*, *Bolivina* sp., *Cyclammina* sp.) видов, временной диапазон распространения которых в осадках Арктического бассейна определен по ранее изученным колонкам [Poore et al., 1994; Polyak et al., 2004, 2013; Cronin et al., 2008; Adler et al., 2009; Hanslik, 2011; Андреева и др., 2007; Гусев и др., 2012]. Например, переход от преимущественно карбонатных к агглютинированным формам обычно приурочен к МИС 7–9 [Polyak et al., 2004; Cronin et al., 2008]. В исследованной колонке переход как таковой не наблюдается, и карбонатные фораминиферы по всему разрезу преобладают над агглютинированными. Однако первые агглютинированные фораминиферы, включая представителей рода *Cyclammina*, появляются на глубине ~200 см, что, по нашим оценкам, примерно соответствует МИС 9 (рис. 4, табл. 1). При этом очевидное уменьшение количества карбонатных микрофоссилий ниже 320 см (после МИС 12) соответствует данным по другим колонкам из Центральной Арктики, где прогрессивное растворение карбонатных остатков отмечено в осадках древнее стадий МИС 13–17 [Cronin et al., 2008, 2013, 2014], исключение – колонка 93AR-P23 с хр. Нордвинд с уникальной сохранностью бентосных фораминифер вплоть до 1,5 млн лет назад [Polyak et al., 2013].

Растворение исследователи связывают с менее сплоченным ледовым покровом и повышенной продуктивностью в более древние эпохи. Фитодетритный вид *Epistominella exigua* характерен для осадков древнее МИС 5 (5e) [Polyak et al., 2004, 2013; Hanslik, 2011]. В исследованной колонке он отмечен только на глубине ~250 см в пределах МИС 11 (рис. 4). Вид *Pullenia bulloides*, который обычно приурочен к осадкам стадии МИС 7 [Hanslik, 2011], в колонке KD12-03-10C шире распространен в пределах между МИС 6 и МИС 11, но основной пик встречаемости приурочен к интервалу 170–190 см, который мы полагаем соответствующим границе между стадиями МИС 8 и 9 (рис. 4). Еще один стратиграфически значимый вид *Bolivina arctica* распространен в осадках с возрастом от МИС 5 до 11 [Cronin et al., 2014], что хорошо соотносится с нашими данными о распределении *Bolivina* spp. в исследуемой колонке в интервале от 70 до 320 см (рис. 4). Появление *Oridorsalis tener* в осадках моложе МИС 5 [Polyak et al., 2004; Hanslik, 2011; Андреева и др., 2007] также подтверждается данными по исследуемой колонке, где этот вид единично присутствует в осадках стадии МИС 8 и моложе, но массово встречается выше 90 см, т.е. со стадии МИС 5 (рис. 4). Впрочем, необходимо отметить, что этот вид единично встречается и в осадках ниже 330 см (древнее МИС 12).

Вариации численности и видового состава бентосных фораминифер (который намного разнообразнее, чем состав планктона) по разрезу колонки KD12-03-10C позволяет сделать не только стратиграфические привязки, но и реконструировать ряд параметров палеосреды на основе 4-х выделенных комплексов (рис. 4).

Комплекс 1 соответствует интервалу 0–80 см, предварительное определение возраста МИС 1–МИС 5d (рис. 4). Он характеризуется чередующимся доминированием *C. wuellerstorfi* и *O. tener*, двух глубоководных видов, характерных для стадиялов и интерстадиялов 5-ти последних МИС и времени активного взаимодействия вод Северной Атлантики и Арктики [Wollenburg, Mackensen, 1998; Wollenburg et al., 2001]. При этом вид *O. tener* характерен для более холодных эпох с мощным ледовым покровом и низкой продуктивностью, что вело к созданию олиготрофной придонной обстановки. Вид *C. wuellerstorfi*, напротив, соответствует более благоприятным межледниковым условиям. Действительно, по нашим данным видно, что содержание *C. wuellerstorfi* (а также *Eponides tumidulus*, характерного для сравнительно высокой поверхностной продуктивности) уменьшается в периоды повышенного содержания IRD (рис. 4).

Комплекс 2 из интервала 80–240 см (МИС 5d–МИС 10) характеризуется снижением численности фораминифер, заметным увеличением видового разнообразия, появлением ряда стратиграфически значимых видов, о которых говорилось выше, а также сменой доминантов. Последнее подразумевает исчезновение *O. tener*, резкое увеличение доли различных видов рода *Quinqueloculina*, постепенное уменьшение роли *C. wuellerstorfi* вплоть до исчез-

новения в районе 130 см (МИС 6) (рис. 4). Рост разнообразия во многом достигается за счет увеличения количества раковин мелководных «шельфовых» видов, в первую очередь видов рода *Elphidium*, *Haynesina orbiculare* и оппортунистического, широко распространенного в разных природных обстановках вида *Cassidulina reniforme*. Скорее всего, повышение присутствия мелководных видов свидетельствует о значительной роли ледового разноса, т.е. о преобладании сезонного ледового покрова, менее сплоченного, чем в более молодые эпохи.

