СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2024, том 32, № 5, с. 104–120

УДК 551.7

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА УСТЬЕВОМ ВЗМОРЬЕ РЕКИ ГРЁНДАЛЕН (ЗАЛИВ ГРЁН-ФЬОРД, ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН) В ПЕРИОД КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ[1]

© 2024 г. Н. И. Мещеряков[1, *], И. С. Усягина[1], А. А. Намятов[1], И. В. Токарев[2]

[1]Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск
[2]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
**e-mail: meshcheriakov104@mail.ru*

Поступила в редакцию 21.12.2023 г.
После доработки 13.02.2024 г.
Принята к публикации 24.02.2024 г.

Представлены результаты исследования донных отложений и воды устьевого взморья реки Грёндален (залив Грён-фьорд, Западный Шпицберген). Определены стратиграфические особенности осадочной толщи. С применением методов радиоизотопного датирования установлена хронология изменений геоэкологических условий среды. Основные факторы, влияющие на седиментацию в районе исследования, – температура воздуха и атмосферные осадки в период преобладания низких температур. Показано, что флуктуации климата определяют хронологическую последовательность скорости осадконакопления и смены литотипа донного осадка в сторону мелкодисперсных фракций.

Ключевые слова: Грёндален, Западный Шпицберген, донные отложения, датирование по ^{210}Pb, литотипы, климатические изменения

DOI: 10.31857/S0869592X24050051 **EDN**: AKWEPE

ВВЕДЕНИЕ

Морская седиментация в высоких широтах тесно связана с климатом региона (Лисицын, 2010). Изменчивость геоэкологических условий среды в момент формирования осадочной толщи оказывает влияние на размерный и химический состав частиц донных отложений. Восстановление хронологии формирования литотипов донного осадка, скорости осадконакопления в зависимости от климатообразующих факторов (температура воздуха, атмосферные осадки) позволит определить современные тенденции изменения седиментации. После завершения Малого ледникового периода XIV–XIX вв. началось смягчение климата Северного полушария (Jones et al., 1998; Mann et al., 1999), а с середины XX в. в Арктике произошло значительное повышение среднегодовой температуры воздуха, что привело к сокращению ледникового покрова приблизительно на 50% (Overpeck et al., 1997; Førland, Hanssen-Bauer, 2003; Иванов, Журавский, 2010; Анциферова и др., 2014; Nordli et al., 2014). Последствия этих изменений наиболее заметны во фьордах и проливах Западного Шпицбергена, так как интенсивное сокращение ледниковых массивов привело к трансформации наземных и морских экосистем (Фёдоров и др., 2017; Чернов, Муравьев, 2018). В результате абляции ледников флювиогляциальными потоками в морскую среду выносится большое количество терригенного материала (Svendsen et al., 2002) различного дисперсного состава в зависимости от гидродинамической интенсивности ледникового стока. При этом изменяются скорость седиментации и размерный состав донных отложений в бассейнах. В районе устьевых взморий рек из-за столкновения систем река–море на дно оседает до 95% выносимого реками осадочного вещества, и седиментация может достигать сверхскоростных темпов (Лисицын, 1994; Новигатский и др., 2022).

В данном аспекте выделяется устьевое взморье р. Грёндален (Гохман, 1988), которое питается интенсивно деградирующими ледниками Тавле и Тунге (Мавлюдов, 2004, 2007; Мавлюдов и др., 2012) и впадает в залив Грён-фьорд (о. Западный Шпицберген). Высокая скорость осадконакопления, обусловленная близостью флювиогляциальных потоков (Тарасов и др., 2000; Zajączkowski

[1] Электронные дополнительные материалы (ESM) для этой статьи доступны по DOI: 10.31857/S0869592X24050051

et al., 2004; Zaborska et al., 2006), дает основание предполагать, что даже незначительные и короткопериодные флуктуации климатообразующих факторов отобразятся в стратиграфии донных отложений (Meshcheryakov et al., 2021; Meshcheriakov et al., 2023). Гидрометеорологические наблюдения в регионе ведутся с середины прошлого века Федеральной службой по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет) и метеорологической службой Норвегии. Цель настоящей работы – на основе данных метеорологических наблюдений и стратиграфии донных отложений оценить влияние климатообразующих факторов на последовательность смены литотипа и скорости осадконакопления в районе устьевого взморья р. Грёндален залива Грён-фьорд. Стратиграфический анализ слоев осадочных отложений, сформировавшихся в период климатических изменений, выполняли с помощью метода радиоизотопного датирования по ^{210}Pb, который позволяет определить возраст во временном масштабе 100–150 лет (Robbins, 1978; Appleby, 1986; von Gunten, Moser, 1993). Для исключения сомнительных или неточных интерпретаций профилей ^{210}Pb хронологию подтверждают независимыми временными маркерами (например, ^{137}Cs) или другими доступными геохимическими индикаторами (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012; Русаков и др., 2019; Schirone et al., 2022).

ОПИСАНИЕ РАЙОНА РАБОТ

Материал для исследования получен в заливе Грён-фьорд в экспедициях Мурманского морского биологического института Российской академии наук (ММБИ РАН) на архипелаге Шпицберген в 2013, 2014 и 2022 гг. Работы на устьевом взморье выполняли на лодке ПВХ Zodiac Mark-3. Пробы отбирали вручную с борта лодки, промер глубин (батиметрическое профилирование) и составление батиметрической схемы района работ осуществляли с помощью эхолота Humminbird 688 ci HD.

Для определения гидрологических характеристик отбирали пробы воды батометром Паталаса, для стратиграфического анализа – керны донных отложений (n = 5) с помощью грунтовой трубки ГОИН ТГ-1.5 диаметром 50 мм. Точки отбора проб расположены перпендикулярно дельте реки на различном удалении от берега, глубина отбора и удаленность от нижней границы литорали показаны на рис. 1. Мощность вскрытой осадочной толщи составила: станции (ст.) 1–2 – 45 см; ст. 3 – 33 см; ст. 4 – 34 см; ст. 5 – 29 см. Керны на ст. 1–3 разделяли на слои по 3 см, на ст. 4–5 по 2 см. Дискретность разделения на слои определяли исходя из предполагаемой скорости осадконакопления.

