

ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ХОДЕ РАЗВИТИЯ БОРЕАЛЬНОЙ ТРАНСГРЕССИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БЕЛОГО МОРЯ НА ПРИМЕРЕ ДЕТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА БЫЧЬЕ-2

Е.Е. Талденкова¹, Я.С. Овсепян², О.В. Руденко³, А.Ю. Степанова⁴, Х.А. Баух⁵

^{1,2} Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена

¹ Вестн. науч. сотр., канд. геогр. наук; e-mail: etaldenkova@mail.ru

² Геологический институт РАН, лаборатория биостратиграфии и палеогеографии океанов, ст. науч. сотр., канд. геол.-минерал. наук; e-mail: yaovsepyan@yandex.ru

³ Орловский государственный университет имени И.С. Тургенева, Институт естественных наук и биотехнологии, кафедра географии, экологии и общей биологии, доц., канд. геогр. наук; e-mail: olrudenko2011@yandex.ru

⁴ Палеонтологический институт РАН, лаборатория протистологии,

ст. науч. сотр., канд. геол.-минерал. наук; e-mail: a.yu.stepanova@gmail.com

⁵ Институт полярных и морских исследований имени Альфреда Вегенера, Бремерхафен/ГЕОМАР, Киль, Германия, Ph.D.; e-mail: hbauch@geomar.de

Комплексное детальное изучение (литология, микропалеонтология, палинология) толщи морских осадков мощностью 455 см, залегающих на морене московского возраста в разрезе Бычье-2 на р. Пезе, позволило восстановить историю изменений палеосреды в ходе развития бореальной трансгрессии. Стратиграфическое подразделение осадков основано на смене локальных палинологических зон, сопоставленных с ранее выделенными региональными подразделениями, имеющими возрастные привязки на основе корреляции с палинозонами Западной Европы. Накопление морских отложений в разрезе Бычье-2 происходило с конца московского оледенения (>131 т.л.н.) до ~119,5 т.л.н. В разрезе выделено пять экзон на основании изменений комплексов бентосных фораминифер и остракод, морских цист динофлагеллат и колониальных пресноводных зеленых микроводорослей, которые тесно связаны с направленным изменением литологических характеристик. В совокупности они свидетельствуют о прогрессирующем обмелении бассейна на фоне улучшения климатических условий, что влияло прежде всего на степень его ледовитости. Выделены три последовательные фазы в развитии бореальной трансгрессии: 1) приглубокого прибрежного ледовитого опресненного бассейна начальных фаз затопления (455–360 см, >131–130,5 т.л.н.); 2) менее ледовитого наиболее глубокого бассейна максимальной фазы затопления (360–290 см, 130,5–130,25 т.л.н.); 3) мелководного бассейна с сокращенным сезонным ледовым покровом (290–0 см, 130,25–119,5 т.л.н.). Затопление территории холодными арктическими водами было быстрым, о чем свидетельствует состав комплексов микрофоссилий, в которых помимо мелководных арктических видов присутствуют виды, предпочитающие глубины не менее 40–50 м. Регрессия в регионе началась около 130 т. л. н., что свидетельствует об опережающем гляциоизостатическом поднятии территории по отношению к глобальному эвстатическому подъему уровня моря. Наиболее тепловодные и достаточно разнообразные в видовом отношении комплексы фораминифер и остракод, содержащие виды, которые характерны для Балтийского моря, отмечены в регрессивную стадию в интервале ~128–124 т.л.н., что, возможно, свидетельствует о достаточно длительном по времени соединении Белого и Балтийского морей.

Ключевые слова: поздний неоплейстоцен, микулинское (земское) межледниковье, бентосные фораминиферы, остракоды, водные палиноморфы, северо-восток Беломорского региона

DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.78.4.5

ВВЕДЕНИЕ

В связи с наблюдаемыми в последние десятилетия климатическими изменениями, наиболее выраженными в Арктике и Субарктике, растет интерес к реконструкциям климатически обусловленных изменений палеосреды во время предыдущих межледниковых и дегляциальных эпох. Становится актуальным изучение таких теплых эпох, как последнее межледниковье морской изотопной стадии (МИС) 5е

и предшествовавшей ему ледниковой терминации II в конце МИС 6, которые совпадают по времени с концом заальского оледенения и земским межледниковьем Западной Европы и концом московского оледенения и началом микулинского межледниковья европейской России, от примерно 130 до 115 тыс. лет назад (т.л.н.) [Dalton et al., 2022]. Этому потеплению частично соответствует послеледниковая бореальная (микулинская, земская) трансгрессия, отло-

жения которой встречаются на европейском севере России, в северной Европе и Скандинавии [Лаврова, 1961; Гудина, Евзеров, 1973; Девятова, 1982; Ikonen, Ekman, 2001; Funder et al., 2002; Grøsfjeld et al., 2006; Korsakova, 2009; Miettinen et al., 2014; Zaretskaya et al., 2021; Dalton et al., 2022].

Одним из важнейших вопросов в истории развития бореальной трансгрессии является взаимосвязь Арктики и Атлантики, а именно, проникновение теплых и соленых атлантических вод в Баренцево и Белое моря, характер и длительность соединения Белого и Балтийского морей. Продолжительность соединения оценивается по-разному: от 2,5–3 тыс. лет по ископаемым комплексам моллюсков [Funder et al., 2002] до 6 тыс. лет по ископаемым ассоциациям диатомей [Ikonen, Ekman, 2001; Miettinen et al., 2014]. Для начала микулинского (земского) времени вопрос, была ли в действительности адвекция атлантических вод в данные районы более мощной по сравнению с голоценом, остается нерешенным [Bauch et al., 1999; Miettinen et al., 2014]. С одной стороны, быстрое продвижение на север теплолюбивой растительности в условиях морского климата [Гричук, 1989; Zagwijn, 1996] свидетельствует о значительном потеплении. Появление термофильных видов морской макро- и микрофауны в Белом море и в Карелии уже в начале межледниковья [Ikonen, Ekman, 2001; Funder et al., 2002; Grøsfjeld et al., 2006] объясняется притоком

атлантических вод. С другой стороны, палеоокеанологические данные, полученные из одновозрастных отложений Норвежского моря и пролива Фрама, свидетельствуют о противоположной тенденции – о более холодных поверхностных температурах вод в эемское время по сравнению с голоценом и существенном ослаблении притока поверхностных атлантических вод из-за большого объема талых ледниковых вод вплоть до середины (127 т.л.н.) или конечной стадии (118–116 т.л.н.) эемской эпохи [Bauch et al., 1999; Bauch, 2013; Rasmussen et al., 2003; Nieuwenhove van et al., 2011; Zhuravleva et al., 2017]. В этой связи важное значение приобретают детальные и комплексные региональные исследования разрезов морских отложений, позволяющие реконструировать ход развития трансгрессии в контексте с палеоклиматическими изменениями.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Проведено детальное комплексное изучение разреза Бычьё-2, расположенного на правом берегу р. Пёза в 5 км вниз по течению от ранее изученного разреза Бычьё-1 [Девятова, 1982; Grøsfjeld et al., 2006] (рис. 1). Разрез морских отложений мощностью 455 см залегает непосредственно на красноцветных валунных суглинках, вскрытых в урзе воды и интерпретируемых в регионе как морена московского оледенения, а сверху перекрывается песками аллювиального (?) происхождения (рис. 2).

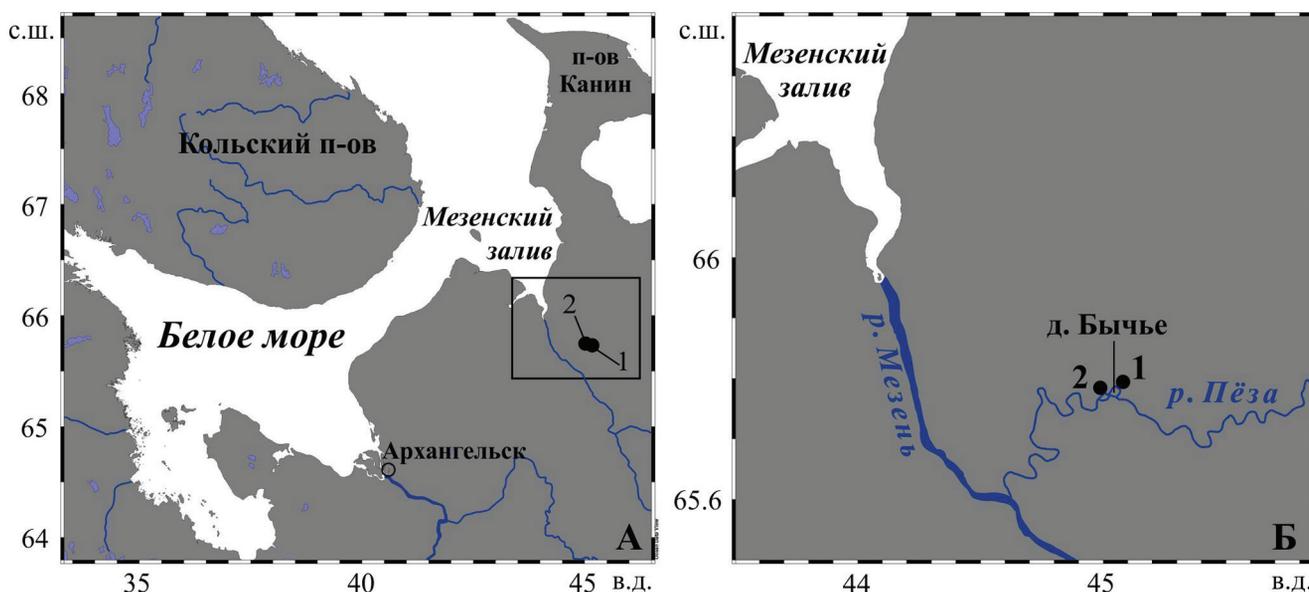


Рис. 1. Географическое положение ранее изученного разреза Бычьё-1 [Девятова, 1982; Grøsfjeld et al., 2006] (1) и исследованного разреза Бычьё-2 (2):