Комплекс 3 из интервала 240–310 см соответствует эпохе высокой численности и максимального видового разнообразия бентосных фораминифер во время межледниковья МИС 11 (рис. 4). Снова появляется и доминирует эпифаунный вид *C. wuellerstorfi* в сочетании с видами родов *Pyrgo* (главным образом *P. murrhina*) и *Elphidium*. Практически аналогичный комплекс с повторным максимумом *C. wuellerstorfi* и высоким содержанием шельфовых видов описан в колонках AF00-07 и AF00-02 из более северного района хр. Менделеева [Андреева и др., 2007]. По совокупности характеристик предполагается существенное влияние тихоокеанских вод.

Комплекс 4 (интервал 310–575 см) характеризует древний период с низкой численностью карбонатных микрофоссилий, предшествовавший МИС 11, что свидетельствует об усилении растворения карбонатов в результате повышения продуктивности вод и уменьшения размеров ледового покрова. На фоне единичных раковин этого комплекса существенную часть составляют остатки агглютинирующих форм (рис. 4).

Остракоды. Численность остракод по сравнению с планктонными и бентосными фораминиферами крайне мала, но она так же резко уменьшается ниже 320 см (рис. 5), подчиняясь описанной ранее закономерности растворения карбонатных остатков в период после МИС 11–12. Соответственно, процентное содержание видов подсчитано только в образцах из верхних 300 см колонки. Остракоды образуют 7 пиков численности, примерно совпадающих с пиками численности других микрофоссилий (рис. 5, табл. 1).

В исследуемой колонке пока не встречен вымерший вид *Pteregocythereis vannieuwenhuisei* и ряд других видов, определенных в осадках уникальной по временному охвату колонки 93AR-P23 и соответствующих времени среднеплейстоценового перехода (1,2–0,7 млн лет назад (л.н.)) и древнее [Polyak et al., 2013; Cronin et al., 2014; DeNinno et al., 2015]. Это позволяет предположить, что исследуемая колонка, скорее всего, не вскрыла осадки древнее МИС 20–21.

Наиболее массовы в колонке KD12-03-10C разнообразные представители родов *Cytheropteron* и *Polyscope* (рис. 5). Виды рода *Cytheropteron* присутствуют по всему разрезу колонки, в его нижней части (ниже 300 см) они единственные представители остракод. Похожий комплекс, в котором преобладают виды родов *Cytheropteron* и *Krithe*, отмечен в осадках древнее МИС 9–11, что свидетельствует о

сезонно свободных ото льда пространствах в Центральной Арктике в то время [Cronin et al., 2013]. Разнообразные виды рода *Polyscope*, напротив, в основном, приурочены к верхним 2 м разреза. Это согласуется с ранее полученными данными о том, что появление *Polyscope* соответствует так называемому периоду смены фаун в середине эпохи Брюнес (около 400 тыс. л. н., МИС 9–11) и перехода к более суровым ледовым условиям [Cronin et al., 2014]. Род *Polyscope* в современном Северном Ледовитом океане приурочен к промежуточным водам и нижней части слоя атлантических вод на глубине 800–2000 м и считается индикатором более высокой температуры вод и продуктивности. Преобладание *Polyscope* в осадках колонок, расположенных на глубине 1000–3000 м (т.е. ниже современного диапазона распространения рода), во время ледниковья МИС 2 и стадиялов МИС 3 объясняется сокращением конвекции, уменьшением речного стока, расширением мощности галоклина (образовывавшегося из более соленых вод вне пределов на тот момент осушенных шельфов), который «смещал» атлантические воды глубже, в пределы промежуточной водной массы, вызывая формирование так называемой ледниковой арктической промежуточной водной массы, которая была на 1–2 °C теплее современной промежуточной воды [Cronin et al., 2012; Poirier et al., 2012]. Разрешение нашей колонки не позволяет судить о вариациях содержания *Polyscope* во время МИС 1–3, но видно, что его роль существенно сокращалась во время межледниковий – он практически отсутствовал во время МИС 11 (пик 7) и МИС 5a–d (пик 3) – и возрастала во время оледенений в период между МИС 5/6 и МИС 10 (110–220 см) (рис. 5).

Виды *Acetabulastoma arcticum*, *Pseudocythere caudata* и *Microcythere medistriata* появляются в осадках Арктического бассейна, начиная со стадии МИС 9, и свидетельствуют о развитии многолетнего покрова дрейфующих льдов [Cronin et al., 2010, 2014]. Особенно хорошим индикатором таких условий считается *A. arcticum*, который является эктопаразитом рачков, живущих в порах многолетних льдов. Он почти не встречается во время максимумов оледенений, когда ледовый покров был слишком сплоченным, но обычно присутствует в количестве 3–5% во время межледниковий МИС 9–3. В колонке KD12-03-10C вид *A. arcticum* определен в осадках выше 110 см, т.е. примерно со стадии МИС 5/6, и далее встречается в основном во время межледниковий (рис. 5).

