

СЕВЕРНАЯ ОКРАИНА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА ПОСЛЕ МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА: ИЗМЕНЧИВОСТЬ КРОМКИ ДРЕЙФУЮЩИХ ЛЬДОВ И ДИНАМИКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

© 2025 г. Г. В. Ильин¹, Н. И. Мещеряков^{1,*}, И. С. Усягина¹, О. В. Кокин²

¹Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: meshcheriakov104@mail.ru

Поступила в редакцию 18.10.2024 г.

После доработки 13.01.2025 г.

Принята к публикации 18.04.2025 г.

Проведены геохронологические, палеогеографические и литологические исследования донных отложений северной окраины шельфа Баренцева моря. Определены пространственно-временные периоды режима седиментации, установлен механизм осадконакопления после малого ледникового периода. Оценена ледовая седиментация в условиях изменения климата в высоких широтах.

Ключевые слова: геохронология, шельф Баренцева моря, ледовый дрейф, осадконакопление, современный климат

DOI: 10.31857/S2076673425020084, EDN: FOWMDZ

ВВЕДЕНИЕ

Северная окраина баренцевоморского шельфа и приуроченная к ним зона прогибов Франц-Виктория, которая разделяет поднятия Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа (далее – ЗФИ), представляет собой наименее исследованный участок Баренцева моря. Этот геологический район, как и весь Баренцевоморский мегабассейн, интенсивно изучался геофизическими методами с конца 1960-х годов. Крупномасштабные черты его геологической истории и геологического строения к настоящему времени хорошо известны. Несмотря на освещение общих принципов высокоширотного седиментогенеза в ряде работ (Stein, 2008; Левитан и др., 2012; Новигатский и др., 2018; Крылов и др., 2020), изучению процессов современной седиментации и локальных закономерностей, обусловленных, в том числе климатическими факторами, достаточного внимания не уделялось. Исследованиям препятствуют слабая вовлечённость высокоширотной области ЗФИ в хозяйственную деятельность и труднодоступность района вследствие суровых

климатических условий. Самым серьёзным препятствием для судовых седиментологических наблюдений являются короткий навигационный период (не более 40 дней), дрейфующие льды и айсберги – обломки островных ледников, разгружающихся в море. Летняя граница полей плавучего льда сдвигается к крайнему северному положению до 83° с.ш. лишь в период максимального таяния в сентябре или немного раньше в наиболее тёплые годы (Гидрометеорология..., 1990). Однако современные устойчивые климатические изменения предопределяют значительный рост интереса к изучению и хозяйственному освоению высокоширотных акваторий. Вызванная смягчением климата после окончания малого ледникового периода (далее – МЛП) трансформация процессов осадконакопления на шельфе Арктики нуждается в дополнительном углублённом исследовании. Темпы осадконакопления в условиях климатических перемен в Арктике могут изменяться на порядок и варьировать в широком диапазоне во времени и пространстве (Русаков и др., 2023; Meshcheriakov et al., 2024).

Седиментация в высоких широтах во многом определяется льдом, как морским, так и припайным (Лисицын, 1994; Тарасов и др., 2000). При этом влияние ледового фактора на осадконакопление зависит от климатических циклов продолжительностью 30–50 лет и менее. Изучение современной седиментации представляет особый фундаментальный научный интерес, так как она протекает на фоне изменений климата, ледового режима и дрейфа айсбергов после МЛП и отражает динамику происходящих перемен.

Исследование пространственно-временной структуры донных отложений с помощью изотопного датирования по природному ^{210}Pb и техногенным ^{137}Cs и ^{90}Sr позволяет определить хронологию формирования осадочных слоёв в течение последних 100–150 лет (Appleby, 1986; Aliev, 2007; Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012) при возможности экстраполяции на более ранние периоды. Это даёт качественно новые данные, способные актуализировать представления о механизмах осадконакопления в шельфовых бассейнах седиментации после окончания МЛП.

В соответствии с вышеизложенным, в работе была поставлена цель — оценить пространствен-

но-временные особенности проявления возможного отклика осадконакопления на смещение кромки дрейфующих льдов на северной окраине баренцевоморского шельфа после МЛП. Для достижения поставленной цели в работе решаются следующие задачи: анализ изменчивости положения кромки дрейфующих льдов с 1901 г.; изучение строения и радиоизотопное датирование донных отложений, накопившихся за последние 100–150 лет; определение короткопериодных флуктуаций скоростей осадконакопления в условиях климатических изменений.

РАЙОН РАБОТ

Экспедиционный сбор материала выполнен по маршруту дрейфа во льдах НИС «Академик Трёшников» по программе «Трансарктика–2019» (Фролов и др., 2019) в марте–мае 2019 г. (рис. 1). В основу работы легли материалы, полученные в результате отбора и анализа трёх колонок донного осадка вдоль трансекты, пересекающей жёлоб Франц-Виктория в юго-западном направлении. Глубины отбора и мощность вскрытых донных отложений составили соответственно: ST5-6 — 120 м и 15 см (к северо-вос-

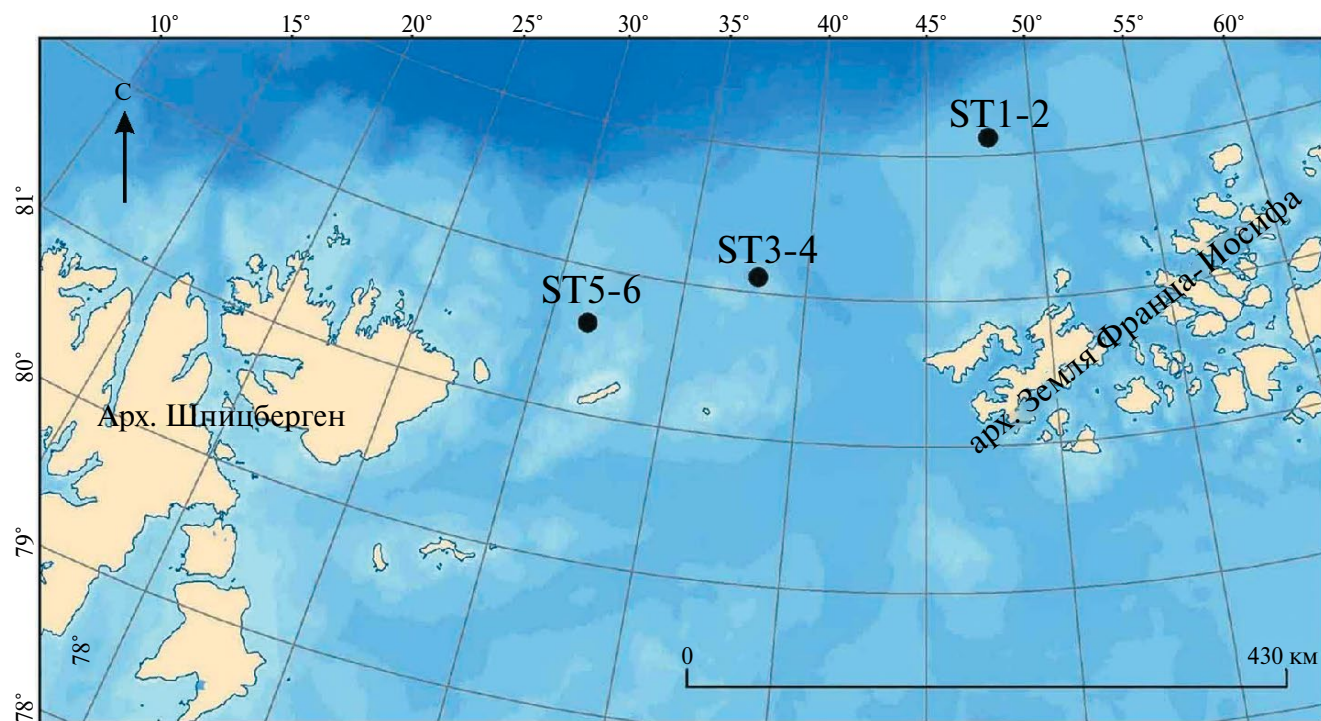


Рис. 1. Станции отбора колонок донных отложений на северной окраине Баренцевоморского шельфа. НИС «Академик Трёшников», март–май 2019 г.

Fig. 1. Seabed sediment core sampling at the northern margin of Barents Sea shelf. RV “Academician Treshnikov”, March–May 2019

току от Шпицбергена), ST3-4 — 340 м и 18 см (жёлоб Франц-Виктория), ST1-2 — 180 м и 11 см (к северу от ЗФИ). Расстояние до ближайшей суши: ST5-6 — 50 км до о. Белый и 100 км до Северо-Восточной Земли (арх. Шпицберген), ST3-4 — 130 км до Земли Александры (ЗФИ), 140 км до о. Белый и 240 км до Северо-Восточной Земли (арх. Шпицберген), ST1-2 — 120 км до о. Артура (ЗФИ).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Отбор проб. Орудием отбора проб был коробчатый пробоотборник (бокс-коррер). Колонку донных отложений вырезали пластиковой трубкой диаметром 10 см из толщи осадка, не нарушая стратиграфии. В дальнейшем отобранные колонки донных отложений замораживали, после чего доставляли в лабораторию океанографии и радиоэкологии ММБИ РАН, где разделяли на горизонты с дискретностью 1 см.

Анализ положения кромки дрейфующих льдов проводился для периода 1901–2024 гг. В качестве исходных данных использовались различные архивы NOAA, находящиеся в открытом доступе (NOAA..., 2025):

1. G10007 (1901–1956 гг.) — концентрация и распространение арктического морского льда по картам Датского метеорологического института (далее — ДМИ). Исходными данными служат отсканированные карты наблюдаемой и предполагаемой протяжённости морского льда для каждого летнего месяца, как правило, с апреля по август, но иногда включая март и сентябрь. Бумажные карты были нарисованы от руки картографами ДМИ и основаны на скомпилированных наблюдениях за ледовыми условиями, сообщённых переменной сетью национальных организаций, береговыми наблюдателями, научными экспедициями и судами, которые подробно описаны по месяцам в отчёте, сопровождающем каждый год карт. В случаях, когда наблюдения отсутствовали, главные составители карт могли нарисовать дополнительный ледяной покров, используя свои знания о климатологии и движении льда (Underhill et al., 2014). Однако район Шпицбергена и ЗФИ часто посещался судами, поэтому здесь имеется довольно много наблюдений, чтобы считать этот набор данных достаточно надёжным для задач настоящей работы.

2. G02169 (1967–2002 гг.) — положение кромки льда в Северных морях с марта по август на

основе карт Норвежского метеорологического института (НМИ) (1967–1978 гг.) и спутниковых данных, полученных с помощью пассивного микроволнового метода (1979–2002 гг.). Карты НМИ составлены в основном по спутниковым снимкам, а кромка льда на них определялась по концентрации более 10%. Для микроволнового метода кромка льда приведена по концентрации более 30% (Divine et al., 2009).

3. G02135 (2003–2024 гг.) — ежемесячное положение кромки льда в Арктике на основе спутниковых данных, полученных с помощью пассивного микроволнового метода. Кромка льда приведена по концентрации более 15% (Fetterer et al., 2017).

Все используемые данные представлены в формате шейп-файлов ежемесячных границ распространения морского льда. Для единообразия анализа были выбраны данные по августу каждого года, отражающие наименьшую площадь дрейфующих льдов за каждый рассматриваемый год. Измерения кратчайших расстояний от каждой точки отбора колонок до кромки дрейфующих льдов проводились в программном пакете ArcGIS.

Гранулометрический анализ слоёв донного осадка выполнен по методике, разработанной ВНИИОкеангеология (Андреева, Лапина, 1998). Расчёт массы пробы выполнен с поправкой на содержание органического вещества, содержание которого определяли косвенно методом прокаливания. Аликвоту каждой пробы прокаливали в муфельной печи при температуре 450 °С до постоянной массы. Для интерпретации типов донных отложений использовали классификацию М.В. Клёновой (Клёнова, 1960), которая является наиболее удобным и точным инструментом для фиксации смены литотипов и условий осадконакопления в бассейне седиментации. Кроме того, данная классификация позволяет сравнить новые данные с ранее полученными материалами для прибрежных и открытых участков моря.