Выбор района исследования основан на предположении, что смягчение климата и, как следствие,

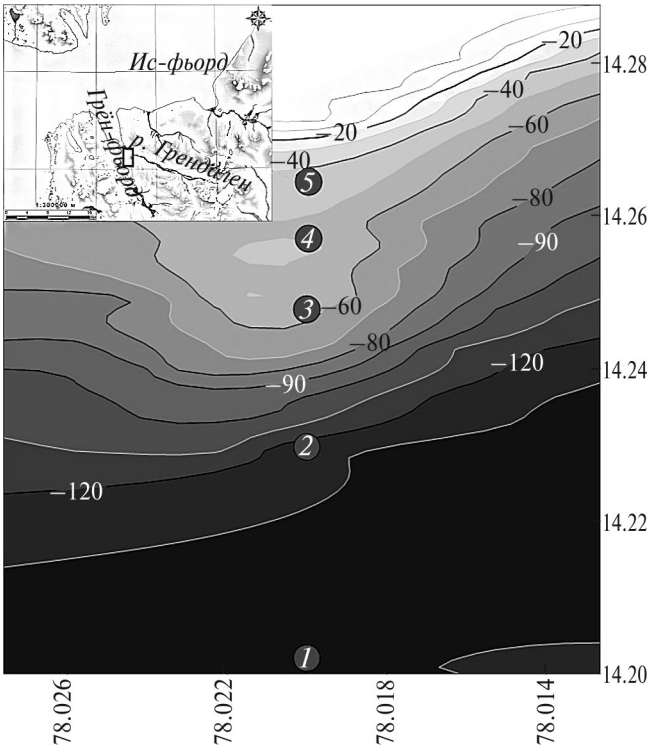

Рис. 1. Район работ и точки отбора проб на устьевом взморье реки Грёндален.

активное таяние ледников могли привести к изменению седиментологических и геоморфологических процессов в наиболее подверженном флювиогляциальным потокам месте залива – устьевом взморье р. Грёндален. Устьевое взморье р. Грёндален расположено на восточном берегу залива Грён-фьорд (рис. 1). Река Грёндален является крупнейшим водотоком в регионе. Площадь водосборного бассейна реки составляет 98 м^2, из которых 10% подвержено оледенению (Ромашова и др., 2019). Протяженность реки 23.5 км. Водоток впадает в бухты Ларвика и Варгмирнга. Соответственно, река служит основным источником поставки терригенного осадочного вещества в залив. Грёндален имеет резко прерывистый сток с высоким соотношением влекомых и взвешенных наносов (Пресноводные..., 2021). В устьевой зоне р. Грёндален отмечается разветвленная сеть желобов речного стока, которые формируют широкораспластанную дельту. Положение рукавов часто меняется от года к году. Многорукавная дельта выдвинута в залив на несколько десятков метров. В период отлива зона осушки достигает 800 м, формируя обширную литораль. На границе литорали и сублиторали в рельефе дна выделяются гравийно-галечные формации – косы (Мещеряков, 2013; Мещеряков, Тарасов, 2016).

Косы простираются за литоральной зоной субмеридионально. Они имеют продолговато-изогнутую форму, крылья которой обращены в сторону

берега. Размеры их разные, от 20 до 40 м, они отделены друг от друга “проливами” шириной до 30 м. Песчаные косы возвышаются над уровнем максимальной воды на 1–2 м, а некоторые из них во время сизигийного прилива накрываются водой. В поперечном профиле они имеют асимметричное строение: склон, обращенный к морю, более пологий, чем склон в сторону берега. Данные образования сложены отложениями, в гранулометрическом составе которых преимущественно преобладают грубозернистые фракции песчано-гравийно-галечной размерности (Мещеряков, 2013). Благодаря геоморфологическим и гидрологическим особенностям на литорали и сублиторали бухт Вармига и Ларвика созданы условия для аккумуляции илистых отложений.

На сублиторали в пределах метровой изобаты расположена аллювиально-морская терраса, мористее глубина увеличивается до 40 м, затем подводный склон становится более пологим. Следует отметить, что не везде выполаживание происходит одинаково. Так, в центральной части района в пределах глубин от 40 до 60 м в рельефе дна выделяется слабонаклонная площадка (уклон 3°–4°). Она протягивается с востока на запад на 300 м, а с севера на юг – на 200 м. В центре и ближе к северо-западной бровке района в рельефе дна террасы выделяются небольшие положительные формы – возвышенности высотой до 10 м. В южной части района, после аллювиально-морской террасы и песчаных кос, глубины увеличиваются до 65 м. В дальнейшем крутизна склона падает в 2–3 раза. Глубины возрастают равномерно, на каждые 100 м удаления от берега они увеличиваются в среднем на 12 м. Так продолжается до максимальной глубины, равной 137 м. В северной части района также наблюдается относительное увеличение глубин, но уже до 50 м. Далее подводный склон выполаживается, глубины равномерно увеличиваются (рис. 1). Это просматривается по поперечному профилю в данном районе залива вплоть до максимальной глубины. Количество взвешенного вещества в поверхностном слое воды убывает с удалением от устья. В 2014 г. в устье реки содержание взвеси достигало значений 770 мг/л, при удалении на 200 м – 160 мг/л, на 400 м – 100 мг/л. На расстоянии 600–1000 м содержание взвешенных частиц падает до 30–34 мг/л, при удалении на 1600 м и далее – до 10 мг/л (табл. 1).

Комплексные гидрологические исследования залива Грён-фьорд показали, что водные массы формируются под воздействием поступления теплых вод Западно-Шпицбергенского течения и более холодных вод Восточно-Шпицбергенского течения. Вблизи западных берегов архипелага Восточно-Шпицбергенское течение называют Прибрежным (Саватюгин, 2020). Морская вода в акватории состоит из двух базовых вод – атлантической и речной, смесь которых подверглась трансформации из-за смешения с талыми водами или изъятия части воды на ледообразование. Подробная библиография и описание формирования водных масс Арктических морей представлены в работе (Namyatov, 2021). Пресные воды по их содержанию в водных массах разделяют (а) на речные воды, содержащиеся в водах Восточно-Шпицбергенского и Прибрежного течений; (б) на поверхностный сток, поступающий непосредственно с прилегающей суши и состоящий преимущественно из вод тающих ледников.

Распределение температуры и солености водных масс в районе устьевого взморья р. Грёндален представлено на рис. 2. Температура изменялась в диапазоне от 3.74 до 5.44°С. Среднее значение по всем станциям составляло 5.25 ± 0.78°С. Соленость варьировала от 30.36 до 34.89 епс, при средней величине 33.59 ± 0.94 епс. Вертикальные профили воды показывали незначительную изменчивость этих параметров по анализируемому разрезу.

На профилях температуры воды хорошо прослеживается верхний слой 0–40 м с температурой 5.2–6.0°С, слой вертикального градиента 50–90 м с изменением температуры от 5.2 до 3.8°С и придонные воды с температурой 3.8–4.0°С.

Наибольшие градиенты изменения солености обнаружены в слое 0–5 м, где наблюдались самые низкие значения – от 30 до 32.8 епс. Понижение солености обусловлено влиянием речного стока. В более глубоких слоях воды соленость повышается до 34.89 епс. На глубоководных точках отбора в слое от 75 м до дна изменения солености незначительны, от 34.50 до 34.89 епс.

