

УДК 555.35: 551.79 (268.45)

ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫЕ ГЛЯЦИОМОРСКИЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ: СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, МОЩНОСТЬ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Олег Григорьевич Эпштейн^{1✉}, Александр Григорьевич Длугач²,
Анатолий Васильевич Старовойтов³

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; ogepshtein@mail.ru ✉

² ОАО «Арктические морские инженерно-геологические экспедиции» Росгеологии, Мурманск, Россия; aldlugach@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; starovoytov_msu@mail.ru

Аннотация. Геолого-геофизические данные показывают, что в восточной части Баренцева моря голоценовые морские и позднеледниковые гляциоморские осадки представляют сеймостратиграфические комплексы (ССК) ССК I и ССК II. Сложные гляциальным минеральным веществом отложения ССК II образовались при деградации Баренцевоморского шельфа, а осадки ССК I возникли в условиях открытого морского бассейна и являются терригенными. Особенности строения, состава и мощностей отложений ССК II определяются условиями таяния деградирующих ледниковых масс и характером возникших бассейнов седиментации, а осадков ССК I — гидродинамическим фактором и частично процессами последней гляциоэвстатической морской трансгрессии.

Ключевые слова: Баренцево море, гляциоморские–морские осадки, позднеледниковые, голоцен, сеймостратиграфический комплекс, мощность отложений

Для цитирования: Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В. Позднеледниковые гляциоморские и голоценовые морские отложения в восточной части Баренцева моря: строение, состав, мощность, условия образования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 3. С. 83–88.

LATE GLACIAL GLACIOMARINE AND HOLOCENE MARINE SEDIMENTS IN THE EASTERN PART OF THE BARENTS SEA: STRUCTURE COMPOSITION, THICKNESS, CONDITIONS OF FORMATION

Oleg G. Epstein^{1✉}, Alexander G. Dlugach², Anatoly V. Starovoytov³

¹ Geological Institute RAS, Moscow, Russia; ogepshtein@mail.ru ✉

² OJSC "Arctic marine engineering geological expeditions" Rusgeo, Murmansk, Russia; aldlugach@rambler.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; starovoytov_msu@mail.ru

Abstract. Geological-geophysical dates are showing that Holocene marine and Late Glacial glaciomarine sediments in the eastern Barents Sea represent seismostratigraphic complexes (SSC), accordingly SSC I and SSC II. The composed of glacial mineral matter sediments SSC II formed in the time of the Barents Sea shelf deglaciation, but the sediments SSC I deposited in conditions of open marine basin and are terrigenous. Features of the structure, composition and thicknesses of sediments SSC II are definite by melting conditions of degraded glacier masses and by character of originated sedimentation basins, but of sediments SSC I — by hydrodynamic factor and, partially, — by processes of last glacial eustatic marine transgression.

Keywords: Barents Sea, glaciomarine-marine sediments, Late Glacial, Holocene, seismostratigraphic complex, deposits thickness

For citation: Epstein O.G., Dlugach A.G., Starovoytov A.V. Late glacial glaciomarine and Holocene marine sediments in the eastern part of the Barents Sea: structure composition, thickness, conditions of formation. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 3: 83–88 (In Russ.).

Введение. К самым молодым этапам геологического развития Баренцева моря как типичного верхнекайнозойского гляциального шельфа относятся этапы позднеледникового¹ гляциоморского и голоценового морского осадконакопления, связанные с обстановками, соответственно, деградации

шельфа и существования на нем открытого морского бассейна. Относительно строения, состава, мощности и условий образования отложений этих стадий, наблюдаемых в восточной части Баренцева моря, нет достаточно цельных представлений. Почти все работы, касающиеся этой проблемы, посвящены голоце-

¹ Позднеледниковые (Late Glacial) — временной интервал 14–10 тыс. лет назад [Coore, Brophy, 1972; Палеоклиматы..., 1989; Изменения ..., 1999; Борисова, 2008 и др.].