Радиометрический анализ. Во всех пробах определено содержание природных (^{210}Pb , ^{226}Ra) и техногенных (^{137}Cs , ^{90}Sr) радионуклидов. Измерения их удельной активности в донных отложениях проводили на многоканальном спектрометре рентгеновского и γ -излучения b13237 (Canberra, США) со свинцовой защитой детектора «Экран-2П» фирмы «Аспект» (Россия). Спектрометр оснащён широкополосным детектором из сверхчистого германия планарного типа BE5030 с диапазоном охвата регистрации

энергий γ -квантов от 3 кэВ до 3 МэВ. Цифровая обработка спектров и идентификация радионуклидов выполнена на программном обеспечении Genie-2000 (версия 3.3).

Перед проведением измерений все исследуемые образцы осадков выдерживали 30 дней в герметично закрытых сосудах для обеспечения векового равновесия между ^{226}Ra и ^{222}Rn , а также ^{214}Pb и ^{214}Bi (Appleby, 1986). Радионуклиды $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$, ^{226}Ra и ^{137}Cs измеряли в этих же сосудах (геометрия «банка», объём 100 мл), время экспозиции от 1 до 3 сут. Удельную активность $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$ определяли по γ -линии 46.5 кэВ, ^{137}Cs — по γ -линии 661.7 кэВ. Активность $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, поступившего с атмосферными выпадениями, рассчитывали как разность между $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$ и «фоновым» ^{210}Pb , образующегося *in situ* в грунте, который идентифицировали по основным линиям ^{226}Ra . Количественное определение ^{226}Ra выполнено по γ -линиям ^{214}Pb (295.2 и 351.9 кэВ) и ^{214}Bi (1120 кэВ). Данные измерений были скорректированы на дату сбора кернов, результаты приведены на сухой вес с поправкой на самопоглощение и геометрию образца.

Определение удельной активности ^{90}Sr в донных отложениях было выполнено радиометрическим методом с радиохимической подготовкой. Образцы осадка массой ~100 г предварительно подвергали радиохимическому концентрированию оксалатным методом с выделением дочернего радионуклида ^{90}Y , который находится в равновесии со ^{90}Sr . Активность ^{90}Y в счётном образце измеряли методом непосредственной оценки с применением жидкосцинтилляционного β -радиометра «LS 6500» (Beckman Coulter Inc.), для которого предварительно определена эффективность прибора к излучению Черенкова с помощью эталонного раствора радионуклидов $^{90}\text{Sr} + ^{90}\text{Y}$. Измерение скорости счёта импульсов для каждого счётного и фонового (1М НСl) образцов проводили не менее шести раз при времени одного измерения 10 мин. Результаты измерений приведены на сухой вес. Подробное описание дано в аттестованной «Методике измерений удельной активности радионуклида стронция-90 в пробах окружающей среды на сцинтилляционной установке LS 6500», № 676/210-(01.00250)-2015 от 25.08.2015 (ФР.1.38.2016.23696).

Методика расчёта календарного возраста осадочных слоёв донных отложений и скорости осадконакопления. Расчёт календарного возраста донных отложений в слоях выполнен методом

датировки современных осадков по неравновесному (избыточному) свинцу ($^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$) (Aliev et al., 2007; Русаков и др., 2019). При расчёте скорости осадконакопления использовали модель постоянного потока (Constant Flux, CF), которая основана на данных об активности $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, поступающей в водоёмы с потоком массы наносов (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012). В соответствии с рекомендациями при построении моделей радиометрического датирования (Abril, 2022) в ходе расчётов учитывалась глубина залегания массы осадка (или «массовая глубина» от «mass depth», m_h , г/см²), которая представляет собой отношение сухой массы отложений, накопленных на границе раздела осадок–вода, к единице площади. Эта величина, в отличие от «истинной» глубины, остаётся неизменной при естественном уплотнении и укорачивании исследуемой осадочной толщи (в процессе отбора, хранения и экструзии колонок). Результаты вычислений отнесены к середине исследуемого слоя. Слои, лежащие ниже принятой по измерениям границы равновесия (равновесная глубина, г/см²) между «фоновым» ^{210}Pb и $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, не учитываются при расчёте возраста отложений. Формула расчёта:

$$t(i) = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A(0)}{A(i)},$$

где $t(i)$ (год) — возраст верхней части осадочного слоя, $A(i) = A(0)e^{-\lambda t}$, $A(0)$ (Бк/м²) — активность $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, накопленная на поверхности морского дна; λ — постоянная радиоактивного распада ^{210}Pb (0.03118 ± 0.00017 год⁻¹).

Скорость седиментации (см/год) и поток массы осаждающегося материала (г/см²·год) определяли по стандартной процедуре расчёта (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012), исходя из возраста слоёв в колонках.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гидрологические условия транспорта терригенного материала. Район исследования представляет собой трансекту через приустьевую часть жёлоба Франц-Виктория, располагающуюся к северо-востоку от Шпицбергена и к северу от ЗФИ. Средняя глубина жёлоба, который является основной морфологической структурой района, составляет около 300 м. Здесь располагается серия проливов между Шпицбергом и ЗФИ, через который происходит основной водообмен между Баренцевым морем и Арктическим бассейном — до 70% (Воды Баренцева...,

2016). Океанография пролива определяется разнонаправленными течениями. Особенностью системы течений в проливе является поток атлантических вод из Арктического бассейна в Баренцево море. Противоположно направленные течения создают систему вихрей и круговоротов, свойственных зоне смешения, в том числе вихрей бароклинной природы. При недостатке океанографических наблюдений возникает неопределённость с объёмом и даже направлением результирующего переноса вод и, соответственно, дрейфа ледовых полей, включая припайные ледяные массивы. Проливы между Шпицбергом и ЗФИ редко очищаются ото льда полностью, поэтому наблюдения здесь выполняются также редко. Согласно последней уточнённой схеме течений в проливе (Воды Баренцева..., 2016), поток, выходящий из Баренцева моря, проходит вдоль восточного борта жёлоба Франц-Виктория и является ветвью огибающего архипелаг кольцевого течения. Поток холодных вод из Арктического бассейна продвигается вдоль западного борта. На глубинах более 100 м в Баренцево море поступают относительно тёплые трансформированные воды атлантического происхождения. Временами объём поступления этих вод может быть настолько велик, что они смыкаются с водами северной ветви Нордкапского течения в Баренцевом море (Lind, 2012). По данным численного моделирования, результирующий перенос может быть направлен как в одну, так и в другую сторону, что, по-видимому, зависит от интенсивности притока атлантических вод. Объём результирующего потока оценивается в 0.3–0.36 Св. Возникающие интенсивные течения могут размывать верхние слои донного осадка на локальных участках — поднятиях, бровках, искажая хронологическую структуру верхнего (придонного) современного слоя донных осадков.

Данные, полученные в зимний период во время дрейфа НИС «Академик Трёшников», уточняют и детализируют имеющиеся из многолетней практики представления о циркуляции вод в жёлобе. В частности, атлантические воды в проливе сохраняют положительную температуру и более низкую солёность, чем зимние шельфовые баренцевоморские воды. Возникающие в этих условиях в системе течений вихри получают вертикальное развитие в глубинные горизонты.

Ледовые условия и анализ положения кромки дрейфующих льдов. Другим важным условием седиментации и хронологической смены литотипа

донных отложений является ледовый режим, включающий динамику дрейфующих ледовых полей, припайных льдов и айсбергов. Через район исследования проходит климатическая граница летней кромки дрейфующих льдов. Несмотря на значительную многолетнюю вариацию ледовитости Баренцева моря (до 50%) следует учитывать, что в период минимума сезонной ледовитости в сентябре район редко очищается от ледовых полей полностью (Гидрометеорология..., 1990; Марченко, 2018). В проливе имеет место ледообмен Баренцева моря с Арктическим бассейном. Дрейф и распределение льда определяются направлениями преобладающих ветров и системой течений. Основной вектор дрейфа льдов Арктического бассейна через проливы между Шпицбергом и ЗФИ направлен с севера на юго-запад, по направлению течения Персея. В массу выходящих из Баренцева моря ледяных массивов могут поступать также льды из Карского моря вдоль южной окраины архипелага ЗФИ. Нередко сюда поступают старые многолетние льды.

Анализ архивов NOAA о положении кромки дрейфующих льдов по состоянию на август за более чем вековой период (с 1901 по 2024 г.; рис. 2) показывает, что её смещение происходило в основном в полосе шириной примерно 400 км. При этом сама полоса имела тренд на смещение с юга на север и с запада на восток. В рамках рассматриваемого периода смещение минимальных и максимальных положений кромок оценивается в пределах 200–300 км в северо-восточном направлении, что соответствует общей тенденции отступления летней границы дрейфующих морских льдов к северу в конце XX в. Таким образом, в каждой точке отбора колонок можно выделить два периода: 1) когда в августе наблюдался дрейфующий лёд (иногда за исключением отдельных лет, когда кромка льда располагалась вблизи рассматриваемых точек, которые уже могли располагаться в открытой воде), 2) когда стали чаще повторяться годы, в которые в августе в рассматриваемых точках наблюдалась оттаявшая вода, а кромка дрейфующих льдов смещалась к северу или к востоку от точек отбора колонок на расстояние до 100–200 км. Смена данных периодов происходила последовательно с запада на восток: ST5-6 — в 1970 г., ST3-4 — в 1984 г., ST1-2 — в 2011 г. (см. рис. 2). Эпизоды, когда кромка дрейфующего льда в августе располагалась вблизи от рассматриваемых точек отбора колонок, отмечались в 1922–23, 1930, 1937 и 1984 гг.

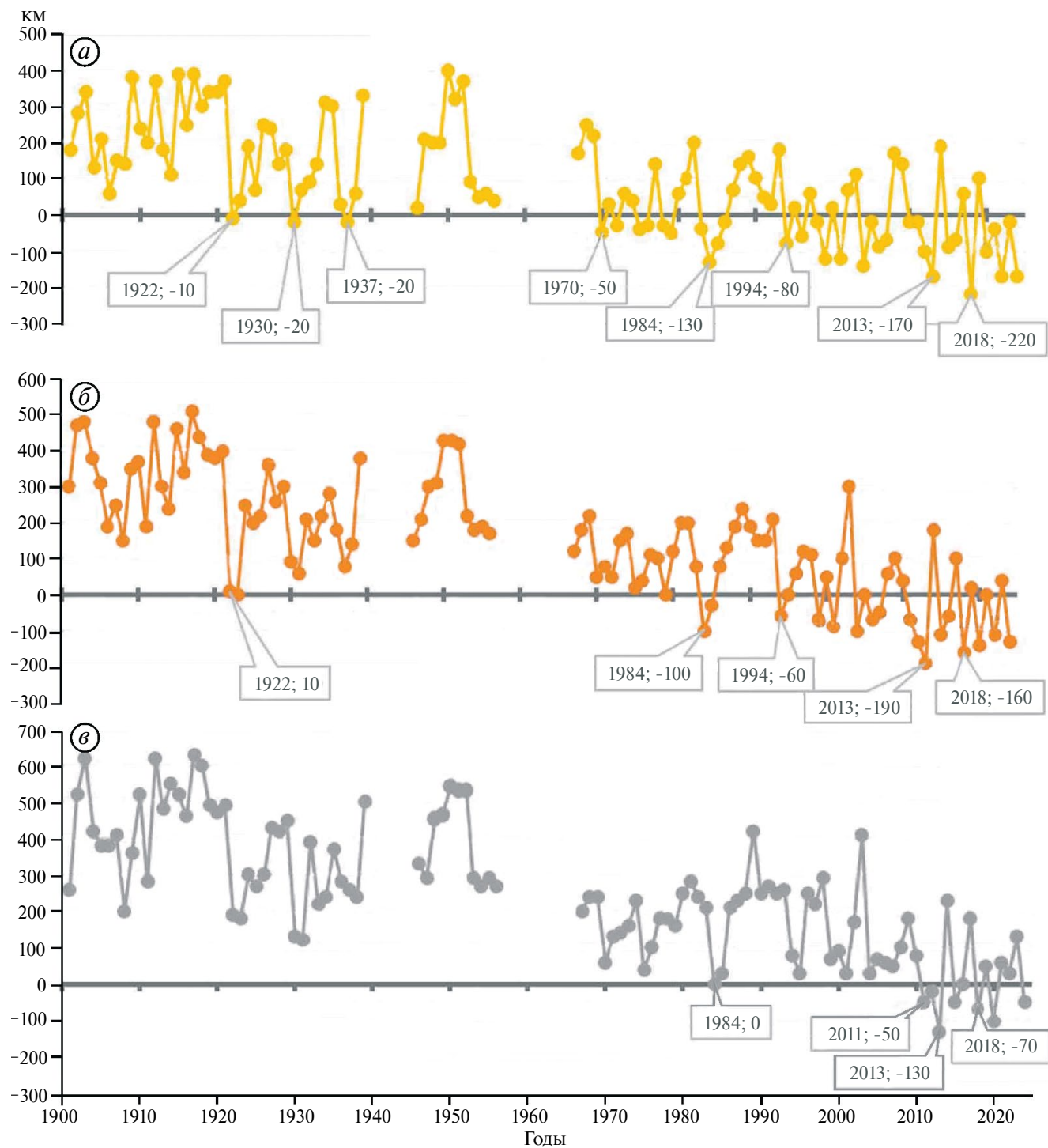


Рис. 2. Многолетнее смещение кромки дрейфующего льда в августе относительно точек отбора колонок: ST5-6 (а), ST3-4 (б) и ST1-2 (в) за период 1901–2024 гг. Положительные значения соответствуют кромке льда к югу или западу (точка находится в области распространения дрейфующего льда), а отрицательные – к северу или востоку (точка находится в открытой воде)