Еще одним возрастным репером может служить значительное присутствие (до 15%) вида *Henryhowella asperima* в верхних 30 см осадка. Этот вид характерен для холодных, хорошо вентилируемых и богатых кислородом придонных вод [Poirier et al., 2012]; его появление часто трактуется как усиление влияния глубинных вод Гренландского моря в евразийском секторе Арктики. Исследование остракод, в большом количестве детально датированных радиоуглеродным анализом материала из дночерпательных колонок в разных частях Арктического бассейна, показало устойчивое присутствие вида в осад-

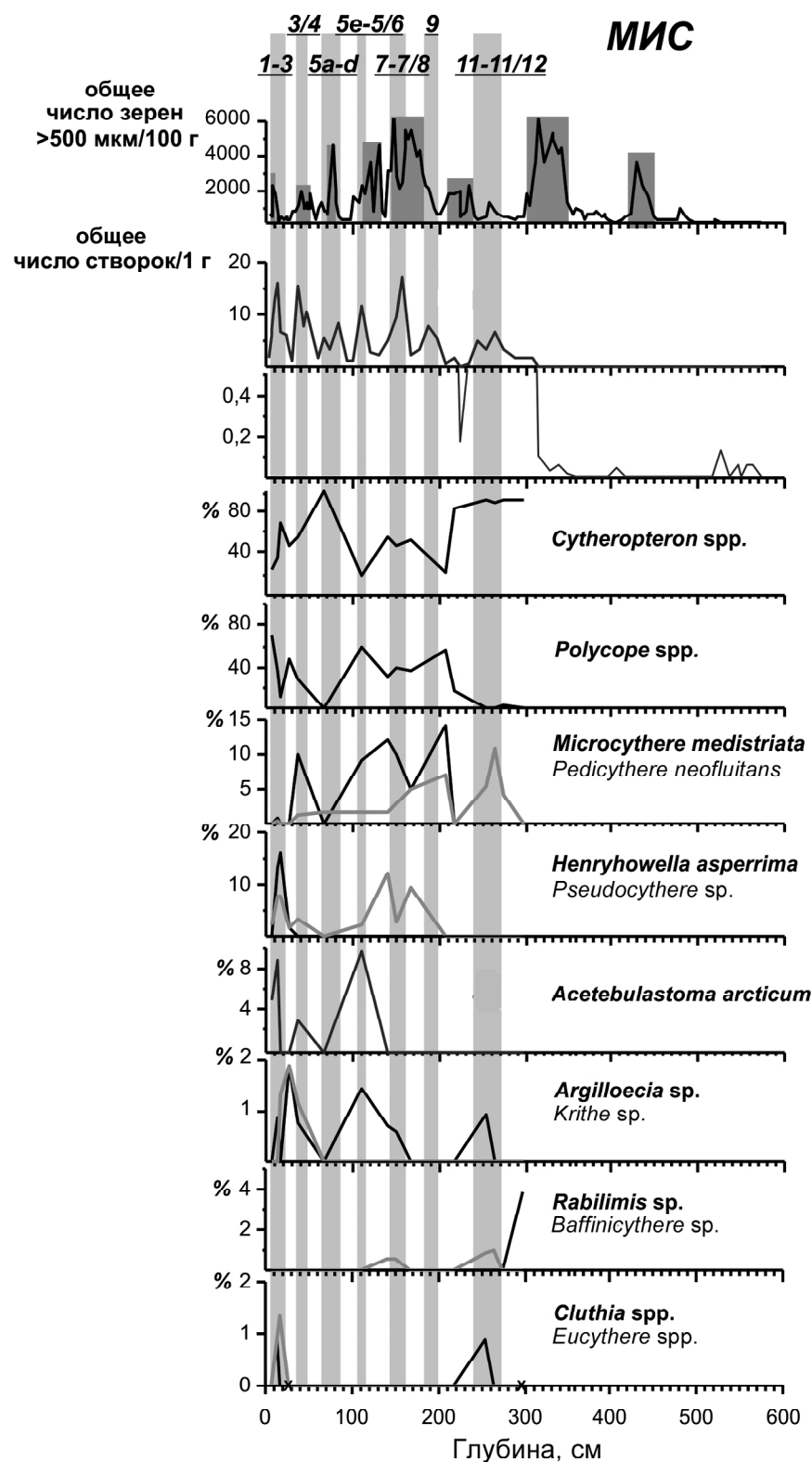


Рис. 5. Распределение численности и видового состава остракод в разрезе колонки KD12-03-10C и предполагаемая возрастная привязка пиков содержания остракод к МИС. Темно-серое – 8 пиков IRD, светло-серое – интервалы повышенной численности планктонных фораминифер; сверху указаны привязанные к ним номера МИС

Fig. 5. Downcore variations in the abundance and species composition of ostracods in core KD12-03-10C and the proposed age estimation of ostracod abundance peaks to MIS. Dark gray shading – 8 IRD peaks, light gray shading – intervals of increased abundance of ostracods; MIS numbers are shown above

ках, соответствующих стадиям МИС 3 и МИС 1 [Poirier et al., 2012]. Помимо МИС 1–3, *H. asperrima* обнаружена в древних осадках с возрастом более 1 млн л. н. [Cronin et al., 2014; DeNinno et al., 2015]. Его отсутствие в нижней части колонки KD12-03-10C – еще одно свидетельство того, что она не вскрыла осадки существенно древнее среднего плейстоцена по международной шкале.