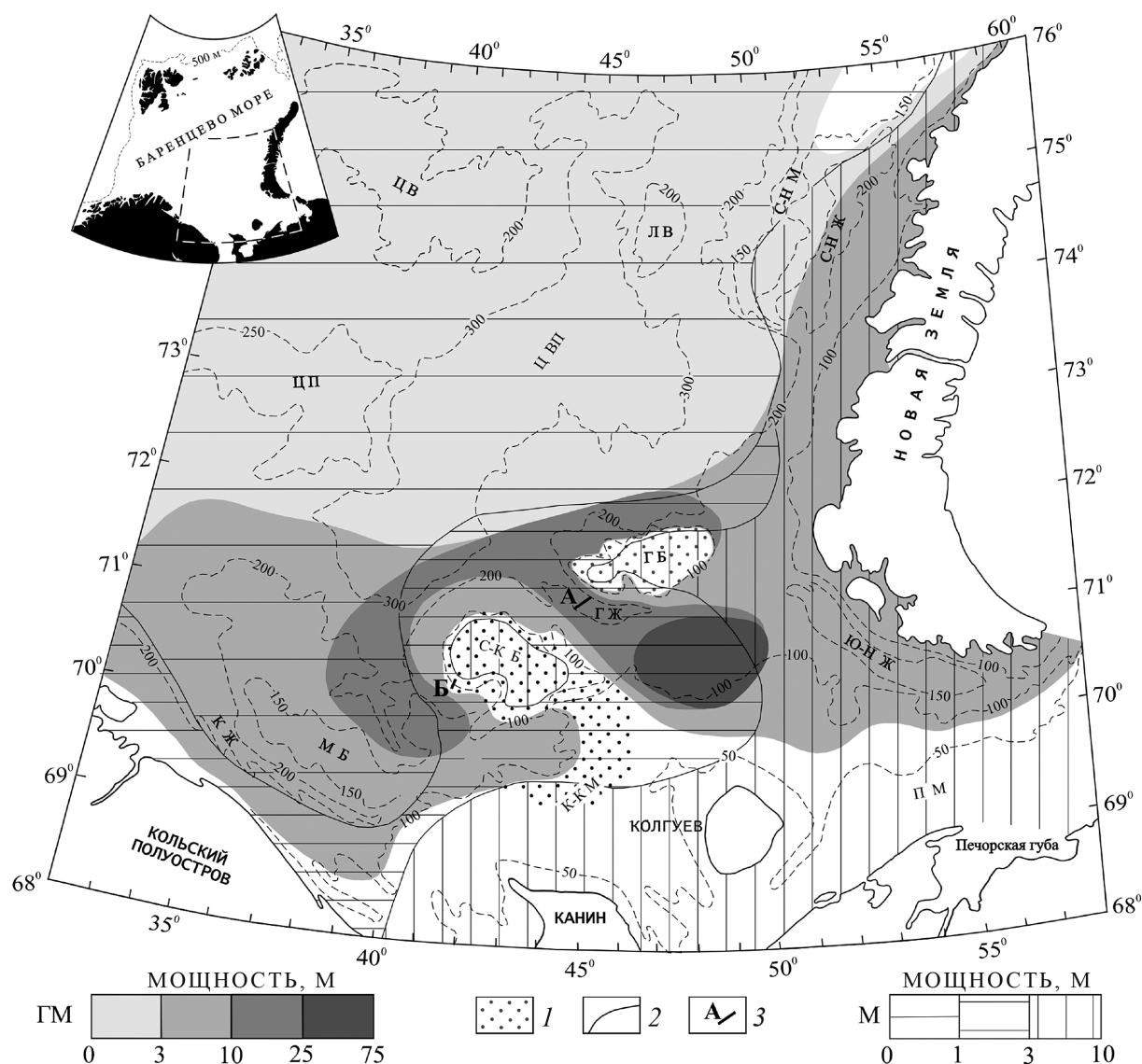


Рис. 1. Схемы мощности гляциоморских (ГМ) ССКП и морских (М) ССКП отложений в восточной части Баренцева моря: 1 — районы, где гляциоморские осадки развиты локально; 2 — граница между областями развития отложений ССКП, имеющих разную мощность; 3 — линии сейсмогеологического (А) и сейсмоакустического (Б) профилей (изображены на рис. 2)