Fig. 2. The long-term displacement of the drifting ice edge in August relative to the location of sediment cores ST5-6 (a), ST3-4 (b) and ST1-2 (c) for 1901–2024. Positive values correspond to the ice edge to the S or W (the point is in the drift ice area), and negative values correspond to the ice edge to the N or E (the point is in open water)

Гранулометрический состав донных отложений. Донные отложения изученных колонок представлены широким спектром размерных фракций (таблица). При этом хорошо выражена дифференциация гранулометрического состава и плотностных характеристик осадков вдоль трансекты через приустьевую часть жёлоба Франц-Виктория.

В осадках к северо-востоку от арх. Шпицберген (ST5-6, 120 м), как правило, преобладают пелит и алевроит. Однако по колонке отмечается существенная примесь разнотернистого песка и гравийно-галечного материала, которая распределена неравномерно по профилю колонки. В верхней части вскрытой осадочной толщи, с горизонта 7 см, определяется наличие ледового материала (зёрен дресвы и щебня), который не был отмечен на залегающих ниже горизонтах. При этом содержание данных включений увеличивается к поверхности в несколько раз. Фрагментарность этих включений в осадочные горизонты позволяет говорить о периодических изменениях условий седиментации и характера ледового переноса.

Ближе к оси жёлоба Франц-Виктория (ST3-4, 340 м) отмечается относительно монотонное накопление алевро-пелитового материала по всей вскрытой осадочной толще с примесью разнотернистого песка. В большинстве слоёв доля этих примесей не превышает 10% от общей массы осадочного материала. В нижних слоях колонки, глубже 7 см, фиксируются одиночные зёрна гравийной фракции, доля которых не превышает 1% в общем гранулометрическом составе горизонтов. Данные включения имеют уплощённую форму и, как правило, весят менее 0.1 г, что позволяет говорить о поступлении частиц за счёт эолового переноса на поверхность морского льда, образовавшегося вблизи побережья.

Донные отложения к северу от ЗФИ (ST1-2, 180 м) представлены плохо сортированным материалом. По всей вскрытой толще доля фракций алевроита и пелита составляет менее 50% от общей массы осадка. Примесь разнотернистого песка в пределах 20–30%. Доля гравийно-галечного материала и дресвы колеблется от 9 до 25%. Устойчивой закономерности распределения гранулометрических фракций по профилю колонки не наблюдается. В целом, гранулометрический состав отражает определённые постоянные условия осадконакопления с устойчивым доминированием одного фактора. Таким фактором представляется разнос плохо отсортированного

осадочного материала припайными льдами островных отмелей и айсбергов ЗФИ.

Как показал гранулометрический анализ, изученные колонки имеют различное строение, не похожее друг на друга. Центральная колонка (ST3-4) представлена однородными хорошо сортированными алевро-пелитовыми отложениями без крупнообломочных включений (0–18 см). Восточная колонка (ST1-2), наоборот, состоит из плохо сортированных алевро-пелитовых отложений с большим количеством крупнообломочного материала (9–25%; 0–11 см). Наконец, западная колонка (ST5-6) имеет двучленное строение: нижняя пачка (7–14 см) представлена отложениями, похожими на колонку ST3-4; верхняя пачка (0–7 см) похожа на отложения колонки ST1-2, однако содержание крупнообломочного материала не так равномерно и варьирует в более широких пределах (3–67%).

Удельная активность радионуклидов в осадочных слоях колонок и календарный возраст. Результаты определения природных ($^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$, ^{226}Ra , $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$) и техногенных (^{137}Cs , ^{90}Sr) радионуклидов представлены в приложении к рис. 3. В колонке ST5-6 удельная активность $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$ варьирует от 35.8 до 131 Бк/кг. Среднее значение ^{226}Ra составляет 35.0 ± 3.4 Бк/кг. Границей равновесия между «фоновым» ^{210}Pb и $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ принят слой 9–10 см. В слоях, лежащих ниже, рассчитанные показатели $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ имеют отрицательные значения. Техногенный радионуклид ^{137}Cs обнаружен по всей вскрытой осадочной толще, ^{90}Sr — в слоях от 1 до 6 см.

В колонке ST3-4 удельная активность $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$ составляет от 34.6 до 222 Бк/кг. В поверхностном слое его содержание существенно выше, чем в других колонках. Рассчитанная активность $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ на этом горизонте также повышена (189.6 Бк/кг), что можно объяснить переносом тонкодисперсного осадочного материала через осевой район жёлоба многолетними льдами из Арктического бассейна. По всей колонке среднее содержание ^{226}Ra — 30.0 ± 3.0 Бк/кг. Равновесие между «фоновым» ^{210}Pb и $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ установлено на глубине 6–7 см. Радионуклиды ^{137}Cs и ^{90}Sr обнаружены по профилю керна от 0 до 6 см.

В колонке ST1-2 удельная активность $^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$ варьирует от 15.0 до 117.8 Бк/кг. Среднее значение ^{226}Ra составляет 13.6 ± 1.8 Бк/кг. Содержание $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ изменяется от 1.8 до 103.4 Бк/кг. Судя по измерениям, граница равновесия между «фоновым» ^{210}Pb и $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ находится на глубине 9–10 см. Техногенные радионуклиды ^{137}Cs и ^{90}Sr обнаружены в слоях от 0 до 4 см.

Таблица. Гранулометрический состав вскрытой толщи донных отложений, %**Table.** Grain-size of the sediment core layers, %

№ колон-ки	Слой осадка, см	ППП	Фракция, мм								Литотип
			Гравий		Песок			Алеврит		Пелит	
			>2	2–1	1–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	0.1–0.05	0.05–0.01	<0.01	
ST5-6	0–1	7.10	65.2	1.7	1.0	0.9	1.9	4.5	6.9	17.9	Песчанистый ил
	1–2	8.50	20.4	1.0	1.6	1.6	4.0	9.9	21.0	40.3	Ил
	2–3	7.10	25.4	2.2	2.2	1.7	4.5	10.8	14.3	39.0	
	3–4	9.40	28.1	1.0	1.0	1.1	3.3	7.7	17.5	40.2	
	4–5	9.80	5.7	0.4	1.1	0.9	5.8	12.0	20.1	54.0	Глинистый ил
	5–6	9.60	1.9	0.6	1.2	1.0	3.9	10.0	24.3	57.2	
	6–7	7.20	11.0	1.1	0.9	1.3	5.1	11.2	20.9	48.6	Ил
	7–8	6.17	3.2	1.7	0.8	4.5	19.6	18.6	13.4	38.2	
	8–9	5.73	0.1	0.1	0.1	0.8	6.6	10.6	15.9	65.7	Глинистый ил
	9–10	5.58	0.8	2.0	2.7	5.0	11.6	16.8	13.7	47.4	Ил
	10–11	5.42	0.1	1.2	1.5	2.6	3.0	17.8	19.4	54.4	Глинистый ил
	11–12	4.00	0.2	0.3	1.0	3.3	3.2	22.9	19.0	50.1	
	12–13	6.11	0.0	1.5	2.9	8.4	11.3	17.9	16.1	41.9	Ил
	13–14	6.06	0.8	3.9	10.8	12.0	13.5	17.4	13.5	28.2	Песчанистый ил
ST3-4	0–1.5	4.13	0.0	0.0	0.0	1.1	5.2	22.9	27.2	43.6	Ил
	1.5–3	4.09	0.0	0.0	0.0	1.2	7.7	23.4	28.6	39.1	
	3–4	3.54	0.0	0.0	0.0	2.9	3.8	22.3	28.7	42.3	
	4–5	3.76	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	20.6	31.8	44.7	
	5–6	3.17	0.0	0.0	0.0	0.3	2.6	19.1	32.1	45.9	
	6–7	3.65	0.0	0.1	0.3	0.8	0.9	30.2	25.8	41.9	
	7–8	3.64	0.0	0.2	0.3	1.0	6.7	32.2	25.3	34.2	
	8–9	3.67	0.0	0.4	0.7	0.4	5.2	31.3	27.6	34.5	
	10–11	3.92	0.0	0.2	0.5	0.5	3.4	33.1	23.9	38.4	
	11–12	4.74	0.0	0.3	0.5	1.1	10.1	37.1	21.4	29.6	Песчанистый ил
	12–13	5.60	0.7	0.4	0.4	2.2	9.3	33.6	23.4	29.9	
	13–14	5.60	0.0	0.2	0.0	0.0	1.5	36.9	26.6	34.9	Ил
	14–15	5.50	0.0	0.1	0.0	0.1	4.2	28.9	25.1	41.5	
	15–16	6.50	0.0	0.2	0.4	0.5	5.5	33.0	25.2	35.1	
ST1-2	16–18	6.30	0.1	0.1	0.3	1.0	5.5	25.8	25.6	41.6	
	0–1	4.30	7.6	1.5	3.3	28.2	16.6	14.4	7.3	21.0	Песчанистый ил
	1–2	4.60	9.4	1.9	4.0	19.2	18.1	13.7	10.6	23.1	
	2–3	3.50	20.0	1.8	3.4	16.2	17.2	12.2	9.1	20.1	
	3–4	4.70	16.2	1.8	3.8	22.0	13.2	13.1	9.2	20.7	
	4–5	2.00	18.8	5.2	3.8	13.7	18.4	13.7	7.5	18.9	
	5–6	1.65	20.7	4.1	4.1	16.4	18.7	11.3	6.8	17.8	
	6–7	2.02	14.5	4.0	3.9	18.2	17.6	15.9	8.7	17.2	
	7–8	1.49	14.0	4.4	5.1	18.0	23.1	12.3	8.0	15.3	
	8–9	2.14	18.3	3.1	3.3	15.0	23.7	12.6	7.9	16.0	
	10–11	1.35	7.6	2.6	5.0	22.4	26.6	19.8	9.3	6.8	

Наблюдаемое устойчивое снижение удельной активности $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ с глубиной по профилю колонок характеризует стабильность процессов осадконакопления и даёт возможность провести датировку слоёв донного осадка (рис. 3, а). По результатам расчёта календарного возраста установлено, что слои равновесия в точках отбора начали формироваться в конце XIX — начале XX веков (см. рис. 3).

