

Научная статья

УДК 551.351.2:551.462:551.794(265.51)
doi:10.52349/0869-7892_2024_100_95-114

Ключевые слова: палеогеография, неоплейстоцен, голоцен, Берингов пролив, сейсмоакустика, сейсмостратиграфия, ледниковые отложения

Благодарности: Комплексный анализ данных и палеогеографические реконструкции осуществлены при поддержке гранта РНФ № 24-77-10058. Авторы выражают благодарность всем участникам экспедиции 2021 г. и членам команды НИС «Иван Киреев».

Для цитирования: Эволюция процессов морфоседиментогенеза прибрежного шельфа Берингии в условиях климатических перестроек позднечетвертичного времени / В. А. Жамойда [и др.] // Региональная геология и металлогения. 2024. Т. 31, № 4. С. 95–114. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2024_100_95-114

Original article

UDC 551.351.2:551.462:551.794(265.51)
doi:10.52349/0869-7892_2024_100_95-114

Keywords: palaeogeography, Neopleistocene, Holocene, Bering Strait, seismic acoustics, seismic stratigraphy, glacial deposits

Acknowledgments: Comprehensive data analysis and palaeogeographical reconstructions were supported by the Russian Science Foundation grant No. 24-77-10058. The authors express their gratitude to all participants of the 2021 expedition and the Research Vessel Ivan Kireev team.



© В. А. Жамойда, А. Ю. Сергеев, Л. М. Буданов, Д. В. Рябчук, А. Г. Григорьев, И. А. Невин, М. А. Мустафин, 2024

Эволюция процессов морфоседиментогенеза прибрежного шельфа Берингии в условиях климатических перестроек позднечетвертичного времени

В. А. Жамойда✉, А. Ю. Сергеев, Л. М. Буданов, Д. В. Рябчук, А. Г. Григорьев, И. А. Невин, М. А. Мустафин

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, vladimir_zhamoida@karpinskyinstitute.ru✉

Аннотация. Статья посвящена изучению проблем палеогеографии прибрежно-го шельфа Берингова моря в неоплейстоцене–голоцене на основе новых комплексных геолого-геофизических данных, полученных в 2021 г. ФГБУ «Институт Карпинского» в ходе морских работ, включавших 1150 км сейсмического профилирования, гидролокацию бокового обзора, многолучевое эхолотирование и подводную видеосъемку. В разрезах на сейсмических записях выделены и скоррелированы с морскими изотопными стадиями местные отражающие горизонты, что позволило охарактеризовать и проследить распространение пяти сейсмотолщ, охватывающих плиоцен–четвертичное время. Отложения всех сейсмотолщ, за исключением самой древней, были опробованы с помощью вибротрубки и бокс-корера. По результатам анализа сейсмоакустических профилей прослежено палеогеографическое развитие прибрежного шельфа Берингии, начиная со среднего неоплейстоцена. Установлены признаки шести регрессивных фаз в отложениях среднего и позднего неоплейстоцена, очевидно ставших причиной возникновения Берингийского перешейка. Определено время формирования двух комплексов конечно-моренных гряд, в том числе погребенных. В Анадырском заливе это конец среднего неоплейстоцена, в Беринговом проливе — вторая ступень верхнего неоплейстоцена. Рассчитана амплитуда опускания земной коры (–60 м) в восточной части Анадырского залива в среднем неоплейстоцене.

Evolution of morphogenesis and sedimentation processes in the coastal shelf of Beringia during Late Quaternary climatic changes

V. A. Zhamoida✉, A. Yu. Sergeev, L. M. Budanov, D. V. Ryabchuk, A. G. Grigoriev, I. A. Neevin, M. A. Mustafin

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia, vladimir_zhamoida@karpinskyinstitute.ru✉

Abstract. The paper focuses on the problems of palaeogeography of the Bering Sea coastal shelf in the Neopleistocene–Holocene based on new geological and geophysical data obtained in 2021 by Karpinsky Institute during offshore operations, including 1,150 km of seismic profiling, side-scan sonar profiling, multibeam echo sounding, and underwater video observation. They identified local acoustic reflectors in the seismic records and associated them with marine isotope stages, which characterized and traced the distribution of five seismic units during the Pliocene–Quaternary time. A vibrating core and box corer sampled the deposits

For citation: Evolution of morphogenesis and sedimentation processes in the coastal shelf of Beringia during Late Quaternary climatic changes / V. A. Zhamoïda [et al.]. *Regional Geology and Metallogeny*. 2024; 31 (4): 95–114. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2024_100_95-114

of all seismic units, except the oldest one. The analysis of seismic profiles traced the palaeogeographic development of the Bering coastal shelf dating from the Middle Neopleistocene. There were detected traces of six regressive phases in the Middle and Late Neopleistocene deposits, which apparently caused the Bering Isthmus Formation. The formation time of end-moraine ridges, including buried ones, was determined. In the Gulf of Anadyr, this is the end of the Middle Neopleistocene, in the Bering Strait — the second stage of the Upper Neopleistocene. There was established the amplitude of crustal subsidence (–60 m) in the eastern part of the Gulf of Anadyr in the Middle Neopleistocene.

ВВЕДЕНИЕ

Берингия — сухопутный перешеек, связывавший северо-восточную Азию и Северную Америку в периоды глобальных оледенений в четвертичном периоде [32]. Данная статья посвящена изучению проблем палеогеографии неоплейстоцена–голоцена на основе новых комплексных геолого-геофизических данных, полученных ФГБУ «Институт Карпинского» (далее — Институт Карпинского) в ходе морских работ, выполненных в 2021 г. на прибрежном шельфе Берингова моря.

Базовые знания о донных отложениях и их площадном распространении на прибрежном шельфе Берингова моря получены советскими исследователями в 1950–1960 гг. [8; 19]. Тогда же было установлено, что одним из важнейших региональных факторов, повлиявших на процессы седиментогенеза в этом районе в четвертичное время, были трансгрессивно-регрессивные циклы, обусловленные периодическим изменением климата и неоднократным возникновением в результате регрессии моря сухопутного перешейка, что было преимущественно связано с похолоданием климата и оледенением [27; 28; 30; 35; 42; 43]. На Чукотском полуострове выделены палеобереговые линии средне-позднеоплейстоценовых трансгрессий (серия абразионно-аккумулятивных террас с абсолютными высотными отметками от 8 до 160 м). В прибрежной части Берингова моря, по данным анализа батиметрических карт, на глубинах моря 5–10, 12–18, 22–28, 32–38, 42–50, 55–65 м предполагалось существование подводных морских террас, а также кос и береговых валов, сформированных в ходе позднеоплейстоценовой регрессии бассейна [13]. Однако современные геолого-геофизические данные, полученные в ходе экспедиции Института Карпинского в 2021 г., подтверждают существование на дне моря только некоторых затопленных береговых форм.

Вопросы об изменении уровня Берингова моря в четвертичное время с учетом различных палеогеографических моделей и этапы развития региона подробно рассматриваются в многочисленных работах [1; 21; 37; 38; 44; 46; 51 и др.]. Для построения кривых изменения относительного уровня моря, показывающих критические глубины порога в пределах пролива в конце неоплейстоцена, в этих работах использовались определения возраста озерных, а также прибрежных отложений, отобранных на шельфе Берингова моря.

По этим данным, непрерывный сухопутный перешеек был прорван 16 тыс. лет назад, когда

относительный уровень моря достиг –52 м в Беринговом проливе (между п-овом Сьюард и Чукоткой) и –46 м в Анадырском проливе (между о. Святого Лаврентия и Чукоткой) [47; 48]. Радиоуглеродная датировка органического вещества, отобранного из грунтовой колонки в кровле слоя, предположительно континентальных отложений в пределах бывшей прибрежной равнины на глубине моря –50 м, составила 11 тыс. лет назад [38]. В работе [39] реконструируется голоценовая трансгрессия с резким ускорением в раннем голоцене. В публикации [31] приводятся факты увеличения числа холоднолюбивых видов моллюсков во время трансгрессий, т. е. при потеплении климата, что было связано с открытием Берингова пролива и поступлением с севера арктических вод.

По данным исследования грунтовых колонок, отобранных в 2009 г. в рамках российско-германского проекта KALMAR и охватывающих последние 180 тыс. лет, по комплексам фораминифер, содержанию крупных гранулометрических фракций и следам интенсивного растворения карбонатных микрофоссилий определено время открытия Берингова пролива в результате гляциоэвстатического подъема уровня океана [22; 25; 26; 36].

По разрезу керна из подводной долины Хоуп (пролив Коцебу, Аляска), отобранного в 53 м ниже современного уровня моря, в фораминиферах (*Elphidium excatum*) выявлено резкое изменение отношений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, что интерпретируется как результат быстрого увеличения солености вод. Этот факт, а также установленное изменение размерности осадков (от песка к алевроиту), позволили сделать вывод о переходе от эстуарных к полностью морским условиям [45]. Радиоуглеродная дата AMS, полученная по *E. excatum*, отобранной на этом контакте, определена в 11,26–12,37 тыс. лет назад [45]. Этот возраст согласуется с другими оценками возникновения Берингова пролива, основанными на данных из Чукотского моря [37].

Для палеогеографических реконструкций развития Берингова моря в позднем неоплейстоцене — голоцене использовались также результаты изучения в грунтовых колонках комплексов радиолярий [54] и диатомовых [33; 53].

Комплексный подход к определению океанографических и климатических изменений в Беринговом море во время последнего гляциального максимума и в голоцене использовался в работе [50]. Характеристика современного осадконакопления в прибрежной зоне Анадырского залива приводится в статье [15].

Среди работ, посвященных развитию природной среды в голоцене на прилегающих к Берингову проливу площадях, можно упомянуть статью [12]. На шельфе Чукотского моря по результатам сейсмического профилирования выявлены системы плиоцен-четвертичных погребенных палеодолин, что является результатом регрессивных периодов развития территории, когда значительные площади шельфа становились частью материковой суши [17]. Наряду с предположениями о речном генезисе долин не исключается возможность формирования врезов за счет кратковременных, но мощных сбросов талых вод [40], а также влияния неотектонических процессов [17]. Свой вклад определения возраста существования сухопутного перешейка между Чукоткой и Аляской внесли и археологи, проследившие миграцию через Берингийский мост (14,7–12,9 тыс. лет назад) [41; 56].

Параллельно с определением возраста регрессивных стадий развития региона возможно решение еще одной задачи, связанной с коренными перестройками климата, — это выявление на прибрежном шельфе ледниковых отложений квартера, их характеристика, определение возраста и очерчивание границ континентального оледенения. Существование в прибрежной акватории Берингова моря конечной морены горно-долинного ледника предполагалось по литолого-морфологическим признакам, установленным в результате рекогносцировочного обследования морского дна северной части зал. Креста в 1978 г. сотрудниками морской группы ВСЕГЕИ с использованием специализированного геологического эхолотирования и подводных наблюдений [9]. В 1980–1987 гг. в ходе геологической съемки шельфа масштаба 1 : 200 000, проведенной ПГО «Севморгеология», предполагаемые конечно-моренные образования были закартированы вдоль прибрежного шельфа.

Исходя из анализа современных публикаций, можно сделать вывод, что большая часть работ, посвященных возникновению и затоплению сухопутного моста через Берингов пролив, касается в основном событий, происходивших во время последнего похолодания в позднем неоплейстоцене и последующей голоценовой трансгрессии.

Полученный в ходе экспедиционных исследований 2021 г. и последующих лабораторных работ большой объем нового материала позволяет поставить и решить ряд новых геологических и палеогеографических задач. Целью настоящего исследования является выявление признаков континентального этапа морфоседиментогенеза в разрезах отложений неоплейстоцена, а также ориентировочное определение стратиграфической привязки этапов существования перешейка на основании анализа сейсмоакустических данных и изучения кернов четвертичных отложений. Дополнительно по положению в разрезе предполагается выяснить возраст ледниковых образований и создать достоверную схему их распространения на прибрежном шельфе северо-западной части Берингова моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалы, положенные в основу данной статьи, получены в рейсе НИС «Иван Киреев» в августе–сентябре 2021 г. Геолого-геофизические работы выполнялись совместно с АО «Ромона» в рамках программы государственного геологического картирования масштаба 1 : 1 000 000 (ГК-1000/3) и включали сейсморазведку высокого (далее — СВР) и сверхвысокого (далее — ССВР) разрешения, многолучевое эхолотирование и гидролокацию бокового обзора (далее — ГЛБО) — 1150 пог. км, донный пробоотбор поверхностных отложений и вибробурение, сопровождающееся подводным видеонаблюдением — 84 станции. Геофизические работы производились по системе региональных прямолинейных профилей (рис. 1).

Сейсмические наблюдения осуществлялись с использованием трех сейсмоакустических приборно-аппаратурных комплексов, обеспечивающих различное разрешение при изучении приповерхностного геологического разреза. В зависимости от конкретных геологических условий в комплексе использовались три типа источников излучения: низкочастотный — пневматический источник («ION Sleeve Gun» объемом по 10 дюймов³) с центральной частотой зондирующего сигнала — 375 Гц или среднечастотный — электроискровой источник (спаркер GeoSource 800) с центральной частотой зондирующего сигнала 600 Гц совместно с сейсмостанцией Geometrics Geo Eel CNT-2 и 48 канальной косой длиной 300 м. Во время всех перемещений судна велась запись высокочастотным параметрическим профилографом (EdgeTech, модель CHIRP 3300HM) с частотно модулируемым сигналом 2–10 кГц. Обработка полученных сейсмических данных выполнялась в программном пакете RadExPro, трассировка отражающих горизонтов осуществлена в Kingdom SMT. Съемка ГЛБО выполнялась параллельно с выполнением сейсмических профилей с помощью аппаратного комплекса 4200 SIDE SCAN SONAR SYSTEM (EdgeTech, США), рабочая частота 122 Кгц (НЧ). Запись данных велась в специализированном программном пакете EdgeTech Discover в формате *.jsf. Многолучевой эхолот R2Sonic использовался в составе интегральной навигационной системы QINSy с обработкой данных в программе QPS Qimera.