Крупные формы рельефа морского дна: Г Б — Гусиная банка, Г Ж — Гусиный желоб, К Ж — Колский желоб, К-К М — Канинско-Колгуевское мелководье, М Б — Мурманская банка, П М — Печорское мелководье, С-К Б — Северо-Канинская банка, С-Н Ж — Северо-Новоземельский желоб, С-Н М — Северо-Новоземельское мелководье, Ц В — Центральная возвышенность, Ц ВП — Центральная впадина, Ц П — Центральное плато, Ю-Н Ж — Южно-Новоземельский желоб. Пунктир — изобаты, м. На врезке изобата 500 м отвечает приблизительно положению бровки шельфа

новым осадкам (наиболее полно в работе [Кленова, 1960]) и лишь частично на основе малочисленных фрагментарных материалов донного опробования — позднеледниковым отложениям [Медведев, Павлидис, 1989; Павлидис и др., 1993; Мурдмаа, Иванова, 1999; Murdmaa et al., 2006]. Исследования, охватывающие полные разрезы гляциоморских-морских осадков, ограничены тематически [Polyak et al., 1995; Polyak, Mikhailov, 1996; Погодина, Тарасов, 2002] или рамками изученных районов [Gataullin et al., 2001; Эпштейн и др., 20116].

На основе анализа и обобщения большого объема геолого-геофизической информации, в получении которой определенное участие принимали авторы статьи, впервые для восточной части

Баренцева моря (и впервые для Баренцевоморского гляциального шельфа) составлены схемы мощности позднеледниковых гляциоморских и голоценовых морских отложений. Эти данные, дополненные информацией из других работ и новыми материалами авторов (в том числе иллюстративными), позволяют дать достаточно цельную картину особенностей строения, состава и закономерностей формирования гляциоморских и морских отложений в восточной части Баренцева моря.

Материалы и методы исследований. Фактические данные, на которых базируются проведенные исследования, — многочисленные материалы непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) (десятки тысяч километров профилей, от-