Рассчитанный возраст слоёв проверялся с помощью независимых хроностратиграфических маркеров — техногенных радионуклидов ^{137}Cs ($T_{1/2} = 30.2$ лет) и ^{90}Sr ($T_{1/2} = 28.8$ лет). По повышению удельной активности этих изотопов в профиле колонок возможно подтвердить характерные для Арктики «ключевые» даты, такие как глобальные атмосферные выпадения после испытаний атомного оружия на Новой Земле (1955–1962 гг.) и трансграничный перенос течением сброшенных в Ирландское море отходов западноевропейских радиохимических предприятий «Селлафилд» и «Ла Аг» (максимум сбросов в 1974–1977 гг.) (Сивинцев и др., 2005). Интерпретировать профили ^{137}Cs в исследуемом районе сложно, так как источников поступления много и поступление зачастую растянуто во времени. Поэтому мы использовали дополнительный маркер — ^{90}Sr . В настоящей работе впервые было проведено исследование распределения ^{90}Sr в вертикальных профилях донных отложений выше 80° северной широты. В период с 2000 по 2019 г. ММБИ РАН проводил ежегодный анализ распределения ^{90}Sr в поверхностных донных отложениях Баренцева моря. Регулярные наблюдения указывают на стабильно низкий уровень загрязнения и относительно разнородное распределение удельной активности ^{90}Sr в верхнем слое донных отложений от 0.2 до 2.5 Бк/кг. Центральная и северная части моря более всего охвачены наблюдениями последних лет. Эти области характеризуются развитием постоянных и сезонных гидрофронтов, связанных с взаимодействием атлантических и полярных вод, таянием ледяного покрова (Матишов, Ильин, 2022). Радионуклид ^{90}Sr наряду с рекомендованным геохронологическим маркером ^{137}Cs успешно использовали для датирования современных осадков в Чёрном море (Мирзоева и др., 2018). В Баренцевом море повышение удельной активности ^{90}Sr в каждой исследуемой колонке на глубине 3.5–4.5 см ($5.39\text{--}5.67$ г/см²) можно интерпретировать как суммарное накопление от глобальных и региональных источников в период 1955–1962 гг. (см. рис. 3, б–в; приложение

к рис. 3). Несмотря на растянутость во времени контрольной даты, использование ^{90}Sr в качестве подтверждения датирования исследуемых осадков по $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ считаем достаточно надёжным и обоснованным.

В профиле колонки ST5-6 уменьшение $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ от поверхности до нижнего слоя вскрытой осадочной толщи описывалось экспоненциальной кривой с $r^2 = 0.89$ (см. рис. 3, а). Определение скорости накопления по всем моделям дают сходные результаты ($0.09\text{--}0.12$ г/см² в год), однако при расчёте возраста по программе CIC (CA) нижние слои представлены более «молодыми осадками» (см. рис. 3, в). Этот факт и наличие полного запаса $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ над «равновесным» слоем 9–10 см послужило основанием выбора модели CRS(CF) для датирования колонки. В колонке ST5-6 возраст толщи 0–10 см составляет 123 ± 34.7 лет. Радионуклиды ^{137}Cs и ^{90}Sr обнаружены в толще осадка, при этом ^{137}Cs присутствует в слоях ниже 6–7 см (см. рис. 3, б), когда, согласно расчётам по $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, ядерные испытания в атмосфере ещё не проводились. В то же время, в указанном слое впервые фиксируется ^{90}Sr . Заглубление ^{137}Cs в осадок относительно ^{90}Sr и $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ можно объяснить большей геохимической подвижностью изотопа в морской среде (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012) и одновременным ростом доли песчаной фракции в отложениях с 7 до 25%. Таким образом, распределение ^{137}Cs в верификации слоёв данной колонки не может быть использовано. Первое обнаружение ^{90}Sr в осадке соответствует 1944 ± 13 г., что соотносится с началом «ядерной эпохи» (1945 г.) и испытаниями ядерного оружия на Новой Земле (1955–1962 гг.) (Сивинцев и др., 2005; Khalturin et al., 2005) и подтверждает результат расчёта по $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$.

Пик удельной активности ^{90}Sr (3.7 ± 0.2 Бк/кг) обнаружен на 4–5 см. Датированный по $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ возраст этого слоя соответствует 1960 ± 10 году. К этому времени испытания атомного оружия на Новой Земле проводились с максимальной интенсивностью вплоть до конвенционального их прекращения в 1963 г. Соответственно, к 1963 г. накопление ^{90}Sr в осадках могло достигать максимума. Высокая доля в осадке пелитовых частиц с высокой сорбционной ёмкостью (в среднем $44.5 \pm 12.2\%$) устойчиво удерживает изотоп от вымывания в воду (Матишов, Ильин, 2022). Таким образом, рассчитанная дата соответствует пику содержания ^{90}Sr и подтверждает с учётом погрешности надёжность расчёта возраста осадочного слоя 4–5 см (см. рис. 3, а; приложение к рис. 3).

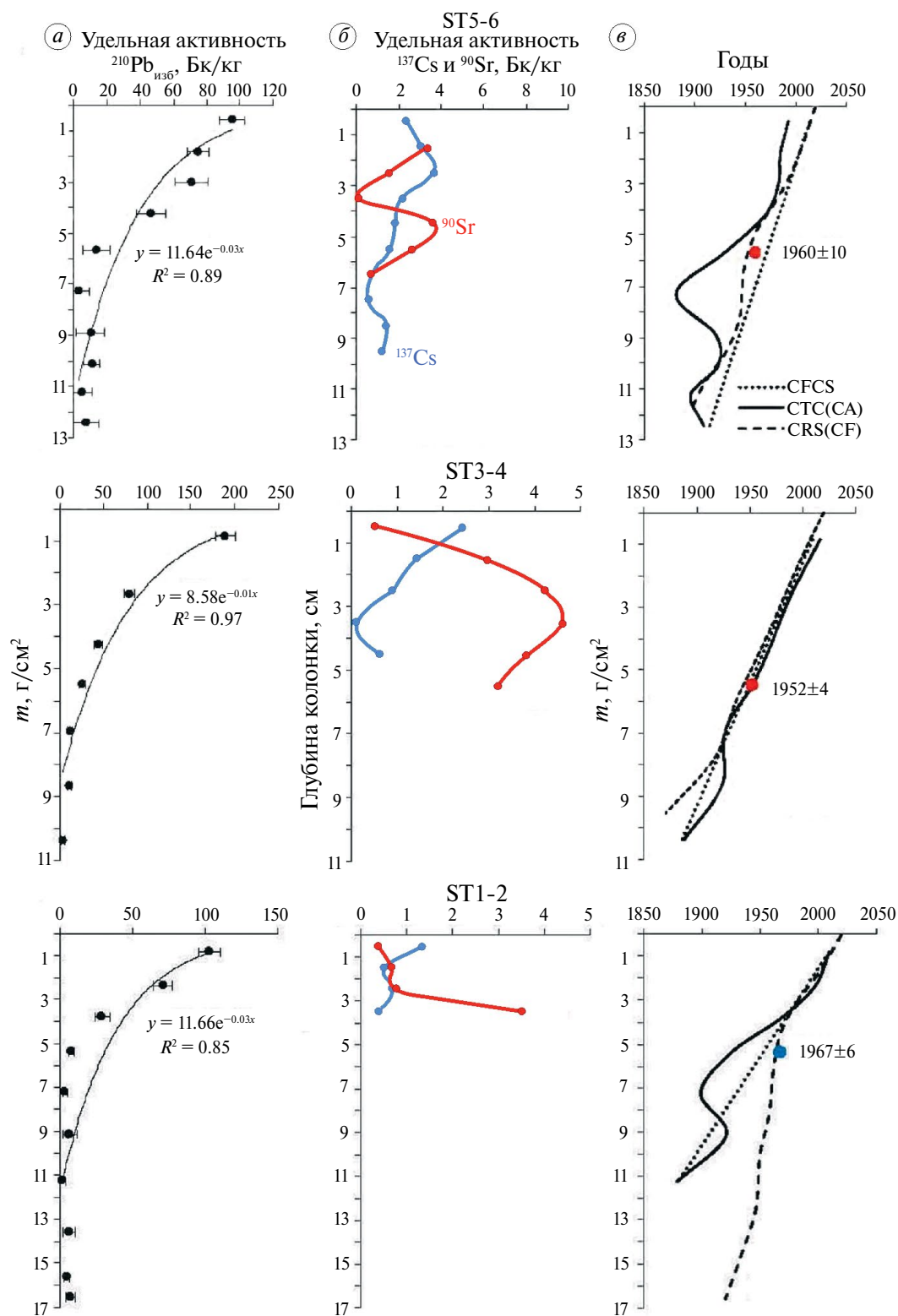


Рис. 3. Результаты определения удельной активности радионуклидов – природного $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ (а) и техногенных ^{137}Cs и ^{90}Sr (б), а также возраста осадочных горизонтов (в), рассчитанного с помощью моделей CFCS, CIC (CA) и CRS(CF), даты ($n \pm \delta$) обозначают годы образования слоёв, подтвержденные геохронологическими маркерами

Fig. 3. The results of determining the specific activity of radionuclides – natural $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (a) and man-made ^{137}Cs and ^{90}Sr (б), as well as the age of sedimentary horizons (в), calculated using CFCS, CIC (CA) and CRS(CF) models, dates ($n \pm \delta$) indicate the years of formation of the layers, confirmed by geochronological markers

Приложение к рис. 3. Результаты измерений удельной активности радионуклидов ($^{210}\text{Pb}_{\text{общ}}$, ^{226}Ra , $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, ^{137}Cs , ^{90}Sr) и расчёта возраста слоёв донного осадка

Annex to Fig. 3. Results of measurements of the specific activity of radionuclides ($^{210}\text{Pb}_{\text{total}}$, ^{226}Ra , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, ^{137}Cs , ^{90}Sr) and age of sediment layers