Таблица 1. Характеристика точек отбора проб донных отложений

Керн	Удаление от уреза воды, м	Глубина моря, м	Содержание терригенной взвеси в поверхностном слое воды, мг/л (Мещеряков, Тарасов, 2016)
1	200	45	160
2	400	47	100
3	600	55	30
4	1000	120	34
5	1600	138	10

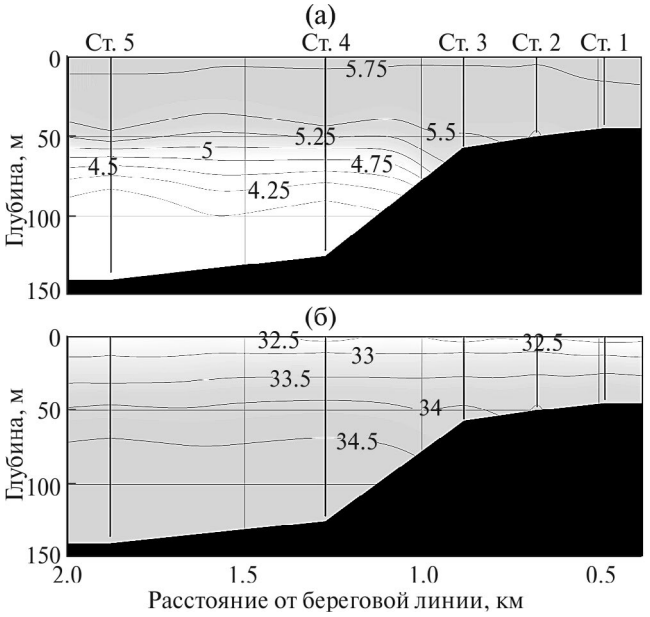

Рис. 2. Вертикальные профили распределения температуры воды (а) и солености (б) в точках отбора проб (25.08.2022).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Методика проведения измерений радионуклидов, датирования слоев кернов и определения линейной скорости осадконакопления

Для анализа содержания ^{210}Pb, ^{226}Ra и ^{137}Cs в донных отложениях керны были разделены на слои толщиной 2–3 см. Всего проанализирован 71 образец: по 15 в керне ст. 1 (0–45 см) и ст. 2 (0–45 см), 11 в керне ст. 3 (0–33 см), 16 в керне ст. 4 (0–32 см) и 14 в керне ст. 5 (0–28 см). Все образцы осадка перед измерением высушивали методом лиофильной сушки на оборудовании Alpha 1-4LDPlus Martin Christ в химической лаборатории Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш), затем гомогенизировали и оставляли на 30 дней в герметично закрытых сосудах, чтобы обеспечить равновесие между ^{226}Ra и ^{222}Rn, а также между ^{214}Pb и ^{214}Bi (Appleby, 1986; Schelske et al., 1994). Измерение каждого слоя проводили после установления равновесия между указанными радионуклидами. Время измерения составило 85000 с, что дало погрешность расчета в 5–15% в верхних слоях кернов. Активность поддерживаемого ^{210}Pb, определенная по основным линиям ^{226}Ra, была вычтена для определения избыточной активности ^{210}Pb (^{210}Pb$_{изб}$) из общей удельной активности ^{210}Pb, измеренной по его гамма-линии (46.5 кэВ). Количественное определение ^{226}Ra было проведено с помощью ^{214}Pb (295.2 и 351.9 кэВ) и ^{214}Bi (1120 кэВ). Удельную активность ^{137}Cs определяли по линии 661.8 кэВ. Данные измерений были скорректированы на дату сбора кернов, результаты приведены на основе сухого веса с поправкой на самопоглощение и геометрию образца (Appleby, Piliposian, 2004).

Измерения удельной активности радионуклидов в донных отложениях проводили на многоканальном гамма-спектрометре для измерения рентгеновского и гамма-излучения (Canberra Semiconductors NV, Olen, Belgium) со свинцовой защитой экрана детектора HPGe-2P производства компании “Аспект” (Дубна, Россия). Регистрирующая часть спектрометра – широкополосный детектор BE5030 с диапазоном охвата гамма-квантов с энергией от 3 кэВ до 3 МэВ, изготовленный из сверхчистого германия планарного типа с тонким входным окном из “углеродной эпоксидной смолы” (шириной 0.6 мм) и кристаллом (диаметр 80 мм, площадь 5000 мм^2 и толщина 30.5 мм). Энергетическое разрешение вдоль линии ^{60}Co с энергией 1332 кэВ составляет не менее 2.2 кэВ; вдоль линии изотопа ^{57}Co с энергией 122 кэВ – не менее 0.75 кэВ, а вдоль линии изотопа ^{55}Fe – не менее 0.5 кэВ. Спектральная информация была собрана с помощью импульсного анализатора DSA-1000 (Canberra Industries, Inc., Loches, France) с разрешением 16K каналов, соответствующего современной технологии цифровой обработки сигналов. Была проведена обработка спектров и идентификация радионуклидов с помощью программного обеспечения Genie-2000 (версия 3.3).

Возраст осадочных слоев керна 1, из-за недостаточно вскрытой осадочной толщи для определения слоя, где наблюдается равновесие между ^{226}Ra и избытком ^{210}Pb, рассчитывали по формуле экспоненциального снижения ^{210}Pb с глубиной (Aliev et al., 2007):

$$t = (ln\mathrm{A}_x - ln\mathrm{A}_0)/-\lambda = ln(A_x - A_0)/-\lambda, \qquad (1)$$

где A_x – активность избыточного ^{210}Pb (^{210}Pb$_{изб}$) в слое на глубине x см ниже поверхности раздела осадок–вода, A_0 – активность ^{210}Pb$_{изб}$ в поверхностном слое осадка, λ – постоянная распада ^{210}Pb (0.031 год$^{-1}$). ^{210}Pb$_{изб}$ определяли путем вычитания удельной радиоактивности ^{226}Ra из начальной общей (суммарной) активности ^{210}Pb в образцах отложений. Полученное значение отражает поступление ^{210}Pb из атмосферы в дополнение к количеству, образующемуся при радиоактивном распаде ^{226}Ra. Активность верхнего 0–3 см слоя кернов была принята за A_0, что соответствует дате отбора проб.

В кернах ст. 2–5 календарный возраст слоев донных отложений рассчитывали с использованием модели периодического потока (PF), основанной на данных об избыточной активности ^{210}Pb с учетом неравномерного поступления ^{210}Pb с потоком массы наносов на поверхность морского дна (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012). Слои, лежащие ниже принятой границы равновесия, не

учитываются при расчете возраста отложений. Формулы, использованные для расчета:

$$t(i) = \frac{1}{\lambda} ln \frac{A(0)}{A(i)}, \quad (2)$$

где *t(i)* (год) – возраст верхней части осадочного слоя, $A(i) = A(0)e^{-\lambda t}$, *A(0)* (Бк/м^2) – активность $^{210}Pb_{изб}$, накопленная на поверхности морского дна; λ – постоянная радиоактивного распада ^{210}Pb (0.03118 ± 0.00017 год$^{-1}$).