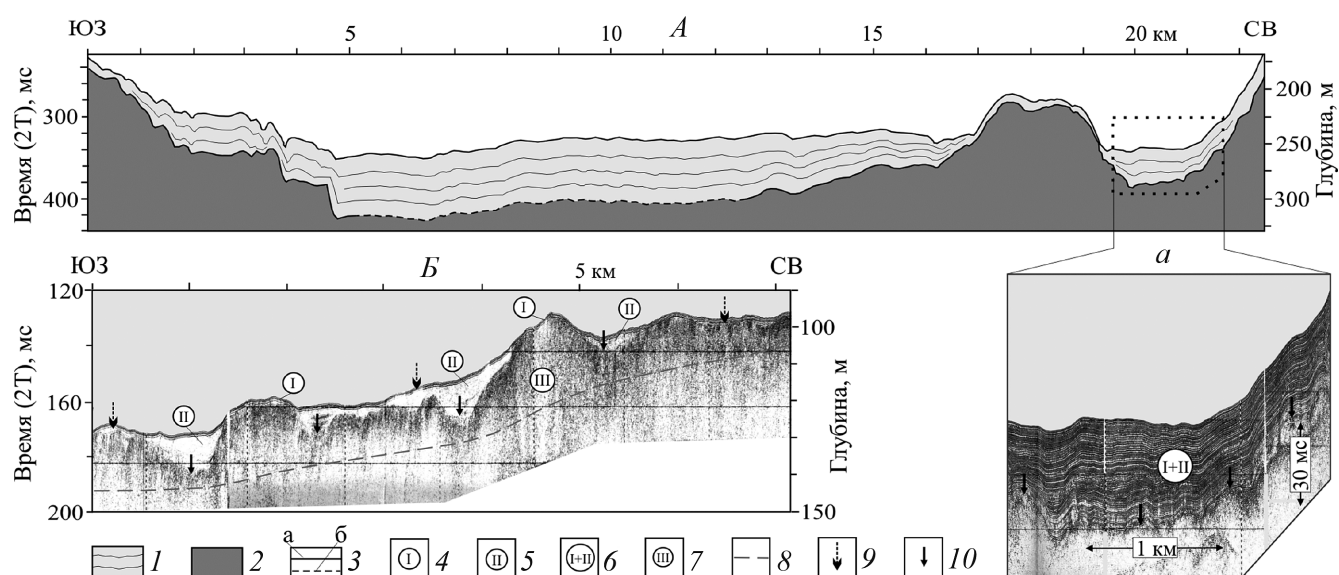


Рис. 2. Профили сейсмогеологический (А) (а — фрагмент лежащего в его основе профиля НСП) и сейсмоакустический (Б). Местоположение см. на рис. 1: 1 — акустически единая пачка гляциоморских—морских отложений (ССКII + ССКI) (условно показаны отдельные элементы ее слоистого строения); 2 — верхневалдайские (ССКIII) и более древние отложения нерасчлененные; 3 — границы (а — установленные, б — предполагаемые); 4–7 — сеймостратиграфические подразделения четвертичного разреза: 4 — ССКI, 5 — ССКII, 6 — ССКII + ССКI, 7 — ССКIII; 8 — условная подошвенная граница морены ССКIII; 9–10 — знак подошвенной границы: 9 — ССКI, 10 — ССКII

работанных АМИГЭ (Мурманск), ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и МГУ имени М.В. Ломоносова (Москва) и инженерно-геологического бурения (многие десятки скважин, АМИГЭ (Мурманск)); местоположение скважин, наиболее значимых в аспекте обсуждаемой ниже проблемы, показано в работе [Эпштейн и др., 2014, рис. 1] и частично в [Эпштейн и др., 2011б, рис. 2, 7; Эпштейн, 2018, рис. 3].

Методика анализа данных непрерывного сейсмоакустического профилирования изложена в [Эпштейн и др., 2011а, 2014]. С использованием материалов НСП и инженерно-геологического бурения построены схемы мощности позднеледниковых и голоценовых отложений (рис. 1). Каждый ареал распределения мощности выделен по доминирующим в его пределах значениям этого параметра. При этом не учитывались сугубо локальные (на участках протяженностью до 15–20 км, т.е. <2–3 мм в масштабе схемы) значения мощности, выходящие за пределы величин, граничных для ареала. Так, например, в пределах ареала мощности позднеледниковых отложений 10–25 м, расположенного между банками Гусиной и Северо-Канинской (рис. 1), не учтены данные о непротяженном (~15 км) переуглубленном участке Гусиного желоба, где мощность осадков этого возраста достигает 45–50 м (сейсмогеологический профиль, пересекающий указанный участок, приведен на рис. 2, А).

Результаты исследований и их обсуждение.

Согласно схеме сеймостратиграфии четвертичных отложений в восточной части Баренцева моря [Эпштейн и др., 2011а, 2014], голоценовые морские и позднеледниковые гляциоморские отложения в рассматриваемом регионе составляют сейсмо-

стратиграфические комплексы ССКI и ССКII соответственно.

Гляциоморские осадки ССКII, согласно результатам ускоренного масс-спектрометрического (AMS) радиоуглеродного (^{14}C) датирования раковин фораминифер и моллюсков, имеют абсолютный возраст ~12,7–9,4 тыс. лет [Polyak et al., 1995; Polyak, Mikhailov, 1996]. Эти отложения развиты регионально (рис. 1), обладают горизонтальнослоистой макротекстурой и залегают на верхневалдайской морене ССКIII несогласно, без размыва с облекаянием неровностей ее кровли [Эпштейн и др., 2011а, б; 2014] (рис. 2, А) (профили НСП, один из которых составляет основу рис. 2, А, а другой показан на рис. 2, Б, выполнены в высокочастотном варианте и детально показывают строение отложений ССКII и ССКI, но при этом нижняя в разрезе отражающая граница представлена кровлей морены ССКIII; в районах расположения профилей мощность верхневалдайской морены составляет 10–25 м [Эпштейн и др., 2019]).