Макробентос и макропланктон. Остатки макробентоса и макропланктона в колонке KD12-03-10C представлены раковинами моллюсков классов двустворок и гастропод (отряд птеропод), раковинами полихет–серпулид и раковинными пластинками усоногих раков. Среди двустворок преобладают ювенильные формы типичных арктических глубоководных видов. Птероподы представлены видом *Limacina helicina*, встречающимся в верхних 45 см разреза (МИС 1–3). Остатки усоногих раков вида *Globosoverruca nitida* (см. [Gale, 2014, рис. 9A, B]) приурочены к интервалу 100–300 см, главным образом к 230–300 см, а именно к осадкам, близким по возрасту МИС 11. Предполагается, что наличие птеропод, ведущих планктонный образ жизни, а также таких прикрепляющихся организмов, как усонogie раки, служит свидетельством сокращенного ледового покрова, что хорошо согласуется с их присутствием в отложениях межледниковий. В целом находки макробентосных организмов и макропланктонных птеропод приблизительно приходятся на основные межледниковья последних 400 тыс. лет – МИС 1–3, МИС 5 и МИС 11. Это отражает высокую биопродуктивность и взаимосвязь поверхностных и придонных экосистем.

Определение возраста осадков Sr-хемостратиграфическим методом. Концентрация и изотопный состав Sr определены в 3 образцах с глубины 244–291 см (табл. 2). Концентрация Sr (930–970 мкг/г) несколько меньше, чем в современных океанических фораминиферных илах. Можно предположить, что образцы в колонке KD12-03-10C могли частично потерять Sr в ходе диагенетической перекристаллизации. Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в фораминиферах скорректировано на значение в

стандартном образце EN-1. В случае отсутствия диагенетической перекристаллизации фораминифер их возраст в колонке KD12-03-10C в интервале 244–291 см, определенный методом SIS, соответствует среднему неоплейстоцену, что в целом подтверждает модель, разработанную по микрофаунистическим данным и содержанию IRD.

Выводы:

- согласно комплексу полученных данных возраст основания колонки KD12-03-10C оценивается, как не превышающий МИС 21, т.е. примерно в 850 тыс. л. н. Соответственно, средняя скорость седиментации для периода аккумуляции осадков колонки составляла 0,7 см/тыс. лет, что близко полученным ранее оценкам для данного региона [Polyak et al., 2009];

- выделено 8 пиков содержания крупнозернистого материала ледово-айсбергового разноса (IRD), соответствующих МИС 16, 12, 10, 8, 5/6, 5d, 3/4 и 1/2;

- увеличение вверх по разрезу содержания карбонатов в составе ледово-айсбергового материала с максимумом в позднем неоплейстоцене свидетельствует о прогрессирующем повышении поставки материала Лаврентийским щитом из Канадской Арктики, что в свою очередь предполагает нарастающее похолодание и усиление круговорота Бофорта;

- основные пики численности микро- и макрофоссилий приурочены к межледниковьям стадий МИС 11, 5a–c, 1–3. Слабую выраженность межледниковья МИС 5e можно связать с влиянием притока талых вод и вызванной ими стратификации поверхностных вод после таяния обширных ледниковых щитов и шельфовых ледников стадии МИС 6;

- растворение карбонатных остатков, присутствие агглютинированных форминифер в период между стадиями МИС 12 и МИС 21 указывает на преобладание сезонного ледового покрова;

- важный стратиграфический репер – интервал первого явно выраженного неоплейстоценового межледниковья, соответствующий МИС 11 (возраст осадков этого времени в колонке подтвержден независимым геохронологическим методом SIS). Высокая численность всех фоссилий, резкое доминирование субполярного симбионтсодержащего планктонного вида *Turborotalita egelida*, обилие шельфовых видов бентосных фораминифер, крайне низкое количество IRD свидетельствуют о сокращенном ледовом покрове, высокой биопродуктивности и значительном влиянии тихоокеанских вод;

- после МИС 11 наблюдается направленное похолодание, приведшее к развитию многолетнего ледового покрова, а также усиление контрастности климатических колебаний и характеристик водных масс, сокращение связи с Тихим океаном и усиление связи с Атлантическим океаном;

- полученные первые данные о литологии и фоссилиях из колонки KD12-03-10C указывают на последовательность накопления осадочной толщи, а палеогеографические выводы хорошо согласуются с опубликованными материалами.