Линейную скорость осадконакопления (SAR) в керне на ст. 1 определяли по формуле:

$$A_x = A_0 e^{-\lambda x/v}, \quad (3)$$

где A_x – активность $^{210}Pb_{изб}$ в слое на глубине *x* см ниже поверхности раздела осадок–вода, A_0 – активность $^{210}Pb_{изб}$ в поверхностном слое осадка, λ – постоянная радиоактивного распада ^{210}Pb, *v* – скорость осадконакопления (SAR, см/год).

В кернах 2–5 SAR были вычислены с помощью стандартных процедур расчета по модели PF (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012).

Гранулометрический анализ

Для установления литотипов осадочных слоев кернов 1–5 применяли гранулометрический анализ. Для этого использовали методику, разработанную ВНИИОкеангеология (Андреева, Лапина, 1998). При расчете процентной доли гранулометрических фракций вводили поправку на органические частицы. Массу органических веществ определяли по массе потерь после прокаливания (ППП). Для этого из осадочного горизонта отбирали отдельную пробу и прокаливали в муфельной печи при температуре 450°С до постоянной массы (Даувальтер, 2012). Из-за значительного содержания органики в исследуемых донных отложениях данный подход позволит получить более точные данные по терригенному осадконакоплению в районе работ и учесть влияние органики на седиментогенез. Для интерпретации типов донных отложений использовали классификацию М.В. Кленовой (Кленова, 1948), которая является наиболее удобным и точным инструментом для четкой фиксации смены литотипов, а следовательно, и условий осадконакопления в бассейне седиментации. При интерпретации донных отложений по литотипам минералогическая составляющая осадка не учитывалась, классификация проводилась только по размерному составу частиц.

Методы гидрологических и гидрохимических исследований

Для выделения границы области столкновения систем река–море, оценки глубины и объема проникновения речных вод в залив Грён-фьорд проведены исследования термохалинной структуры и содержания биогенных элементов в воде. Температуру и соленость воды определяли с помощью СТД-зонда SEACAT SBE 19 plus V2 (Sea-Bird Scientific, США). Пробы воды для гидрохимических исследований отбирали на каждой точке с 5 горизонтов (n = 25). Анализ содержания биогенных элементов в воде выполнен по стандартным методикам в химико-аналитической лаборатории РАЭ-Ш (табл. 2). Для определения концентрации взвешенного вещества применялся метод ПНД Ф 14.1:2:4.254-09 (Количественный..., 2017).

Таблица 2. Методики определения биогенных элементов

№ п/п	Определяемый ингредиент	Шифр методики
1	Кремний	РД 52.10.744-2010
2	Фосфор-фосфатный ($P–PO_4$)	РД 52.10.738-2010
3	Фосфор общий (P–tot)	РД 52.10.739-2010
4	Фосфор органический (P–орг)	Вычислялся
5	Азот нитритный ($N–NO_2$)	РД 52.10.740-2010
6	Азот нитратный ($N–NO_3$)	РД 52.10.745-2010
7	Азот общий (N–tot)	РД 52.10.805-2013
8	Азот органический (N–орг)	Вычислялся

Содержание базовых вод в результирующей морской воде рассчитывали балансовым методом с использованием величин солености и стабильного изотопа $\delta^{18}O$. Этот метод успешно используется в Арктике для определения типов морских вод (Namyatov, 2021). Методики определения солености и $\delta^{18}O$, расчета величин f_a – относительное содержание “чисто” атлантических вод; f_r – речных вод, непосредственно впадающих в Грён-фьорд, и f_i – ледовых вод (талых вод или вод, изъятых на ледообразование), впадающих в Грён-фьорд, представлены в дополнительных материалах к статье (ESM_1).

Методика определения изотопного состава воды

Содержания дейтерия (^2H) и кислорода-18 (^{18}O) в воде были измерены на лазерном спектрометре Picarro L2130i с использованием стандартов Американского геологического общества USGS45, USGS50, а также контрольного образца ОН26-2020, использованного МАГАТЭ для международной интеркалибровки лабораторий, занимающихся измерениями стабильных изотопов. Результаты представлены в промилле по стандартной шкале

SMOW, воспроизводимость измерений составила ±0.02‰ для $\delta^{18}O$ и ±0.1‰ для $\delta^{2}H$ (подробно методика представлена в дополнительных материалах ESM_1).

Статистический анализ

Для измерения взаимосвязи между климатическими параметрами и процессами осадконакопления проводили корреляционный анализ. Чтобы найти зависимости между выборками, использовали метод ранговой корреляции Спирмена.

Для сбора информации о климатических параметрах в районе исследования использовали открытую базу данных Норвежского метеорологического института (Norwegian Meteorological Institute and NRK, https://www.yr.no/en). Численные величины климатических компонентов рассчитаны как средние значения для каждого реконструированного периода. Корреляционная выборка представлена температурой воздуха ($T_{ср}$,°C), атмосферными осадками, выпавшими на водосбор в период преобладания отрицательных (твердые осадки, $W_т$, мм/год) и положительных температур (жидкие осадки, $W_ж$, мм/год), скоростью седиментации (SAR, см/год) и массой органических веществ (ППП, %). Керны проходили статистический анализ как вместе, так и по отдельности. В керне 1 не удалось выделить отдельные периоды седиментации из-за лавинного поступления осадочного материала, поэтому полученные по нему данные не использовали в расчетах. Объемы выборок, применяемые для корреляционного анализа кернов: 2 (n = 10), 3 (n = 8), 4 (n = 14), 5 (n = 9). Общая выборка составила 41 значение. Все расчеты были выполнены с использованием лицензионной программы STATISTICA 10.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Удельная активность ^{210}Pb, ^{226}Ra и ^{137}Cs и датирование слоев кернов

Результаты гамма-спектрометрического анализа и возраст осадочных слоев кернов 1–5 представлены в ESM_2.

Измерение общего ^{210}Pb показало повышение его удельной активности в поверхностном слое осадка в зависимости от удаления точки отбора от берега и глубины отбора керна. Наименьшие значения ^{210}Pb обнаружены в керне 1, наибольшие в керне 4. Низкие уровни ^{210}Pb в кернах 1–3 можно объяснить разбавлением осадочного материала потоками, поступающими с водосборного бассейна р. Грёндален. Средняя удельная активность ^{226}Ra варьировала во всех исследуемых кернах в узком диапазоне от 36 до 45 Бк/кг. ^{137}Cs в поверхностном слое осадка кернов 1–5 распределялся аналогично общему ^{210}Pb, минимальная удельная активность первого обнаружена в керне 1, максимальная в керне 4.