Отбор кернов донных отложений проводился с применением вибрационной грунтовой трубки, позволившей вскрыть отложения четырех сейсмотолщ на глубину по разрезу до 3 м, в том числе характеризующиеся высокой плотностью и значительно обогащенные грубообломочным материалом. Трубка оснащена пластиковыми вкладышами, что позволило получать ненарушенные керны. Поверхностные пробы осадков отбирались с помощью бокс-корера, для подводной видеосъемки использовалась «Подводная привязная видеосистема» (производство ООО «Подводная робототехника»).

Для проб грунтов выполнен гранулометрический анализ. Ситовой анализ песчаных отложений и миктитов выполнялся с использованием аналитаторной просеивающей машины AS 200 фирмы

Retsch. Гранулометрический состав тонкозернистых осадков проводился с помощью лазерного анализатора частиц «Микросайзер 201А» (производства «ВА Инстал») методом лазерной дифракции. Пробоподготовка для диатомового анализа выполнялась по упрощенной методике, описанной в [14]. Таксономическое определение диатомовых водорослей проводилось на световом микроскопе МИКМЕД-3 при увеличении в 1500 раз [24]. Для расчета относительной палеосолёности по методике, изложенной в работах [10; 11], проводилось измерение валовой концентрации брома на рентгеновском сканирующем кристалл-дифракционном спектрометре «СПЕКТРОСКАН-МАКС-Г».

РЕЗУЛЬТАТЫ

Четвертичные отложения на прибрежном шельфе Берингова моря развиты практически повсеместно. Выходы дочетвертичных пород или акустического фундамента фиксируются довольно редко. На рис. 2 показана сонарограмма подводного обнажения слоистых осадочных дочетвертичных образований.

На сейсмических разрезах устойчиво выделяются пять соотносимых с плиоцен-четвертичными отложениями сеймотолщ (ССТ) (рис. 3, 4), разделенных отражающими горизонтами (ОГ).

Нижняя — ССТ 4 прослежена на акватории Берингова моря по архивным профилям МОГТ,

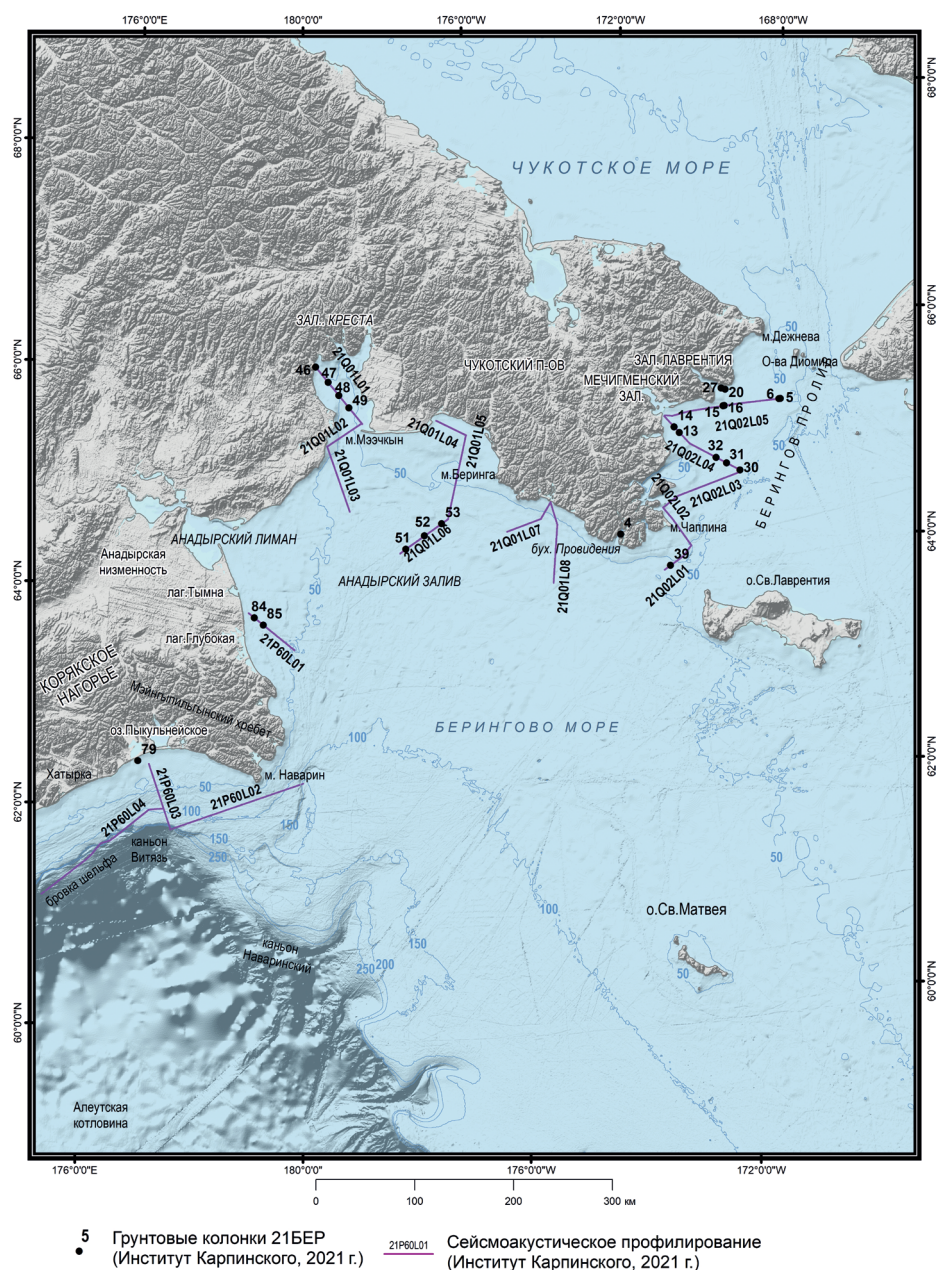


Рис. 1. Карта фактического материала геолого-геофизических работ в Беринговом море в рейсе НИС «Иван Киреев» в 2021 г.

Fig. 1. Map of actual geological and geophysical work in the Bering Sea during the Research Vessel Ivan Kireev cruise in 2021

выполненным различными организациями, в том числе ПГО «Сахалингеология», АО «Дальморнефтегеофизика», геологической службой США [2; 3]. Региональный горизонт СГ1, определяемый как подошва ССТ 4, прослеживается по локальным несогласиям на профилях МОВ-ОГТ [29] и на сейсмоакустических разрезах, выполненных в 2021 г. Толща характеризуется серией субпараллельных волнистых протяженных акустических границ. Отложения ССТ 4 заполняют локальные понижения в нижележащей толще. Внутри сейсмтолщи иногда фиксируются зоны потери корреляции и явные смещения, вероятно, связанные с разрывными нарушениями. Такие зоны сконцентрированы вдоль северного берега Анадырского залива на удалении 10–20 км от берега. Кровля ССТ 4 — отражающий горизонт ОГ4 на акватории Берингова моря на сейсмических профилях прослеживается повсеместно, за исключением выходов акустического фундамента в районе мыса Наварин и участков распространения газонасыщенных осадков в зал. Креста. Горизонт ОГ4 — интенсивный, протяженный и четкий, выделен по границе несогласия, горизонт приближается к современной поверхности морского дна в прибрежной части разрезом и погружается в мористой, на шельфе он субгоризонтален и круто падает за его бровкой. Зачастую кровля ССТ 4 осложнена врезами. Мощность ССТ 4 очень изменчива. На границе Российской экономической зоны она может превышать 800 м, в зал. Креста зафиксирована мощность более 170 м (профиль 21Q1L02). В отдельных погребенных врезам в Мечигменском заливе мощность ССТ 4 не превышает 45 м (профиль 21Q02L04), а в районе, примыкающем к о. Аракамчечен (профиль 21Q02L02) и на севере Анадырского залива (профиль 21Q02L05), отложения толщи выклиниваются.

Сейсмтолща ССТ 3 выделяется в разрезе преимущественно на 50 м ниже уровня моря и характеризуется сложной инфраструктурой записи, прерывистостью внутренних рефлекторов с частыми потерями корреляции, множеством внутренних границ средней и малой протяженности с разными углами падения, но на обширных площадях и субгоризонтальными (профили 21Q02L04 и 21Q02L05). Рефлективность в толще варьирует от высокой до практически акустически прозрачной, волновая картина сложная, с клиноформами, линзами и пластами небольшой мощности, что свидетельствует о крайне изменчивых условиях седиментации во время накопления отложений, слагающих ССТ 3. Особенно сильно проявляется сложная инфраструктура записи ССТ при увеличении ее мощности свыше 30–40 м. Горизонт ОГ3, ограничивающий ССТ 3 сверху, представляет собой хорошо прослеживаемую на сейсмических записях границу, часто осложненную врезами, пологими впадинами и сглаженными выступами. На открытом шельфе ССТ 3 достигает мощности 70 м (профиль 21Q1L08). В зал. Креста зафиксирована мощность 85 м (профиль 21Q1L01).

В прибрежной полосе южнее мыса Наварин, к северо-востоку от о. Аракамчечен и в зал. Креста выделена сейсмтолща ССТ G, локально перекрывающая ССТ 3. В пределах зал. Креста для нее

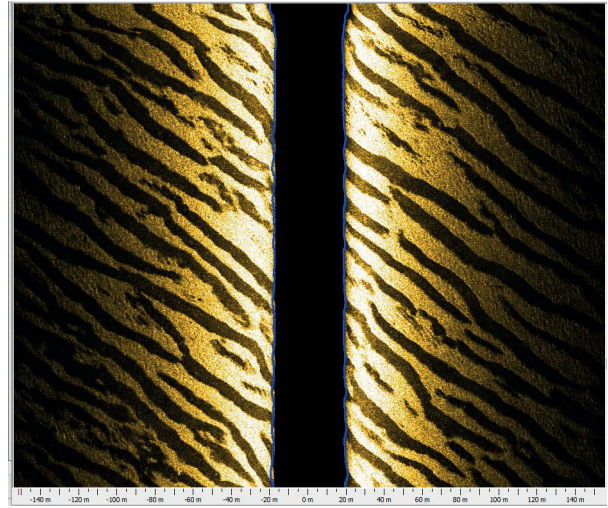


Рис. 2. Фрагмент сонорограммы (профиль 21Q01L08, восточная часть Анадырского залива) с подводным обнажением слоистых дочетвертичных пород (акустический фундамент)

Fig. 2. Fragment of a side-scan sonar image (profile 21Q01L08, eastern part of the Gulf of Anadyr) of underwater outcrop presenting layered Pre-Quaternary rocks (acoustic basement)

характерны хаотичные внутренние отражения, а за его пределами они напоминают чешуйчатые клиноформы (рис. 5). Ограничивающий ССТ горизонт ОГG представляет собой интенсивную границу сложной геометрии. По форме геологических тел ССТ G напоминает гряды со срезанной верхушкой, а ее мощность достигает 26 м (профиль 21Q1L07). В зал. Креста зафиксирована мощность ССТ G более 21 м (профиль 21Q1L02).

ССТ 2 выполняет локальные понижения в кровле нижележащих толщ, нивелируя их, и характеризуется серией субгоризонтальных отражающих границ в основании, которые повторяют геометрию подстилающего ОГ и вылаживаются вверх по разрезу, сменяясь хаотичной записью. Интенсивность внутренних отражений меняется по разрезу, но выдержана по латерали. По характеру записи можно предположить, что отложения ССТ 2 имеют преимущественно глинистый состав. Кровля сейсмтолщи — горизонт ОГ2 относительно ровная субгоризонтальная граница средней интенсивности, иногда осложненная на юге Анадырского залива немногочисленными врезами. Граница четко фиксируется на сейсмических разрезах и записях высокочастотного профилографа, имеет широкое распространение в пределах шельфа и на значительных площадях выходит на современную поверхность морского дна. На ряде профилей толща разделяется контрастной внутренней границей — ОГ2' на две подтолщи: ССТ 2б и ССТ 2а, различные по инфраструктуре записи (рис. 5). Местами эта граница осложнена многочисленными неглубокими эрозийными врезами. ССТ 2б — нижняя из подтолщ, представленная на разрезах преимущественно сериями практически параллельных протяженных отражающих границ, а ССТ 2а на разрезах чаще имеет хаотичный характер записи.