Таблица 2

Результаты определения концентрации и изотопного состава Sr в раковинах фораминифер из колонки KD12-03-10C

Интервал отбора, см	Доля примеси, %	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ скорректированное	Возраст, млн лет, SIS
244–246	30	970	0,709165 0,709168	0,2–0,3
264–266	23	960	0,709163 0,709159	0,4–0,5
288–291	14	930	0,709160 0,709162	0,4–0,5

Благодарности. Исследования выполнены за счет гранта РФФИ (проект № 15-05-08497).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева И.А., Басов В.А., Куприянова Н.В., Шилов В.В. Возраст и условия формирования донных осадков в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Мат-лы по фанерозою полярных областей и центральной части Срединно-Атлантического хребта (флора, фауна и биостратиграфия) // Тр. ВНИИОкеангеология. 2007. Т. 211. С. 131–152.
- Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Новихина Е.С. и др. К вопросу о стратиграфии донных осадков поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Вестн. СПбГУ. 2012. Сер. 7. Вып. 4. С. 102–115.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20, № 6. С. 3–19.
- Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
- Николаев С.Д., Талденкова Е.Е., Рекант П.В. и др. Палеогеография приевразийской части подводного хребта Ломоносова в неоплейстоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2013. № 5. С. 51–59.
- Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Рекант П.В. и др. Палеогеография хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) в плейстоцене: литология осадков и микрофауна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2009. № 4. С. 45–54.
- Adler R.E., Polyak L., Ortiz J.D. et al. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendelev Ridge // Glob. Planet. Change. 2009. Vol. 68. P. 18–29.
- Backman J., Jakobsson M., Løvlie R. et al. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // Quat. Sci. Rev. 2004. Vol. 23. P. 1435–1454.
- Crawford K.A. Quaternary stratigraphy of the Northwind Ridge, Arctic Ocean. MS Thesis, Ohio State University. 2010. 113 p.
- Cronin T.M., DeNinno L.H., Polyak L. et al. Quaternary ostracod and foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography in the western Arctic Ocean // Marin. Micropal. 2014. Vol. 111. P. 118–133.
- Cronin T.M., Dwyer G.S., Farmer J. et al. Deep Arctic Ocean warming during the last glacial cycle // Nat. Geosci. 2012. Vol. 5. P. 631–634.
- Cronin T.M., Jemery L., Briggs Jr.W.M. et al. Quaternary sea-ice history in the Arctic Ocean based on a new Ostracode sea-ice proxy // Quat. Sci. Rev. 2010. Vol. 29. P. 3415–3429.
- Cronin T.M., Polyak L., Reed D. et al. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendelev Ridge based on ostracodes // Quat. Sci. Rev. 2013. Vol. 79. P. 157–167.
- Cronin T.M., Smith S.A., Eynaud F. et al. Quaternary paleoceanography of the central Arctic based on Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition 302 foraminiferal assemblages // Paleoceanography. 2008. Vol. 23. PAIS18.
- DeNinno L.H., Cronin T.M., Rodriguez-Lazaro J., Brenner A. An early to mid-Pleistocene deep Arctic Ocean ostracode fauna with North Atlantic affinities // Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 2015. Vol. 419. P. 90–99.
- Gale A.S. Origin and phylogeny of verruciform barnacles (Crustacea, Cirripedia, Thoracica) // J. Systematic Palaeontology. 2014. DOI: 10.1080/14772019.2014.954409.
- Hanslik D. Late Quaternary biostratigraphy and paleoceanography of the central Arctic Ocean. PhD Thesis, Stockholm University, 2011. 32 p.
- IPCC. Climate change 2007: synthesis report. Contribution of working groups I, II and III to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change // Core Writing Team. IPCC. Switzerland, Geneva, 2007. 104 p.
- Jakobsson M., Andreassen K., Björnadóttir L.R. et al. Arctic Ocean glacial history // Quat. Sci. Rev. 2014. Vol. 92. P. 40–67.
- Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E.M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // Glob. Planet. Change. 2001. Vol. 31. P. 1–22.
- Jakobsson M., Nilsson J., O'Regan M. et al. An Arctic Ocean ice shelf during MIS6 constrained by new geophysical and geological data // Quat. Sci. Rev. 2010. Vol. 29. P. 3505–3517.
- Jones E.P., Rudels B., Anderson L.G. Deep waters of the Arctic Ocean: origins and circulation // Deep Sea Res. 1995. Vol. 42. P. 737–760.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // J. Geol. 2001. Vol. 109, N 2. P. 155–170.
- Miller G.H., Brigham-Grette J., Alley R.B. et al. Temperature and precipitation history of the Arctic // Quat. Sci. Rev. 2010. Vol. 29. P. 1679–1715.
- Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. Vol. 44, N 1. P. 601–605.
- Niessen F., Hong J.K., Hagemald A. et al. Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin // Nat. Geosci. 2013. Vol. 1, N 10. P. 842–846.
- Phillips R.L., Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic // Marin. Geology. 2001. Vol. 172. P. 91–115.
- Poirier R.K., Cronin T.M., Briggs W.M.Jr., Lockwood R. Central Arctic paleoceanography for the last 50 kyr based on ostracode faunal assemblages // Marin. Micropal. 2012. Vol. 88–89. P. 65–76.
- Polyak L., Alley R., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic // Quat. Sci. Rev. 2010. Vol. 29. P. 1757–1778.
- Polyak L., Best K.M., Crawford K.A. et al. Quaternary history of sea ice in the western Arctic based on foraminifera // Quat. Sci. Rev. 2013. Vol. 79. P. 145–156.
- Polyak L., Bischof J., Ortiz J. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the Western Arctic Ocean // Glob. Planet. Change. 2009. Vol. 68. P. 5–17.
- Polyak L., Curry W.B., Darby D.A. et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendelev Ridge // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2004. Vol. 203. P. 73–93.
- Poore R.Z., Ishman S.E., Phillips R.L., McNeil D.H. Quaternary stratigraphy and paleoceanography of the Canada Basin, Western Arctic Ocean // USGS Bull. 1994. Vol. 2080. 32 p.
- Rekant P.V., Gusev E.A. Seismic geologic structure model for the sedimentary cover of the Laptev Sea part of the Lomonosov Ridge and adjacent parts of the Amundsen Plain and Podvodnikov Basin // Russ. Geol. and Geophys. 2012. Vol. 53. P. 1117–1129.
- Rudels B., Quadfasel D. Convection and deep water formation in the Arctic Ocean-Greenland Sea system // J. Marin. Systems. 1994. Vol. 2. P. 435–450.
- Sellén E., O'Regan M., Jakobsson M. Spatial and temporal Arctic Ocean depositional regimes: a key to the evolution of ice drift and current patterns // Quat. Sci. Rev. 2010. Vol. 29. P. 3644–3664.
- Serreze M.C., Barry R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // Glob. Planet. Change. 2011. Vol. 77, N 1–2. P. 85–96.
- Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // Quat. Sci. Rev. 2004. Vol. 23. P. 1455–1483.
- Stein R., Matthiessen J., Niessen F. Re-coring at Ice Island T3 Site of key core FL-224 (Nautilus Basin, Amerasian Arctic): sediment characteristics and stratigraphic framework // Polarforschung, 2010a. Vol. 79, N 2. P. 81–96.
- Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // Polarforschung. 2010b. Vol. 79, N 2. P. 97–121.