А – в регионе Белого моря; Б – в нижнем течении р. Пёза около дер. Бычьё в пределах квадрата, выделенного на рис. А

Fig. 1. Geographical location of the previously studied Bychye-1 section [Devyatova, 1982; Grøsfjeld et al., 2006] (1) and the studied Bychye-2 section (2):

A – in the White Sea Region; Б – in the lower reaches of the Pyozha River near Bychye village within the square highlighted in (A)

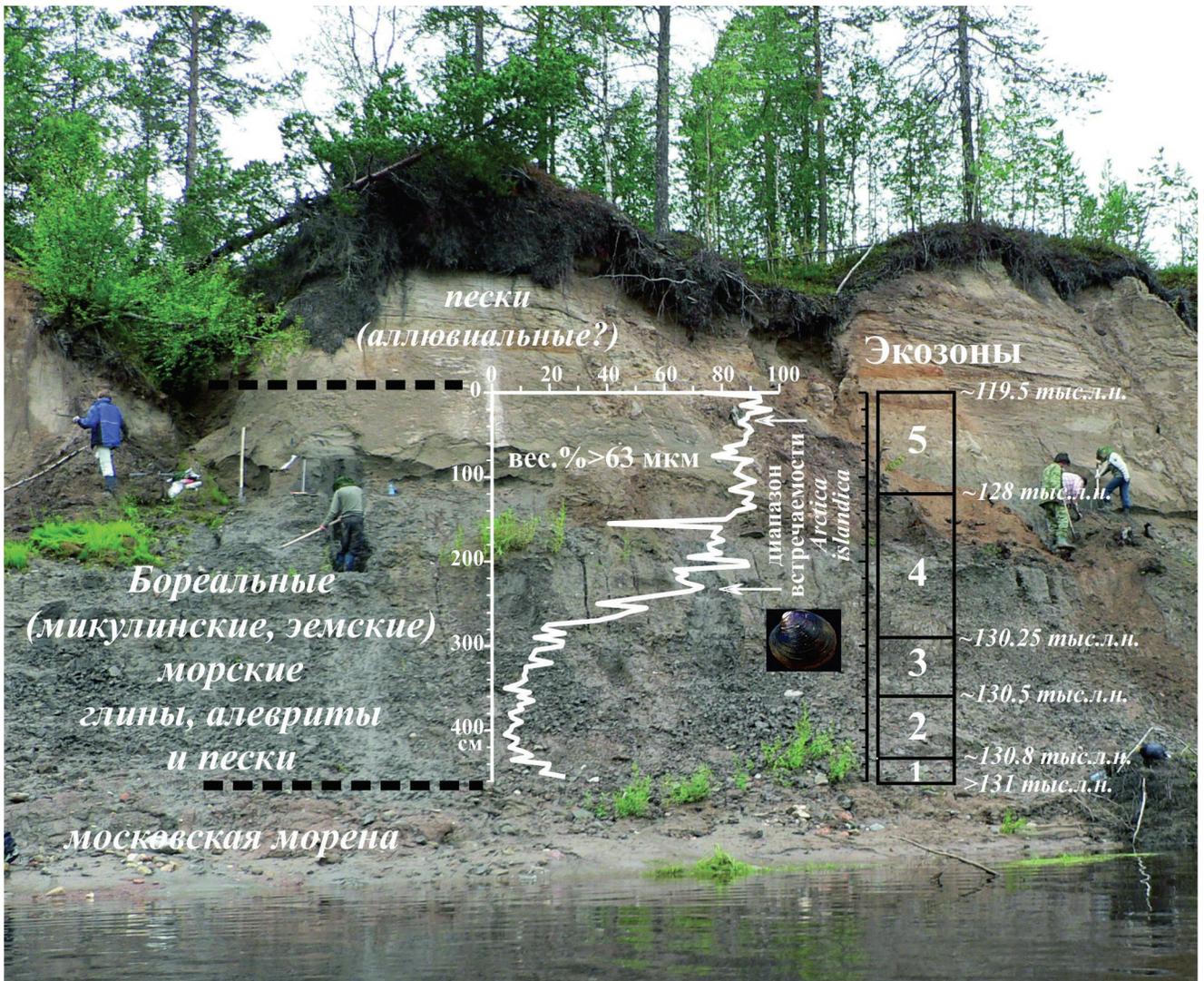


Рис. 2. Фотография участка обрыва правого берега р. Пёза в месте расположения исследованного разреза Бычьё-2. Показаны: границы разреза морских осадков бореальной трансгрессии; график весового процентного содержания фракции >63 мкм; диапазон встречаемости раковин мелководного субарктического вида моллюсков *Arctica islandica*; экозоны, выделенные по микрофауне и водным палиноморфам, с предполагаемым возрастом их границ

Fig. 2. Photograph of the right bank of the Pyoza River at the location of Bychye-2 section. Shown: boundaries of the marine Boreal sediment sequence; weight percentage of >63 μm fraction; occurrence range of the shallow-water subarctic mollusk species *Arctica islandica*; ecozones identified by microfauna and aquatic palynomorphs with the estimated age of their boundaries

Комплексность исследования обусловлена сочетанием литологического, микрофаунистического и палинологического (споры, пыльца, водные непыльцевые палиноморфы) анализов. Образцы мощностью 2 см отобраны по всему разрезу с интервалом 5 см, что обеспечило высокую детальность проведенных исследований; для сравнения – ранее изученный разрез Бычьё-1 был опробован с интервалом 50 см [Grøsfjeld et al., 2006].

Для литологического и микрофаунистического анализов осадок промывался на сите с диаметром ячеек 63 мкм, что позволило определить весовое процентное содержание (вес. %) фракции >63 мкм (см. рис. 2). Численность микрофауны во фракции

>63 мкм определялась относительно веса сухого непромытого осадка; на 1 г для многочисленных бентосных фораминифер, и на 100 г для редких остракод (рис. 3). Видовое разнообразие представлено как количество видов на образец. Для фораминифер подсчитывалось процентное содержание видов в образце, для остракод данные о содержании конкретных видов даны в виде количества экземпляров на 100 г осадка. Специального исследования ископаемых моллюсков не проводилось, но при отборе образцов отмечался видовой состав встреченных раковин. Установлен диапазон встречаемости мелководного субарктического вида *Arctica islandica* (см. рис. 2).

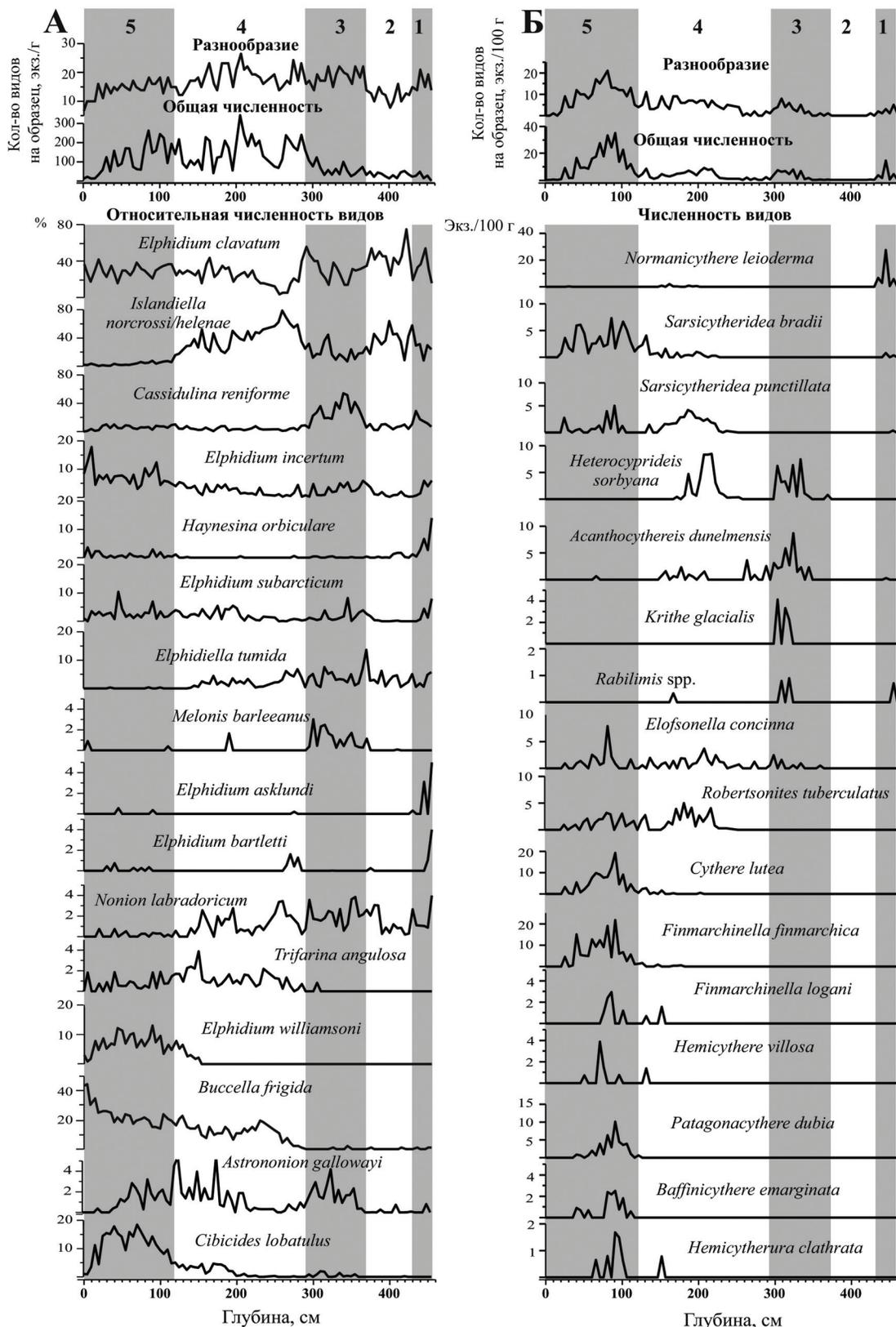


Рис. 3. Распределение по разрезу Бычье-2 ископаемых бентосных фораминифер (А) и остракод (Б). Показаны: видовое разнообразие, общая численность и содержание наиболее массовых и/или экологически значимых видов. Цифры от 1 до 5 сверху обозначают экозоны, выделенные по микрофауне и водным палиноморфам в сочетании с литологическими характеристиками осадка