Слой, см	$m_{\text{л}}$, г/см ²	$^{210}\text{Pb}_{\text{общ}} \pm \delta^*$, Бк/кг	$^{226}\text{Ra} \pm \delta$, Бк/кг	$^{210}\text{Pb}_{\text{изб}} \pm \delta$, Бк/кг	$^{137}\text{Cs} \pm \delta$, Бк/кг	$^{90}\text{Sr} \pm \delta$, Бк/кг	Год образования слоя** $\pm \delta$	Поток частиц, г/см ² в год	Скорость седиментации, см/год
ST5-6									
(0–1) 0.5	0.57	131.0 $\pm$ 7.3	35.5 $\pm$ 2.1	95.5 $\pm$ 7.6	2.4 $\pm$ 0.6	< МДА****	2019***	0.06	Ср. 0.07
(1–2) 1.5	1.82	106.0 $\pm$ 6.2	31.2 $\pm$ 2.3	74.8 $\pm$ 6.6	3.1 $\pm$ 0.3	3.4 $\pm$ 0.5	2009 $\pm$ 1	0.11	0.05
(2–3) 2.5	3.00	107.3 $\pm$ 9.2	36.6 $\pm$ 3.6	70.7 $\pm$ 9.9	3.7 $\pm$ 0.6	1.6 $\pm$ 0.1	1997 $\pm$ 3	0.09	0.09
(3–4) 3.5	4.23	84.9 $\pm$ 8.1	38.5 $\pm$ 3.3	46.4 $\pm$ 8.7	2.2 $\pm$ 0.4	0.2 $\pm$ 0.1	1983 $\pm$ 5	0.07	0.07
(4–5) 4.5	5.67	55.1 $\pm$ 7.0	41.5 $\pm$ 3.9	13.6 $\pm$ 8.0	1.8 $\pm$ 0.6	3.7 $\pm$ 0.2	1960 $\pm$ 10	0.07	0.06
(5–6) 5.5	7.28	36.0 $\pm$ 5.2	33.0 $\pm$ 3.1	3.0 $\pm$ 6.1	1.6 $\pm$ 0.3	2.7 $\pm$ 0.4	1949 $\pm$ 13	0.17	0.05
(6–7) 6.5	8.89	43.5 $\pm$ 8.1	33.3 $\pm$ 2.9	10.2 $\pm$ 8.6	0.7 $\pm$ 0.2	0.7 $\pm$ 0.1	1944 $\pm$ 13	0.19	0.11
(7–8) 7.5	10.11	43.3 $\pm$ 4.3	32.5 $\pm$ 2.3	10.8 $\pm$ 4.9	0.6 $\pm$ 0.1	< МДА	1931 $\pm$ 16	0.08	0.12
(8–9) 8.5	11.22	35.8 $\pm$ 5.6	31.1 $\pm$ 2.6	4.7 $\pm$ 6.2	1.4 $\pm$ 0.4	< МДА	1912 $\pm$ 26	0.06	0.06
(9–10) 9.5	12.43	44.3 $\pm$ 6.8	37.2 $\pm$ 3.9	7.1 $\pm$ 7.8	1.2 $\pm$ 0.5	< МДА	1896 $\pm$ 35	0.05	0.05
ST3-4									
(0–1) 0.5	0.85	222.0 $\pm$ 11.8	32.4 $\pm$ 1.7	189.6 $\pm$ 11.9	2.4 $\pm$ 0.4	0.5 $\pm$ 0.1	2019	0.09	Ср. 0.04
(1–2) 1.5	2.65	107.0 $\pm$ 5.8	27.4 $\pm$ 1.3	79.6 $\pm$ 6.0	1.4 $\pm$ 0.2	3.0 $\pm$ 0.5	1995 $\pm$ 2	0.07	0.06
(2–3) 2.5	4.24	76.3 $\pm$ 4.4	32.3 $\pm$ 1.8	44.0 $\pm$ 4.8	0.9 $\pm$ 0.3	4.2 $\pm$ 0.7	1970 $\pm$ 3	0.07	0.04
(3–4) 3.5	5.48	56.1 $\pm$ 3.5	30.2 $\pm$ 1.8	25.9 $\pm$ 3.9	0.1 $\pm$ 0.1	4.6 $\pm$ 0.8	1952 $\pm$ 4	0.07	0.04
(4–5) 4.5	6.93	43.8 $\pm$ 2.4	32.2 $\pm$ 1.4	11.6 $\pm$ 2.8	0.6 $\pm$ 0.1	3.8 $\pm$ 0.6	1935 $\pm$ 6	0.07	0.05
(5–6) 5.5	8.65	38.8 $\pm$ 2.4	28.1 $\pm$ 1.6	10.7 $\pm$ 2.9	< МДА	3.2 $\pm$ 0.6	1916 $\pm$ 8	0.07	0.05
(6–7) 6.5	10.36	34.6 $\pm$ 2.1	31.1 $\pm$ 1.4	3.5 $\pm$ 2.5	< МДА	< МДА	1871 $\pm$ 23	0.03	0.04
ST1-2									
(0–1) 0.5	0.82	117.8 $\pm$ 7.5	14.4 $\pm$ 1.6	103.4 $\pm$ 7.7	1.3 $\pm$ 0.3	0.4 $\pm$ 0.1	2019	0.08	Ср. 0.1
(1–2) 1.5	2.37	88.4 $\pm$ 6.2	17.2 $\pm$ 1.8	71.2 $\pm$ 6.5	0.5 $\pm$ 0.1	0.7 $\pm$ 0.1	2001 $\pm$ 2	0.08	0.06
(2–3) 2.5	3.81	43.5 $\pm$ 4.3	14.3 $\pm$ 1.8	29.2 $\pm$ 4.7	0.7 $\pm$ 0.03	0.8 $\pm$ 0.1	1981 $\pm$ 4	0.07	0.05
(3–4) 3.5	5.39	21.7 $\pm$ 1.7	14.0 $\pm$ 1.3	7.7 $\pm$ 2.1	0.4 $\pm$ 0.1	3.5 $\pm$ 0.6	1967 $\pm$ 6	0.13	0.05
(4–5) 4.5	7.23	16.5 $\pm$ 1.5	13.1 $\pm$ 1.0	3.4 $\pm$ 1.8	< МДА	< МДА	1961 $\pm$ 7	0.36	0.08
(5–6) 5.5	9.14	20.7 $\pm$ 4.8	14.0 $\pm$ 1.4	6.7 $\pm$ 5.0	< МДА	< МДА	1958 $\pm$ 8	0.35	0.19
(6–7) 6.5	11.27	15.0 $\pm$ 2.0	13.2 $\pm$ 1.2	1.8 $\pm$ 2.3	< МДА	< МДА	1950 $\pm$ 9	0.33	0.18
(7–8) 7.5	13.61	18.8 $\pm$ 3.9	12.7 $\pm$ 1.6	6.1 $\pm$ 4.2	< МДА	< МДА	1947 $\pm$ 9	0.32	0.15
(8–9) 8.5	15.66	16.9 $\pm$ 1.4	12.3 $\pm$ 1.0	4.6 $\pm$ 1.7	< МДА	< МДА	1933 $\pm$ 10	0.15	0.14
(9–10) 9.5	16.58	17.7 $\pm$ 2.9	10.3 $\pm$ 1.2	7.4 $\pm$ 3.1	< МДА	< МДА	1921 $\pm$ 13	0.09	0.07
									0.04

* Величина погрешности измерений, Бк/кг; ** Календарная дата образования осадочного слоя $\pm$ неопределённость, лет; *** Год отбора колонки; **** Ниже минимально детектируемой активности.

В профиле колонки ST3-4 $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ монотонно уменьшался с $r^2 = 0.97$ (см. рис. 3, а), что позволило на основе $\ln C_i$, массовой глубины (m_h , г/см²) и глубины (см) с использованием уравнения линейной регрессии рассчитать средние значения годового потока частиц 0.078 ± 0.005 г/м² в год. Возраст осадочной толщи 6.5 см (расчёты выполняются для середины слоя), рассчитанный по модели CFCS, которая предполагает неизменность начальной концентрации и постоянный поток $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в донные отложения, составляет 133 года. По модели CIC (CA) $r = 0.08 \pm 0.02$ г/м²/год, возраст 6.5 см — 131 год. По модели CRS(CF), которая базируется на утверждении, что поток избыточного ^{210}Pb постоянен, а скорость осадконакопления и начальная концентрация ^{210}Pb в осадке могут меняться (начальная концентрация обратно связана со скоростью осадконакопления), этот показатель составляет 0.07 ± 0.02 г/м²/год, а возраст 6 см (расчёты выполняются для верхнего и нижнего горизонтов слоя) — 149 лет. Мы выбрали датирование по модели CRS(CF), так как это наиболее широко используемая и проверенная модель датирования применяется при анализе осадочной толщи с полным запасом $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, а в нашем случае в нижних слоях колонки достигнуто равновесие между атмосферным и «фоновым» свинцом, образующимся *in situ* в грунте.

Данная модель позволит выявить малейшие возможные изменения скорости осадконакопления с целью оценки отклика седиментации в исследуемом районе на современные климатические изменения. Сопоставление дат образования слоёв с профилями техногенных радионуклидов ^{137}Cs и ^{90}Sr показано на рис. 3, б–в. Распределение ^{137}Cs не образует исторически фиксируемых пиков. Однако для профиля распределения ^{90}Sr характерно образование двухпикового «горба» в соседних слоях с глубиной 3–4 и 2–3 см (см. рис. 3, б; приложение к рис. 3). Слои датированы соответственно 1952 ± 4 и 1970 ± 3 годами. Указанные даты соответствуют годам начала ядерных испытаний на Новой Земле (1955 г.) и периоду максимального загрязнения арктических вод сбросами западноевропейских радиохимических предприятий (1974–1977 гг.) (Сивинцев и др., 2005). Тем самым, подтверждается правильность датировки осадочных слоёв в литотипе тонкодисперсных алевропелитовых отложений. Радионуклид ^{90}Sr имеет существенно более консервативное поведение, чем ^{137}Cs , то есть скорее остаётся в воде, чем переходит в отложения, коэффициент распределения его между

осадками и водой на порядок ниже, чем у цезия. Его распределение радикально отличается от распределения цезия, причём активность стронция в некоторых горизонтах выше на порядок.

В литературе есть лишь информация о высоком содержании ^{90}Sr в водах Северного Ледовитого океана и предположение, что этот факт связан с влиянием сибирских рек, впадающих в Карское море (Пути миграции..., 1999). В течение 1950–1990 гг. реки Обь и Енисей систематически загрязнялись радиоактивными сбросами предприятий атомной промышленности. В водосборный бассейн Оби поступали сбросы от установок ПО «Маяк» и Сибирского химического комбината. В реку Енисей сбрасывались отходы от Красноярского горно-химического комбината. В конечном итоге они перемещались в Карское море. Наибольшие сбросы по ^{90}Sr ($50\text{--}180$ Бк/м³) в р. Обь были до 1960 г., в результате деятельности ПО «Маяк» с 1949 по 1956 г. (Хвостова, 2019). Возможен ледовый путь переноса ^{90}Sr из морей сибирского шельфа в прилегающие части Северного Ледовитого океана. В Карском море граница речного стока простирается на сотни километров в открытое море. Все основные сибирские реки сбрасывают 30–65% годового стока за один месяц летом. Осенью в процессе замерзания морской воды взвешенный терригенный материал, обогащённый ^{90}Sr , мог захватываться льдами. Из Карского моря одно из основных направлений оттока водных масс и адвекции радионуклидов определено на север к центру Северного Ледовитого океана (Матишов, Матишов, 2001). Однако данное предположение нельзя оценивать как единственный путь поступления радионуклида, так как в Баренцево море в составе Нордкапского течения также привносится взвесь, в составе которой присутствует ^{137}Cs и ^{90}Sr от сбросов западноевропейских радиохимических предприятий. Таким образом, повышенная активность ^{90}Sr может быть следствием суммарного потока радионуклида из различных источников, действующих в одно время, что подтверждается определением возраста слоёв в колонке.

Возраст осадочной толщи 0–7 см колонки ST3-4 составляет 148.6 ± 22.8 лет. Нижние границы обнаружения ^{137}Cs и ^{90}Sr выходят за временные рамки «ядерной» эпохи (см. рис. 3, б; приложение к рис. 3), что, предположительно, объясняется биотурбацией. В осевой части жёлоба Франц-Виктория происходит хронологическое сжатие осадочных слоёв, связанное с замедленным накоплением преимущественно

тонкодисперсных осадков. Доля пелита составляет в среднем 38.5%, а доля алевритовых частиц — 54.1%. Это создаёт благоприятные условия переноса техногенных радионуклидов в процессе биотурбации в хронологически отдалённые горизонты при незначительной глубине проникновения. Таким образом, использовать нижнюю границу распределения ^{137}Cs и ^{90}Sr для датировки не корректно.

Уменьшение $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ по профилю колонки ST1-2 описывалось экспоненциальной кривой с $r^2 = 0.85$ (см. рис. 3, а). Предварительные расчёты годового потока частиц по моделям CFCS и CIC (CA) показали большой разброс значений от 0.08 до 0.42 г/м²/год в слоях от поверхности до 11.5 см, в нижних слоях до 16.5 см программа выдавала отрицательный результат. Нами было сделано предположение о неравномерности скорости осадконакопления, поэтому для датирования была выбрана модель CRS(CF) (см. рис. 3, в). Основанием использования этой модели также было достижение «равновесия» на глубине 9–10 см. Возраст осадочной толщи 0–10 см колонки ST1-2 составляет 99.1 ± 13.2 лет. Нижняя граница обнаружения техногенных радионуклидов ^{137}Cs и ^{90}Sr приходится на глубину 3–4 см. Образование данного осадочного слоя по $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ датируется 1967 ± 6 годом (см. рис. 3, в; приложение к рис. 3). В нижележащих слоях отмечена резкая смена литотипа и обогащение осадка гравийно-галечным материалом и дресвой с 8–10 до 20–25%. При данном гранулометрическом составе практически не происходит адсорбции ^{137}Cs и ^{90}Sr донным осадком, а нижняя граница их распространения не применима для верификации датировок. В вышележащих горизонтах содержание фракции с размером зерен <0.01 мм повышается до 20–23%. В этих условиях нижняя граница распределения ^{137}Cs и ^{90}Sr соответствует периоду ядерных испытаний на Новой Земле и с учётом погрешности подтверждает достоверность расчёта возраста осадочных слоёв. Учитывая систему течений и переноса льдов к востоку от жёлоба Франц-Виктория, влияние трансокеанического переноса западноевропейских радиоактивных сбросов не отразилось пиками накопления ^{137}Cs и ^{90}Sr в донных осадках (см. рис. 3, б–в; приложение к рис. 3).