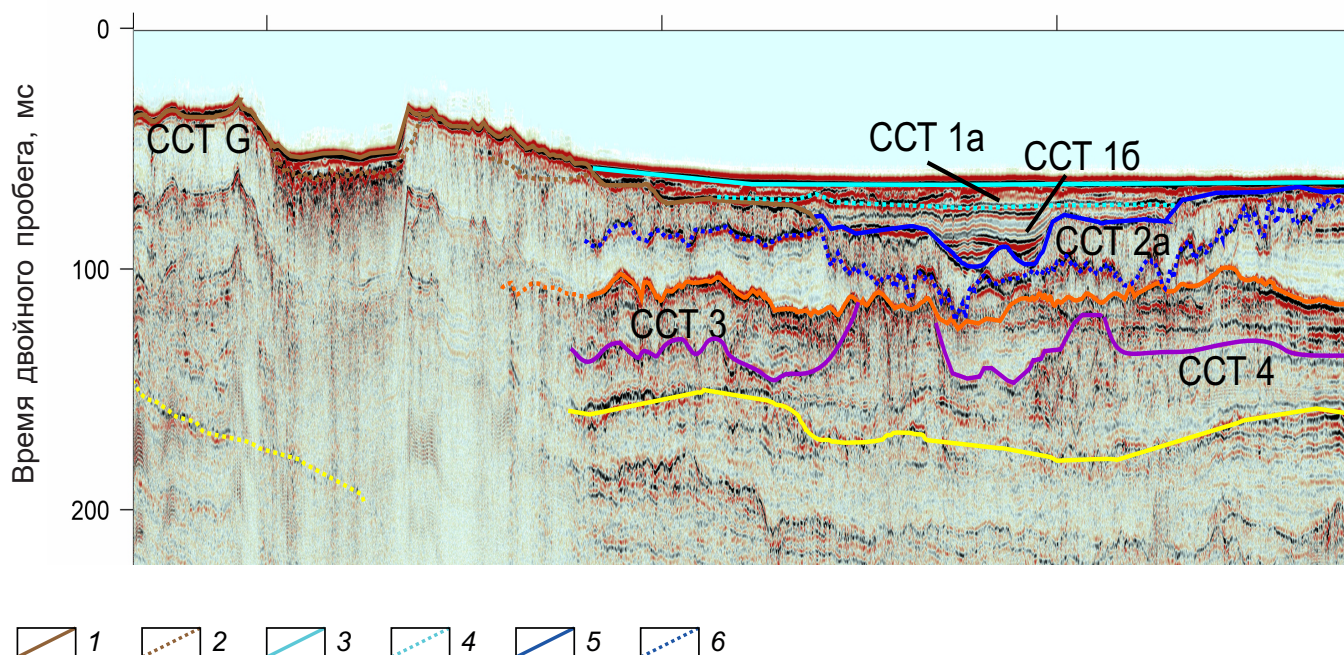


Рис. 3. Сейсмоторлщи (ССТ) и отражающие горизонты (ОГ), выделенные на сейсмическом профиле 21Q02L04 от границы Российской экономической зоны до Мечигменского залива (профиль выполнен с использованием пневмопушки в качестве источника акустического сигнала)

1 — ОГГ; 2 — ОГГ (предполагаемый), 3 — ОГ1, 4 — ОГ1'; 5 — ОГ2, 6 — ОГ2'; 7 — ОГ3, 8 — ОГ3 (предполагаемый), 9 — ОГ4, 10 — СГ1 (региональный отражающий горизонт), 11 — СГ1 (предполагаемый)

Fig. 3. Seismic units (CCT) and reflecting horizons (OG) identified on seismic profile 21Q02L04 from the border of the Russian economic zone to the Mechigmen Bay (air gun as a source of an acoustic signal in the profile)

1 — OGГ; 2 — OGГ (supposed), 3 — OG1, 4 — OG1'; 5 — OG2, 6 — OG2'; 7 — OG3, 8 — OG3 (supposed), 9 — OG4, 10 — СГ1 (regional reflecting horizon), 11 — СГ1 (supposed)

ССТ 2б достигает мощности в 45 м. Она выявлена преимущественно в открытой части шельфа, где несогласно перекрывает отложения ССТ 3, и в наиболее глубоководных заливах, где она может залегать в основании четвертичного разреза. Кровля сейсмоторлщи — горизонт ОГ2' — четко фиксируется на сейсмических разрезах и записях высокочастотного профилографа, зачастую осложнена многочисленными врезами, ровная и субгоризонтальная только на участках выхода на современную поверхность морского дна.

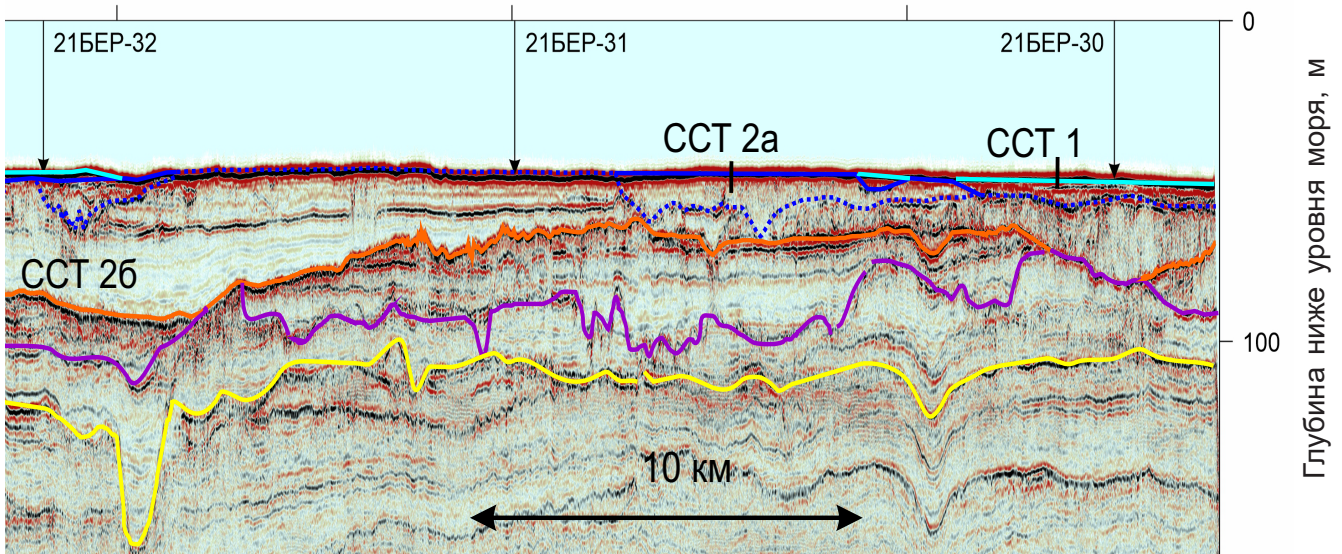
Мощность ССТ 2а не превышает 47 м. Кровля сейсмоторлщи — горизонт ОГ2 — это чаще всего выровненная субгоризонтальная граница, редко осложненная очень пологими U-образными врезами. Отложения довольно широко распространены в прибрежно-шельфовых районах Берингова моря, где локально выходят на поверхность дна. Они развиты преимущественно на глубине более 36 м современного уровня моря, что, возможно, соответствует относительно длительной стабилизации моря.

Сейсмоторлща ССТ 1, сопоставляемая с морскими отложениями голоцена, в седиментационных бассейнах по инфраструктуре схожа с ССТ 2, но внутренние границы в ней более пологие, а интенсивность отражений зачастую выше. В относительно глубоких экзарационных ложбинах (котловинах)

ледникового выпихивания выявлены участки, в пределах которых на сейсмических разрезах фиксируются «акустические окна» (пропадание записи), что связано с газонасыщенными осадками. ОГ1, ограничивающий сейсмоторлщу ССТ 1 сверху, совпадает с поверхностью дна. В пределах Берингова пролива толща разделяется на две различные по инфраструктуре записи подтолщи контрастной субгоризонтальной границей — ОГ1' (рис. 6).

Нижняя толща — ССТ 16 — на разрезах отображается как серия взаимно параллельных отражающих границ, которые повторяют геометрию нижележащего ОГ. Мощность толщи достигает 34 м. ССТ 1а — серия субгоризонтальных отражающих горизонтов средней интенсивности — завершает разрез современных седиментационных бассейнов. Мощность подтолщи обычно не превышает 10 м. Максимальная мощность 51 м установлена в зал. Лаврентия.

В прибрежной части Берингова моря вне современных седиментационных бассейнов, в непосредственной близости от берега на разрезах также выделяется ограничивающая сейсмоторлща ССТ 1, интерпретируемая в этом случае как песчано-гравийные отложения затопленных аккумулятивных форм (рис. 7). Инфраструктура записи в них либо акустически прозрачная, либо с наклонными отражающими горизонтами. Мощность достигает 5 м.



ОБСУЖДЕНИЕ

В ходе морских работ 2021 г. удалось опробовать с использованием вибротрубки все выделенные сейсмотолщи, за исключением ССТ 4.

Отложения, соответствующие сейсмотолще ССТ 4, широко распространены на шельфе Берингова моря и представлены, судя по буровым скважинам, вскрывшим их в береговой зоне при проведении ГСШ-200 в 1980-х годах пелитовыми алевритами, реже суглинками (микритами) серого цвета, комковатыми, уплотненными, с темными полосами и пятнами, часто с мелким детритом раковин моллюсков. По результатам комплексных аналитических исследований, приведенным в неопубликованных отчетах ПГО «Севморгеология» и включавшим в том числе данные диатомового и спорово-пыльцевого анализа, отложения ССТ 4 могут быть отнесены преимущественно к морским отложениям плиоцен-ранне-оплейстоценового возраста (mN₂-l).

Возраст отложений ССТ 3 определяется по положению в разрезе, где они с явным размывом залегают на более древних рыхлых образованиях или коренном цоколе и перекрываются несогласно верхне-неоплейстоценовыми осадками. Предполагается, что отложения, слагающие ССТ 3, накапливались в среднем неоплейстоцене. Отложения ССТ 3 вскрыты в верхней части ее разреза в грунтовой колонке 21БЕР-5 длиной 190 см, но приповерхностные 37 см колонки характеризуются грубым и очень изменчивым гранулометрическим составом, в котором содержание гальки и гравия достигает 70 %. Очевидно, поверхностные отложения представляют собой горизонт размыва, т. е. могут быть отнесены к перлювию (подводный элювий). Таким образом, к собственно ССТ 3 относятся нижележащие отложения.

Анализ распределения гранулометрического состава отложений по разрезу показал явный

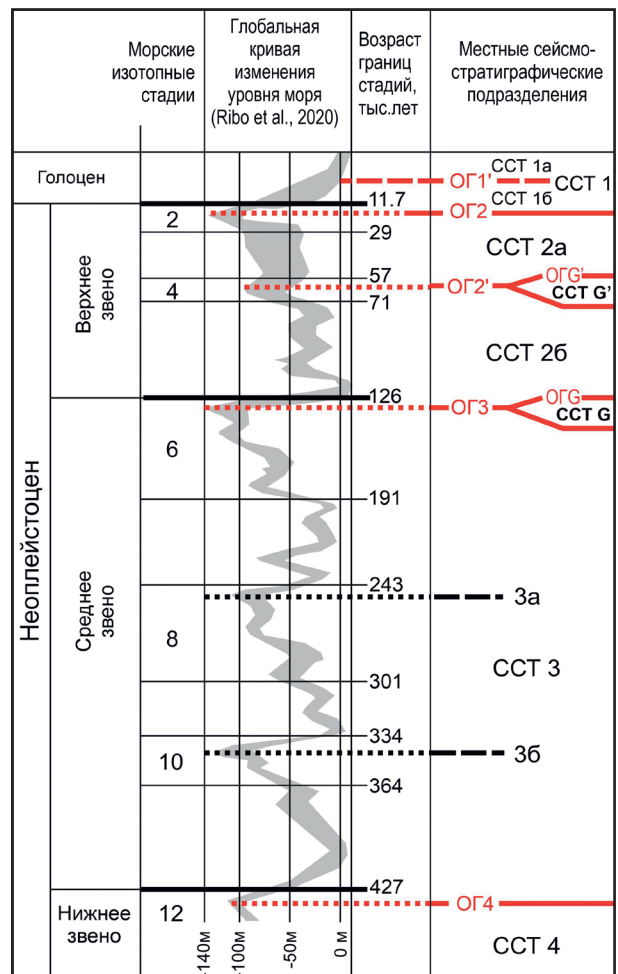


Рис. 4. Местная сеймостратиграфическая шкала

Источник: возраст границ морских изотопных стадий определен на основе [34]

Fig. 4. Local seismic stratigraphic chart

Source: the age of marine isotope stage boundaries is adapted from [34]

регрессивный тренд: от плотных, «сухих» темно-зеленовато-серых алевроглин с остатками раковин моллюсков и единичными гравийно-галечными зернами (ледовый разнос) в забое колонки до миктитов преимущественно алевритового состава.