Fig. 3. Distribution of fossil benthic foraminifers (A) and ostracods (Б) along Bychye-2 section. Shown: species diversity, total abundance and relative abundance of common and/or ecologically significant species. Numbers from 1 to 5 at the top indicate ecozones identified by microfauna and aquatic palynomorphs in combination with lithological characteristics

Главной задачей палинологической части исследования разреза Бычье-2 было его палиностратиграфическое расчленение на основе изучения изменений состава палинокомплексов и таксонов-биомаркеров (рис. 4). В процессе пыльцевого анализа было отмечено, что в препаратах постоянно встречаются немногочисленные непыльцевые палиноморфы – цисты динофлагеллат морского генезиса и пресноводные колониальные зеленые водоросли, несущие важную палеоэкологическую информацию. Их состав также был изучен в дополнение к спорам и пыльце (рис. 5). При этом мы принимаем во внимание тот факт, что ассоциация палиноморф неполная в связи с тем, что образцы подвергались довольно агрессивному способу про-

боподготовки стандартным сепарационным методом с применением тяжелой жидкости (KJ + CdJ₂) с удельным весом 2,2 г/см⁻³. Идентификация микрофоссилий под микроскопом проведена при увеличении ×400 с привлечением электронной базы фото непыльцевых палиноморф [NPP database..., 2022]. Латинские названия даны по [AlgaeBase..., 2020; Komárek, Jankovská, 2001; Komárek, Marvan, 1992; Taxonomy..., 2020]. Их относительная концентрация определялась путем добавления в осадок перед началом обработки таблетки с фиксированным числом спор-маркеров *Lycopodium clavatum* [Stockmarr, 1971]. Для подсчета концентрации и процентных соотношений использован пакет программ Tilia/TGView2.02.

Литология	Локальные палинозоны (ЛПЗ) разреза Бычье-2 и их описание	Региональные ПЗ (КА) в разрезе Бычье-1 и их описание [Девяткова, 1982]	Возраст ПЗ КА ₁₀ –КА ₁₀ по [Funder et al., 2002] с поправками [Lambeck et al., 2006], тысяч лет назад (т.л.н.)	Корреляция с ПЗ [Zagwijn, 1996] по [Funder et al., 2002]	ПЗ разрезов Бычье-1 и Затон по [Grøsfjeld et al., 2006] их корреляция с ПЗ [Zagwijn, 1996] и возраст, т.л.н.	Экозоны разреза Бычье-2 (по микрофауне и водным палиноморфам)
0	Бу-7 Зона березы и сосны, нет широколиственных видов	КА ₁₀ Зона максимума березы, исчезновение широколиственных видов	123,5 – 121,5 / 122 – 119,5	E _{6b}	зона 5: E ₆ 124 – 119,5	~119,5 т.л.н.
100	Бу-6 Зона березы, много сосны, ели и ольхи, присутствие пихты и лещины, сокращение дуба, вяза, граба	КА ₇ –КА ₈ (+КА ₉ ?) Зона доминирования березы, много сосны и ели, есть дуб, вяз, лещина, которые постепенно убывают вверх по разрезу, в КА ₇ есть граб (ПЗ КА ₉ в разрезе Бычье-1 размыта)	130,6 – 123,5 129,1 – 122	E _{4b} –E _{6a}	зона 4: E ₅ 128 – 124	~128 т.л.н.
200	Бу-5 Зона доминирования сосны, максимума ели и ольхи; максимум дуба, вяза, граба, верхний максимум лещины, единичная пыльца липы	КА ₅ –КА ₆ Зона доминирования березы, в примеси сосна и ель, зона дуба, вяза, граба (в КА ₆), максимума лещины	131,75 – 130,6 130,25 – 129,1	E _{3b} –E _{4a}	зона 3: E _{3b} –E ₄ 129,8 – 128	~130,25 т.л.н.
300	Бу-4 Зона доминирования березы и сосны, присутствуют дуб, вяз, лещина, граб	КА ₄ Зона доминирования сосны и березы; небольшое количество ели; зона дуба, небольшого участия вяза и лещины	132 – 131,75 130,5 – 130,25	E _{3a}		~130,5 т.л.н.
400	Бу-3 Зона нижнего максимума сосны и ели; нижний максимум лещины, появление вяза и граба	КА ₃ Зона максимума сосны с участием березы и ели	132,2 – 132 130,7 – 130,5	E _{2b}	зона 2: E ₁ –E _{3a} 131 – 129,8	~130,8 т.л.н.
	Бу-2 Зона сосны и березы, появление дуба и лещины	КА ₁ –КА ₂ Зона максимума березы и травяно-кустарничковых пород, с участием сосны и ели	132,5 – 132,2 131 – 130,7	E ₁ –E _{2a}		~130,8 т.л.н.
	Бу-1 Зона карликовой березки и максимума ксерофитных трав	Ms Зона максимума березы и травяно-кустарничковых пород			зона 1: 133 – 131	>131 т.л.н.

Рис. 4. Палинологическая характеристика отложений разреза Бычье-2, корреляция локальных палинозон разрезов Бычье-2 (Бу) и Бычье-1 (КА) [Девяткова, 1982], корреляция региональных палинозон Карелии и Беломорского региона (КА) [Девяткова, 1982] с западноевропейскими и их возрастные оценки согласно [Funder et al., 2002] с поправками [Lambeck et al., 2006], возрастные границы экозон разреза Бычье-2

Fig. 4. Palynological characteristics of Bychye-2 sediment sequence; correlation of the local palynozones of Bychye-2 (By) and Bychye-1 (KA) sections [Devyatova, 1982]; correlation of the regional palynozones of Karelia and the White Sea Region (KA) [Devyatova, 1982] with Western European palynozones, and their age estimates according to [Funder et al., 2002] with modifications of [Lambeck et al., 2006], age boundaries of the ecozones of Bychye-2 section

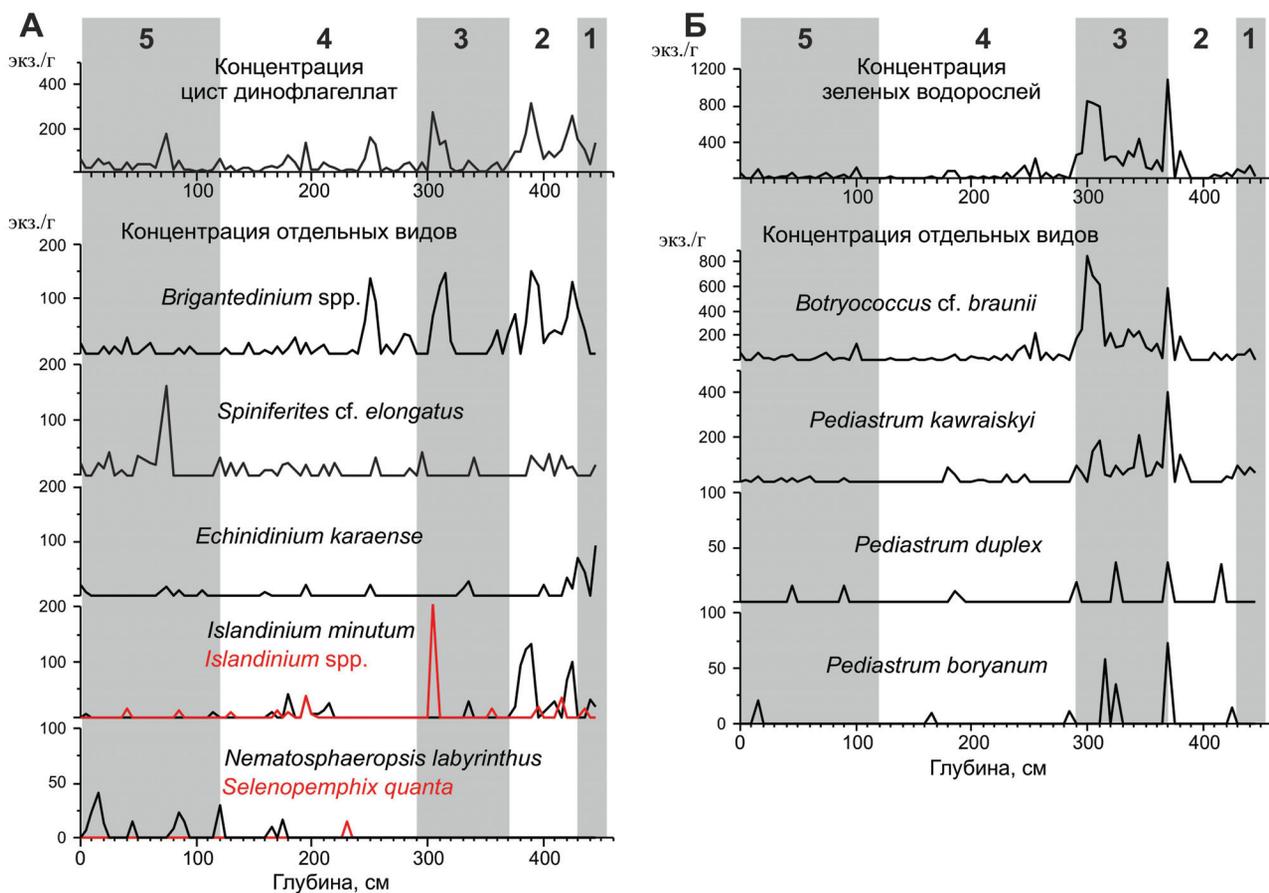


Рис. 5. Распределение по разрезу Бычье-2 ископаемых цист динофлагеллят (А) и пресноводных зеленых микроводорослей (Б).