Гляциоморские отложения ССКII — сформированные в морском бассейне осадки, сложенные вытянутым из деградировавших ледниковых масс минеральным веществом, которые почти исключительно потоками субгляциальных талых вод выносились в прилегающую морскую акваторию. Среди этих осадков развиты преимущественно тонкие глины (фракция <0,01 мм составляет 72–95%), выделенные как гляциосуспензиты в работе [Эпштейн, Лаврушин, 2003], где показаны особенности их образования. Гляциосуспензиты образуют слои мощностью от нескольких сантиметров до 10–20 см, в основании изредка содержат преимущественно

миллиметровые мелкоалевритовые слойки. В гляциосуспензитах встречаются неокатанные угловатые обломки пород и мягких очертаний суглинистые комочки размером, как правило, до 1–2 см [Эпштейн, Лаврушин, 2003; Эпштейн и др., 2011б] — так называемые тилловые пеллеты [Ovenshine, 1970], или просто пеллеты [Syvitski, 1989]. Последние по составу аналогичны матриксу морен [Эпштейн, Лаврушин, 2003; Эпштейн и др., 2011б] и представляют собой фрагменты сформированной в леднике уплотненной смеси минеральных частиц, лишенной ледового компонента [Syvitski, 1989]. Именно о такой внутриледниковой природе пеллет свидетельствуют, как представляется, наши данные, полученные при изучении керна из скважины 32 (расположена южнее Гусиной банки в пределах ареала гляциоморских отложений мощностью 25–75 м (рис. 1); ее местоположение точнее указано в [Эпштейн и др., 2014, рис. 1; Эпштейн, 2018, рис. 3]). В разрезе этой скважины, вскрывшей 72-метровую толщу позднеледниковых осадков, в интервале 60–61 м в одном из слоев гляциосуспензита наблюдалась уникально крупная пеллета — кусок суглинка, на срезе керна имеющий размер почти 3×6 см при сложной, с плавными очертаниями форме. Этот кусок суглинка включает несколько обломков пород гравийной размерности и литологически ничем не отличается от фрагмента типичной морены. Источниками пеллет, как и упомянутых ранее обломков пород, содержащихся в гляциосуспензитах, служат айсберги [Ovenshine, 1970; Syvitski, 1989; Эпштейн, Лаврушин, 2003; Эпштейн и др., 2011б], а в определенных обстановках — и непосредственно сами ледники. Так, по данным [Domack, Harris, 1998], в зонах у линий откалывания айсбергов ледники, подошва которых здесь приподнята над морским дном, продуцируют значительное количество пеллет. Отделившиеся от подошвы айсбергов/ледников кусочки уплотненного гляциального вещества при прохождении водной колонны эродируются, приобретая наблюдаемые плавные очертания.

Гляциосуспензиты имеют главным образом темно-серую и коричневую окраску, хотя им также свойственна и вся переходная цветовая гамма; при этом пеллеты, встречающиеся в рассматриваемых отложениях, всегда темно-серые (заметим, что темно-серая окраска присуща и матриксу плейстоценовых морен ССКIII и ССКV [Эпштейн и др., 2011б]). Темно-серые гляциосуспензиты распространены преимущественно в северной части региона (главным образом ареал гляциоморских отложений мощностью <3 м, расположенный приблизительно севернее широты Гусиной банки (рис. 1), тогда как коричневые гляциосуспензиты доминируют в южной части региона. Темно-серые и коричневые гляциосуспензиты отличаются по содержанию $S_{\text{орг}}$ (1,3–1,5 и 0,5–0,7% соответственно) и форм легкорастворимого Fe: при равном его общем количестве

(1,7–2,5%) в первых доля Fe^{3+} составляет 15–20%, а во вторых — 30–50% [Эпштейн, Лаврушин, 2003].

Темно-серые гляциосуспензиты в северной части региона и коричневые в южной существенно различаются по содержанию пеллет. В первых пеллеты обычны и даже обогащают отдельные слои, а во вторых они единичны. Вышеупомянутые темно-серые гляциосуспензиты формировались почти исключительно в условиях обширного морского глубоководья при активной деградации обрамляющих ледниковых покровов в результате массового айсбергообразования. По нашему мнению, участки, где гляциосуспензиты обогащены пеллетами, маркируют вышеупомянутые зоны у линий откалывания айсбергов. В отличие от области открытого глубоководья, где мощность гляциоморских осадков составляет преимущественно <3 м, в протягивающийся вдоль Новой Земли зоне темно-серые гляциосуспензиты накапливались в условиях поставки гораздо больших масс минерального вещества, в результате чего мощность гляциоморских отложений составляет здесь 3–10 м (рис. 1).