Распределение значений рассчитанной по содержанию брома палеосолености по разрезу грунтовой колонки 21БЕР-5 делится на два интервала. В нижней части от отметки 190 до 120 см расчетная палеосоленость варьирует от 8 до 5 ‰, при этом

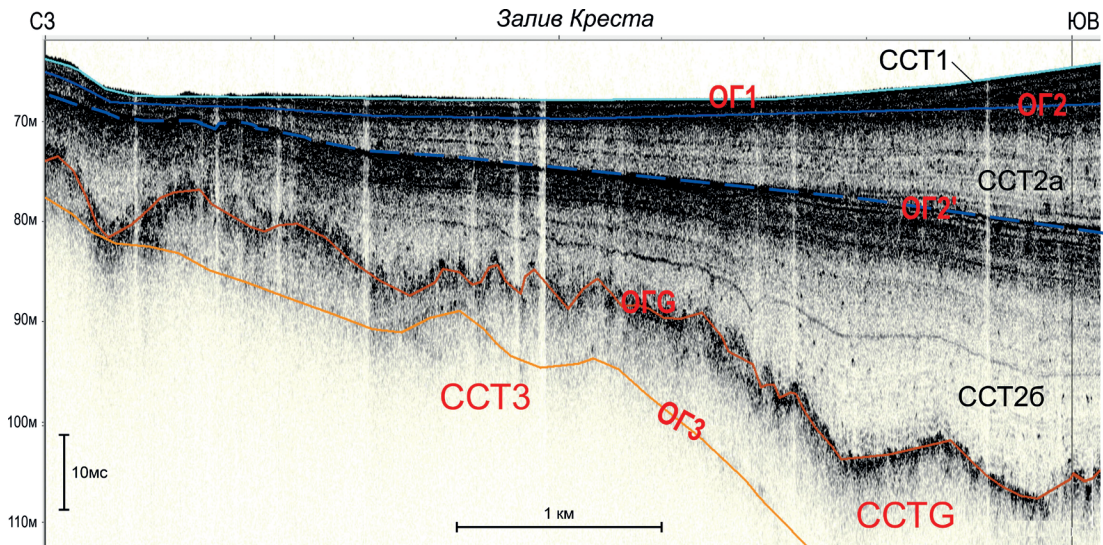


Рис. 5. Фрагмент сейсмического профиля 21Q01L01 в зал. Креста (по данным параметрического профилографа)

Внутри сейсмолотца CCT 2 пунктирной синей линией выделена граница изменения инфраструктуры записи, разделяющая сейсмолотцу CCT 2 на две подтолщи

Fig. 5. Fragment of seismic profile 21Q01L01 in the Kresta Bay (by the high-frequency profiler)

Inside CCT 2, the blue dashed line indicates the boundary of the recording infrastructure change, dividing CCT 2 into two sub-units

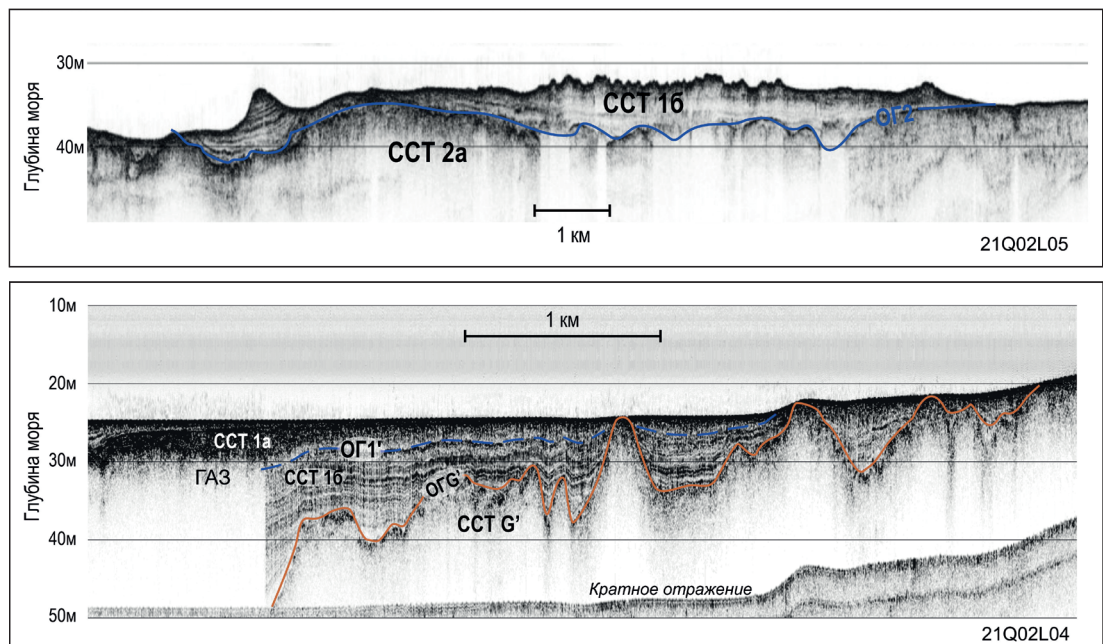


Рис. 6. Фрагменты сейсмических профилей 21Q02L05 и 21Q02L04 в районе Мечигменского залива (по данным параметрического профилографа): примеры строения сейсмолотца CCT 1. Отложения преимущественно глинистые, ГАЗ — газонасыщенные грунты

Fig. 6. Fragments of seismic profiles 21Q02L05 and 21Q02L04 in the Mechigmen Bay area (by the high-frequency profiler): examples of CCT 1 structure. The deposits are predominantly of clayey composition, ГАЗ — gas-saturated sediments

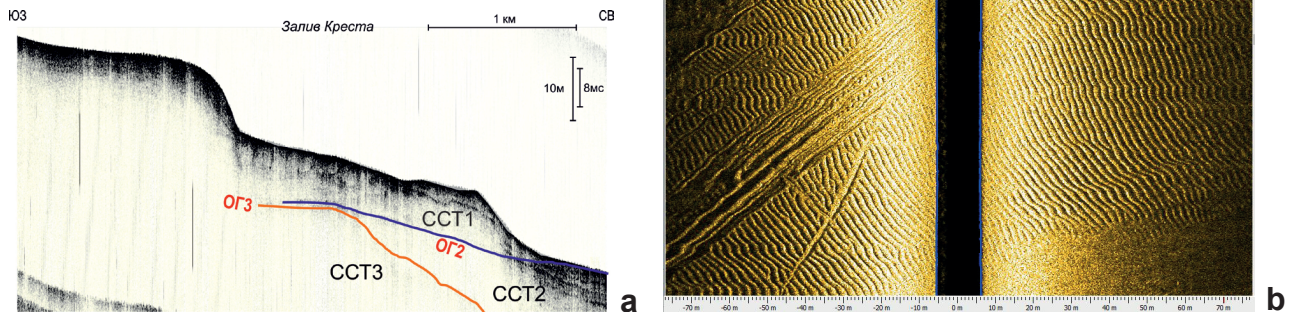


Рис. 7. Песчано-гравийные прибрежные аккумулятивные образования

a — фрагмент сейсмического профиля 21Q01L02, пересекающего склон подводной террасы в устье зал. Креста (по данным параметрического профилографа); *b* — фрагмент сонорограммы профиля 21Q01L04 (к востоку от устья зал. Креста) через поле песчаных образований с крупными знаками ряби (песчаные волны) и следами выпаживания дрейфующими льдами

Fig. 7. In-shore sand and gravel accumulative deposits

a — fragment of seismic profile 21Q01L02, crossing the underwater terrace slope in the mouth of the Kresta Bay (by the high-frequency profiler); *b* — fragment of a side-scan sonar image of profile 21Q01L04 (to the east of the mouth of the Kresta Bay) through a sandy field with large ripple marks (sand waves) and drifting ice plough marks

наблюдается общая тенденция ее понижения вверх по разрезу, а на отметке 115 см рассчитанная палеосоленость падает до 2,8 ‰ и далее ее распределение варьирует в интервале от 1,8 до 0,02 ‰.

Данные диатомового анализа колонки 21БЕР-5т подтверждают солоноватоводный генезис отложений, опробованных на интервале 95–190 см, и общую регрессивную тенденцию развития бассейна с опреснением вод и увеличением интенсивности их перемешивания. При этом условия для развития диатомей становятся более благоприятными, т. е. можно предположить региональное смягчение климата, что может свидетельствовать о постепенном прекращении поступления холодных арктических вод через Берингов пролив [23].

На интервале 37–95 см резко падает концентрация створок диатомей в осадках, вероятно, из-за неблагоприятных условий для их развития, что можно интерпретировать как уменьшение уровня бассейна, о чем свидетельствует увеличение доли сублиторальных видов и увеличение интенсивности придонных течений, из-за чего тонкая фракция, к которым относятся створки диатомовых, не накапливалась при данной динамике вод, и происходило накопление только грубоокремненных форм (*Paralia sulcata*, *Thalassiosira gravida*) [23].

По совокупности данных установлено, что отложения, опробованные на интервале 37–95 см, накапливались в практически пресном мелководном бассейне. Современная глубина моря в точке отбора керна на станции 21БЕР-5 составляет 48,5 м, что соответствует глубине современного Берингова пролива; во время аккумуляции осадков этого

интервала керна, очевидно, существовал сухопутный «мост» между Азией и Америкой.

Учитывая, что даже в коротком керне на станции 21БЕР-5, вскрывшем лишь малую часть разреза ССТ 3, изменения, наблюдаемые для различных характеристик отложений, свидетельствуют о принципиальной смене процессов седиментации, можно утверждать, что эта толща, которую мы соотносим со средним неоплейстоценом, имеет полигенетический характер. На отдельных сейсмических профилях в наиболее мощных разрезах ССТ 3 можно наблюдать относительно протяженные внутренние отражающие поверхности, которые, как и местные отражающие горизонты ОГ3 (кровля) и ОГ4 (подшва), характеризуются наличием многочисленных неглубоких (до 10 м) палеоврезов. С высокой степенью достоверности можно предположить, что это врезы речной палеосети, свидетельствующие, что во время их формирования данная территория представляла собой сушу. В качестве примера приведем фрагмент сейсмического профиля 21Q01L08, пройденного в Анадырском заливе (рис. 8). Сопоставляя прослеженные по сейсмическому разрезу отражающие горизонты и внутренние для ССТ 3 отражающие поверхности с глобальной кривой изменения уровня моря [46; 52], можно допустить, что они соответствуют наиболее мощным регрессиям моря, обусловленным глобальными похолоданиями климата в среднем неоплейстоцене. Обращает на себя внимание, что глубина залегания этих горизонтов не совпадает с глубиной регрессии согласно современным кривым изменения уровня моря в среднем неоплейстоцене. Так, абсолютная глубина

тальвега вреза, расположенного в центральной части фрагмента профиля (21Q01L08), по ОГ4 составляет 160 м (рис. 8). Согласно нашим представлениям, ОГ4 соответствует похолоданию морской изотопной стадии (МИС) 12 (рис. 4). В это время море отступило примерно на отметку 100 м [46; 52], т. е. расхождение в глубинах составляет порядка 60 м.

Глубинное положение врезов на ОГ3 примерно соответствует палеоуровню моря на стадии МИС 6, т. е. в течение среднего звена неоплейстоцена земная поверхность в районе прохождения сейсмического профиля 21Q01L08 в Анадырском заливе опустилась примерно на 60 м. Можно подсчитать и скорость опускания земной коры в этом месте: $60 \text{ м} / 300 \text{ тыс. лет} = 20 \text{ см в тыс. лет}$. Эти величины не универсальны для всего изучаемого района, т. к. он характеризуется блоковым строением [16], но позволяет судить о динамике процесса.

По данным интерпретации результатов сейсмического профилирования составлена палеогеографическая схема, отражающая регрессивный этап среднего неоплейстоцена (рис. 9). Возможное положение водотоков на этой схеме показано с учетом расположения эрозионных врезов, прослеживаемых в разрезе толщи ССТ 2.

ССТ G, перекрывающая ССТ 3 в пределах Анадырского залива, судя по внутренней хаотичной структуре акустического изображения, грядовому строению и пространственному распределению, отнесена к ледниковым отложениям. В рельефе морского дна выделяются краевые ледниковые комплексы у внешнего окончания впадин зал. Лаврентия, бух. Провидения и в Мечигменском заливе при-

мерно до современных изобат — 10–50 м (рис. 9). В Беринговом проливе ССТ 3 часто выклиниваются, и тогда отложения ССТ G залегают на более древних образованиях, но иногда они перекрывают осадки подтолщи ССТ 2а, накопление которых, предположительно, происходило на начальной стадии позднего неоплейстоцена (МИС 5).

Отложения ССТ G вскрыты колонкой 21БЕР-20, отобранной в устье зал. Святого Лаврентия (рис. 10). Поверхностный слой осадков мощностью до 0,09 м представлен продуктами перемыва нижележащих отложений и сложен галечно-гравийно-песчаным миктитом с валунами (размером 10–11 см) и обломками раковин. Ниже по колонке до глубины 2,9 м отложения представлены серыми тугопластичными глинами и алевроглинами. В нижней части интервала отмечается невыдержанная полосчатость. Вероятно, эти осадки накапливались в условиях приледникового бассейна. В забое колонки (интервал 291–297 см) вскрыта, собственно, морена, сложенная очень плотными плохо сортированными «сухими» осадками (миктиты) серого цвета. Содержание грубообломочной фракции в них достигает 43 %. Обломки плохо окатаны.

Расхождения в оценке возраста морен на шельфе Берингова моря возникли с самого начала их выявления. В публикации [9] предполагается, что ледниковые формы, установленные в северной части зал. Креста, относятся к конечно-моренным образованиям горно-долинного ванкаремского оледенения, т. е. последнего значимого оледенения на Чукотке, описанного в работе [18]. В то же время большинство авторов полагают, что последнее верхне-

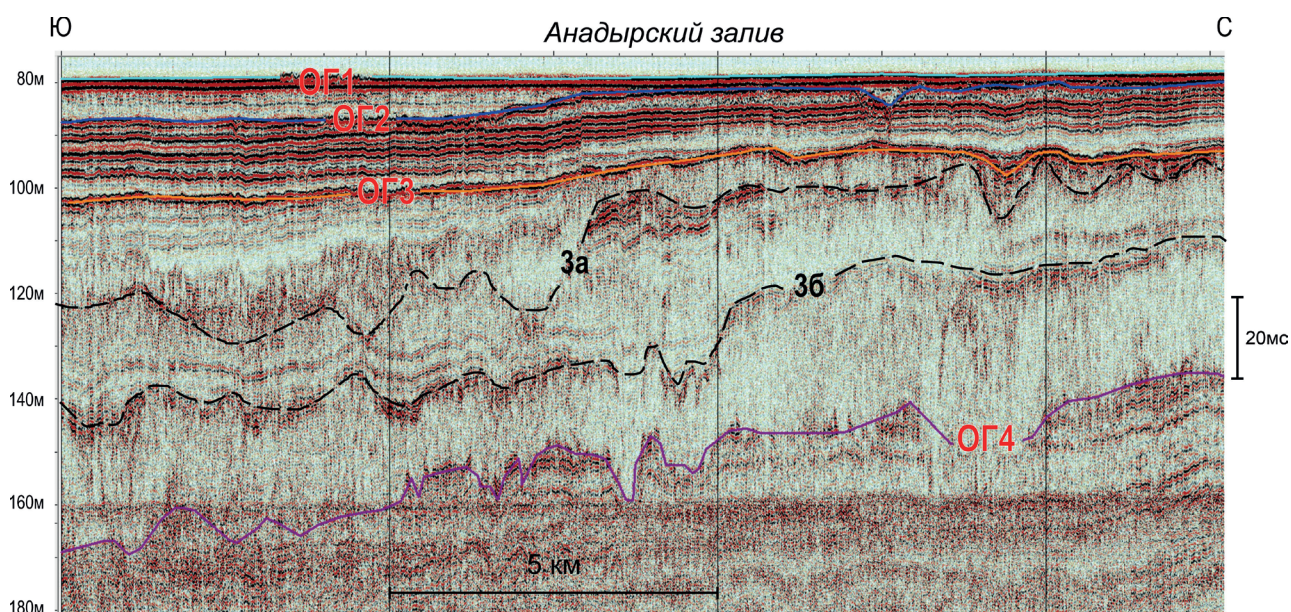


Рис. 8. Фрагмент сейсмического профиля 21Q01L08 в Анадырском заливе (по данным пневмопушки). Наряду с местными отражающими горизонтами (ОГ) черной пунктирной линией показаны отражающие границы 3а и 3б внутри сейсмтолщи ССТ 3, соответствующие эрозионным поверхностям