Цифры от 1 до 5 сверху обозначают эхозоны, выделенные по микрофауне и водным палиноморфам в сочетании с литологическими характеристиками осадка

Fig. 5. Distribution of fossil dinocysts (A) and freshwater green microalgae (Б) along the Bychye-2 section. Numbers from 1 to 5 at the top indicate eozones identified by microfauna and aquatic palynomorphs in combination with lithological characteristics

По совокупности данных об изменениях литологии осадков, состава ископаемых комплексов бентосной микрофауны и ассоциаций водных палиноморф в разрезе Бычье-2 выделены пять эхозон, отражающих основные этапы изменения палеосреды региона (см. рис. 2–5). Возрастные границы эхозон определялись на основе данных, указанных на рис. 4, с применением метода интерполяции, исходя из предположения о равномерности скоростей осадконакопления между датированными границами палинозон.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Литология осадков. При анализе данных по вес. % содержанию фракции >63 мкм (см. рис. 2) отмечается направленное укрупнение гранулометрического состава осадков от алевролитистых глин в нижней части разреза (455–300 см), к алевролитам и алевролитистым пескам средней части разреза (300–135 см) и к пескам с примесью алевролита верхней части разреза.

Бентосные фораминиферы. Численность фораминифер сильно варьирует по разрезу с максимумом в интервале 300–100 см (200–300 экз./г) (см. рис. 3). Видовое разнообразие распределено более равномерно, в среднем 10–20 видов на образец, сокращаясь на глубинах 430–370 см и 0–20 см.

Изменения видового состава фораминифер, как наиболее многочисленной группы микрофоссилий, легли в основу выделения эхозон (см. рис. 3). Подавляющее большинство видов, присутствующих в разрезе Бычье-2, являются типичными обитателями шельфов арктических морей, к числу более тепловодных элементов можно отнести только *Elphidium williamsoni* и *Trifarina angulosa*, которые появляются в верхней части разреза.

В интервале 455–430 см (экозона 1) доминируют типичные арктические виды *Elphidium clavatum*, *Cassidulina reniforme* и *Islandiella norcrossi/helenae*. Эти виды составляют основу ископаемых комплексов фораминифер, особенно в эхозонах 1–4. *E. clavatum* преобладает в нижних 15 см разреза,

в этом же интервале велико содержание таких видов, как *Haynesina orbiculare*, *Elphidium incertum*, *E. asklundi*, *E. bartletti*, которые характерны для опресненных арктических мелководий вблизи устьев рек [Polyak et al., 2002]. Выше более многочисленными становятся виды среднего и внешнего шельфов *C. reniforme* и *I. norcrossi/helenae*. В то же время надо отметить, что даже в самом основании разреза в составе комплекса присутствуют виды, характерные для удаленных от устьев рек районов арктических шельфов, такие как *Nonion labradoricum*, *Astrononion gallowayi*.

В интервале 430–370 см (экозона 2) на фоне существенного сокращения биоразнообразия доминируют два вида – *E. clavatum* и *I. norcrossi/helenae*. *E. clavatum* – оппортунистический арктический вид, достигающий высокой численности в условиях, неблагоприятных для большинства видов, таких как опреснение, высокая ледовитость, повышенная мутность вод. *I. norcrossi* и *I. helenae* обитают на удалении от берега, достигая высокой численности у края сезонных льдов, к которому приурочены вспышки повышенной продуктивности в период весеннего цветения диатомовых водорослей [Polyak et al., 2002].

Интервал 370–290 см (экозона 3) характеризуется преобладанием арктического оппортунистического вида *C. reniforme*, предпочитающего холодные и соленые придонные воды среднего шельфа [Steinsund, 1994; Polyak et al., 2002]. Уменьшается содержание вида *E. clavatum*. Некоторое увеличение процентного содержания таких видов, как *A. gallowayi* и *Elphidium subarcticum*, указывает на активизацию придонной гидродинамики. Присутствует вид *N. labradoricum*, связанный со вспышками сезонной продуктивности у края сезонных льдов [Polyak et al., 2002]. Важной чертой данного комплекса является присутствие относительно глубоководного вида *Melonis barleeanus*.

Интервал 370–120 см (экозона 4) характеризуется ростом численности до максимальных значений около 300 экз./г и видового разнообразия фораминифер до 27 видов на образец. Сокращается численность *E. clavatum* и *C. reniforme*, доминирующее положение занимает *I. norcrossi/helenae*, появляются относительно тепловодные виды *E. williamsoni* и *T. angulosa*. Последний вид, наряду с *A. gallowayi*, *E. subarcticum* и *Cibicides lobatulus*, характерен для активных придонных обстановок и относительно грубозернистых грунтов [Steinsund, 1994]. Увеличивается процентное содержание мелководного вида *Buccella frigida*.

Самый верхний интервал 120–0 см (экозона 5) демонстрирует направленное снижение численности и видового разнообразия фораминифер, до-

минирование *E. clavatum*, *B. frigida* и *C. lobatulus*, рост содержания видов мелководного арктического шельфа, которые присутствовали в основании разреза, а также достаточно высокое содержание относительно тепловодного и мелководного вида *E. williamsoni*.

Остракоды. Немногочисленные по разрезу остракоды также изменяются по численности (до 40 экз./100 г) и таксономическому составу (до 20 видов на образец) (см. рис. 3).

В пределах экозоны 1 они представлены морским видом *Normanicythere leioderma*, характерным для арктических шельфовых морей на глубинах до 50 м, а в составе экозоны 2 вообще отсутствуют.

Более разнообразный арктический комплекс характерен для экозоны 3. В нем доминируют морские виды *Acanthocythereis dunelmensis*, *Elofsonella concinna*, а также эвригалинный вид *Heterocyprideis sorbyana*. Как и в случае с бентосными фораминиферами, здесь также присутствуют относительно глубоководные виды *Krithe glacialis* и *Rabilimis* sp.

Выше по разрезу в пределах экозон 4 и 5 увеличивается численность, и комплекс становится более разнообразным, в том числе благодаря появлению морских видов *Sarsicytheridea punctillata*, *S. bradii*, *Robertsonites tuberculatus*, характерных для среднего и внешнего арктического шельфа [Stepanova et al., 2003, 2007]. Выше по разрезу к ним добавляются мелководные и более тепловодные бореальные морские *Cythere lutea*, *Hemicytherura clathrata*, *Hemicythere villosa*, характерные для Балтийского моря [Frenzel et al., 2010; Stepanova et al., 2019] и не встреченные в высокоарктических шельфовых морях. В некоторых образцах из экозоны 5 тепловодные и мелководные виды преобладают над арктическими шельфовыми видами.

Водные палиноморфы. Концентрация морских цист динофлагеллат наиболее высока в экозоне 2 (100–300 экз./г), сокращаясь выше по разрезу (см. рис. 5). В экозоне 1 преобладают цисты *Echinidinium karaense*, гетеротрофного вида, обильного в регионах с многомесячным ледовым покровом и коротким продуктивным сезоном, также характерного для опресненных приустьевых районов и дельт [Vernal et al., 1997; Marret, Zonneveld, 2003]. Выше по разрезу его концентрация резко снижается до единичных находок, а доминантами ассоциации в пределах экозон 2–4 становятся гетеротрофные криофильные *Islandinium minutum* и *Brigantedinium* spp. В верхней части экозоны 4 и в экозоне 5 появляются цисты автотрофного (фотосинтезирующего) вида *Nematosphaeropsis labyrinthus* и увеличивается концентрация *Spiniferites* cf. *elongatus*, что, в целом, можно считать сигналом потепления вод бассейна и уменьшения его ледовитости. Зеленые водоросли,

представленные *Botryococcus cf. braunii*, *Pediastrum kawraiskyi*, *P. duplex*, *P. boryanum*, многочисленны только в составе экозоны 3.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возрастные определения экозон даны в соответствии с рис. 4, на котором показана последовательность корреляций выделенных нами локальных палинозон (ЛПЗ) разреза Бычье-2 (Бу) с региональными палинозонами Карелии и Архангельской области (КА), установленными в разрезе Бычье-1 [Девятова, 1982]. Последние были ранее скоррелированы [Funder et al., 2002; Lambeck et al., 2006] с палинозонами Западной Европы и России [Müller, 1974; Zagwijn, 1996; Grichuk, 1984]. Также на рис. 4 указаны возрастные границы палинозон разрезов Затон и Бычье-1, принятые в работе [Grøsfjeld et al., 2006]. Высокая точность границ палинозон в нижней части исследованного разреза возрастом от >131 до 130,25 т.л.н. связана с тем, что изначально длительность быстро сменявших друг друга палинозон начальной стадии эмского межледниковья была определена в ленточных глинах скважины озерных отложений в Bispingen (северная Германия) методом ручного подсчета годовых слоев [Müller, 1974]. Zagwijn (1983) привязал максимальный уровень эмского моря к первой половине палинозоны E5. На основании полученных по кораллам датировкам максимума глобального уровня моря в 128 ± 1 т.л.н. и принятых временных рамок европейских палинозон, начало эмского межледниковья предложено отсчитывать от 131 т.л.н. [Funder et al., 2002; Lambeck et al., 2006; Beets et al., 2006]. Кроме того, нами были использованы возрастные реперы появления/исчезновения тех или иных видов, определенные в разрезе Пески на Карельском перешейке [Miettinen et al., 2014].

Экозона 1 возрастом >131–130,8 т.л.н. соответствует концу ледниковой эпохи с господством перигляциальной растительности (ЛПЗ Бу-1) и переходу к межледниковым условиям, в которых началось распространение древесной растительности (ЛПЗ Бу-2). Затопление территории было быстрым, на это указывают глинистый состав осадков в сочетании с видовым составом бентосных фораминифер и остракод, среди которых присутствуют арктические виды среднего и внешнего шельфа даже в слоях, залегающих непосредственно на морене. Их наличие предполагает, что палеобассейн имел глубину не менее 40–50 м и придонную соленость около 30‰. Вместе с тем многочисленность бентосных фораминифер, характерных для прибрежных районов арктических морей, указывает на значительное опреснение поверхностных вод и наличие стратификации, преимущественно, за счет поступления талых ледниковых

вод, а также на продолжительный сезонный ледовый покров. Последнее подтверждается доминированием среди цист динофлагеллат гетеротрофного *E. karaense*, обитающего в узком диапазоне температур и выдерживающего пониженную соленость из-за обильного таяния льда в районах с многомесячным ледовым покровом и коротким продуктивным сезоном, в том числе в опресненных приустьевых районах [Vernal et al., 1997].