Коричневые гляциосуспензиты в южной части региона образовались в морском водоеме, в целом несколько обедненном органическим веществом по сравнению с областью более северного глубоководья и имевшем, очевидно, опресненный характер (опресненные морские воды относительно обогащены кислородом [Хорн, 1972]) при длительном таянии ледниковых масс на банках и Канинско-Колгуевском мелководье (на банках и мелководье гляциосуспензиты сохранились в локальных западинах в области глубины моря около 90–100 м, изредка в таком же залегании и в зоне глубины моря 100–130 м (рис. 1; 2, Б). В южной части региона гляциоморские осадки имеют наибольшую мощность (до 75 м) при преобладающей 3–10 м (рис. 1). Эти отложения мощностью 10–25 м образуют ареал у подножий упомянутых выше банок, а осадки мощностью 25–75 м заполняют огромную котловинообразную впадину южнее Гусиной банки (рис. 1). На сейсмогеологическом профиле (рис. 2, А), пересекающем Гусиный желоб (район его непротяженного переуглубленного участка), видно, что на формирование мощности гляциоморских осадков, помимо отмеченного общего определяющего фактора, влияет и характер рельефа дна (т.е. локальные особенности гидродинамического режима) зоны осадконакопления.

Голоценовые морские отложения ССКI слоистые, представлены широким спектром гранулометрических типов. Особенности их распространения определяются (ранее показано в работе [Кленова, 1960]) главным образом батиметрическими условиями, т.е. гидродинамической обстановкой. Так, в общем плане в зоне глубины моря <100 м преобладают пески, за пределами этой зоны до глубины моря 130–150 м — алевриты, а в области большей глубины моря — глины [Эпштейн и др., 2011а]. Валуно-галечные отложения широко развиты на

банках и Канинско-Колгуевском мелководье в основании песчаного покрова, который с размывом (абразионные явления последней гляциоэвстатической морской трансгрессии) залегает на морене ССКIII [Эпштейн и др., 2011a].

Глины, в отличие от других типов морских осадков, залегают согласно на отложениях ССКII. Вместе с последними они образуют единую акустически слоистую пачку ССКII + ССКI [Эпштейн и др., 2011a,б; 2014] (рис. 2, А, а); при этом морские глины выделяются темным серо-зеленым цветом, содержанием фракции <0,01 мм (55–65%, по нашим данным) и $C_{\text{орг}}$ (2,4%) [Кленова, 1960]. Осадки ССКI включают редкий окатанный и неокатанный угловатый грубообломочный материал, соответственно, ледового (сезонные морские льды) и айсбергового (в северной части региона) разноса [Эпштейн, Гатауллин, 1993; Эпштейн и др., 2011б].

Общее распределение мощности морских осадков в рассматриваемом регионе в значительной мере отвечает существующей системе постоянных течений (эта система показана в [Кленова, 1960]). Так, на Гусиной и Северо-Канинской банках, Канинско-Колгуевском и Печорском мелководьях и в полосе, протягивающейся вдоль Новой Земли, мощность отложений ССКI максимальна и составляет преимущественно 3–10 м; в пределах почти всей северной (частично отмечено в [Murdmaa et

al., 2006]) и западной частей региона преобладает мощность осадков <1 м (рис. 1). В районах, расположенных между этими ареалами, мощность морских отложений составляет 1–3 м.

Заключение. Таким образом, этапы позднеледникового гляциоморского и голоценового морского осадконакопления в восточной части Баренцева моря имеют существенную специфику. Формирование гляциоморских отложений в целом контролировалось особенностями процесса деградации ледниковых масс на шельфе. В условиях чрезвычайно активной и массовой поставки гляциального минерального вещества осадконакопление происходило в основном с высокой и необычайно высокой лавинной скоростью; в результате за сравнительно короткий интервал позднеплейстоценового времени возник покров гляциоморских отложений значительной мощности, особенно большой в южной части региона. Морское терригенное осадкообразование обусловлено гидродинамическим режимом рассматриваемой акватории; определенное влияние оказали и процессы гляциоэвстатической морской трансгрессии. Низкая («нормальная») скорость накопления морских отложений привела к тому, что в целом вне зоны мелководья сформировался мало-мощный чехол голоценовых осадков.