Taldenkova E., Nikolaev S., Rekant P., Chistyakova N. Pleistocene sediment sequence of the southern Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: Preliminary stratigraphic subdivision based on iceberg-rafted debris and benthic foraminiferal records // STRATI 2013. 1st Intern. Congr. on Stratigraphy. At the Cutting Edge of Stratigraphy. Springer Geology. Springer Intern. Publ. Switzerland, 2014. P. 1321–1325.

Wollenburg J., Kunht W., Mackensen A. Changes in Arctic Ocean paleoproductivity and hydrography during the last 145 kyr: the benthic foraminiferal record // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2001. Vol. 16. P. 65–77.

Wollenburg J., Mackensen A. Living benthic foraminifers from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity // Marin. Micropal. 1998. Vol. 34. P. 153–185.

Поступила в редакцию 26.05.2016

Принята к публикации 26.07.2016

**E.E. Taldenkova¹, S.D. Nikolaev², A.Yu. Stepanova³, E.A. Gusev⁴, P.V. Rekant⁵,
A.B. Kuznetsov⁶, N.O. Chistyakova⁷, E.S. Mirolubova⁸, E.S. Novikhina⁹**

NEOPLEISTOCENE STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY OF THE AMERASIAN ARCTIC OCEAN BASIN INFERRED FROM LITHOLOGICAL AND PALEONTOLOGICAL DATA

Lithological characteristics and fossil assemblages of planktic and benthic foraminifers, ostracods and macrobenthos/macropkton were investigated with high resolution in sediment core KD12-03-10C retrieved from the water depth of 2200 m on the eastern Mendelev Ridge slope. The downcore alternation of 8 peaks in the abundance of coarse-grained ice- and iceberg-rafted material (IRD) and several peaks in the abundance of planktic and benthic fossils, together with the changes in species composition and the presence of stratigraphically indicative species give evidence for temporally consistent sediment accumulation of the core sequence. This allowed estimating the age range of the sequence as the whole Neopleistocene and probably slightly older and establishing several interglacial, glacial and deglacial epochs. The reconstructed paleoenvironmental changes correspond to the growth and decay of continental ice sheets, variations in sea ice cover extent, progressive Neopleistocene cooling trend, decreasing connection with the Pacific Ocean and growing influence of the Atlantic Ocean.

Key words: paleogeography, stratigraphy, Neopleistocene, ice- and iceberg-rafting, foraminifers, ostracods, mollusks, marine isotope stages (MIS), the Mendelev Ridge, the Arctic Ocean.

Acknowledgements. The research is financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 15-05-08497).

REFERENCES

Adler R.E., Polyak L., Ortiz J.D. et al. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendelev Ridge // Glob. Planet. Change. 2009. Vol. 68. P. 18–29.

Andreeva I.A., Basov V.A., Kupriyanova N.V., Shilov V.V. Vozrast i usloviya formirovaniya donnykh osadkov v raione podnyatiya Mendeleva (Severnyi Ledovityi ocean) [The age and sedimentation environments during accumulation of bottom sediments of the Mendelev Ridge (Arctic Ocean), Materials on the Phanerozoic of the polar regions and central Mid-Atlantic Ridge (flora, fauna and biostratigraphy)], Materialy po fanerozoju

polyarnykh oblastei i tsentral'noi chasti Sredinno-Atlanticheskogo khrebta (flora, fauna i biostratigrafiya), Trudy VNIIOkeangeologii. 2007, vol. 211, pp. 131–152 (in Russian).