Fig. 8. Fragment of seismic profile 21Q01L08 in the Gulf of Anadyr (by the air gun). Along with regional reflecting horizons (OG), the black dashed line indicates reflecting boundaries 3a and 3b within ССТ 3, corresponding to erosion surfaces

неоплейстоценовое оледенение на Чукотке ограничивалось горными долинами и, соответственно, не выходило на шельф Берингова моря [5]. Ряд исследователей предполагает неоднократные оледенения, достигавшие площади современной акватории. Так, по мнению Ш. Ш. Гасанова [7], во второй половине раннего плейстоцена (средний неоплейстоцен по современной стратиграфической шкале) в максимальную фазу развития долинные ледники в прибрежных низменностях сливались в мощные покровы аляскинского типа, а край ледника выдвигался далеко на восток по дну современного Анадырского залива. Во время максимума позднеплейстоценового (поздненеоплейстоценового по современной шкале) оледенения в условиях тектонического опускания, которое компенсировалось эвстатическим понижением уровня моря, ледниковые языки, не всплывая, могли выдвигаться далеко в море в депрессиях Мечигменского залива и зал. Креста [7]. Согласно [1], подобное могло происходить только в средне-неоплейстоценовое время, а в эпоху первого поздненеоплейстоценового похолодания ледники занимали только север зал. Креста, бух. Провидения и ряд соседних фьордов, опускаясь не более, чем до 10–30 м современных глубин моря.

В настоящее время в пределах зал. Креста ледниковые образования чаще всего перекрыты более поздними отложениями преимущественно морского генезиса и лишь локально выходят на поверхность морского дна. На прибрежном шельфе Берингова пролива конечно-моренные гряды, хотя и с эродированными вершинами, и пространственно приуроченные к ним флювиогляциальные и лимногляциальные образования практически обнажаются на поверхности морского дна (рис. 11), перекрываясь лишь относительно маломощным слоем перлювия, т. е. продуктами их перемыва — валунниками, валунными галечниками и миктитами. Мощность ледниковых отложений конечно-моренных образований на шельфе составляет в среднем 10 м, но может достигать 45 м.

По результатам корреляции возраста ледниковых образований на суше (по данным геологического картирования) и анализа положения ССТ G в разрезах можно предположить, что в Анадырском заливе отложения этой сейсмолиты формировались в конце среднего неоплейстоцена (gII₂). В Беринговом проливе сейсмолиты ССТ G' скорее можно отнести ко второй ступени позднего неоплейстоцена (gIII₂). В то же время нельзя исключать, что в Беринговом

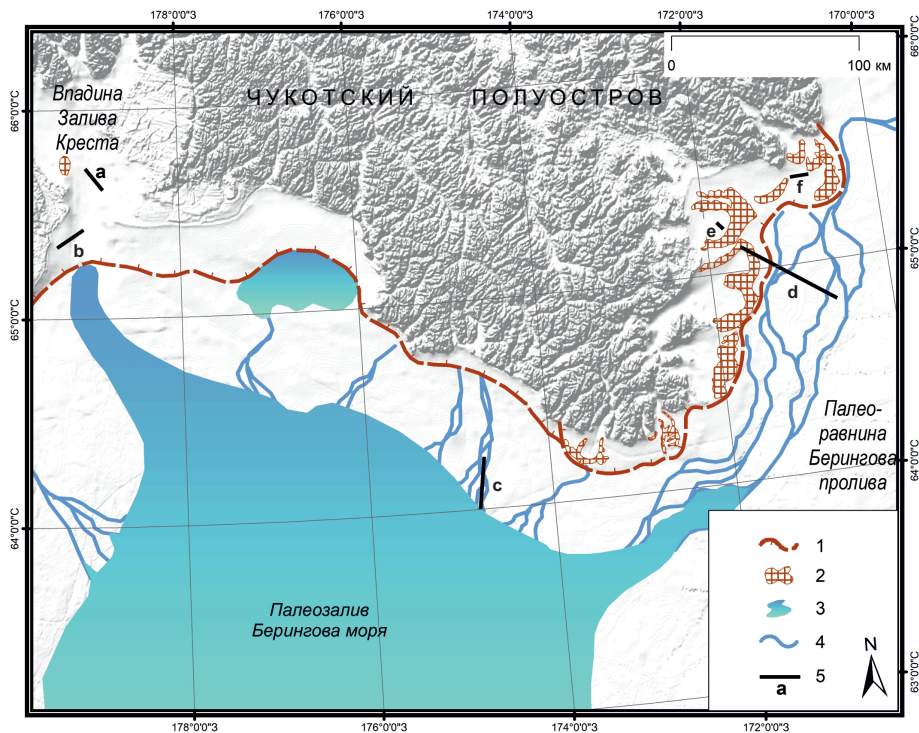


Рис. 9. Палеогеографическая схема

1 — граница распространения неоплейстоценовых ледниковых образований на шельфе; 2 — выходы на поверхность дна моренных отложений, формирующих холмисто-грядовый рельеф; 3 — границы палеозалива Берингова моря в конце среднего неоплейстоцена (по данным интерпретации сейсмических профилей); 4 — возможное положение водотоков с учетом данных сейсмического профилирования; 5 — фрагменты сейсмических профилей, показанных на рисунках: а — рис. 5, b — рис. 7, c — рис. 8, d — рис. 3, e — рис. 6, f — рис. 6

Fig. 9. Palaeogeographic scheme

1 — boundary of Neopleistocene glacial formations on the shelf; 2 — outcrops of moraine deposits forming a hilly-ridge relief on the seafloor; 3 — boundaries of the paleo bay of the Bering Sea at the end of the Middle Neopleistocene (after the seismic data interpretation); 4 — possible location of watercourses based on seismic profiling data; 5 — fragments of seismic profiles shown in the figures: a — Fig. 5, b — Fig. 7, c — Fig. 8, d — Fig. 3, e — Fig. 6, f — Fig. 6

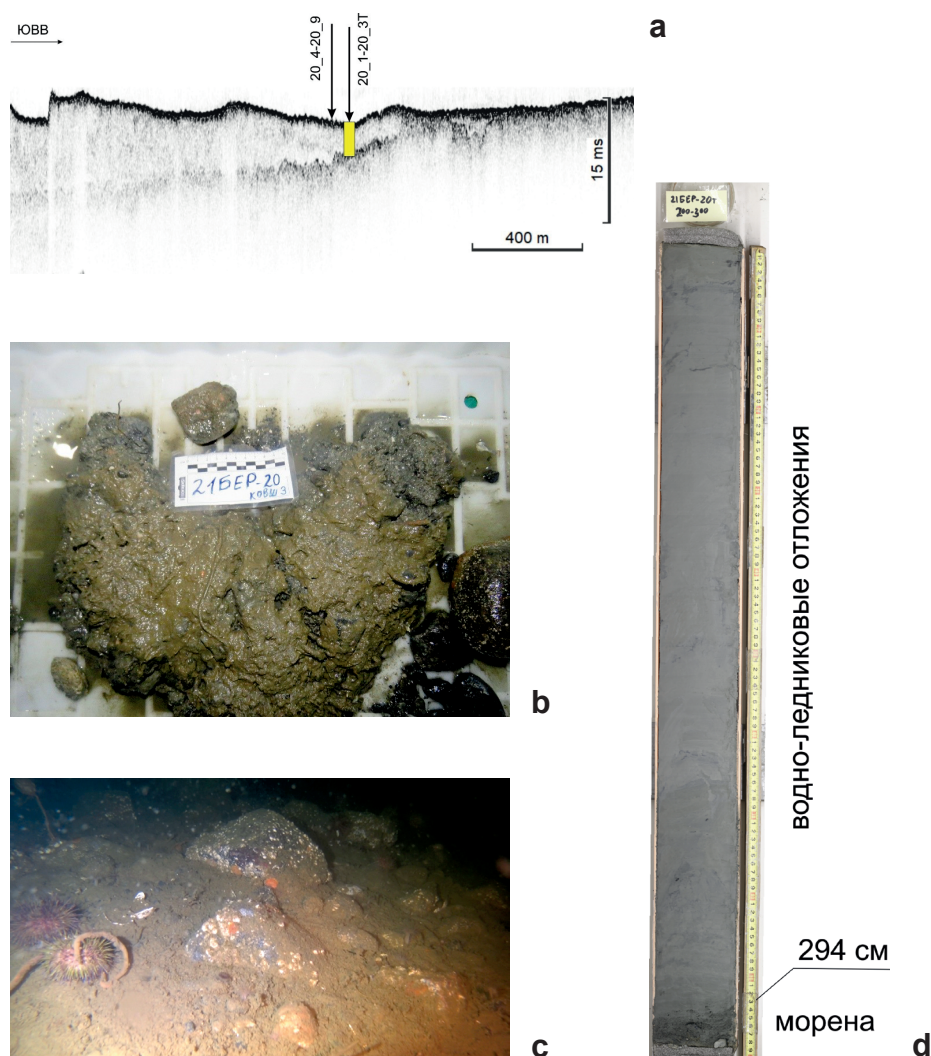


Рис. 10. Станция донного опробования 21BER-20 в устье зал. Святого Лаврентия, Чукотка

a — положение станции на сейсмическом профиле (профилограф), *b* — фотография пробы поверхностных осадков, *c* — подводная фотография морского дна в месте отбора пробы, *d* — фотография нижней части грунтовой колонки (200–300 см), отобранной в точке 21BER-20

Fig. 10. Sediment sampling station 21BER-20 in the mouth of the Saint Lawrence Bay, Chukotka

a — station location on the seismic profile (high-frequency profiler), *b* — photograph of a surface sediment sample, *c* — underwater photograph of the seabed on the sampling site, *d* — photograph of the lower part of the sediment core (200–300 cm) collected on site 21BER-20

проливе могут существовать обе разновозрастные морены, но акустические характеристики отложений, формирующих морены, не позволяют дифференцировать их в разрезе.

Судя по положению в разрезе, ССТ 2 сопоставляется с морскими отложениями верхнего неоплейстоцена ($mIII_{1-3}$), которые имеют преимущественно глинистый состав и заполняют локальные понижения в кровле нижележащих толщ, нивелируя их. Подошва ССТ 2 соответствует эрозионному горизонту ОГЗ, отвечающему эпохе похолодания и регрессии моря во время МИС 5. В случае повышенных мощностей верхнеплейстоценовых отложений, достигающих 40 м и более, отложения ССТ 2 разделяются на две подтолщи, отложения которых накапливались в периоды потепления климата во время первой части — $mIII_1$ (МИС 5) и третьей части позднего неоплейстоцена — $mIII_3$ (МИС 3).

Отложения ССТ 26 ($mIII_1$) на поверхность современного дна выходят редко. Вскрыты они в Беринговом проливе на глубине моря 47 м под слоем 5 см перлювия (гравийно-песчано-алевритовый миктит) грунтовой колонкой 21BER-31, в которой они представлены темно-серыми с зеленоватым оттенком плотными алевроглинами с примесью гравийно-галечного материала. Среднее содержание пелитовых

частиц составляет 56 %, алевритовых — 39 %, песчаных — 4,8 %. Грубообломочный материал (размером до 5–6 см) встречается по разрезу постоянно, иногда концентрируясь в виде гнезд. Степень окатанности грубообломочного материала, очевидно, привнесенного в осадки в результате ледового разноса, различна. Встречаются редкие гнезда раковинного детрита. Распределение гранулометрического состава (частиц менее 1 мм) по разрезу колонки свидетельствует о слабо проявленном трансгрессивном тренде. Не противоречит этому и рассчитанная по содержанию в отложениях брома палеосоленость, которая колеблется незначительно: от 5 до 8 ‰, максимальное значение 11 ‰ отмечено на интервале 15–20 см.

По совокупности данных можно предполагать, что отложения ССТ 26, опробованные в колонке 21BER-31, накапливались в прибрежных мелководных условиях при более холодном климате, чем в настоящее время, в солонатоводных условиях, при более низком уровне моря, т. е. на начальных этапах морской трансгрессии, соответствующей стадии МИС 5. Судя по довольно мощному слою перлювия, верхняя часть разреза отложений подтолщи ССТ 26 в точке проботбора была существенно эродирована.