Экозона 2 соответствует интервалу ~130,8–130,5 т.л.н., с которым связывается распространение в регионе хвойных лесов и неморальных элементов флоры (ЛПЗ Бу-3). Она характеризует условия дальнейшего углубления палеобассейна, судя по увеличению процентного содержания видов внешнего шельфа с доминированием *I. norcrossi/helenae*. Соленость придонных вод была не менее 30‰. Природные условия оставались суровыми, сохранялись значительная стратификация вод и продолжительный ледовый покров, о чем свидетельствуют присутствие среди доминирующих видов бентосных фораминифер *E. clavatum*, отсутствие остракод, преобладание гетеротрофных видов диноцист *I. minutum* и *Brigantedinium* spp., обитающих в узком диапазоне температур и условиях пониженной солености. Будучи тесно связанными в своем жизненном цикле с криофильными диатомовыми водорослями рода *Chaetoceros* [Polyakova et al., 2003], они чаще всего встречаются в поверхностном слое морской воды между тающими льдинами и полыньями. В работе [Grøsfjeld et al., 2006] связывается обилие *I. minutum* и *Brigantedinium* spp. в сочетании с *I. helenae* с краткостью продуктивного периода у края сезонных льдов в условиях низких температур.

Экозона 3 соответствует короткому промежутку времени 130,5–130,25 т.л.н. и периоду проникновения в состав сосново-березовых лесов некоторых широколиственных растений (ЛПЗ Бу-4). Именно в это время бореальный палеобассейн на данной территории достиг максимальных глубин более 50–70 м, так как только в этой экозоне зарегистрированы наиболее глубоководные виды как среди бентосных фораминифер, так и среди остракод. Вид *M. barleeanus* обитает в районах арктического внешнего шельфа и верхнего континентального склона в условиях равномерного ограниченного поступления органики, часто в подводных трогах и котловинах [Polyak et al., 2002; Руденко и др., 2022]. Виды *K. glacialis* и *Rabilimis* sp. встречаются как на внешнем шельфе и верхнем континентальном склоне арктических морей [Stepanova et al., 2003, 2007], так и в пределах открытого Арктического бассейна [Gemery et al., 2015]. Подобные условия, по-видимому, создались вследствие быстрого эвстатического подъема уровня Мирового океана в

сочетании с сильным остаточным изостатическим прогибом территории, находившейся под ледником во время МИС 6. Бентосная микрофауна экозон 1–3 имеет отчетливо выраженный арктический облик. Так, например, все виды, кроме *Elphidiella tumida* среди бентосных фораминифер и *N. leioderma* среди остракод, встречены нами в поверхностных осадках моря Лаптевых [Stepanova et al., 2003, 2007; Овсепян, 2016]. Среди диноцист доминируют те же гетеротрофные виды, что и в экозоне 2, свидетельствуя об опреснении поверхностных вод и достаточно продолжительном сезонном ледовом покрове. Отличительной чертой экозоны 3 является максимум концентрации пресноводных зеленых водорослей. В основном они поступают в морские осадки с речным стоком [Matthiessen et al., 2000], поэтому можно предположить усиление речного влияния и его вклада в опреснение поверхностных вод в сравнении с экозонами 1 и 2, сформированных в условиях более активного флювиогляциального влияния. В то же время палеообстановки даже во время фазы максимального углубления бассейна могли быть похожи, скорее, на внешнюю часть фьорда, чем на удаленные от берега открытые части моря, тем более что даже вышеперечисленные относительно глубоководные виды встречаются во фьордах Шпицбергена и Новой Земли [Korsun et al., 1995; Szymańska et al., 2017; Mackiewicz, 2006]. В течение всего времени развития бореальной трансгрессии берег, вероятно, располагался сравнительно недалеко от разреза Бычьё-2, а береговая линия была достаточно сильно изрезана, о чем свидетельствуют характерные особенности палиноспектров, непохожих на спектры открытого моря, в которых, как правило, доминируют легко плавающие споры папоротников и пыльца сосны.

Экозона 4 соответствует продолжительному интервалу времени от ~130,25 до 128 т.л.н. и сопоставляется с ЛПЗ Ву-5 и нижней частью ЛПЗ Ву-6, характеризующих наиболее благоприятные межледниковые условия и расцвет лесной растительности с большим участием сосны, ели, пихты, ольхи и наибольшим разнообразием широколиственных деревьев. Резкое увеличение вес. % песчаной и более крупных фракций в самом начале этой экозоны (~130 т.л.н.), возможно, отражает обмеление бассейна на стадии регрессии. Примерно с середины зоны появляются раковины мелководного моллюска *A. islandica*. Об обмелении и активизации придонной гидродинамики свидетельствуют и изменения видового состава бентосных микрофоссилий, среди которых в большом количестве присутствуют *B. frigida* и *E. subarcticum*. Практически все виды фораминифер и остракод, отмеченные в осадках экозоны 4, встречаются в разных зонах арктическо-

го шельфа, от внутренней до внешней. Выше появляются относительно тепловодные виды *T. angulosa* и *E. williamsoni*, а бентосные фораминиферы достигают максимума численности и видового разнообразия. В совокупности это позволяет сделать вывод об увеличении разнообразия биотопов за счет распространения обширных мелководий с прогреваемыми летом и активно перемешиваемыми водами, переходящих, в свою очередь, в открытые морские бассейны. На сокращение продолжительности ледового покрова указывает постепенное увеличение доли автотрофных (фотосинтезирующих) видов динофлагеллат.

Экозона 5 – самая длительная по времени существования, от 128 до 119,5 т.л.н. Она соответствует верхней части ЛПЗ Ву-6 и ЛПЗ Ву-7, отличительными чертами которых являются обеднение состава пыльцевых спектров, постепенное сокращение до полного исчезновения доли участия широколиственных растений и распространение березы. Эти характерные признаки означают конец земского потепления [Miettinen et al., 2014]. Если экзона 4 формировалась в наиболее теплых климатических условиях, как показывает состав растительности окружающей суши, то экзона 5 отражает наиболее тепловодные условия в морском бассейне в связи с увеличением площади прогреваемых мелководий. В ней достигают расцвета наиболее тепловодные и мелководные виды бентосных фораминифер и остракод с широким диапазоном адаптаций по солености. Наибольшее количество и разнообразие тепловодных и мелководных видов, не встречающихся в арктических морях, отмечено среди остракод, в особенности в первой половине экозоны 5 (~128–124 т.л.н.). Наиболее примечательны *C. lutea*, *H. villosa*, *H. clathrata*, характерные для Балтийского моря [Frenzel et al., 2010; Stepanova et al., 2019]. Возможно, их проникновение в беломорский палеобассейн связано с более длительным периодом соединения этих морей, чем предполагается в [Funder et al., 2002]. Несмотря на то что в экозоне 5 вновь появляются бентосные фораминиферы, многочисленные в основании разреза и характерные для внутреннего шельфа арктических морей, придонная соленость, видимо, оставалась близкой к нормально морской, на что указывает высокая численность видов внешнего шельфа (*C. lobatulus*, *A. gallowayi*). Увеличение количества цист автотрофных видов динофлагеллат предполагает сокращение ледового покрова и некоторое усиление морского влияния. Снижение численности всех групп микрофоссилий в верхних 15–20 см разреза совпадает с исчезновением широколиственных растений на суше и означает окончание бореальной трансгрессии и межледниковых условий.

Разрез Бычьё-2 содержит практически полную последовательность развития событий бореальной трансгрессии на территории северо-восточного побережья Белого моря, которая до начала трансгрессии во время МИС 6 была покрыта ледником. Прибрежный приглубый бассейн начала затопления примерно через 1–2 тыс. лет превратился в относительно глубоководный бассейн, после чего быстро последовала регрессия, которая привела к постепенному обмелению в течение последующих 10–11 тыс. лет.

Несмотря на приблизительность возрастных оценок по палинологическим данным разреза Бычьё-2 и корреляций со значительно удаленными разрезами Прибалтики, Карельского перешейка и Западной Европы, в нем достаточно четко обозначены следующие возрастные «реперы»:

1) контакт морских приглубых отложений с московской мореной, который, судя по пыльцевым данным, совсем ненамного древнее времени перехода от перигляциальной ледниковой растительности к межледниковой около 131 т.л.н.;

2) отчетливое проявление как самой глубоководной фазы развития бассейна около 130,5–130,25 т.л.н. (по составу бентосной микрофауны), так и последующей регрессии около 130 т.л.н. (по резкому укрупнению гранулометрического состава осадков);

3) наиболее теплая фаза в развитии растительности (ЛПЗ Ву-5) следует сразу за началом регрессии примерно 130–129 т.л.н.;

4) исчезновение широколиственных растений и значительное снижение численности и разнообразия бентосной микрофауны в самом верху разреза маркируют окончание бореальной трансгрессии и самого межледниковья около 119,5 т.л.н.

Экозоны 1–3 (>131–130,25 т.л.н.) соответствуют холодному ледовитому арктическому бассейну с высокими скоростями осадконакопления и с сильной стратификацией водной толщи. Это обусловлено опреснением поверхностных вод тальми ледниковыми и речными водами и существованием придонных вод нормально морской солености. С самого начала затопления палеобассейн заселили бентосные виды, типичные для различных зон арктических шельфовых морей, включая виды, характерные для внешнего шельфа и континентального склона, что указывает на ведущую роль солености вод, а не температуры, в расселении видов при проникновении моря на шельфы после снятия ледниковой нагрузки [Bauch, 2013]. Видов, характерных для атлантических вод, в осадках разреза Бычьё-2 не встречено. Наши данные подтверждают представления о преимущественно подповерхностном характере атлантических вод в восточной части Норвежско-Гренландского бассейна вплоть до сере-

дины или конца эемской эпохи [Bauch et al., 1999; Bauch, 2013; Rasmussen et al., 2003; Nieuwenhove van et al., 2011; Zhuravleva et al., 2017]. Учитывая большой объем талых ледниковых вод во время терминации II, можно предположить, что эти воды занимали глубины более 100–150 м и не оказывали влияния на северо-восток беломорского бассейна, в котором, как показал состав бентосной микрофауны в разрезе Бычьё-2, глубины моря не превышали 100 м. Сведения о находках планктонных фораминифер, в том числе тепловодных, в скважине в г. Петрозаводске [Ikonen, Ekman, 2001] или раковин бентосных фораминифер *Cassidulina teretis* и *C. laevigata* в разрезах Кольского полуострова [Абрукина, Красильникова, 1972; Гудина, Евзеров, 1973; Korsakova, 2009], с одной стороны, требуют уточнения, а с другой стороны, могут быть свидетельством того, что подповерхностные атлантические воды могли распространяться к югу вдоль Кольского полуострова, где глубины моря были более значительными [Funder et al., 2002].