Backman J., Jakobsson M., Løvlie R. et al. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // Quat. Sci. Rev. 2004. Vol. 23. P. 1435–1454.

Crawford K.A. Quaternary stratigraphy of the Northwind Ridge, Arctic Ocean. MS Thesis, Ohio State University. 2010. 113 p.

Cronin T.M., DeNinno L.H., Polyak L. et al. Quaternary ostracod and foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography in the western Arctic Ocean // Marin. Micropal. 2014. Vol. 111. P. 118–133.

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Research Laboratory of Recent Sediments and Pleistocene Paleogeography, Leading Scientific Researcher, PhD. in Geography; *e-mail*: etaldenkova@mail.ru

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Research Laboratory of Recent Sediments and Pleistocene Paleogeography, Leading Scientific Researcher, D.Sc. in Geography; *e-mail*: cndnikolaev@yandex.ru

³ Texas A&M University, College Station, USA, Researcher, PhD. in Geology and Mineralogy; *e-mail*: a.yu.stepanova@gmail.com

⁴ Gramberg «VNIIOkeangeologiiya» Institute, Sankt-Petersburg, Deputy Director, Head of the Geological Mapping Department, PhD. in Geology and Mineralogy; *e-mail*: gus-evgeny@yandex.ru

⁵ Karpinsky Russian Geological Research Institute, Sankt-Petersburg, Leading Scientific Researcher, PhD. in Geology and Mineralogy; *e-mail*: rekant@mail.ru

⁶ Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Sankt-Petersburg, Senior Scientific Researcher, PhD. in Geology and Mineralogy; *e-mail*: antonbor9@mail.ru

⁷ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Research Laboratory of Recent Sediments and Pleistocene Paleogeography, Scientific Researcher, *e-mail*: chistyakova_no@mail.ru

⁸ Gramberg «VNIIOkeangeologiiya» Institute, Sankt-Petersburg, Leading Engineer; *e-mail*: mirolubova@mail.ru

⁹ Gramberg «VNIIOkeangeologiiya» Institute, Sankt-Petersburg, Scientific Researcher; *e-mail*: khelizaveta@yandex.ru