В распределении ^{210}Pb во всех исследованных кернах прослеживается устойчивая тенденция снижения удельной активности радионуклида с глубиной. Это является признаком стабильности процессов осадконакопления и дает возможность провести датировку слоев донного осадка. Результаты датирования слоев кернов донных отложений представлены в ESM_2.

Вскрытая осадочная толща керна 1 представлена молодыми осадками, нижняя граница возраста в слое 42–45 см определена 2006 г. (25 ± 0.5 лет).

В керне 2 радиоактивное равновесие между ^{226}Ra и $^{210}Pb_{изб}$ обнаружено в слое 36–39 см, рассчитанная дата образования этого слоя – 1892 г. (131 ± ± 18.6 лет). Определение удельной активности ^{137}Cs выявило его проникновение в слоях 30–39 см. Возраст этих слоев, рассчитанный по ^{210}Pb, попадает на период, когда еще не проводились ядерные испытания в атмосфере. Причиной этого может быть более высокая подвижность ^{137}Cs в донных осадках по сравнению со ^{210}Pb, а также перенос ^{137}Cs в результате биотурбации. Следы жизнедеятельности бентосных организмов обнаружены в верхнем 0–10 см слое.

Нижняя граница осадочной толщи керна 3 в слое 30—33 см датируется 1913 г. (109.6 ± 14.7 лет). Первое обнаружение ^{137}Cs в слое 18—21 см подтверждает дату формирования этого слоя, определенную по ^{210}Pb (1961 г.) и связанную с началом глобальных атмосферных выпадений радионуклидов после испытаний атомного оружия на Новой Земле (Bergqvist, Ferm, 2000).

Нижняя граница осадочной толщи керна 4 в слое 30–32 см датируется 1910 г. (112 ± 7.8 лет). Первое обнаружение ^{137}Cs в слое 22–24 см аналогично результату, полученному по керну 3, и указывает на правильность расчета календарного возраста по ^{210}Pb в данном горизонте – 1961 г. Максимальные уровни ^{137}Cs были измерены в слоях 14—20 см, датированных 1970–1989.5 г., что может быть связано с поступлением в залив атлантических вод, загрязненных сбросами радиохимического завода “Селлафильд” (Kautsky, 1987).

Возраст нижней границы керна 5 в слое 26–28 см датируется 1883 г. (139.8 ± 14.8 лет). Начало обнаружения ^{137}Cs – слой 16–18 см, датируемый 1957.2 г., что соответствует времени появления первых глобальных атмосферных выпадений в результате ядерных испытаний (Khalturin et al., 2005).

Литология донных отложений

Гранулометрический анализ донных отложений показал, что осадочные слои кернов 1–5 сложены преимущественно частицами пелита и мелкого

алеврита с периодическими включениями в различных горизонтах хорошо окатанных зерен гравия (ESM_3).

Определены три литотипа донных отложений, характерных для района исследования: глинистый ил, ил и песчанистый ил (рис. 3).

Верхний трехсантиметровый горизонт керна 1 представлен глинистым илом, ниже залегает ил, который только на горизонте 18–21 см замещен песчанистым илом. В керне 2 поверхностный слой мощностью 3 см сложен глинистым илом, который подстилает ил. Исключением являются слои, залегающие на глубине 18–21 и 27–30 см, здесь наблюдается временное замещение ила более грубым песчанистым илом. Для керна 3 характерно распространение глинистого ила в поверхностной осадочной толщи мощностью до 9 см. Ниже происходит существенное снижение процентной доли пелита (ESM_3, рис. 3), донные отложения представлены илом, который перекрыт прослоем песчанистого ила 24–27 см. Расположенные в зоне гидродинамического спокойствия точки отбора 4 и 5 отличаются увеличенной долей пелита относительно алеврита. В керне 4 вскрытая осадочная толща представлена в основном глинистым илом, который сменяется на горизонте 14–16 см осадком, интерпретируемым лишь по формальным признакам как ил. На горизонте 26–28 см также отмечена смена глинистого ила илом. В керне 5 поверхностная осадочная толща мощностью до 8 см изрыта ходами бентосных форм жизни, параллельно в этом слое обнаружено большое количество трубок червей. Максимальное содержание органики также приходится на этот слой.

Многолетняя динамика скорости осадконакопления

Динамика изменения скорости осадконакопления в периодах, определенных по ^{210}Pb, представлена на рис. 4. Скорость современного осадконакопления в точке 1 составляет 2.8 см/год, высокое значение этого показателя обусловлено расположением точки отбора вблизи устья р. Грёндален (200 м), где происходит лавинная поставка осадочного материала с территории водосбора.

В точке 2 рассчитанная скорость осадконакопления значительно изменялась на всем протяжении формирования осадочных слоев керна. С 1892 по 1919 гг. она составляла 0.11 см/год, с 1919 по