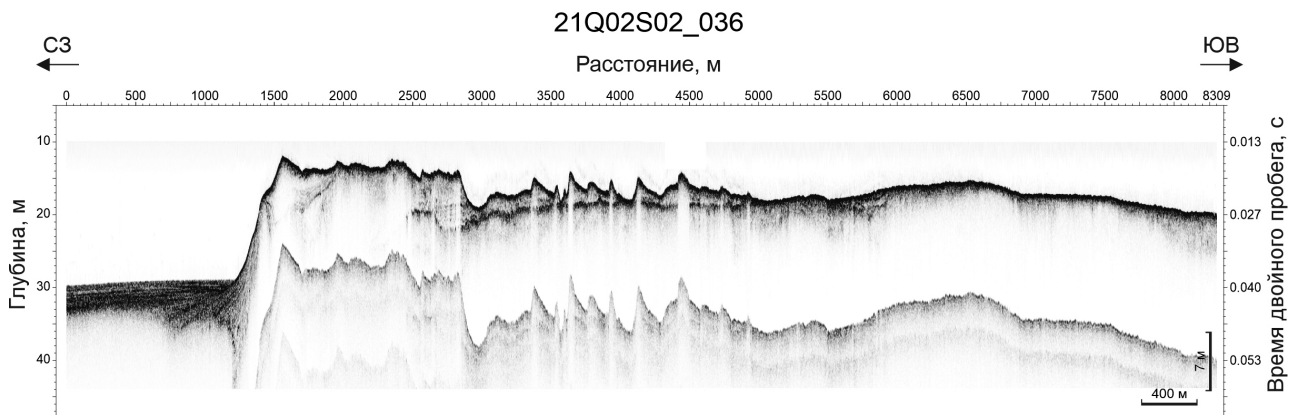


Рис. 11. Выходы моренных гряд (вторая ступень верхнего неоплейстоцена) на поверхность дна на мелководье Берингова пролива (сейсмический профиль 21Q02S02)

Fig. 11. Outcrops of moraine ridges (second stage of the Upper Neopleistocene) on the bottom surface in the shallow waters of the Bering Strait (seismic profile 21Q02S02)

Отложения сейсмоподтолщи ССТ 2а вскрыты на интервале 23–214 см грунтовой колонкой 21БЕР-30 в Беринговом проливе. В нижней части керна отложения представлены однородными песчаными алевритами, переходящими от отметки 122 см вверх по разрезу в ритмично слоистый тугопластичный песчано-алеврито-пелитовый миктит и пелитовый алеврит. Мощность ритмов невыдержана, прослои имеют линзовидный характер: мощность более глинистых — 5–6 мм, песчано-алевритовых — от 2–20 мм. Ритмичная слоистость, вероятно, обусловлена сезонной изменчивостью поступления осадочного материала. По всему разрезу, как следствие ледового разноса, встречаются редкие мелкие гальки различной степени окатанности. На отметке 122 см вверх по разрезу происходит скачкообразное увеличение содержания Fe, Zn, S, а также величины соотношения Mn/Fe, что свидетельствует о смене условий осадконакопления на относительно более восстановительные, т. е. более застойные и с большим притоком питательных веществ. Таким образом, можно предположить, что разрез грунтовой колонки 21БЕР-30 характеризуется трансгрессивным трендом. Предполагается, что отложения представляют собой морские отложения третьей ступени верхнего неоплейстоцена (mIII₃), накапливавшиеся во время потепления климата, соответствующего стадии МИС 3.

Отложения ССТ 1 венчают разрез квартера на прибрежном шельфе, охватывая период от конца верхнего неоплейстоцена до настоящего времени, т. е. от континентальных условий во время окончания последнего ледникового периода до современных морских. Отложения ССТ 16 характеризуются хорошо проявленной слоистостью и с облеканием залегают на нижележащей поверхности. В пределах шельфовой зоны (за исключением заливов) верхний слой этих отложений часто эродирован, что проявляется в срезании слоев, и выходах их на поверхность дна (рис. 6, профиль 21Q02L05). Отложения вскрыты грунтовой колонкой 21БЕР-15т, отобранной к востоку от Мечигменского залива

на глубине моря 36 м. К ССТ 16 предположительно, относятся отложения, опробованные в колонке ниже отметки 1,96 м, где они характеризуются высокой степенью изменчивости: от алевритовых песков на интервалах 246–248 см и 240–242 см, в которых песчаная составляющая достигает 66 и 72 % соответственно, до глинистых алевритов. Окраска осадков темно-серая с тонкими прослоями и линзочками осадков более глинистого состава серого, буровато-серого и черного цвета. Местами осадок черный за счет обогащения восстановленным дисперсным органическим веществом. Среднее содержание пелитовых частиц — 24 %, алевритовых — 55 %, песчаных — 20 %. На интервале 2,37–2,61 м осадки слоистые. Характер слоистости меняется по разрезу от неясно-горизонтальной до волнисто-слоистой (прослои глинистых алевритов 1–2 мм, песчаных алевритов — до 2 см). Очевидно, отложения толщи ССТ 16 накапливались в пресноводных условиях в конце неоплейстоцена — начале голоцена (III₄–Н¹) во время существования последнего сухопутного перешейка через Берингов пролив. От перекрывающих морских зеленовато-серых осадков они отличаются окраской, слоистой текстурой, а также более грубым и неоднородным гранулометрическим составом.

Отложения сейсмоподтолщи ССТ 1а накапливаются преимущественно в относительно гидродинамически спокойных условиях переуглубленных депрессий побережья Берингова моря (бух. Провидения, зал. Лаврентия, зал. Креста и некоторые другие), часть из которых может быть отнесена к фьордам. Отложения ССТ 1а отобраны на станции 21БЕР-14 в Мечигменском заливе, где они на интервале 17–292 см представлены серо-зелеными текучепластичными алевропелитами, однородными по разрезу как по гранулометрическому составу, так и по содержанию химических элементов. Расчетная по бромю палеосоленость по разрезу колонки варьирует в интервале 27–37 ‰, что соответствует нормальной морской солености. Эти данные подтверждаются диатомовым анализом

(определение М. А. Мустафина) с постепенным увеличением вверх пор разреза доли морских видов диатомей. Осадки, вскрытые грунтовой колонкой 21БЕР-14, могут быть отнесены к голоценовым морским нефелоидным отложениям. По всему разрезу встречаются мелкие створки раковин и их обломки. Существенное изменение вещественного состава наблюдается только на отметке 17 см, выше которой осадки представлены темно-серым до черного микритом песчано-глинисто-алевритового состава. В принципе зоны алевропелитовой нефелоидной аккумуляции могут рассматриваться как природные седиментационные мегалушки.

Наряду с этим специфической чертой современного седиментогенеза в Беринговом проливе и Анадырском заливе является широкое распространение в основном на глубинах моря до –40 м совершенно несортированных поверхностных осадков, а именно микритов песчано-гравийно-галечных (щебнистых), микритов алевроглинистых с гравием и щебнем, валунно-галечных отложений и т. п. (рис. 12), которые представляют собой типичный перлювий. Помимо преобладающего терригенного материала в осадках в значимых количествах присутствует биогенный карбонат (створки и детрит раковин моллюсков).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

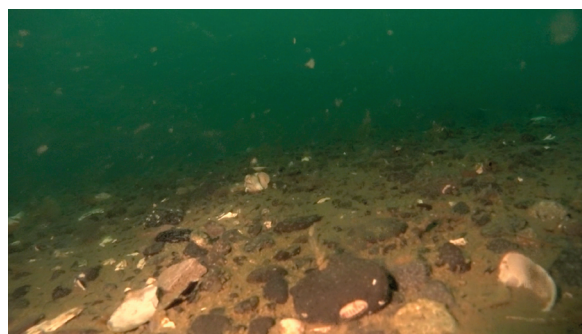
В течение всего четвертичного периода в пределах прибрежного шельфа северо-западной части Берингова моря (Анадырский залив, Берингов пролив) на процессы осадконакопления существенным образом влияли ледниковые циклы, сопровождаемые эвстатическими колебаниями уровня моря, достаточно уверенно определенные, по крайней мере, для среднего–позднего неоплейстоцена и голоцена [46; 52]. В частности, прослеженный на сейсмических разрезах эрозионный горизонт

ОГ4 соответствует периоду похолодания климата 474–427 тыс. лет назад (МИС 12), когда глобальный уровень моря опустился более чем на 100 м ниже современного (рис. 4). В это время на значительной части площади современного Берингова пролива и Анадырского залива Берингова моря существовали континентальные условия. Здесь преобладали эрозионно-денудационные процессы, что подтверждено установленным в разрезах отложений по сейсмическим данным перерывом в осадконакоплении примерно на границе нижнего и среднего неоплейстоцена. Активно развивалась и речная сеть, о чем свидетельствуют отдельные врезы, вероятно, заполненные аллювием.

В среднем неоплейстоцене происходили три значительные регрессии, связанные с похолоданием климата и развитием ледников, и прерывавшие морское осадконакопление [46; 52]. Следы этих регрессий хорошо фиксируются на сейсмоакустических профилях внутри толщи ССТ 3 как выявленные эрозионные горизонты 3б (МИС 10) и 3а (МИС 8), хотя они не настолько выдержаны на площади, как горизонты ОГ3 и ОГ4, ограничивающие отложения среднего неоплейстоцена. Обращает на себя внимание, что все горизонты, прослеживаемые в ССТ 3, характеризуются наличием небольших речных палеоврезов, свидетельствующих о континентальных условиях. Высотные отметки тальвегов этих палеоврезов позволяют предположить, что во время этих регрессий существовал Берингийский перешеек, соединявший континенты и прерывавший связь между Северным Ледовитым и Тихим океанами. Сопоставление высотных отметок эрозионных горизонтов ОГ3 и ОГ4 с глобальной кривой изменения уровня моря позволило рассчитать, что опускание земной поверхности в западной части Анадырского залива в среднем неоплейстоцене составило 60 м. В конце среднего неоплейстоцена во время похолодания, соответствующего по времени МИС 6, ледники спускались по горным долинам



a



b

Рис. 12. Пример перлювиальных отложений (станция 21БЕР-3; глубина моря — 39 м)

a — проба на борту судна, b — подводная фотография

Fig. 12. Example of perluvial sediments (station 21BER-3; sea depth — 39 m)

a — sample onboard the vessel, b — underwater photograph

в пределы современной акватории Берингова моря, о чем свидетельствуют погребенные морены, идентифицируемые на сейсмических разрезах, пройденных в зал. Креста и в Анадырском. В начале позднего неоплейстоцена (подстадия МИС 5e) мощная трансгрессия в результате глобального потепления климата достигла уровня моря, вероятно, превышающего современный [49]. На шельфе происходило осадконакопление, которое могло прерываться во время похолодания 71–57 тыс. лет назад (МИС 4), когда уровень моря опускался ниже отметки –50 м [46; 52]. Обширные пространства прибрежного шельфа Берингии в это время представляли собой низменную сушу, дренированную речными системами [4]. Одновременно, согласно сейсмическим данным, позволившим выявить и оконтурить системы конечноморенных гряд в современной прибрежной зоне западного побережья Берингова пролива, с гор спустились ледники. В это время также существовал «сухопутный мост» между Азией и Северной Америкой [6]. Отложения последующей трансгрессии, обусловленной потеплением климата 57–29 тыс. лет назад, установлены в Анадырской низменности. Во время последнего похолодания 29,0–11,7 тыс. лет назад большая часть шельфа Берингова моря (до глубин 110–130 м) опять была осушена. В это время в пределах площади современной акватории развивалась гидросеть [27], накапливались аллювиальные и озерные отложения, которые по мере трансгрессии сменялись морскими.

Подъем уровня моря во время потепления климата в голоцене происходил быстро и неравномерно. Когда уровень моря был на отметке –60 м, трансгрессия происходила с максимальной скоростью подъема 40 мм/год [46; 52]. Во время трансгрессии могли активизироваться процессы размыва морского дна и происходить образование перлювиальных отложений, развитых по разновозрастным четвертичным отложениям, выходящим на поверхность дна. В середине голоцена уровень моря достиг современного положения и, по-видимому, распределение донных отложений после этого изменялось незначительно, хотя на отдельных этапах развития территории уровень моря мог превышать современный [13; 20; 55].

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Авенариус И. Г. Изменение уровня моря в северной части Берингии в позднем плейстоцене и голоцене // Изменение уровня моря. М. : Изд-во МГУ, 1982. С. 134–145.
2. Анадырский бассейн (севере-восток Евразии, Беринговоморское побережье): геологическое строение, тектоническая эволюция и нефтегазоносность / М. П. Антипов [и др.]. Апатиты : Изд-во КНЦ РАН, 2008. 53 с.
3. Богоявленский В. И., Кишанков А. В. Опасные газонасыщенные объекты на акваториях Мирового океана: Берингово море // Бурение и нефть. 2018. № 4. С. 4–12.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист R-1, 2 — остров Врангеля. Объяс-

нительная записка / С. А. Бондаренко [и др.]. СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 144 с.