Экозоны 4 и 5 (130,25–119,5 т.л.н.) соответствуют длительной регрессивной стадии, совпавшей с межледниковым потеплением климата. Увеличение площади прогреваемых летом мелководий способствовало расселению мелководных и тепловодных видов бентосной микрофауны, в том числе остракод, характерных для Балтийского моря и не встречающихся в настоящее время в арктических морях. Наиболее многочисленны они в период между ~128 и 124 т.л.н. Предположительно, соединение между Белым и Балтийским морями существовало вплоть до этого времени, т. е. длилось порядка 6–7 тыс. лет, начиная с >131 т.л.н., что согласуется с представлениями в [Ikonen, Ekman, 2001] и [Miettinen et al., 2014].

Регрессия в исследованном районе началась рано, около 130 т.л.н., что свидетельствует об опережающем гляциоизостатическом поднятии территории по отношению к глобальному эвстатическому подъему уровня моря и его максимуму (highstand). Последний обычно датируется 128 ± 1 т.л.н., возрастные оценки, однако, сильно разнятся [Bauch, 2013; Miettinen et al., 2014]. Наши данные расходятся с возрастными оценками в [Grösfjeld et al., 2006], где полагается, что регрессия началась после 128 т.л.н., в середине их экозоны 3, в которой тем не менее авторы зарегистрировали пик содержания относительно глубоководного вида бентосных фораминифер *M. barleeanus*. В разрезе Бычьё-2 максимум содержания этого вида совпадает с присутствием относительно глубоководных видов остракод (*K. glacialis* и *Rabilimis* sp.), что подтверждает, наряду с тонкозернистым составом осадков, достижение максимальной глубины палеобассейна на исследованной территории до начала регрессии.

ВЫВОДЫ

1. Выделены три последовательные фазы изменений палеосреды в ходе развития бореальной трансгрессии на северо-востоке Белого моря: 1) приглубого прибрежного ледовитого опресненного бассейна начальных фаз затопления (экозоны 1–2 разреза Бычьё-2), 2) менее ледовитого наиболее глубокого бассейна максимальной фазы затопления (экозона 3) и 3) мелководного бассейна с сокращенным сезонным ледовым покровом (экозоны 4–5).

2. Накопление морских бореальных отложений происходило в период от >131 до 119,5 т.л.н.

3. Затопление территории холодными арктическими водами было быстрым; холодный ледовитый и относительно глубокий бассейн с высокими скоростями осадконакопления существовал в течение ~750 лет, от >131 до 130,25 т.л.н.

4. Регрессия в регионе началась около 130 т.л.н., что свидетельствует об опережающем гляциоизо-

статическом поднятии территории по отношению к глобальному эвстатическому подъему уровня моря.

5. Длительная регрессивная эпоха (~130–119,5 т.л.н.) совпала с межледниковым потеплением климата и развитием прогреваемых летом мелководий, на которых расселялись остракоды, характерные для Балтийского моря и не встречающиеся в настоящее время в арктических морях, с максимумом ~128–124 т.л.н. Предположительно, соединение между Белым и Балтийским морями длилось порядка 6–7 тыс. лет, начиная с >131 т.л.н.

6. Отсутствие видов – индикаторов атлантических вод в составе ископаемых комплексов бентоса позволяет предположить, что подповерхностные атлантические воды не достигали исследованного региона, представлявшего собой шельф с глубинами менее 100 м даже в период максимального углубления палеобассейна.

Благодарность. Исследования выполнены по проекту РНФ 22-27-00324.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрукина Р.Е., Красильникова Г.Н. Фораминиферы морских межледниковых отложений Кольско-Карельского региона, их стратиграфическое значение и история развития // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Труды института геологии. Карельский филиал АН СССР. 1972. № 13. С. 39–58.
- Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
- Гудина В.И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.
- Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 156 с.
- Лаврова М.А. Соотношение межледниковой бореальной трансгрессии севера СССР с эемской в Западной Европе // Труды ин-та геологии Акад. наук Эст. ССР. 1961. Т. VIII. С. 74–88.
- Овсепян Я.С. Позднечетвертичные фораминиферы моря Лаптевых и реконструкции изменения среды на основе палеоэкологического анализа: дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2016. 240 с.
- Руденко О.В., Талденкова Е.Е., Шкарубо С.И., Руденко А.А. Изменения природной среды центральной впадины Баренцева моря в позднеледниковье – голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2022. № 5. С. 123–139.
- Bauch H.A. Interglacial climates and the Atlantic meridional overturning circulation: is there and Arctic controversy? *Quat. Sci. Rev.*, 2013, vol. 63, p. 1–22, DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.11.023.
- Bauch H., Erlenkeuser H., Fahl K., Spielhagen R.F., Weinelt M.S., Andruseit H., Heinrich R. Evidence for a steeper Eemian than Holocene sea surface temperature gradient between Arctic and sub-Arctic regions, *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 1999, vol. 145, p. 95–117, DOI: 10.1016/S0031-0182(98)00104-7.
- Beets D.J., Beets C.J., Cleveringa P. Age and climate of the late Saalian and early Eemian in the type-area, Amsterdam basin, the Netherlands, *Quat. Sci. Rev.*, 2006, vol. 25, p. 876–885, DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.10.001.
- Dalton A.S., Gowan E.J., Mangerud J., Möller P., Lunkka J.P., Astakhov V. Last Interglacial (MIS 5e) sea level proxies in the glaciated Northern Hemisphere, *Earth Syst. Sci. Data*, 2022, vol. 14, p. 1447–1492, DOI: 10.5194/essd-14-1447-2022.
- Frenzel P., Keyser D., Viehberg A. An illustrated key and (palaeo)ecological primer for Postglacial to Recent Ostracoda (Crustacea) of the Baltic Sea, *Boreas*, 2010, vol. 39, p. 567–575, DOI: 10.1111/j.1502-3885.2009.00135.x.
- Funder S., Demidov I., Yelovicheva Ya. Hydrography and mollusk faunas of the Baltic and the White Sea-North Sea seaway in the Eemian, *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 2002, vol. 184, p. 275–304, DOI: 10.1016/S0031-0182(02)00256-0.
- Gemery L., Cronin T.M., Briggs W.M., Brouwers E.M., Schornikov E., Stepanova A., Wood A.M., Yasuhara M. An Arctic and subarctic ostracode database: biogeographic and paleoceanographic applications, *Hydrobiologia*, 2015, vol. 786, no. 1, p. 59–95, DOI: 10.1007/s10750-015-2587-4.
- Griчук V.P. Late Pleistocene vegetation history, A.A. Velichko, H.E. Wright, C.W. Barnosky (eds.), *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, London, Longman, 1984, p. 155–179.
- Grösfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia, *Boreas*, 2006, vol. 35, p. 493–520, DOI: 10.1080/03009480600781917.
- Ikonen L., Ekman I. Biostratigraphy of the Mikulino interglacial sediments in NW Russia: the Petrozavodsk site and