Финансирование. Работа выполнена в рамках темы госзадания № 0135-2919-0073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий в последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2008. 272 с.

Изменения климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет / Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.

Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Новые литологические и литодинамические исследования на шельфе Баренцева моря (8-й рейс научно-исследовательского судна «Профессор Штокман») // Океанология. 1984. № 1. С. 185–188.

Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Последледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 576–595.

Павлидис Ю.А., Дунаев Н.Н., Щербаков Ф.А. Актуальные проблемы четвертичной геологии Баренцева моря // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана / Отв. ред. Н.А. Айбулатов. М.: Наука, 1993. С. 78–93.

Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене / Под ред. А.А. Величко, Е.Е. Гуртовой, М.А. Фаустовой. М.: Наука, 1989. 248 с.

Погодина И.А., Тарасов Г.А. Процессы седиментации и эволюция фораминифер во время последней дегляциации в Баренцевом море // Океанология. 2002. Т. 42, № 1. С. 156–160.

Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 398 с.

Эпштейн О.Г. Базальные морены. Сообщение 2. Диагностика и некоторые концепции их генетической

интерпретации // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 5. С. 444–458.

Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н. Литология и условия образования четвертичных отложений восточной (Приновоземельской) части Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 118–124.

Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В. Сейсмостратиграфия осадочного чехла как основа прогноза инженерно-геологических условий Баренцево-морского шельфа // Инженерная геология. 2014. № 5. С. 30–41.

Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В. Покров отложений последнего оледенения в восточной части Баренцева моря: специфичность состава, распределения мощностей, грандиозность и необычность структурных форм // Докл. РАН. 2019. Т. 487, № 5. С. 547–550.

Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В., Романюк Б.Ф. Плейстоценовые отложения восточной части Баренцева моря (районы Центральной впадины и Мурманской банки). Сообщение 1. Условия залегания и основные черты строения // Литология и полезные ископаемые. 2011а. № 2. С. 132–153.

Эпштейн О.Г., Длугач А.Г., Старовойтов А.В., Романюк Б.Ф. Плейстоценовые отложения восточной части Баренцева моря (районы Центральной впадины и Мурманской банки). Сообщение 2. Литологический состав и условия образования // Литология и полезные ископаемые. 2011б. № 3. С. 249–281.

Эпштейн О.Г., Лаврушин Ю.А. Гляциоморская седиментация как особая стадия шельфового осадконакопления // Докл. РАН. 2003. Т. 393, № 4. С. 521–523.

Coope G.R., Brophy J.A. Late Glacial environmental changes indicated by a coleopteran succession from North Wales // *Boreas*. 1972. Vol. 1. P. 97–142.

Domack E., Harris P.T. A new depositional model for ice shelves, based upon sediment cores from the Ross Sea and the McRoberts shelf, Antarctica // *Annals of Glaciol.* 1998. Vol. 27. P. 281–284.

Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.I. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea // *Glob. and Planet. Change*. 2001. Vol. 31. P. 453–474.

Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J.-C. et al. Facies system of the Eastern Barents Sea since glaciation to present // *Mar. Geol.* 2006. Vol. 230. P. 275–303.

Ovenshine A.T. Observation of iceberg rafting in Glacier Bay, Alaska, and the identification of ancient ice-rafted deposits // *GSA Bull.* 1970. Vol. 81. P. 891–894.

Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Timothy Jull A.J. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea // *Geology*. 1995. Vol. 23. P. 567–571.

Polyak L., Mikhailov V. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence: Late Quaternary Paleooceanography of North Atlantic Margins // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1996. N 111. P. 323–337.

Syvitski J.P.M. On the deposition of sediment within glacier-influence fjords: oceanographic controls // *Marin. Geol.* 1989. Vol. 85. P. 301–329.

Статья поступила в редакцию 02.03.2021,
одобрена после рецензирования 28.04.2021,
принята к публикации 31.05.2022