5. Верховская Н. Б. Плейстоцен Чукотки. Владивосток : ДНЦ АН СССР, 1986. 116 с.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 листов Q-60,1 — Анадырь (новая серия). Объяснительная записка / Ю. А. Владимирцева [и др.]. СПб. : Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 218 с.
7. Гасанов Ш. Ш. Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М. : Наука, 1969. 168 с.
8. Гершанович Д. Е. Мощност современных донных осадков и скорость осадкообразования в Беринговом море // Труды ВНИРО. 1965. Т. LVII. С. 261–269.
9. Голоудин Р. И. О ледниковых образованиях на шельфе северной части залива Креста (Берингово море) // Геоморфология. 1981. № 1. С. 57–59.
10. Использование брома как индикатора палеосолености донных отложений на примере Балтийского, Белого, Восточно-Сибирского и Берингова морей / А. Г. Григорьев [и др.] // Геология морей и океанов : Материалы XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. М. : ИО РАН, 2023. С. 39–42.
11. Новые данные по истории развития юго-восточной части Балтийского моря от позднеледниковья до современности / А. Г. Григорьев [и др.] // Региональная геология и металлогения. 2009. № 40. С. 103–114.
12. Развитие природной среды южной части Чукотского моря в голоцене / Е. А. Гусев [и др.] // Океанология. 2014. Т. 54, № 4. С. 505–517. <https://doi.org/10.7868/S0030157414030010>.
13. Дегтяренко Ю. П., Пуминов А. П., Благовещенский М. Г. Береговые линии восточно-арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М. : Наука, 1982. С. 179–185.
14. Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Т. I / Под ред. А. И. Прошкина-Лавренко. Л. : Наука, 1974. 403 с.
15. Современное осадкообразование в криолитозоне северо-западной части Анадырского залива (Берингово море) / О. В. Дударев [и др.] // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 12–25.
16. Дунаев Н. Н. Морфоструктура Берингова пролива // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М. : Наука, 1985. С. 77–85.
17. Зыков А. А., Гусев Е. А. Погребенная палеодолинная сеть Чукотского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 3 (105). С. 66–76.
18. Последнее оледенение на севере Восточной Чукотки и палеоокеанография Северной Пацифики / С. А. Лаухин [и др.] // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 3. С. 405–409.
19. Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М. : Наука, 1966. 574 с.
20. Макаров А. С., Большинов Д. Ю. Колебания уровня арктических морей России в голоцене // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. М. : Географический факультет МГУ, 2011. С. 315–320.
21. Макаров А. С. Колебания уровня арктических морей в голоцене // Автореф. дисс. ... д-ра географ. наук. СПб. : ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», 2017. 309 с.
22. Позднечетвертичная палеоэкология СЗ части Северной Пацифики: микропалеонтология осадочного материала по проекту КАЛЬМАР / А. Г. Матуль [и др.] // Геология морей и океанов. Т. 1. М., 2011. С. 218.
23. Мустафин М. А., Пушина З. В., Сергеев А. Ю. Диатомовые водоросли из верхнечетвертичных донных отложений Берингова пролива // Закономерности эволюции и биостратиграфия. Материалы LXX сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб. : Картфабрика Института Карпинского, 2024. С. 189–190.
24. Мустафин М. А., Пушина З. В., Сергеев А. Ю. Диатомовые водоросли из донных отложений Анадырского залива, Берингово море // Геология морей и океанов: Материалы

XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. М.: ИО РАН, 2023. С. 80–83.

25. Овсепян Е. А., Иванова Е. В., Гулев С. К. Палеоокеанологические условия в западной части Берингова моря как реакция на колебания уровня океана и удаленные климатические сигналы за последние 180 тыс. лет // Докл. РАН. 2016. Т. 468, № 4. С. 437–440. <https://doi.org/10.7868/S0869565216160192>.

26. Палеоокеанологические условия в западной части Берингова моря в позднечетвертичное время / Е. А. Овсепян [и др.] // Океанология. 2013. Т. 53, № 2. С. 237–248. <https://doi.org/10.7868/S0030157413020159>.

27. Павлидис Ю. А., Ионин А. С., Медведев В. С. Палеогеография позднего вюрма шельфа Берингии // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 65–76.

28. Петров О. М. Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое // Берингия в кайнозое. Материалы Всесоюзного симпозиума «Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое». Хабаровск, 10–15 мая, 1973 г. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 28–32.

29. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корьякско-Курильская. Лист Р-59 — Пахачи. Объяснительная записка / А. В. Разумный [и др.]. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. 323 с.

30. Свиточ А. А. Корреляция событий позднего плейстоцена и голоцена Чукотки, Аляски и севера Западной Сибири (по материалам радиоуглеродного датирования) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232, № 5. С. 1161–1164.

31. Свиточ А. А., Талденкова Е. Е. К вопросу о холодных трансгрессиях Берингова моря // Океанология. 2002. Т. 42, № 1. С. 143–151.

32. Слободин С. Б. К вопросу о топониме «Берингия» и роли Петра Петровича Сушкина в распространении этого термина // Вестник ДВО РАН. 2016. Т. 185, № 1. С. 90–98.

33. Степанова Г. В., Пушина З. В., Дундо О. П. Условия осадконакопления в голоцене Берингова моря: (по результатам диатомового анализа) // Труды НИИГА-ВНИИОкеанология. 2013. Т. 226. С. 192–200.

34. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

35. Хопкинс Д. М. История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет // Берингия в кайнозое: Материалы Всесоюзного симпозиума «Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое», Хабаровск, 10–15 мая 1973 г. Владивосток, 1976. С. 9–27.

36. Фораминиферы и диатомеи в верхнелейстоценовых и голоценовых осадках Берингова моря (хребет Ширшова) / Т. А. Хусид [и др.] // Геология морей и океанов. Т. 1. М.: ГЕОС, 2011. С. 284–287.

37. Life and times of the Bering Land Bridge / S. A. Elias [et al.] // Nature. 1996. Vol. 382. P. 60–63. <https://doi.org/10.1038/382060a0>.

38. Elias S. A., Short S. K., Phillips R. L. Paleocology of Late-Glacial Peats from the Bering Land Bridge, Chukchi Sea Shelf Region, Northwestern Alaska // Quaternary Research. 1992. Vol. 38. P. 371–378. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90045-K](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90045-K).

39. England J., Furze M. New evidence from the western Canadian Arctic Archipelago for the resubmergence of Bering Strait // Quaternary Research. 2008. Vol. 70. P. 60–67. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.03.001>.

40. New evidence for high discharge to the Chukchi shelf since the Last Glacial Maximum / J. C. Hill [et al.] // Quaternary Research. 2007. Vol. 68, iss. 2. P. 271–279. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.04.004>.

41. Hoffercker J. F., Pitulko V. V., Pavlova E. Y. Beringia and the Settlement of the Western Hemisphere // Вестник Санкт-Петербургского университета. История. 2022. Т. 67, вып. 3. С. 882–909. <https://doi.org/10.21638/spbu02.2022.313>.

42. Quaternary correlations across Bering Strait / D. M. Hopkins [et al.] // Science. 1965. Vol. 147, no. 3662. P. 1107–1114.

43. Hopkins D. M. The Cenozoic history of Beringia — A synthesis. The Bering Land Bridge // Stanford Univ. Press, Calif., 1967. P. 451–484.

44. Post-glacial flooding of the Bering Land Bridge dated to 11 cal kaBP based on new geophysical and sediment records / M. Jakobsson [et al.] // Climate of the Past. 2017. Vol. 13. P. 991–1005. <https://doi.org/10.5194/cp-13-991-2017>.

45. Rapid sea-level rise and Holocene climate in the Chukchi Sea / L. D. Keigwin [et al.] // Geology. 2006. Vol. 34. P. 861–864. <https://doi.org/10.1130/G22712.1>

46. Closure of the Bering Strait caused Mid-Pleistocene Transition cooling / S. Kender [et al.] // Nature Communications. 2018. Vol. 9, no. 5386. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07828-0>.

47. The Holocene transgression on the Arctic flank of Beringia: Chukchi valley to Chukchi estuary to Chukchi Sea / D. A. McManus [et al.], [Eds.] P. M. Masters, N. C. Flemming // Quaternary Coastlines and Marine Archaeology. London, Pergamon, 1983. P. 365–388.

48. McManus D. A., Creager J. S. Sea-level data for parts of the Bering–Chukchi shelves of Beringia from 19,000 to 10,000 ¹⁴C yr B.P. // Quaternary Research. 1984. Vol. 21, iss. 3. P. 317–325. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(84\)90071-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(84)90071-1).

49. Muhs D. R. MIS 5e sea-level history along the Pacific coast of North America // Earth System Science Data. 2022. Vol. 14. P. 1271–1330. <https://doi.org/10.5194/essd-14-1271-2022>.

50. Oceanographic and climatic change in the Bering Sea, Last Glacial Maximum to Holocene / B. M. Peltó [et al.] // Paleoceanography and Paleoclimatology. 2018. Vol. 33. P. 2215–2236. <https://doi.org/10.1002/2017PA003265>.

51. Pico T., Mitrovica J. X., Mix A. C. Sea level fingerprinting of the Bering Strait flooding history detects the source of the Younger Dryas climate event // Science Advances. 2020. Vol. 6, no. 9. eaay2935. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay2935>.

52. Ribó M., Goodwin I. D., O'Brien P., Mortlock T. Shelf sand supply determined by glacial-age sea-level modes, submerged coastlines and wave climate // Scientific Reports. 2020. Vol. 10, no. 462. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-57049-8>.

53. Sancetta C., Robinson S. W. Diatom evidence on Wisconsin and Holocene events in the Bering Sea // Quaternary Research. 1983. Vol. 20, iss. 2. P. 232–245. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(83\)90079-0](https://doi.org/10.1016/0033-5894(83)90079-0).

54. Tanaka S., Takahashi K. Late Quaternary paleoceanographic changes in the Bering Sea and the western subarctic Pacific based on radiolarian assemblages // Deep Sea Research Part II Topical Studies in Oceanography. 2005. Vol. 52, no. 16–18. P. 2131–2149. <https://doi.org/10.1016/j.jdsr.2005.07.002>.

55. Woodroffe S. A., Horton B. P. Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific // Journal of Asian Earth Sciences. 2005. Vol. 25, no. 1. P. 29–43. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.01.009>

56. A new terrestrial palaeoenvironmental record from the Bering Land Bridge and context for human dispersal / M. J. Wooller [et al.] // Royal Society open science. 2018. Vol. 5. P. 180145. <https://doi.org/10.1098/rsos.180145>.

REFERENCES

1. Avenarius I. G. Sea level change in the northern part of Beringia in the Late Pleistocene and Holocene. *Sea level change*. Moscow: Publishing House of Moscow State University; 1982. P. 134–145. (In Russ.).

2. Anadyr basin (north-east of Eurasia, Bering Sea coast) geological structure, tectonic evolution and oil and gas potential / M. P. Antipov [et al.]. Apatity: KNC RAS; 2008. 53 p. (In Russ.).

3. Bogoyavlensky V. I., Kishankov A. V. Dangerous gas-saturated objects in the waters of the World Ocean: the Bering Sea. *Drilling and Oil*. 2018; (4): 4–12. (In Russ.).

4. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1,000,000 (third generation). The Chukchi series. Sheet R-1, 2 — Wrangel Island. An explanatory note / S. A. Bondarenko [et al.]. St. Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory; 2014. 144 p. (In Russ.).
5. Verkhovskaya N. B. Pleistocene of Chukotka. Vladivostok: Far Eastern Scientific Center of the USSR Academy of Sciences; 1986. 116 p. (In Russ.).
6. State geological map of the Russian Federation scale 1 : 1,000,000 sheets Q-60,1 — Anadyr (new series). An explanatory note / Yu. A. Vladimirtseva [et al.]. St. Petersburg: Publishing house of VSEGEI Cartographic Factory; 2001. 218 p. (In Russ.).
7. Hasanov Sh. Sh. The structure and history of the formation of frozen rocks of Eastern Chukotka. Moscow: Nauka; 1969. 168 p. (In Russ.).
8. Gershanovich D. E. Thickness of modern bottom sediments and the rate of sedimentation in the Bering Sea. *Proc. VNIRO*. 1965; (LVII): 261–269. (In Russ.).
9. Goloudin R. I. On glacial formations on the shelf of the northern part of Kresta Bay (Bering Sea). *Geomorphology*. 1981; (1): 57–58. (In Russ.).
10. Using bromine as an indicator of paleosalinity of bottom sediments on the example of the Baltic, White, East Siberian and Bering Seas / A. G. Grigoriev [et al.]. *Geology of the seas and oceans: Proceedings of the XXV International Scientific Conference (School) on Marine Geology. Vol. IV*. Moscow: IO RAS; 2023. P. 39–42. (In Russ.).
11. New data on the history of development of the southeastern Baltic Sea from the late glacial period to the present / A. G. Grigoriev [et al.]. *Regional Geology and Metallogeny*. 2009; (40): 103–114. (In Russ.).
12. Development of the natural environment of the southern part of the Chukchi Sea in the Holocene / E. A. Gusev [et al.]. *Oceanology*. 2014; 54 (4): 505–517. <https://doi.org/10.7868/S0030157414030010> (In Russ.).
13. Degtyarenko Yu. P., Puminov A. P., Blagoveshchensky M. G. Coastlines of the East Arctic seas in the Late Pleistocene and Holocene. *Fluctuations in the level of seas and oceans over 15,000 years*. Moscow: Nauka; 1982. P. 179–185. (In Russ.).
14. Diatoms of the USSR (fossil and modern). Vol. I. / [Eds.] A. I. Proshkina-Lavrenko. Leningrad: Nauka; 1974. 403 p. (In Russ.).
15. Modern sedimentation in the cryolithozone of the northwestern part of the Gulf of Anadyr (Bering Sea) / O. V. Dudarev [et al.]. *Pacific Geology*. 2001; 20 (3): 12–25. (In Russ.).
16. Dunaev N. N. Morphostructure of the Bering Strait. *Geology and geomorphology of shelves and continental slopes*. Moscow: Nauka; 1985. P. 77–85. (In Russ.).
17. Zykov A. A., Gusev E. A. Buried paleovalley network of the Chukotka shelf. *Problems of the Arctic and Antarctic*. 2015; 3 (105): 66–76. (In Russ.).
18. The last glaciation in the north of Eastern Chukotka and paleoceanography of the Northern Pacific / S. A. Laukhin [et al.]. *Doklady of the Russian Academy of Sciences*. 2006; 411 (3): 405–409. (In Russ.).
19. Lisitsyn A. P. Processes of modern sedimentation in the Bering Sea. Moscow: Nauka; 1966. 574 p. (In Russ.).
20. Makarov A. S., Bolshyanov D. Yu. Fluctuations in the level of the Arctic seas of Russia in the Holocene. *Problems of Pleistocene paleogeography and stratigraphy*. Iss. 3. Moscow: Faculty of Geography, Moscow State University; 2011. P. 315–320. (In Russ.).
21. Makarov A. S. Arctic Sea Level Fluctuations in the Holocene. *Dissertation for the Degree of Doctor of Geographical Sciences*. St. Petersburg: Federal State Budgetary Institution "Arctic and Antarctic Research Institute"; 2017. 309 p. (In Russ.).
22. Late Quaternary paleoecology of the northwestern part of the North Pacific: micropaleontology of sedimentary material according to the SQUID project / A. G. Matul [et al.]. *Geology of the seas and oceans. Vol. 1*. Moscow; 2011. P. 218. (In Russ.).
23. Mustafin M. A., Pushina Z. V., Sergeev A. Yu. Diatoms from Upper Quaternary bottom sediments of the Bering Strait. *Patterns of evolution and biostratigraphy. Proceedings of the LXX session of the Paleontological Society of the Russian Academy of Sciences*. St. Petersburg: Kartfabrika of the Karpinsky Institute; 2024. P. 189–190. (In Russ.).
24. Mustafin M. A., Pushina Z. V., Sergeev A. Yu. Diatoms from bottom sediments of the Gulf of Anadyr, Bering Sea. *Geology of the seas and oceans: Proceedings of the XXV International Scientific Conference (School) on Marine Geology. Vol. IV*. Moscow: IO RAS; 2023. P. 80–83. (In Russ.).
25. Ovsepyan E. A., Ivanova E. V., Gulev S. K. Paleooceanological conditions in the western Bering Sea as a response to sea level fluctuations and remote climate signals over the past 180 thousand years. *Doklady of the Russian Academy of Sciences*. 2016; 468 (4): 437–440. <https://doi.org/10.7868/S0869565216160192>. (In Russ.).
26. Paleooceanological conditions in western part of the Bering Sea in the late Quaternary / E. A. Ovsepyan [et al.]. *Oceanology*. 2013; 53 (2): 237–248. <https://doi.org/10.7868/S0030157413020159> (In Russ.).
27. Pavlidis Yu. A., Ionin A. S., Medvedev V. S. Paleogeography of the Late Wurm of the Beringian Shelf. *Geology and Geomorphology of Shelves and Continental Slopes*. Moscow: Nauka; 1985. P. 65–76. (In Russ.).
28. Petrov O. M. Geological history of the Bering Strait in the late Cenozoic. *Beringia in the Cenozoic. Proceedings of the All-Union Symposium "Beringian land and its significance for the development of Holarctic floras and faunas in the Cenozoic"*, Khabarovsk, 10–15 May 1973. Vladivostok: Far Eastern Scientific Center of the USSR Academy of Sciences; 1976. P. 28–32. (In Russ.).
29. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1,000,000 (third generation). Koryak-Kuril series. Sheet P-59 — Pakhachi. Explanatory note / A. V. Razumny [et al.]. St. Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory; 2017. 323 p. (In Russ.).
30. Svitoch A. A. Correlation of Late Pleistocene and Holocene Events in Chukotka, Alaska, and the North of Western Siberia (Based on Radiocarbon Dating). *Doklady of the USSR Academy of Sciences*. 1977; 232 (5): 1161–1164. (In Russ.).
31. Svitoch A. A., Taldenkova E. E. On the issue of cold transgressions of the Bering Sea. *Oceanology*. 2002; 42 (1): 143–151. (In Russ.).
32. Slobodin S. B. On the issue of the toponym "Beringia" and the role of Pyotr Petrovich Sushkin in the spread of this term. *Bulletin of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences*. 2016; 185 (1): 90–98. (In Russ.).
33. Stepanova G. V., Pushina Z. V., Dundo O. P. Sedimentation conditions in the Holocene of the Bering Sea: (based on the results of diatom analysis). *Proceedings of NIIGA-VNII Okeangeologiya*. 2013; 226: 192–200. (In Russ.).
34. Stratigraphic Code of Russia. Third edition, revised and supplemented. St. Petersburg: VSEGEI Publishing House; 2019. 96 p. (In Russ.).
35. Hopkins D. M. Sea level history in Beringia over the past 250,000 years. *Beringia in the Cenozoic. Proceedings of the All-Union Symposium "Beringian land and its significance for the development of Holarctic floras and faunas in the Cenozoic"*, Khabarovsk, 10–15 May 1973. Vladivostok; 1976. P. 9–27. (In Russ.).
36. Foraminifera and diatoms in the Upper Pleistocene and Holocene sediments of the Bering Sea (Shirshov Ridge) / T. A. Khusid [et al.]. *Geology of the seas and oceans. Vol. 1*. Moscow: GEOS; 2011. P. 284–287. (In Russ.).
37. Life and times of the Bering land bridge / S. A. Elias [et al.]. *Nature*. 1996; 382: 60–63. <https://doi.org/10.1038/382060a0>.
38. Elias S. A., Short S. K., Phillips R. L. Paleoeecology of Late-Glacial Peats from the Bering Land Bridge, Chukchi Sea Shelf Region, Northwestern Alaska. *Quaternary Research*. 1992; 38: 371–378. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90045-K](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90045-K).
39. England J., Furze M. New evidence from the western Canadian Arctic Archipelago for the resubmergence of Bering Strait. *Quaternary Research*. 2008; 70: 60–67. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.03.001>

40. Post-glacial flooding of the Bering Land Bridge dated to 11 cal kaBP based on new geophysical and sediment records / J. C. Hill [et al.]. *Climate of the Past*. 2017; 13: 991–1005. <https://doi.org/10.5194/cp-13-991-2017>.

41. New evidence for high discharge to the Chukchi shelf since the Last Glacial Maximum / J. C. Hill [et al.]. *Quaternary Research*. 2007; 68 (2): 271–279. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.04.004>.

42. Hoffecker J. F., Pitulko V. V., Pavlova E. Y. Beringia and the Settlement of the Western Hemisphere. *Bulletin of St. Petersburg University. History*. 2022; 67 (3): 882–909. <https://doi.org/10.21638/spbu02.2022.313>.

43. Quaternary correlations across Bering Strait / D. M. Hopkins [et al.]. *Science*. 1965; 147 (3662): 1107–1114.

44. Hopkins D. M. The Cenozoic history of Beringia — A synthesis. The Bering Land Bridge. Stanford Univ. Press, Calif.; 1967. P. 451–484.

45. Rapid sea-level rise and Holocene climate in the Chukchi Sea / L. D. Keigwin [et al.]. *Geology*. 2006; 34: 861–864. <https://doi.org/10.1130/G22712.1>

46. Closure of the Bering Strait caused Mid-Pleistocene Transition cooling / S. Kender [et al.]. *Nature Communications*. 2018; 9 (5386). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07828-0>.

47. The Holocene transgression on the Arctic flank of Beringia: Chukchi valley to Chukchi estuary to Chukchi Sea / D. A. McManus [et al.], [Eds.] P. M. Masters, N. C. Flemming. *Quaternary Coastlines and Marine Archaeology*. London, Pergamon; 1983. P. 365–388.

48. McManus D. A., Creager J. S. Sea-level data for parts of the Bering–Chukchi shelves of Beringia from 19,000 to 10,000 ¹⁴C yr B.P. *Quaternary Research*. 1984; 21 (3): 317–325.

49. Muhs D. R. MIS 5e sea-level history along the Pacific coast of North America. *Earth System Science Data*. 2022; 14: 1271–1330. <https://doi.org/10.5194/essd-14-1271-2022>.

50. Oceanographic and climatic change in the Bering Sea, Last Glacial Maximum to Holocene / B. M. Peltó [et al.]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*. 2018; 33: 2215–2236. <https://doi.org/10.1002/2017PA003265>.

51. Pico T., Mitrovica J. X., Mix A. C. Sea level fingerprinting of the Bering Strait flooding history detects the source of the Younger Dryas climate event. *Science Advances*. 2020; 6 (9): eaay2935. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay2935>.

52. Ribó M., Goodwin I. D., O'Brien P., Mortlock T. Shelf sand supply determined by glacial-age sea-level modes, submerged coastlines and wave climate. *Scientific Reports*. 2020; 10 (462). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-57049-8>.

53. Sancetta C., Robinson S. W. Diatom evidence on Wisconsin and Holocene events in the Bering Sea. *Quaternary Research*. 1983; 20 (2): 232–245. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(83\)90079-0](https://doi.org/10.1016/0033-5894(83)90079-0).

54. Tanaka S., Takahashi K. Late Quaternary paleoceanographic changes in the Bering Sea and the western subarctic Pacific based on radiolarian assemblages. *Deep Sea Research Part II Topical Studies in Oceanography*. 2005; 52 (16–18): 2131–2149. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2005.07.002>.

55. Woodroffe S. A., Horton B. P. Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2005; 25 (1): 29–43. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.01.009>.

56. A new terrestrial palaeoenvironmental record from the Bering Land Bridge and context for human dispersal / M. J. Wooller [et al.]. *Royal Society open science*. 2018; 5: 180145. <http://dx.doi.org/10.1098/rsos.180145>.

Владимир Александрович Жамойда

Кандидат геолого-минералогических наук,
ведущий научный сотрудник

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Scopus Author ID 6602868529

ResearcherID B-5957-2016

SPIN-код РИНЦ 5437-8545

РИНЦ Author ID 155951

vladimir_zhamoida@karpinskyinstitute.ru

Александр Юрьевич Сергеев

Кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Scopus Author ID 57207727876

ResearcherID E-3962-2017

SPIN-код РИНЦ 3522-5253

РИНЦ Author ID 881607

Alexander_Sergeev@karpinskyinstitute.ru

Vladimir A. Zhamoida

PhD (Geology and Mineralogy),
Leading Researcher

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky,
Saint Petersburg, Russia

Scopus Author ID 6602868529

ResearcherID B-5957-2016

RSCI SPIN-code 5437-8545

RSCI Author ID 155951

vladimir_zhamoida@karpinskyinstitute.ru

Aleksandr Yu. Sergeev

PhD (Geology and Mineralogy),
Senior Researcher

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky,
Saint Petersburg, Russia

Scopus Author ID 57207727876

ResearcherID E-3962-2017

RSCI SPIN-code 3522-5253

RSCI Author ID 881607

Alexander_Sergeev@karpinskyinstitute.ru

Леонид Михайлович Буданов

Кандидат географических наук,
научный сотрудник

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Scopus Author ID 57195337053
ResearcherID E-3946-2017
SPIN-код РИНЦ 1026-3007
РИНЦ Author ID 918305
Leonid_Budanov@karpinskyinstitute.ru

Дарья Владимировна Рябчук

Кандидат геолого-минералогических наук,
начальник отдела

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Scopus Author ID 23478132400
ResearcherID K-7372-2012
SPIN-код РИНЦ 6655-6905
РИНЦ Author ID 155952
Daria_Ryabchuk@mail.ru

Андрей Глебович Григорьев

Кандидат геолого-минералогических наук,
ведущий научный сотрудник

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

SPIN-код РИНЦ 1378-4322
РИНЦ Author ID 303381
Andrey_Grigiryev@karpinskyinstitute.ru

Игорь Александрович Неевин

И. о. руководителя Центра морской геологии,
литогеодинимики и минерагении осадочных бассейнов

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Scopus Author ID 57194335576
ResearcherID E-4899-2017
SPIN-код РИНЦ 9345-5593
РИНЦ Author ID 1068477
igor_neevin@karpinskyinstitute.ru

Марк Артурович Мустафин

Геолог 2 категории

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

SPIN-код РИНЦ 2240-1395
РИНЦ Author ID 1212640
mark_mustafin@karpinskyinstitute.ru

Leonid M. Budanov

PhD (Geography)
Researcher

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky,
Saint Petersburg, Russia

Scopus Author ID 57195337053
ResearcherID E-3946-2017
RSCI SPIN-code 1026-3007
RSCI Author ID 918305
Leonid_Budanov@karpinskyinstitute.ru

Darya V. Ryabchuk

PhD (Geology and Mineralogy),
Head of Department

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky,
Saint Petersburg, Russia

Scopus Author ID 23478132400
ResearcherID K-7372-2012
RSCI SPIN-code 6655-6905
RSCI Author ID 155952
Daria_Ryabchuk@mail.ru

Andrey G. Grigoriev

PhD (Geology and Mineralogy),
Leading Researcher

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky,
Saint Petersburg, Russia

RSCI SPIN-code 1378-4322
RSCI Author ID 303381
Andrey_Grigiryev@karpinskyinstitute.ru

Igor A. Neevin

Acting Head, Center for Marine Geology,
Lithogeodynamics and Minerageny of Sedimentary Basins

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky,
Saint Petersburg, Russia

Scopus Author ID 57194335576
ResearcherID E-4899-2017
RSCI SPIN-code 9345-5593
RSCI Author ID 1068477
igor_neevin@karpinskyinstitute.ru

Mark A. Mustafin

Second Category Geologist

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky,
Saint Petersburg, Russia

RSCI SPIN-code 2240-1395
RSCI Author ID 1212640
mark_mustafin@karpinskyinstitute.ru

Вклад авторов: Жамойда В. А. — концепция исследования, написание исходного текста.
Сергеев А. Ю. — концепция исследования, интерпретация сейсмических данных, подготовка иллюстраций.
Буданов Л. М. — написание текста, интерпретация сейсмических данных, подготовка иллюстраций.
Рябчук Д. В. — обработка и интерпретация результатов литологического изучения кернов, редакция текста.
Григорьев А. Г. — геохимические исследования кернов. Неевин И. А. — организация полевых исследований.
Мустафин М. А. — диатомовый анализ.

Конфликт интересов: авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Contribution of the authors: Zhamoida V. A. — research concept, writing the draft.
Sergeev A. Yu. — research concept, seismic data interpretation, illustration preparation.
Budanov L. M. — writing the draft, seismic data interpretation, illustration preparation.
Ryabchuk D. V. — processing and interpretation of sediment core lithological study results, text editing.
Grigoriev A. G. — sediment core geochemical studies. Neevin I. A. — field research organization.
Mustafin M. A. — diatom analysis.

Conflict of interest: the authors declare no conflicts of interest.

Статья поступила в редакцию 28.10.2024
Одобрена после рецензирования 15.11.2024
Принята к публикации 28.12.2024

Submitted 28.10.2024
Approved after reviewing 15.11.2024
Accepted for publication 28.12.2024