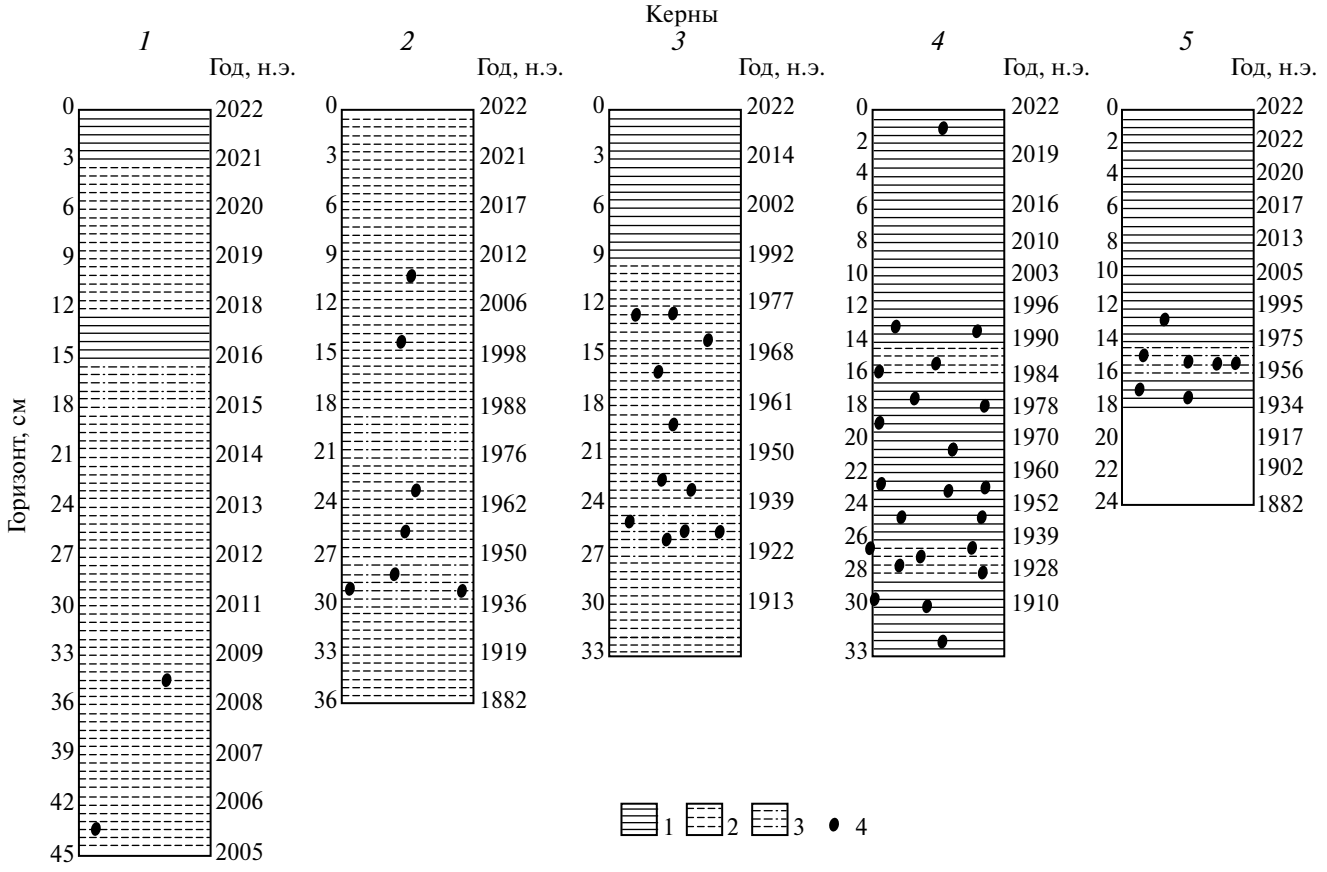

Рис. 3. Стратиграфия и хронология формирования литотипов донных отложений на устьевом взморье реки Грёндален (керны 1–5). 1 – глинистый ил; 2 – ил; 3 – песчанистый ил; 4 – зерна гравия (1 символ – 5% от гранулометрического состава горизонта).

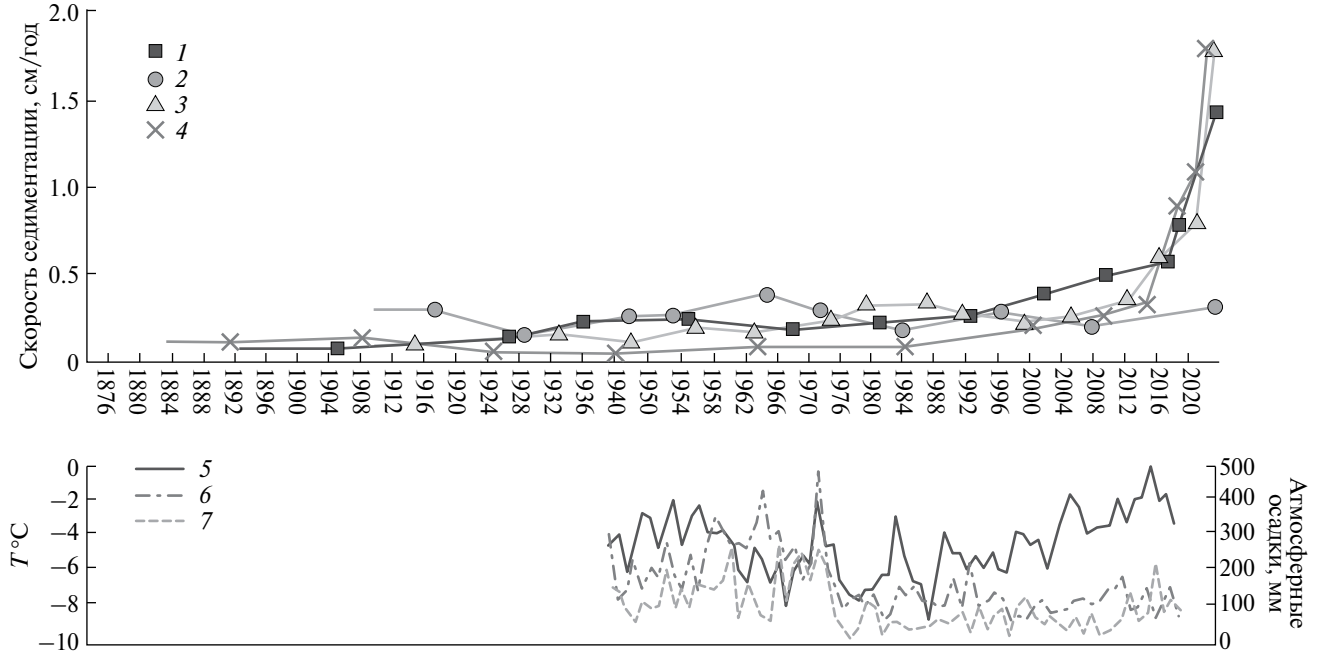

Рис. 4. Многолетняя динамика изменения скорости седиментации и климатических компонентов в кернах 2–5. 1 – керн 2; 2 – керн 3; 3 – керн 4; 4 – керн 5; 5 – среднегодовая температура; 6 – среднегодовое количество жидких атмосферных осадков; 7 – среднегодовое твердых осадков.

1936 гг. произошло увеличение до 0.17 см/год, а к середине XX в. до 0.22–0.25 см/год. Таким образом, за 30-летний период скорость осадконакопления увеличилась приблизительно в 2 раза. Во второй половине XX в. рост продолжился, с 1988 по 1998 гг. до 0.28 см/год. В начале XXI в. рост темпов седиментации приобрел скачкообразный характер: 1998–2006 гг. до 0.4 см/год, 2006–2012 гг. до 0.52 см/год, 2012–2017 гг. до 0.59 см/год. Наиболее резкие изменения произошли в 2017–2021 гг. до 0.79 см/год и в 2021–2022 г. до 1.46 см/год. Таким образом, за 130 лет скорость осадконакопления в точке 2 увеличилась более чем на порядок.

Временная динамика осадконакопления в точке 3 не выявила резких скачков в определенные периоды. В начале XX в. скорость осадконакопления составляла 0.33 см/год, к 1922–1939 гг. снизилась до 0.18 см/год, а в 1939–1961 г. повысилась до 0.27 см/год. К 1968 г. достигла отметки 0.4 см/год, далее на рубеже XX–XIX вв. наметился тренд к снижению скорости осадконакопления, при этом изменения варьировали в узких пределах 0.20–0.32 см/год. С 2014 по 2022 гг. темпы седиментации вернулись к показателям начала прошлого века – 0.36 см/год.