- a literature review, *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III Geologica-Geographica*, 2001, vol. 161, 88 p.
- Komárek J., Marvan P. Morphological differences in natural populations of the genus *Botryococcus* (Chlorophyceae), *Archiv für Protistenkunde*, 1992, vol. 141, p. 65–100, DOI: 10.1016/S0003-9365(11)80049-7.
- Komárek J., Jankovská V. Review of the green algal genus *Pediastrum*: implication for pollen-analytical research, *Bibliotheca Phycologica*, 2001, Band 108, 127 p.
- Korsakova O. Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia), *Quat. Int.*, 2009, vol. 206, p. 3–15, DOI: 10.1016/j.quaint.2008.11.004.
- Korsun S.A., Pogodina I.A., Forman S.L., Lubinski D.J. Recent foraminifera in glaciomarine sediments from three arctic fjords of Novaja Zemlja and Svalbard, *Polar Res.*, 1995, vol. 14(1), p. 15–31, DOI: 10.3402/polar.v14i1.6648.
- Lambeck K., Purcell A., Funder S., Kjør K.H., Larsen E., Möller P. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modeling, *Boreas*, 2006, vol. 35, p. 539–575, DOI: 10.1080/03009480600781875.
- Mackiewicz A. Recent benthic Ostracoda from Hornsund, south Spitsbergen, Svalbard Archipelago, *Polish Polar Res.*, 2006, vol. 27(1), p. 71–90.
- Marret F., Zonneveld K. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution, *Rev. Palaeobotany and Palynology*, 2003, vol. 125, p. 1–200, DOI: 10.1016/S0034-6667(02)00229-4.
- Matthiessen J., Kunz-Pirring 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, *Intern. J. Earth Sci.*, 2000, vol. 89, p. 470–485, DOI: 10.1007/s005310000127.
- Miettinen A., Head M.J., Knudsen K. Eemian sea-level highstand in the eastern Baltic Sea linked to long-duration White Sea connection, *Quat. Sci. Rev.*, 2014, vol. 86, p. 158–174, DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.12.009.
- Müller H. Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe, *Geol. Jahrbuch.*, 1974, vol. A21, p. 19–169.
- Nieuwenhove van N., Bauch H.A., Eynaud F., Kandiano E., Cortijo E., Turon J.-L. Evidence for delayed poleward expansion of North Atlantic surface waters during the last interglacial (MIS 5e), *Quat. Sci. Rev.*, 2011, vol. 30, p. 934–946, DOI: 10.1016/j.quascirev.2011.01.013.
- Polyak L., Korsun S., Febo L., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.A. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced arctic marine environment, *J. of Foraminiferal Res.*, 2002, vol. 32, no. 3, p. 252–273, DOI: 10.2113/32.3.252.
- Polyakova Ye.I., Dzhinoridze R.N., Novichkova T.S., Golovnina Ye.A. Diatoms and palynomorphs in the White Sea sediments as indicators of ice and hydrological conditions, *Oceanology*, 2003, vol. 43, suppl., p. 144–158.
- Rasmussen T.L., Thomsen E., Kuijpers A., Wastegård S. Late warming and early cooling of the sea surface in the Nordic seas during MIS 5e (Eemian Interglacial), *Quat. Sci. Rev.*, 2003, vol. 22, p. 809–821, DOI: 10.1016/S0277-3791(02)00254-8.
- Steinsund P.I. Benthic foraminifera in the surface sediments of the Barents, Kara Seas: modern and late Quaternary applications, *Dissertation*, University of Tromsø, 1994.
- Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Recent Ostracoda of the Laptev Sea (Arctic Siberia): taxonomic composition and some environmental implications, *Mar. Micropal.*, 2003, vol. 48, no. 1–2, p. 23–48, DOI: 10.1016/S0377-8398(02)00136-6.
- Stepanova A., Taldenkova E., Simstich J., Bauch H.A. Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: Ecological aspects, *Mar. Micropal.*, 2007, vol. 63, p. 111–142, DOI: 10.1016/j.marmicro.2006.10.003.
- Stepanova A., Obrochta S., Quintana Krupinski N.B., Hyttinen O., Kotilainen A., André T. Late Weichselian to Holocene history of the Baltic Sea as reflected in ostracod assemblages, *Boreas*, 2019, vol. 48, no. 3, p. 761–778, DOI: 10.1111/bor.12375.
- Stockmarr J. Tablets spores used in absolute pollen analysis, *Pollen Spores.*, 1971, vol. 13, p. 616–621.
- Szymańska N., Pawłowska J., Kucharska M., Kujawa A., Łącka M., Zajaczkowski M. Impact of shelf-transformed waters (STW) on foraminiferal assemblages in the outwash and glacial fjords of Adventfjorden and Hornsund, Svalbard, *Oceanologia*, 2017, vol. 59, p. 525–540, DOI: 10.1016/j.oceanol.2017.04.006.
- Vernal de A., Rochon A., Turon J.-L., Matthiessen J. Organic-walled dinoflagellate cysts: palynological tracers of seasurface conditions in middle to high latitude marine environments, *Geobios.*, 1997, vol. 30, p. 905–920, DOI: 10.1016/S0016-6995(97)80215-X.
- Zagwijn W.H. Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian, *Geologie en Mijnbouw*, 1983, vol. 62, p. 437–450, DOI: 10.1016/0277-3791(96)00011-X.
- Zaretskaya N., Rybalko A., Repkina T., Shilova O., Krylov A. Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangel'sk region, Russia): Stratigraphy and palaeoenvironments, *Quat. Int.*, 2021, vol. 605–606, p. 126–141, DOI: 10.1016/j.quaint.2020.10.057.
- Zhuravleva A., Bauch H., Spielhagen R. Atlantic water heat transfer through the Arctic gateway (Fram Strait) during the last interglacial, *Glob. Planet. Change*, 2017, vol. 157, p. 232–243, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2017.09.005.

Электронные ресурсы

- Algae Base, National University of Ireland, Galway, 2020, URL: <https://www.algaebase.org> (дата обращения 17.08.2021).
- NPP database, URL: <https://non-pollen-palynomorphs.uni-goettingen.de/> (дата обращения 01.06.2022).
- Taxonomy and distribution of modern organic-walled dinoflagellate cysts in surface sediments from the Northern Hemisphere: an update of Rochon et al., 1999, N. Nieuwenhove van, V. Pospelova, R.W. Jordan (eds.), *Mar. Micropal.*, 2020, special vol. 159, URL: <https://www.sciencedirect.com/journal/marine-micropaleontology/vol/159/suppl/C> (access date 01.06.2022).
- Zagwijn W.H. Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian, *Geologie en Mijnbouw*, 1983, vol. 62, p. 437–450, URL: https://drive.google.com/file/d/0B7j8bPm9Cse0Si1tX1dSZzhWa2c/view?resourcekey=0--_sQQ0jvEzQk1pA6By7fNA (access date 01.06.2022).

Поступила в редакцию 17.11.2022
После доработки 15.12.2022
Принята к публикации 22.02.2023

ENVIRONMENTAL CHANGES DURING THE BOREAL TRANSGRESSION IN THE NORTH-EASTERN WHITE SEA REGION (DETAILED CASE STUDY OF BYCHYE-2 SEDIMENT SECTION)

E.E. Taldenkova¹, Ya.S. Ovsepyan², O.V. Rudenko³, A.Yu. Stepanova⁴, H.A. Bauch⁵

^{1,2} Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Pleistocene Paleogeography,

¹ Leading Scientific Researcher, Ph.D. in Geography; e-mail: etaldenkova@mail.ru

² Geological Institute RAS, Laboratory of biostatigraphy and paleogeography of the oceans,

Senior Scientific Researcher, Ph.D. in Geology and Mineralogy; e-mail: yaovsepyan@yandex.ru

³ Orel State University named after I.S. Turgenev, Institute of Natural Sciences and Biotechnology, Chair of Geography, Ecology and General Biology, Associate Professor, Ph.D. in Geography; e-mail: olrudenko2011@yandex.ru

⁴ Paleontological Institute RAS, Laboratory of Protistology,

Senior Scientific Researcher, Ph.D. in Geology and Mineralogy; e-mail: a.yu.stepanova@gmail.com

⁵ Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven/GEOMAR, Kiel, Germany,

Ph.D. in Geology; e-mail: hbauch@geomar.de

Detailed multiproxy (lithology, micropaleontology, palynology) study of a 455 cm thick marine sediment sequence overlying the Moscovian till exposed in Bychye-2 section on the Pyoza River allowed for reconstructing past environmental changes during the Boreal transgression. Stratigraphic subdivision is based on the succession of local palynological zones that were correlated with previously established regional zones. The latter are constrained on the basis of correlation with the West European palynological zones. Marine sediments of Bychye-2 section accumulated from the end of the Moscovian glacial (>131 ka BP) until ca. 119,5 ka BP. Five ecological zones were established in the section in accordance with the upward trends in the changes in lithology and variability in the taxonomic composition of fossil assemblages of benthic foraminifers and ostracods and associations of marine dinocysts and freshwater green microalgae. Taken together, they are indicative of the progressive shallowing of the basin under the improving climatic conditions, which primarily influenced the degree of sea-ice cover extent. Three successive phases in the evolution of the Boreal transgression have been identified: 1) a seasonally sea-ice covered relatively deep freshened basin of the initial phases of flooding (455–360 cm, >131–130,5 ka BP); 2) a deep basin of the maximum phase of flooding with less extensive sea-ice cover (360–290 cm, 130,5–130,25 ka BP); 3) a shallow basin with reduced seasonal sea-ice cover (290–0 cm, 130,25–119,5 ka BP). The flooding of the territory with cold Arctic waters was rapid, as evidenced by the composition of microfossil assemblages represented by river-proximal Arctic species in combination with the species that prefer water depths of at least 40–50 m. The regression in the region started about 130 ka BP, which indicates that the glacioisostatic rebound of the territory was ahead of the global eustatic sea level rise. The most warm-water and taxonomically diverse assemblages of foraminifers and ostracods, containing species typical of the Baltic Sea, were recorded during the regressive stage, especially in the time interval of ~128–124 ka BP. This probably gives evidence for a rather long-lasting connection of the White and Baltic seas.

Keywords: late Pleistocene, Mikulinian (Eemian) Interglacial, benthic foraminifers, ostracods, aquatic palynomorphs, northeastern White Sea Region

Acknowledgements. The study was financially supported by the Russian Science Foundation (project 22-27-00324).

REFERENCES

- Abrukina R.E., Krasil'nikova G.N. [Foraminifers of marine interglacial deposits of the Kola-Karelia region, their stratigraphic importance and evolutionary history], *Chetvertichnaya geologiya i geomorfologiya vostochnoi chasti Baltiskogo shchita. Trudy instituta geologii. Karel'skii filial AN SSSR* [Quaternary geology and geomorphology of the eastern Baltic shield. Proc. Institute of Geology. Karelian Branch AS USSR], 1972, no. 13, p. 39–58. (In Russian)
- Bauch H.A. Interglacial climates and the Atlantic meridional overturning circulation: is there and Arctic controversy? *Quat. Sci. Rev.*, 2013, vol. 63, p. 1–22, DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.11.023.
- Bauch H., Erlenkeuser H., Fahl K., Spielhagen R.F., Weinelt M.S., Andruleit H., Heinrich R. Evidence for a steeper Eemian than Holocene Sea surface temperature gradient between Arctic and sub-Arctic regions. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 1999, vol. 145, p. 95–117, DOI: 10.1016/S0031-0182(98)00104-7.
- Beets D.J., Beets C.J., Cleveringa P. Age and climate of the late Saalian and early Eemian in the type-area, Amsterdam basin, the Netherlands, *Quat. Sci. Rev.*, 2006, vol. 25, p. 876–885, DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.10.001.
- Dalton A.S., Gowan E.J., Mangerud J., Möller P., Lunkka J.P., Astakhov V. Last Interglacial (MIS 5e) sea level proxies in the glaciated Northern Hemisphere, *Earth Syst. Sci. Data*, 2022, vol. 14, p. 1447–1492, DOI: 10.5194/essd-14-1447-2022.