Таким образом, установлена достоверность определения возраста осадочных слоёв разных литотипов по $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в колонках донных отложений северной окраины Баренцевоморского шельфа. Достоверность хронологии формирования верхних слоёв отложений оправдывает

экстраполяцию хроностратиграфической структуры осадка на всю вскрытую кернами толщу. Уверенная датировка слоёв позволяет рассчитывать темпы седиментации в различных условиях осадконакопления.

Хронологические особенности осадконакопления и темпов седиментации. Анализ динамики гранулометрического состава отложений, а также датировка слоёв в колонках позволяет выделить три участка осадконакопления существенно различных по многолетним изменениям литотипов. На фоне климатических перемен указанные различия определяются гидрологическими условиями седиментации и источниками терригенного осадочного материала.

Устойчивым постоянством условий осадконакопления выделяется осевая зона жёлоба Франц-Виктория (колонка ST3-4) (рис. 4). В настоящее время, как и в середине прошлого века (Клёнова, 1960), литотип осадка представлен илом. Судя по мощности недатированной толщи данного литотипа (6–18 см), какие-либо значимые изменения в режиме седиментации отсутствовали по крайней мере последние 300–400 лет. Более того, смещение кромки дрейфующих льдов на северо-восток и развитие открытой воды к концу лета, начиная с 1984 г., никак не отразилось на гранулометрическом составе отложений.

Очевидно, постоянство седиментогенеза связано с недоступностью района для дрейфующих припайных льдов и айсбергов, насыщенных грубообломочным материалом. Основными препятствующими ледовому разному факторами в этом районе являются, вероятно, в первую очередь, особенности циркуляции вод и дрейфа льдов, а также значительное удаление от источников крупнообломочного материала (как минимум на 130 км от ЗФИ и на 240 км от Шпицбергена). Иными словами, через район ST3-4 дрейфует в основном лёд из Арктического бассейна, который содержит только терригенный тонкозернистый материал эолового происхождения, а господствующие здесь морские течения перенаправляют дрейфующие по открытой воде припайные льды и айсберги к югу или к северу от данного района. Можно предположить, что во время МЛП открытая вода отсутствовала, а ситуация с дрейфом из Арктического бассейна была неизменной. Следовательно, климатические изменения существенно не повлияли здесь на механизмы седиментации, по крайней мере, со времен МЛП до настоящего времени. Темпы седиментации в течение последних столетий

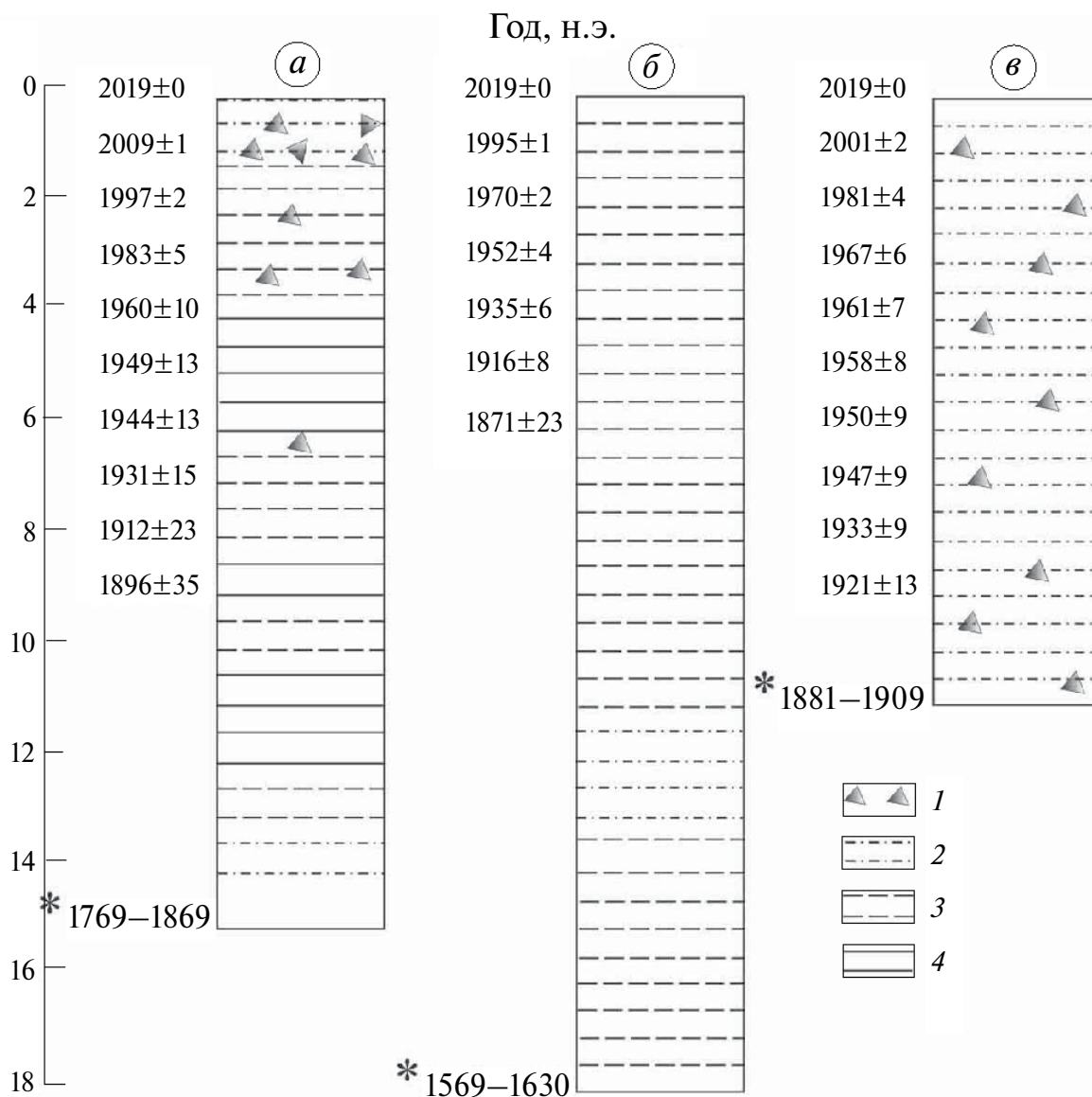


Рис. 4. Хронология формирования литотипов донных отложений на северной окраине Баренцевоморского шельфа: ST5-6 (а); ST3-4 (б); ST1-2 (в). Условные обозначения: 1 – грубообломочный (ледовый материал), 2 – песчанистый ил, 3 – ил, 4 – глинистый ил.

*Возраст указан с учётом установленных вариаций максимальных и минимальных значений темпов седиментации с конца XIX – начала XXI веков

Fig. 4. Chronology of the formation of lithotypes of bottom sediments on the northern margin of the Barents Sea shelf: ST5-6 (a); ST3-4 (б); ST1-2 (в). Legend: 1 – Coarse-grained (ice material), 2 – Sandy silt, 3 – Silt, 4 – Clay silt.

*Age is indicated taking into account the established variations in the maximum and minimum values of sedimentation rates from the end of the 19th – beginning of the 21st centuries

колебались в пределах 0.02–0.06 см/год, при среднем значении 0.04 см/год (рис. 5).

К северо-востоку от арх. Шпицберген в районе колонки ST5-6, условия седиментации периодически изменялись. Со времени окончания МЛП происходило чередование в донном осадке глинистого ила, ила и песчанистого ила с близ-

кой периодичностью. Чередования обусловлены близостью к источнику сноса осадочного материала – побережью островов арх. Шпицберген (50 км до о. Белый и 100 км до Северо-Восточной Земли), и флуктуациями климата, вызывающими изменения дрейфа припайных льдов и айсбергов. Климатические флуктуации от-

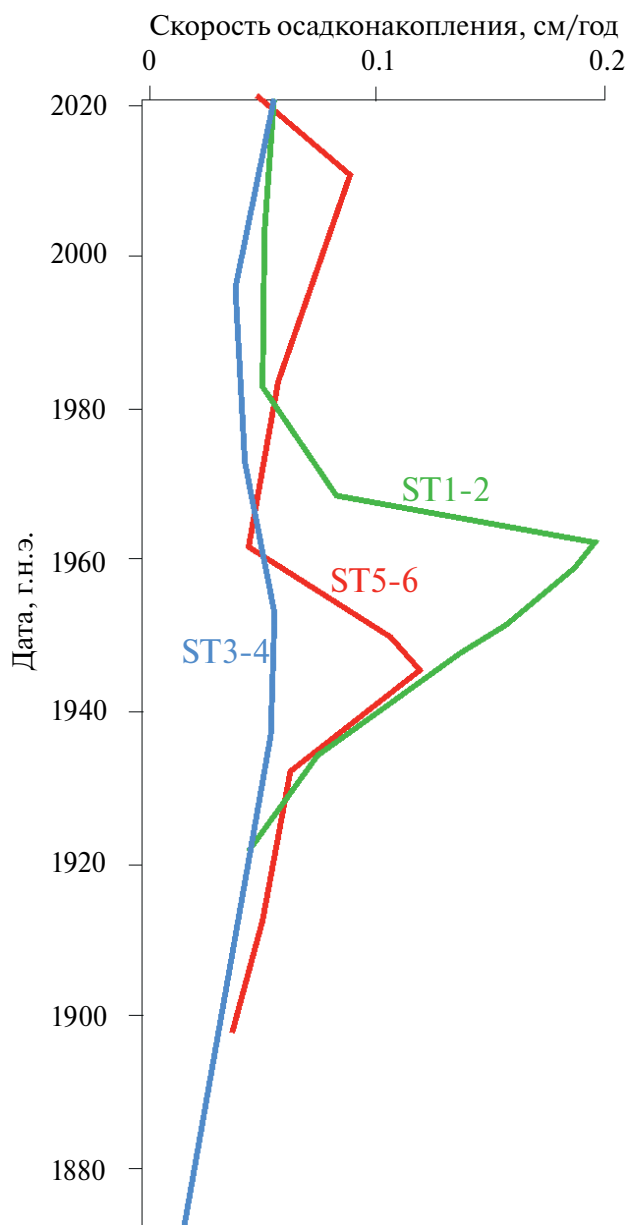


Рис. 5. Скорость осадконакопления (см/год) в исследуемых районах

Fig. 5. Sedimentation rate (cm/year) in the studied areas

ражены в хроностратиграфической структуре осадка данной области. Важно отметить, что до второй половины XX века здесь практически отсутствуют крупнообломочные включения. В значимом количестве зёрна гравийно-галечной размерности стали появляться после 1930-х годов, что хорошо согласуется с эпизодами образования в данном районе открытой воды к концу лета (1930 и 1937 гг.). Но ещё лучше прослеживается отклик смещения августовской кромки дрейфующих льдов к северо-востоку от точ-

ки отбора колонки ST5-6 и формирования здесь области открытой воды в конце лета, начиная с 1970 г. Именно с глубины 4 см (что соответствует возрасту 1960–1983 гг.) в колонке наблюдается устойчиво высокое содержание крупнообломочных фракций. При этом максимальное включение щебня и дресвы отмечено в 2009–2019 гг., когда августовская кромка дрейфующих льдов достигала максимального смещения от колонки ST5-6 на 170–220 км к северо-востоку в 2013 и 2018 гг. (см. рис. 2, 4; таблица). Увеличение площади чистой воды стимулирует перенос ветрами и течениями в изучаемый район припайных льдов и айсбергов (Тарасов и др., 2000) от побережья островов арх. Шпицбергена, в частности, от островов Белый и Виктория. Экспериментальные работы по изучению траекторий дрейфа сигнальных буёв, установленных на льдинах, подтверждает такую возможность (Марченко, 2018). Темпы седиментации в отдельные периоды варьировали от 0.04 до 0.12 см/год, при среднем значении 0.08 см/год (см. рис. 5). Аналогичная ситуация отмечена и в Карском море, где в настоящее время темпы седиментации местами незначительно замедлились (Русаков, 2019).