Скорость седиментации в точке 4 существенно менялась в зависимости от периодов формирования осадочных слоев. С 1910 по 1939 гг. она варьировала незначительно – от 0.11 до 0.18 см/год. Плавное увеличение показателя наблюдалось в 1952–1978 гг. до 0.26 см/год, в 1978–2016 гг. до 0.38 см/год. Далее темпы седиментации стремительно повышались, в 2016–2019 г. до 0.8 см/год. К 2022 г. скорость осадконакопления достигла максимального значения 1.83 см/год.

В точке 5, расположенной в осевой части залива по траверзу устья р. Грёндален, характер многолетних изменений скорости осадконакопления аналогичен описанному в точке 4. Так, в 1883–1921 гг. темпы седиментации увеличились с 0.15 до 0.17 см/год. В период 1921–1995 гг. колебания показателя незначительны, в пределах 0.10–0.13 см/год. Однако с 1995 до 2013 гг. скорость седиментации выросла в 2 раза и составила 0.27 см/год, затем последовали этапы резкого повышения в 2013–2017 гг. – 0.44 см/год, в 2017–2020 гг. – 0.82 см/год, в 2020–2021 – 1.13 см/год. Максимальное значение зарегистрировано в 2022 г. – 1.83 см/год.

Результаты корреляционного анализа Спирмена

Согласно критическим значениям коэффициентов корреляции рангов Спирмена, для керна 2 предполагали, что корреляция с параметрами $R^2 > 0.64$ ($p < 0.05$) является значимой, с параметрами $R^2 > 0.79$ ($p < 0.01$) сильной. Коэффициенты детерминации, принятые для керна 3, составляют 0.72 ($p < 0.05$) и 0.88 ($p < 0.01$); для керна 4 – 0.54 ($p < 0.05$) и 0.68 ($p < 0.01$); для керна 5 – 0.68 ($p < 0.05$) и 0.83 ($p < 0.01$). При статистической обработке всех данных по устьевому взморью, учитывая значимую выборку, значения коэффициента корреляции составили 0.31 ($p < 0.05$) и 0.40 ($p < 0.01$) (табл. 3).

Таблица 3. Результаты корреляционного анализа Спирмена

	Tср	Wж	Wт	SAR	ППП	Гранулометрические фракции, мм						
						>1	1–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	0.1–0.05	0.05–0.01	<0.01
Керн 2												
Tср	1.00	0.18	–0.07	**0.72**	**0.69**	–0.05	–0.35	–0.10	0.02	–0.33	–0.78	0.60
Wж	0.18	1.00	0.58	–0.43	–0.06	0.37	0.30	0.44	–0.50	–0.60	–0.54	0.43
Wт	–0.07	0.58	1.00	–0.59	–0.42	0.41	0.27	0.31	–0.10	–0.12	–0.32	0.02
SAR	**0.72**	–0.43	–0.59	1.00	0.56	–0.55	–0.64	–0.51	0.37	0.14	–0.35	0.33
ППП	0.69	–0.06	–0.42	0.56	1.00	0.31	0.15	0.33	–0.11	–0.41	–0.35	0.29
>1	–0.05	0.37	0.41	–0.55	0.31	1.00	**0.86**	**0.80**	–0.44	–0.47	0.02	–0.13
1–0.5	–0.35	0.30	0.27	**–0.64**	0.15	**0.86**	1.00	**0.83**	–0.40	–0.31	0.18	–0.26
0.5–0.25	–0.10	0.44	0.31	–0.51	0.33	**0.80**	**0.83**	1.00	–0.60	–0.59	–0.18	0.01
0.25–0.1	0.02	–0.50	–0.10	0.37	–0.11	–0.44	–0.40	–0.60	1.00	0.73	0.29	–0.29
0.1–0.05	–0.33	–0.60	–0.12	0.14	–0.41	–0.47	–0.31	–0.59	0.73	1.00	0.48	**–0.73**
0.05–0.01	**–0.78**	–0.54	–0.32	–0.35	–0.35	0.02	0.18	–0.18	0.29	0.48	1.00	–0.67
<0.01	0.60	0.43	0.02	0.33	0.29	–0.13	–0.26	0.01	–0.29	**–0.73**	**–0.67**	1.00
Керн 3												
Tср.	1.00	0.14	–0.31	0.24	0.45	–0.48	–0.66	–0.54	–0.56	–0.74	–0.40	0.49
Wж	0.14	1.00	0.74	0.43	–0.57	0.43	0.25	0.46	0.49	0.24	0.24	–0.40
Wт	–0.31	0.74	1.00	0.26	–0.90	0.62	0.49	0.54	0.65	0.60	0.67	–0.56
SAR	0.24	0.43	0.26	1.00	0.02	–0.26	–0.50	–0.46	–0.17	–0.10	–0.14	0.29
ППП	0.45	–0.57	–0.90	0.02	1.00	–0.69	–0.59	–0.65	–0.72	–0.52	–0.57	0.50
>1	–0.48	0.43	0.62	–0.26	–0.69	1.00	0.77	0.86	0.90	0.74	0.45	**–0.84**
1–0.5	–0.66	0.25	0.49	–0.50	–0.59	0.77	1.00	0.92	0.87	0.69	0.44	**–0.77**
0.5–0.25	–0.54	0.46	0.54	–0.46	–0.65	0.86	0.92	1.00	0.87	0.68	0.44	**–0.84**
0.25–0.1	–0.56	0.49	0.65	–0.17	–0.72	0.90	0.87	0.87	1.00	0.65	0.28	**–0.70**
0.1–0.05	**–0.74**	0.24	0.60	–0.10	–0.52	0.74	0.69	0.68	0.65	1.00	**0.76**	**–0.90**
0.05–0.01	–0.40	0.24	0.67	–0.14	–0.57	0.45	0.44	0.44	0.28	0.76	1.00	**–0.72**
<0.01	0.49	–0.40	–0.56	0.29	0.50	**–0.84**	**–0.77**	**–0.84**	–0.70	**–0.90**	**–0.72**	1.00
Керн 4												
Tср.	1.00	0.43	–0.08	0.42	**0.54**	–0.45	–0.49	0.06	–0.05	–0.34	0.51	0.45
Wж	0.43	1.00	**0.62**	–0.26	0.12	0.22	0.07	–0.09	–0.01	–0.47	–0.24	–0.09
Wт	–0.08	**0.62**	1.00	–0.48	–0.30	**0.66**	**0.62**	0.41	0.43	–0.22	**–0.69**	**–0.62**
SAR	0.42	–0.26	–0.48	1.00	0.71	**–0.60**	–0.39	–0.05	0.21	0.17	**0.59**	0.43
ППП	**0.54**	0.12	–0.30	0.71	1.00	**–0.75**	**–0.69**	–0.37	–0.05	–0.16	**0.69**	**0.71**
>1	–0.45	0.22	**0.66**	**–0.60**	**–0.75**	1.00	**0.88**	0.35	0.31	–0.07	**–0.90**	**–0.89**
1–0.5	–0.49	0.07	**0.62**	–0.39	**–0.69**	**0.88**	1.00	**0.60**	0.53	0.05	**–0.84**	**–0.82**
0.5–0.25	0.06	–0.09	0.41	–0.05	–0.37	0.35	**0.60**	1.00	**0.61**	–0.10	–0.26	–0.34
0.25–0.1	–0.05	–0.01	0.43	0.21	–0.05	0.31	0.53	**0.61**	1.00	0.13	–0.42	–0.28
0.1–0.05	–0.34	–0.47	–0.22	0.17	–0.16	–0.07	0.05	–0.10	0.13	1.00	–0.16	–0.22
0.05–0.01	0.51	–0.24	**–0.69**	**0.59**	**0.69**	**–0.90**	**–0.84**	–0.26	–0.42	–0.16	1.00	**0.85**
<0.01	0.45	–0.09	**–0.62**	0.43	**0.71**	**–0.89**	**–0.82**	–0.34	–0.28	–0.22	**0.85**	1.00