- Devyatova E.I. *Prirodnaya sreda pozdnego pleistotsena i ee vliyaniye na rasseleniye cheloveka v Severodvinskoy basseine i v Karelii* [Late Pleistocene environment and its influence on human settlement in the Severnaya Dvina River basin and in Karelia], Petrozavodsk, Karelia Publ., 1982, 156 p. (In Russian)
- Frenzel P., Keyser D., Viehberg A. An illustrated key and (palaeo)ecological primer for Postglacial to Recent Ostracoda (Crustacea) of the Baltic Sea, *Boreas*, 2010, vol. 39, p. 567–575, DOI: 10.1111/j.1502-3885.2009.00135.x.
- Funder S., Demidov I., Yelovicheva Ya. Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea-North Sea seaway in the Eemian, *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 2002, vol. 184, p. 275–304, DOI: 10.1016/S0031-0182(02)00256-0.
- Gemery L., Cronin T.M., Briggs W.M., Brouwers E.M., Schornikov E., Stepanova A., Wood A.M., Yasuhara M. An Arctic and subarctic ostracode database: biogeographic and paleoceanographic applications, *Hydrobiologia*, 2015, vol. 786, no. 1, p. 59–95, DOI: 10.1007/s10750-015-2587-4.
- Grichuk V.P. Late Pleistocene vegetation history, *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, A.A. Velichko, H.E. Wright, C.W. Barnosky (eds.), London, Longman, 1984, p. 155–179.
- Grichuk V.P. *Istoriya flory i rastitel'nosti Russkoi ravniny v pleistotsene* [Pleistocene history of flora and vegetation of the Russian Plain], Moscow, Nauka Publ., 1989, 183 p. (In Russian)
- Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia, *Boreas*, 2006, vol. 35, p. 493–520, DOI: 10.1080/03009480600781917.
- Gudina V.I., Evzerov V.Ya. *Stratigrafiya i foraminifery verkhnego pleistotsena Kol'skogo poluostrava* [Upper Pleistocene stratigraphy and foraminifers of the Kola Peninsula], Novosibirsk, Nauka Publ., 1973, 146 p. (In Russian)
- Ikonen L., Ekman I. Biostratigraphy of the Mikulino interglacial sediments in NW Russia: the Petrozavodsk site and a literature review, *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III Geologica-Geographica*, 2001, vol. 161, 88 p.
- Komárek J., Marvan P. Morphological differences in natural populations of the genus *Botryococcus* (*Chlorophyceae*), *Archiv für Protistenkunde*, 1992, vol. 141, p. 65–100, DOI: 10.1016/S0003-9365(11)80049-7.
- Komárek J., Jankovská V. Review of the green algal genus *Pediastrum*: implication for pollen-analytical research, *Bibliotheca Phycologica*, 2001, Band 108, 127 p.
- Korsakova O. Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia), *Quat. Int.*, 2009, vol. 206, p. 3–15, DOI: 10.1016/j.quaint.2008.11.004.
- Korsun S.A., Pogodina I.A., Forman S.L., Lubinski D.J. Recent foraminifera in glaciomarine sediments from three arctic fjords of Novaja Zemlja and Svalbard, *Polar Res.*, 1995, vol. 14(1), p. 15–31, DOI: 10.3402/polar.v14i1.6648.
- Lambeck K., Purcell A., Funder S., Kjær K.H., Larsen E., Möller P. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modeling, *Boreas*, 2006, vol. 35, p. 539–575, DOI: 10.1080/03009480600781875.
- Lavrova M.A. [Correlation of the interglacial Boreal transgression of the northern USSR and Eemian transgression of the western Europe], *Trudy instituta geologii Akad. Nauk Est. SSR* [Proc. of the Institute of Geology, Academy of Sciences of Estonian SSR], 1961, vol. VIII, p. 74–88. (In Russian)
- Marret F., Zonneveld K. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution, *Rev. Palaeobotany and Palynology*, 2003, vol. 125, p. 1–200, DOI: 10.1016/S0034-6667(02)00229-4.
- 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, *Intern. J. Earth Sci.*, 2000, vol. 89, p. 470–485, DOI: 10.1007/s005310000127.
- Miettinen A., Head M.J., Knudsen K. Eemian sea-level highstand in the eastern Baltic Sea linked to long-duration White Sea connection, *Quat. Sci. Rev.*, 2014, vol. 86, p. 158–174, DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.12.009.
- Müller H. Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe, *Geol. Jahrbuch*, 1974, vol. A21, p. 19–169.
- Nieuwenhove van N., Bauch H.A., Eynaud F., Kandiano E., Cortijo E., Turon J.-L. Evidence for delayed poleward expansion of North Atlantic surface waters during the last interglacial (MIS 5e), *Quat. Sci. Rev.*, 2011, vol. 30, p. 934–946, DOI: 10.1016/j.quascirev.2011.01.013.
- Ovsepyan Ya.S. *Pozdnechetvertichnye foraminifery morya Laptevykh i rekonstruktsiya izmneniya sredy na osnove paleoekologicheskogo analiza* [Late Quaternary foraminifers of the Laptev Sea and reconstruction of environmental changes on the basis of paleoecological analysis], Ph.D. Thesis in Geology and Mineralogy, Moscow, 2016, 240 p. (In Russian)
- Polyak L., Korsun S., Febo L., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.A. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced arctic marine environment, *J. of Foraminiferal Res.*, 2002, vol. 32, no. 3, p. 252–273, DOI: 10.2113/32.3.252.
- Polyakova Ye.I., Dzhinoridze R.N., Novichkova T.S., Golovnina Ye.A. Diatoms and palynomorphs in the White Sea sediments as indicators of ice and hydrological conditions, *Oceanology*, 2003, vol. 43, suppl., p. 144–158.
- Rasmussen T.L., Thomsen E., Kuijpers A., Wastegård S. Late warming and early cooling of the sea surface in the Nordic seas during MIS 5e (Eemian Interglacial), *Quat. Sci. Rev.*, 2003, vol. 22, p. 809–821, DOI: 10.1016/S0277-3791(02)00254-8.
- Rudenko O.V., Taldenkova E.E., Shkarubo S.I., Rudenko A.A. *Izmeneniya prirodnoi sredy tsentral'noi vpadiny Berentseva moray v pozdnelednikov'e – golotsene* [Past environmental changes in the Central Deep of the Barents Sea during Lateglacial and the Holocene], *Vestn. Mosk. un-ta, Ser. 5, Geogr.*, 2022, no. 5, p. 123–139. (In Russian)
- Steinsund P.I. *Benthic foraminifera in the surface sediments of the Barents, Kara Seas: modern and late Quaternary applications*. Dissertation, University of Tromsø, 1994.
- Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Recent Ostracoda of the Laptev Sea (Arctic Siberia): taxonomic composition and some environmental implications, *Mar. Micropal.*, 2003, vol. 48, no. 1–2, p. 23–48, DOI: 10.1016/S0377-8398(02)00136-6.
- Stepanova A., Taldenkova E., Simstich J., Bauch H.A. Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: Ecological aspects, *Mar. Micro-*

- pal.*, 2007, vol. 63, p. 111–142, DOI: 10.1016/j.marmicro.2006.10.003.
- Stepanova A., Obrochta S., Quintana Krupinski N.B., Hyttinen O., Kotilainen A., Andrén T. Late Weichselian to Holocene history of the Baltic Sea as reflected in ostracod assemblages, *Boreas*, 2019, vol. 48, no. 3, p. 761–778, DOI: 10.1111/bor.12375.
- Stockmarr J. Tablets spores used in absolute pollen analysis, *Pollen Spores*, 1971, vol. 13, p. 616–621.
- Szymańska N., Pawłowska J., Kucharska M., Kujawa A., Łącka M., Zajączkowski M. Impact of shelf-transformed waters (STW) on foraminiferal assemblages in the outwash and glacial fjords of Adventfjorden and Hornsund, Svalbard, *Oceanologia*, 2017, vol. 59, p. 525–540, DOI: 10.1016/j.oceano.2017.04.006.
- Vernal de A., Rochon A., Turon J.-L., Matthiessen J. Organic-walled dinoflagellate cysts: palynological tracers of seasurface conditions in middle to high latitude marine environments, *Geobios*, 1997, vol. 30, p. 905–920, DOI: 10.1016/S0016-6995(97)80215-X.
- Zagwijn W.H. An analysis of Eemian climate in western and central Europe, *Quat. Sci. Rev.*, 1996, vol. 15, p. 451–469, DOI: 10.1016/0277-3791(96)00011-X.
- Zaretskaya N., Rybalko A., Repkina T., Shilova O., Krylov A. Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangel'sk region, Russia): Stratigraphy and palaeoenvironments, *Quat. Int.*, 2021, vol. 605–606, p. 126–141, DOI: 10.1016/j.quaint.2020.10.057.
- Zhuravleva A., Bauch H., Spielhagen R. Atlantic water heat transfer through the Arctic gateway (Fram Strait) during the last interglacial, *Glob. Planet. Change*, 2017, vol. 157, p. 232–243, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2017.09.005.
- Web sources*
- Algae Base*, National University of Ireland, Galway, 2020, URL: <https://www.algaebase.org> (access date 17.08.2021).
- NPP database*, URL: <https://non-pollen-palynomorphs.uni-goettingen.de/> (access date 01.06.2022).
- Mackiewicz A. Recent benthic Ostracoda from Hornsund, south Spitsbergen, Svalbard Archipelago, *Polish Polar Res.*, 2006, vol. 27(1), p. 71–90, URL: <https://journals.pan.pl/dlibra/publication/126754/edition/110608/content> (access date 01.06.2022).
- Taxonomy and distribution of modern organic-walled dinoflagellate cysts in surface sediments from the Northern Hemisphere: an update of Rochon et al., 1999, N. Nieuwenhove van, V. Pospelova, R.W. Jordan (eds.), *Mar. Micropal.*, 2020, special vol. 159, URL: <https://www.sciencedirect.com/journal/marine-micropaleontology/vol/159/suppl/C> (access date 01.06.2022).
- Zagwijn W.H. Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian, *Geologie en Mijnbouw*, 1983, vol. 62, p. 437–450, URL: https://drive.google.com/file/d/0B7j8bPm9Cse0Si1tX1dSZhWa2c/view?resourcekey=0--_sQQ0jvEzQk1pA6By7fNA (access date 01.06.2022).

Received 17.11.2022

Revised 15.12.2022

Accepted 22.02.2023