В осадках к северу от ЗФИ (колонка ST1-2) наблюдается относительно равномерное распределение гравийного материала по профилю колонки. При этом только начиная с 2011 г. августовская кромка дрейфующих льдов стала отступать к северу от данного района и здесь в конце лета стала появляться открытая вода. До 2011 г. этот район был круглый год покрыт дрейфующими льдами на протяжении всего XX в. и, очевидно, всего МЛП. Однако в мае–июле здесь возможно формирование заприпайной полыньи (Жичкин, 2014), об области распространения и частоте появления которой отсутствуют надёжные сведения. Маловероятно, что она характеризуется устойчивостью на протяжении длительного периода времени, но самое главное, что в период отрыва припайная полынья исчезает. Поэтому основным источником грубообломочного материала могут быть лишь припайные льды и айсберги шельфовой зоны ЗФИ, включённые в общий трансарктический дрейф льда. Господствующее здесь течение обеспечивает перенос льдов от северного побережья архипелага к северной бровке шельфа. После 1960-х годов происходит трёхкратное снижение темпов седиментации с 0.2 см/год до 0.06 см/год, а с начала 2000-х годов наблюдается резкое снижение поступлений гравия (см. рис. 5). При этом изменения в структуре песчаных и алевритопелитовых фракций незначительны. Объяснением

этого, по-видимому, является сокращённое поступление припайных льдов к бровке шельфа в результате их выноса в акваторию Арктического бассейна вслед за отступающей кромкой дрейфующих льдов.

Льды Арктического бассейна переносят тонкозернистый терригенный материал, сконцентрированный в результате воздушных выпадений (Шевченко, 2006; 2011). Сезонное таяние арктических льдов в исследуемом районе не вызывают значимых изменений литотипа современных осадков. Обилие и возраст дрейфующего льда может повлиять лишь на скорость осадконакопления. Значимые изменения литотипа вызывает перенос грубообломочного материала, транспортируемого припайным льдом и айсбергами, приходящими от побережья островов архипелагов Шпицберген и ЗФИ.

Таким образом, после окончания МЛП ледовый разнос становится главным фактором ускорения темпов седиментации на шельфе архипелага ЗФИ. Темп седиментации варьирует с периодичностью около 50 лет. Его среднее многолетнее значение составляет 0.1 см/год, а в периоды обильной разгрузки ледового материала (к примеру, в 1950–1961±7 годах) темпы могут возрастать в 2–3 раза. Смягчение климатических условий в Арктике в рамках глобального потепления вызывает изменение темпов седиментации к северо-востоку от арх. Шпицберген и северо-западу от арх. ЗФИ. При этом на западе северной окраины баренцевоморского шельфа происходит рост количества грубообломочного каменного материала в отложениях, а на востоке — его уменьшение, что связано с различием географического расположения источников каменного материала, динамикой течений и географией разноса полей припайного льда и айсбергов до зон его таяния (разгрузки).

Смещение кромки льдов изменяет пути разноса терригенного материала, т.к. направления дрейфа припайных льдов и айсбергов вместе с другим дрейфующим льдом и на открытой воде различаются. Если во время распространения области дрейфующих льдов поступление крупнообломочного материала отсутствует или ограничено, то появление открытой воды может привести (но не обязательно) к его появлению или более активному поступлению. В обратном случае, если во время распространения области дрейфующих льдов крупнообломочный материал поступает в значительном количестве, то появление открытой воды может способствовать снижению его поступления вплоть до полного исчезновения.

ВЫВОДЫ

После МЛП темпы седиментации в районе северной окраины баренцевоморского шельфа изменялись во времени и пространстве от 0.04 до 0.19 см/год, при средних значениях 0.04–0.1 см/год. Главный фактор осадконакопления к северу от пролива между Шпицбергом и ЗФИ — ледовый и айсберговый разнос терригенных осадков.

Хроностратиграфические исследования указывают на значительное влияние глобальных климатических изменений на режим осадкообразования на севере баренцевоморского шельфа после окончания МЛП в конце XVIII — начале XIX вв. Периодичность изменений близка к климатическим периодам 50–60 лет. Однако в направлении с юго-запада на северо-восток наблюдается отставание пиков примерно на 20 лет (по нашим наблюдениям за структурой осадочного чехла и интенсивностью осадконакопления).

Вследствие локальных изменений режима седиментации после МЛП выделено три участка, различающихся реакцией седиментогенеза на климатические изменения: 1) *зона высокого отклика* — сюда входит район, расположенный к северо-востоку от арх. Шпицберген, где отклик седиментации выразился в изменении как темпов седиментации, так и в формировании литотипов донных отложений; 2) *зона умеренного отклика* — сюда следует включить северный шельф ЗФИ, где изменения седиментогенеза выразились в резком и временном ускорении темпов седиментации, однако литотипы донных отложений остались неизменными, изменилась лишь их количественная структура; 3) *зона низкого отклика* — к ней относится район жёлоба Франц-Виктории, где отсутствуют значимые изменения в режиме седиментации.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Госзадания ММБИ РАН, № госрегистрации 124013000709-9. Анализ многолетней динамики кромки дрейфующего льда выполнен при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20038, ГИН РАН, <https://rscf.ru/project/21-77-20038/>).

Благодарности. Авторы благодарят океанографов экспедиции Трансарктика 2019 (НИС «Академик Трёшников») и лично руководителя отдела океанологии ААНИИ к.ф.-м.н. Кирилла Валерьевича Фильчука за предоставленные материалы гидрологических наблюдений, а также начальника геологического отряда к.г.-м.н., с.н.с. ФГБУ «ВНИИОкеангеология», с.н.с. ФГБУ «ВНИИОкеангеология» А.С. Крылова за помощь в отборе проб.

Funding. The work was carried out within the framework of the State Assignment of the Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, state registration number 124013000709-9. The analysis of the long-term dynamics of the drift ice edge was carried out with the financial support of the Russian Science Foundation (project number 21-77-20038, Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, <https://rscf.ru/project/21-77-20038/>).

Acknowledgements. The authors thank the oceanographers of the Transarctic 2019 expedition (RV Akademik Tryoshnikov) and personally the head of the oceanology department of the Arctic and Antarctic Research Institute, PhD Kirill Valerievich Filchuk for the provided hydrological observation materials, as well as the head of the geological squad, PhD in Geology and Mineralogy, senior researcher of the Federal State Budgetary Institution VNIIOkeangeologiya, senior researcher of the Federal State Budgetary Institution VNIIOkeangeologiya A.S. Krylov for assistance in sampling.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева И.А., Лапина Н.Н. Методика гранулометрического анализа донных осадков Мирового океана и геологическая интерпретация результатов лабораторного изучения вещественного состава осадков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 45 с.
- Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость / В.К. Ожигин, В.А. Ившин, А.Г. Трофимов, А.Л. Карсаков, М.Ю. Анциферов. Мурманск: ПИНРО, 2016. 260 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.
- Жичкин А.П. Ледовые условия в районе архипелага земля Франца-Иосифа // Тр. Кольского научного центра РАН. 2014. Т. 4. № 23. С. 82–89.
- Клёнова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.
- Крылов А.А., Малышев С.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Гусев Е.А., Макаров А.С. Особенности распределения псефитового материала в верхнечетвертичных отложениях северной части Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 3. С. 381–395. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-381-395>
- Левитан М.А., Сыромятников К.В., Кузьмина Т.Г. Литологические и геохимические характеристики недавнего и четвертичного осадконакопления в Северном Ледовитом океане // Геохимия. 2012. № 7. С. 627–643.
- Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
- Марченко Н.А. Изучение особенностей дрейфа льда в Баренцевом море // Вести газовой науки. 2018. № 4 (36). С. 166–179.
- Матишов Д.Г., Матишов Г.Г. Радиационная экологическая океанология. Апатиты: Изд-во ММБИ, 2001. 417 с.
- Матишов Г.Г., Ильин Г.В. ⁹⁰Стронций в морской воде и донных отложениях Баренцевоморского шельфа (2000–2019 гг.) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 2. С. 185–191. <https://doi.org/10.31857/S2686739722080114>
- Мирзоева Н.Ю., Гулин С.Б., Сидоров И.Г., Гулина Л.В. Оценка скорости седиментации и осадконакопления в прибрежных и глубоководных акваториях Чёрного моря с использованием природных и антропогенных (Чернобыльских) радионуклидов // Система Чёрного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 659–670. <https://doi.org/10.29006/978-5-91522-473-4.2018.659>
- Новицатский А.Н., Кловиткин А.А., Лисицын А.П. Скорости осадконакопления, вертикальные потоки вещества и абсолютные массы осадков в шельфовой области Российской Арктики // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 2. С. 167–179. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46\(2\).12](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(2).12)
- Пути миграции радионуклидов в окружающей среде. Радиоэкология после Чернобыля / Пер. с англ.; под ред. Ф. Уорнера и Р. Харрисона. М.: Мир, 1999. 512 с.
- Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174. <https://doi.org/10.31857/S0016-752564111158-1174>
- Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.
- Сивинцев Ю.В., Вакуловский С.М., Васильев А.П., Высоцкий В.Л., Губин А.Т., Данилян В.А., Кобзев В.И., Крышев И.И., Лавковский С.А., Мазокин В.А., Никитин А.И., Петров О.И., Пологих Б.Г., Скорик Ю.И. Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию. М.: ИздАТ, 2005. 624 с.
- Тарасов Г.А., Погодина И.А., Хасанкаев В.Б., Кукина Н.А., Митяев М.В. Процессы седиментации на гляциальных шельфах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2000. 473 с.
- Фролов И.Е., Иванов В.В., Фильчук К.В., Махитас А.П., Кустов В.Ю., Махотина И.А., Иванов Б.В., Уразгильдеева А.В., Сёмин В.Л., Зимина О.Л., Крылов А.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Малышев С.А., Гусев Е.А., Барышев П.Е., Пильгаев С.В., Ковалев С.М., Тюряков А.Б. Трансарктика-2019: зимняя экспедиция в Северный Ледовитый океан на НЭС «Академик Трёшников» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 3. С. 255–274. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-3-255-274>

- Хвостова М.С., Воронков Д.А., Пыхтин А.С. Вопросы радиоэкологии Арктического региона России // Российская Арктика. 2019. № 4. С. 58–71. <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00006>
- Шевченко В.П. Роль эолового и ледового переноса вещества в современном осадконакоплении в Арктике // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Материалы 6-го Всероссийского литологического совещания (Казань, 26–30 сентября 2011 г.). Т. II. Казань: Казанский университет, 2011. С. 476–480.
- Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
- Abril J.M. On the use of ^{210}Pb -based records of sedimentation rates and activity concentrations for tracking past environmental changes // Journ. of Environmental Radioactivity. 2022. 106823. P. 244–245. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2022.106823>
- Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N., Melgunov M.S., Vlasova I.E., Shevchenko V.P. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // Journ. Radioanal. Nucl. Chem. 2007. V. 274. No. 2. P. 315–321. <https://doi.org/10.1007/s10967-007-1117-x>
- Appleby P.G. ^{210}Pb dating by low-background gamma // Hydrobiologia. 1986. V. 14 P. 21–27. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00026640>
- Divine D.V., Dick C. March through August Ice Edge Positions in the Nordic Seas, 1750–2002. Version 1. Boulder, Colorado, USA: NSIDC: National Snow and Ice Data Center, 2007 // Электронный ресурс. URL: <https://doi.org/10.7265/N59884X1>
- Fetterer F., Knowles K., Meier W.N., Savoie M., Windnagel A.K. Sea Ice Index. (G02135, Version 3). Boulder, Colorado, USA: National Snow and Ice Data Center, 2017 // Электронный ресурс. URL: <https://doi.org/10.7265/N5K072F8>
- Khalturin V.I., Rautian T.G., Richards P.G., Leith W.S. A Review of Nuclear Testing by the Soviet Union at Novaya Zemlya, 1955–1990 // Science & Global Security: The Technical Basis for Arms Control, Disarmament, and Non-proliferation Initiatives. 2005. V. 13. No. 1–2. P. 1–42. <https://doi.org/10.1080/08929880590961862>
- Lind S., Ingvaldsen R.B. Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north // Deep Sea Research. 2012. No. 62. P. 70–88. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.12.007>
- Meshcheriakov N.I., Usyagina I.S., Namyatov A.A., Tokarev I.V. Stratigraphic Chronology and Mechanisms of Formation of Bottom Sediments at the Mouth of the Grøndalen River (Grøn-Fjord, West Spitsbergen) during the Period of Climatic Changes // Stratigraphy and Geological Correlation. 2024. V. 32. No. 5. P. 631–645. <https://doi.org/10.1134/S0869593824700151>
- NOAA // Электронный ресурс. URL: <https://noaa-data.apps.nsidc.org/NOAA/> (Дата обращения: 12.01.2025).
- Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández A.C. ^{210}Pb sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012. V. 82. P. 183–200. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.12.024>
- Stein R. Arctic Ocean sediments. Processes, proxies and paleoenvironment. Amsterdam: Elsevier, 2008. V. 2. 592 p.
- Underhill V., Fetterer F., Petersen C. Arctic Sea Ice Concentration and Extent from Danish Meteorological Institute Sea Ice Charts. 1901–1956. 2014. Version 1.1. Boulder, Colorado, USA: NSIDC: National Snow and Ice Data Center // Электронный ресурс. URL: <https://doi.org/10.7265/N5MP517M>