- Cronin T.M., Dwyer G.S., Farmer J. et al. Deep Arctic Ocean warming during the last glacial cycle // *Nat. Geosci.* 2012. Vol. 5. P. 631–634.
- Cronin T.M., Jemery L., Briggs Jr.W.M. et al. Quaternary sea-ice history in the Arctic Ocean based on a new Ostracode sea-ice proxy // *Quat. Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 3415–3429.
- Cronin T.M., Polyak L., Reed D. et al. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendelev Ridge based on ostracodes // *Quat. Sci. Rev.* 2013. Vol. 79. P. 157–167.
- Cronin T.M., Smith S.A., Eynaud F. et al. Quaternary paleoceanography of the central Arctic based on Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition 302 foraminiferal assemblages // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. PAIS18.
- DeNinno L.H., Cronin T.M., Rodriguez-Lazaro J., Brenner A. An early to mid-Pleistocene deep Arctic Ocean ostracode fauna with North Atlantic affinities // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2015. Vol. 419. P. 90–99.
- Gale A.S. Origin and phylogeny of verruciform barnacles (Crustacea, Cirripedia, Thoracica) // *J. Systematic Palaeontology*. 2014. DOI: 10.1080/14772019.2014.954409.
- Gusev E.A., Maksimov F.E., Novikhina E.S. et al. K voprosu o stratigrafii donnykh osadkov podnyatiya Mendeleva (Severnyi Ledovityi ocean) [About stratigraphy of the bottom sediment sequence of the Mendelev Ridge (Arctic Ocean)], *Vestnik SPbGU*, 2012, ser. 7, no 4, pp. 102–115. (in Russian).
- Hanslik D. Late Quaternary biostratigraphy and paleoceanography of the central Arctic Ocean. PhD Thesis, Stockholm University, 2011. 32 p.
- IPCC. Climate change 2007: synthesis report. Contribution of working groups I, II and III to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change // Core Writing Team. IPCC. Switzerland, Geneva, 2007. 104 p.
- Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadóttir L.R. et al. Arctic Ocean glacial history // *Quat. Sci. Rev.* 2014. Vol. 92. P. 40–67.
- Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E.M. et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // *Glob. Planet. Change*. 2001. Vol. 31. P. 1–22.
- Jakobsson M., Nilsson J., O'Regan M. et al. An Arctic Ocean ice shelf during MIS 6 constrained by new geophysical and geological data // *Quat. Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 3505–3517.
- Jones E.P., Rudels B., Anderson L.G. Deep waters of the Arctic Ocean: origins and circulation // *Deep Sea Res.* 1995. Vol. 42. P. 737–760.
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M. Izotopnyi sostav Sr v vodakh Mirovogo okeana, okrainnykh i vnutrennykh morei: vozmozhnosti i ogranicheniya Sr-izotopnoi khemostratigrafii [Sr isotopic composition in the waters of the ocean, marginal and inner seas: possibilities and limitations of Sr-isotopic chemostratigraphy], *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*, 2012, vol. 20, no 6, pp. 3–19 (in Russian).
- McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // *J. Geol.* 2001. Vol. 109. N 2. P. 155–170.
- Miller G.H., Brigham-Grette J., Alley R.B. et al. Temperature and precipitation history of the Arctic // *Quat. Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 1679–1715.
- Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic paleoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. Vol. 44, N 1. P. 601–605.
- Morozov A.F., Petrov O.V., Shokal'skii S.P. et al. Novye geologicheskie dannye, obosnovyuyushchie kontinental'nyy prirodu oblasti Tsentral'no-Arkticheskikh podnyatii [New geological evidence confirming the continental origin of the Central Arctic uplifts], *Regional'naya tektonika i metallogeniya*, 2013, no 53. pp. 34–55 (in Russian).
- Niessen F., Hong J.K., Hagewald A. et al. Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin // *Nat. Geosci.* 2013. Vol. 1, N 10. P. 842–846.
- Nikolaev S.D., Taldenkova E.E., Rekant P.A. et al. Paleogeografiya prievraziiskoi chasti podvodnogo khrebta Lomonosova v neopleistotsene [Paleogeography of the near-Eurasian part of the submarine Lomonosov Ridge in the Neopleistocene], *Vestnik Mosk. Un-ta, ser. 5, Geografiya*, 2013, no 5, pp. 51–59 (in Russian).
- Phillips R.L., Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic // *Marin. Geology*. 2001. Vol. 172. P. 91–115.
- Poirier R.K., Cronin T.M., Briggs W.M.Jr., Lockwood R. Central Arctic paleoceanography for the last 50 kyr based on ostracode faunal assemblages // *Marin. Micropal.* 2012. Vol. 88–89. P. 65–76.
- Polyak L., Alley R., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic // *Quat. Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 1757–1778.
- Polyak L., Best K.M., Crawford K.A. et al. Quaternary history of sea ice in the Western Arctic based on foraminifera // *Quat. Sci. Rev.* 2013. Vol. 79. P. 145–156.
- Polyak L., Bischof J., Ortiz J. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the Western Arctic Ocean // *Glob. Planet. Change*. 2009. Vol. 68. P. 5–17.
- Polyak L., Curry W.B., Darby D.A. et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendelev Ridge // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2004. Vol. 203. P. 73–93.
- Poore R.Z., Ishman S.E., Phillips R.L., McNeil D.H. Quaternary stratigraphy and paleoceanography of the Canada Basin, Western Arctic Ocean // *USGS Bull.* 1994. Vol. 2080. 32 p.
- Rekant P.V., Gusev E.A. Seismic geologic structure model for the sedimentary cover of the Laptev Sea part of the Lomonosov Ridge and adjacent parts of the Amundsen Plain and Podvodnikov Basin // *Russ. Geol. and Geophys.* 2012. Vol. 53. P. 1117–1129.
- Rudels B., Quadfasel D. Convection and deep water formation in the Arctic Ocean-Greenland Sea system // *J. Marin. Systems*. 1994. Vol. 2. P. 435–450.
- Sellén E., O'Regan M., Jakobsson M. Spatial and temporal Arctic Ocean depositional regimes: a key to the evolution of ice drift and current patterns // *Quat. Sci. Rev.* 2010. Vol. 29. P. 3644–3664.
- Serreze M.C., Barry R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // *Glob. Planet. Change*. 2011. Vol. 77, No 1–2. P. 85–96.
- Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // *Quat. Sci. Rev.* 2004. Vol. 23. P. 1455–1483.
- Stein R., Matthiessen J., Niessen F. Re-coring at Ice Island T3 Site of key core FL-224 (Nautilus Basin, Amerasian Arctic): sediment characteristics and stratigraphic framework // *Polarforschung*, 2010a. Vol. 79, N 2. P. 81–96.
- Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*. 2010b. Vol. 79, N 2. P. 97–121.
- Taldenkova E.E., Nikolaev S.D., Rekant P.V. et al. Paleogeografiya khrebta Lomonosova (Severnyi Ledovityi ocean) v pleistotsene: litologiya osadkov i mikrofauna [Pleistocene paleogeography of the Lomonosov Ridge (Arctic Ocean): sediment lithology and microfauna], *Vestnik Mosk. Un-ta, ser. 5, Geografiya*, 2009, no 4, pp. 45–54 (in Russian).
- Taldenkova E., Nikolaev S., Rekant P., Chistyakova N. Pleistocene sediment sequence of the southern Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: Preliminary stratigraphic subdivision based on iceberg-rafted debris and benthic foraminiferal records // *STRATI 2013. 1st Intern. Congr. on Stratigraphy. At the Cutting Edge of Stratigraphy*. Springer Geology. Springer Intern. Publ. Switzerland, 2014. P. 1321–1325.
- Wollenburg J., Kunht W., Mackensen A. Changes in Arctic Ocean paleoproductivity and hydrography during the last 145 kyr: the benthic foraminiferal record // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2001. Vol. 16. P. 65–77.
- Wollenburg J., Mackensen A. Living benthic foraminifera from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity // *Marin. Micropal.* 1998. Vol. 34. P. 153–185.

Received 26.05.2016

Accepted 26.07.2016