Citation: Ilyin G.V., Meshcheryakov N.I., Usyagina I.S., Kokin O.V. Northern margin of the Barents Sea shelf after the Little Ice Age: variability of the drift ice edge and sedimentation dynamics. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (2): 295–314. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673425020084

Northern Margin of the Barents Sea Shelf after the Little Ice Age: Variability of the Drift Ice Edge and Sedimentation Dynamics

© 2025 G.V. Ilyin^a, N.I. Meshcheryakov^{a,#}, I.S. Usyagina^a, O.V. Kokin^b

^aMurmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia

^bGeological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: meshcheriakov104@mail.ru

Received October 18, 2024; Revised January 13, 2025; Accepted April 18, 2025

This paper presents the results of a study of the bottom sediments of the northern margin of the Barents Sea shelf, carried out within the framework of the Transarctic 2019 expedition. The exposed bottom sediments with a thickness of 11 to 18 cm began to form approximately 300–400 years ago. The sedimentary strata are

composed of pelite and siltstone fractions with local periodic inclusions of coarse-grained particles. After the Little Ice Age (LIA), sedimentation rates in the area of the northern margin of the Barents Sea shelf varied in time and space from 0.04 to 0.19 cm/year, with average values of 0.04–0.1 cm/year. The main factor of sedimentation north of the strait between Spitsbergen and Franz Josef Land is ice and iceberg spread of terrigenous sediments. Chronostratigraphic studies indicate a significant impact of global climate change on the sedimentation regime in the northern Barents Sea shelf after the end of the LIA in the late 18th – early 19th centuries. The periodicity of changes is close to climatic periods of 50–60 years. However, in the direction from southwest to northeast, there is a lag of peaks of approximately 20 years (according to our observations of the structure of the sedimentary cover and the intensity of sedimentation). Due to local changes in the sedimentation regime after the LIA, three areas have been identified that differ in the response of sedimentogenesis to climate change: 1) the high response area – the northeast of the Spitsbergen archipelago; 2) the moderate response zone – the northern shelf of the Franz Josef Land archipelago; 3) the low response zone – Franz Victoria Trench area.

Keywords: geochronology, Barents Sea shelf, drift ice, sedimentation, recent climate

REFERENCES

- Andreeva I.A., Lapina N.N. *Metodika granulometricheskogo analiza donnyh osadkov Mirovogo okeana i geologicheskaya interpretaciya rezul'tatov laboratornogo izucheniya veshchestvennogo sostava osadkov*. Methods of granulometric analysis of bottom sediments of the World Ocean and geological interpretation of the results of laboratory study of the material composition of sediments. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya, 1998: 45 p. [In Russian].
- Zhichkin A.P. Ice conditions in the area of the Franz Josef Land archipelago. *Proceedings of the Kola Scientific Center*. Transactions of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences. 2014, 4 (23): 82–89 [In Russian].
- Klenova M.V. *Geology of the Barents Sea*. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1960: 367 p.
- Krylov A.A., Malyshev S.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Gusev E.A., Makarov A.S. Features of the coarse clasts (psephites) distribution in the Upper Quaternary sediments of the northern Barents Sea. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 381–395. <https://doi.org/10.30758/05552648-2020-66-3-381-395> [In Russian].
- Levitan M.A., Syromyatnikov K.V., Kuz'mina T.G. Lithological and geochemical characteristics of recent and Quaternary sedimentation in the Arctic Ocean. *Geohimiya*. Geochemistry International. 2012, 50 (7): 559–573. <https://doi.org/10.1134/S001670291207004X> [In Russian].
- Lisitsyn A.P. *Ledovaya sedimentaciya v Mirovom okeane*. Ice sedimentation in the World Ocean. Moscow: Nauka, 1994: 448 p. [In Russian].
- Marchenko N.A. Special study of ice drifting in Barents Sea. *Vesti gazovoj nauki*. Bulletin of Gas Science. 2018, 4 (36): 166–179 [In Russian].
- Matishov D.G., Matishov G.G. *Radiacionnaya ekologicheskaya okeanologiya*. Radioecology in Northern European Seas. Apatites: Publishing house Murmansk Marine Biological Institute, 2001: 417 [In Russian].
- Matishov G.G., Ilyin G.V. Strontium-90 in seawater and bottom sediments of the Barents sea shelf (2000–2019). Reports of the Russian Academy of Sciences. Earth Sciences. 2022, 505 (2): 565–571. <https://doi.org/10.1134/s1028334x22080116> [In Russian].
- Mirzoeva N.Y., Gulin S.B., Sidorov I.G., Gulina L.V. Estimation of sedimentation and sedimentation rates in the coastal and deep-water areas of the Black Sea using natural and anthropogenic (Chernobyl) radionuclides. Moscow: Scientific world, 2018: 659–670. <https://doi.org/10.29006/978-5-91522-473-4.2018.659> [In Russian].
- Novigatsky A.N., Klyuvitkin A.A., Lisitzin A.P. Sedimentation rates, vertical flows of matter, and absolute precipitation masses in the Russian Arctic shelf area. *Okeanologicheskie issledovaniya*. Oceanological research. 2018, 46 (2): 167–179. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46\(2\).12](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(2).12) [In Russian].
- Puti migracii radionuklidov v okruzhayushchej srede. *Radioekologiya posle Chernobylya*. Migration routes of radionuclides in the environment. Radioecology after Chernobyl. Moscow: Mir, 1999: 512 [In Russian].
- Rusakov V.Yu., Borisov A.P., Solovyova G.Yu. Sedimentation on the Siberian arctic shelf as an indicator of the arctic hydrological cycle. *Geohimiya*. Geochemistry. 2019, 64 (11): 1158–1174 [In Russian].
- Rusakov V.Yu., Borisov A.P., Solovyova G.Yu. Sedimentation rates (according to isotopic analysis of ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs) in different facies-genetic types of bottom sediments of the Kara Sea. *Geochemistry*. 2019, 64 (1–11): 1158–1174. <https://doi.org/10.31857/S0016-752564111158-1174> [In Russian].
- Sivintsev Yu.V., Vakulovsky S.M., Vasiliev A.P., Vysotsky V.L., Gubin A.T., Danilyan V.A., Kobzev V.I., Kryshev I.I., Lavkovsky S.A., Mazokin V.A., Nikitin A.I.,

- Petrov O.I., Pologikh B.G., Skorik Yu.I. *Tekhnogennye radionuklidy v moryah, omyvayushchih Rossiyu*. Technogenic Radionuclides in the Seas Surrounding. Russia. Moscow: Izdat, 2005: 624 p. [In Russian].
- Tarasov G.A., Pogodina I.A., Khasankaev V.B., Kukina N.A., Mityaev M.V. *Processy sedimentatsii na glyacial'nyh shel'fah*. Sedimentation processes on glacial continental shelves. Apatity: Publishing house of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 2000: 473 p. [In Russian]
- Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V "Akademik Tryoshnikov". *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019: 65 (3): 255–274 [In Russian].
- Khvostova M.S., Voronkov D.A., Pyhtin A.S. Issues of radioecology of the Arctic Region of Russia. *Rossiyskaya Arktika*. Russian Arctic. 2019, 4: 58–71. <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00006> [In Russian].
- Shevchenko V.P. The role of aeolian and ice transport of matter in modern sedimentation in the Arctic. Conceptual problems of lithological studies in Russia. Proceedings of the 6th All-Russian lithological conference (Kazan, September 26–30, 2011). V. II. Kazan: Kazan University, 2011: 476–480.
- Shevchenko V.P. Effect of aerosols on the environment and marine sedimentation in the Arctic. Moscow: Nauka, 2006: 226 p. [In Russian]
- Vody Barentseva morya: struktura, cirkulyaciya, izmenchivost'. The Barents Sea Waters: structure, circulation, variability. Murmansk: Polar Branch of VNIRO Federal State Budgetary Institution (N.M. Knipovich PINRO), 2016: 260 p. [In Russian].
- Gidrometeorologiya i gidrohimiya morej SSSR. T. 1. Barentsevo more. Vyp. 1. *Gidrometeorologicheskie usloviya*. Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. Vol. 1. The Barents Sea. Issue 1. Hydrometeorological conditions. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 280 p. [In Russian].
- Abril J.M. On the use of ²¹⁰Pb-based records of sedimentation rates and activity concentrations for tracking past environmental changes. *Journ. of Environmental Radioactivity*. 2022, 244–245: 106823 <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2022.106823>
- Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N., Melgunov M.S., Vlasova I.E., Shevchenko V.P. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region. *Journ. Radioanal. Nucl. Chem*. 2007, 274 (2): 15–321. <https://doi.org/10.1007/s10967-007-1117-x>
- Appleby P.G. ²¹⁰Pb dating by low-background gamma. *Hydrobiologia*. 1986, 143: 21–27. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00026640>
- Divine D.V., Dick C. March through August Ice Edge Positions in the Nordic Seas, 1750–2002. Version 1. Boulder, Colorado, USA: NSIDC: National Snow and Ice Data Center, 2007. <https://doi.org/10.7265/N59884X1> (Last access: October 7, 2024).
- Fetterer F., Knowles K., Meier W.N., Savoie M., Windnager A.K. Sea Ice Index (G02135, Version 3). Boulder, Colorado, USA: National Snow and Ice Data Center, 2017. Retrieved from: URL: <https://doi.org/10.7265/N5K072F8> (Last access: October 10, 2024).
- Khalturin V.I., Rautian T.G., Richards P.G., Leith W.S. A Review of Nuclear Testing by the Soviet Union at Novaya Zemlya, 1955–1990. Science & Global Security: The Technical Basis for Arms Control, Disarmament, and Nonproliferation Initiatives. 2005, 13 (1–2): 1–42. <https://doi.org/10.1080/08929880590961862>
- Lind S., Ingvaldsen R.B. Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north. *Deep Sea Research*. 2012, 62: 70–88. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.12.007>
- Meshcheriakov N.I., Usyagina I.S., Namyatov A.A., Tokarev I.V. Stratigraphic Chronology and Mechanisms of Formation of Bottom Sediments at the Mouth of the Grøndalen River (Grøn-Fjord, West Spitsbergen) during the Period of Climatic Changes. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2024, 32 (5): 631–645. <https://doi.org/10.1134/S0869593824700151>
- NOAA: official site. Retrieved from: URL: <https://noaa-data.apps.nsidc.org/NOAA/> (Last access: January 12, 2025).
- Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández A.C. ²¹⁰Pb sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012, 82: 183–200. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.12.024>
- Stein R. Arctic Ocean sediments. Processes, proxies and paleoenvironment. Amsterdam: Elsevier, 2008, 2: 592 p.
- Underhill V., Fetterer F., Petersen C. Arctic Sea Ice Concentration and Extent from Danish Meteorological Institute Sea Ice Charts. 1901–1956. 2014. Version 1.1. Boulder, Colorado, USA: NSIDC: National Snow and Ice Data Center. <https://doi.org/10.7265/N5MP517M> (Last access: October 7, 2024).