Таблица 3. Окончание

	Тср	Wж	Wт	SAR	ППП	Гранулометрические фракции, мм						
						>1	1–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	0.1–0.05	0.05–0.01	<0.01
Керн 5												
Тср.	1.00	0.30	–0.06	**0.81**	0.17	–0.54	–0.55	0.12	0.07	–0.20	0.15	0.13
Wж	0.30	1.00	0.66	0.08	0.08	0.38	0.28	0.46	0.52	0.53	0.55	–0.58
Wт	–0.06	0.66	1.00	–0.28	–0.01	**0.83**	**0.79**	**0.71**	**0.87**	0.37	0.66	**–0.75**
SAR	**0.81**	0.08	–0.28	1.00	0.58	–0.55	–0.54	0.18	0.03	–0.33	0.02	0.29
ППП	0.17	0.08	–0.01	0.58	1.00	0.14	0.07	0.18	0.22	–0.07	0.02	–0.07
>1	–0.54	0.38	**0.83**	–0.55	0.14	1.00	**0.96**	0.51	**0.68**	0.35	0.38	–0.66
1–0.5	–0.55	0.28	**0.79**	–0.54	0.07	**0.96**	1.00	0.61	0.67	0.20	0.25	–0.50
0.5–0.25	0.12	0.46	**0.71**	0.18	0.18	0.51	0.61	1.00	**0.82**	–0.08	0.44	–0.29
0.25–0.1	0.07	0.52	**0.87**	0.03	0.22	**0.68**	0.67	**0.82**	1.00	0.35	**0.77**	**–0.73**
0.1–0.05	–0.20	0.53	0.37	–0.33	–0.07	0.35	0.20	–0.08	0.35	1.00	0.62	**–0.82**
0.05–0.01	0.15	0.55	0.66	0.02	0.02	0.38	0.25	0.44	0.77	0.62	1.00	**–0.87**
<0.01	0.13	–0.58	**–0.75**	0.29	–0.07	–0.66	–0.50	–0.29	**–0.73**	**–0.82**	**–0.87**	1.00
Все данные												
Тср.	1.00	0.25	–0.13	**0.58**	**0.36**	**–0.49**	**–0.52**	–0.20	–0.07	–0.27	0.00	**0.33**
Wж	0.25	1.00	**0.66**	–0.10	–0.07	**0.33**	**0.30**	0.25	0.11	–0.06	0.00	–0.19
Wт	–0.13	**0.66**	1.00	**–0.34**	–0.29	**0.63**	**0.60**	**0.50**	**0.39**	0.10	0.05	**–0.44**
SAR	**0.58**	–0.10	**–0.34**	1.00	0.18	**–0.52**	**–0.45**	–0.16	0.21	0.04	0.17	0.18
ППП	**0.36**	–0.07	–0.29	0.18	1.00	**–0.35**	**–0.34**	–0.28	**–0.34**	**–0.55**	**–0.47**	**0.69**
>1	**–0.49**	**0.33**	**0.63**	**–0.52**	**–0.35**	1.00	**0.90**	**0.55**	0.29	0.19	–0.06	**–0.57**
1–0.5	**–0.52**	0.30	**0.60**	**–0.45**	**–0.34**	**0.90**	1.00	0.75	**0.41**	0.19	0.02	**–0.56**
0.5–0.25	–0.20	0.25	**0.50**	–0.16	–0.28	**0.55**	**0.75**	1.00	**0.44**	0.12	0.15	**–0.43**
0.25–0.1	–0.07	0.11	**0.39**	0.21	**–0.34**	0.29	**0.41**	**0.44**	1.00	**0.46**	**0.32**	**–0.56**
0.1–0.05	–0.27	–0.06	0.10	0.04	**–0.55**	0.19	0.19	0.12	**0.46**	1.00	**0.73**	**–0.82**
0.05–0.01	0.00	0.00	0.05	0.17	**–0.47**	–0.06	0.02	0.15	0.32	**0.73**	1.00	**–0.68**
<0.01	**0.33**	–0.19	**–0.44**	0.18	**0.69**	**–0.57**	**–0.56**	**–0.43**	**–0.56**	**–0.82**	**–0.68**	1.00

Примечание. Полужирным шрифтом выделены статистически значимые коэффициенты детерминации.

Гидрологическая структура водной толщи

Анализ гидрологических и гидрохимических параметров водной толщи позволяет оценить источники наносов осадка в местах разгрузки осадочного материала, особенно в зоне лавинной седиментации (точка 1). Измеренные концентрации биогенных элементов в воде и их распределение по глубине в точках отбора представлено в ESM_4. Осадочный материал выносится поверхностным стоком от локальных источников, окружающих фьорд. Этот сток (f_r) во многом обусловлен таянием ледников. Распределение величин f_r и (для сравнения) величин солености морских вод представлено на рис. 5.

Наибольшее содержание локального речного стока (f_r) обнаружено в точке 1 и 2 в зоне лавинной разгрузки осадочного материала (9–11%). Максимальный вертикальный градиент изменения величины f_r наблюдался в слое 5–7 м, ниже этого слоя f_r варьировало в пределах 1–4%. Уменьшение f_r от градиентной зоны к оси залива (от точки 1 к точке 5, рис. 1) в среднем составляло 0.2% на 100 м, и на расстоянии 1.6 км от уреза воды величина f_r составляла 6–8%. Максимальный горизонтальный градиент изменения этой величины прослеживается на расстоянии 400–600 м от устья реки. На этом расстоянии содержание речного стока локального происхождения уменьшалось от 100 до 11%, а величина солености увеличилась от 0 до 31 епс.

Распределение биогенных элементов $P–PO_4$, $N–NO_3$ и $Si–SiO_3$ в основном повторяло распределение относительного содержания локального речного стока (рис. 6). Особенно это заметно на распределениях $N–NO_3$ и $Si–SiO_3$.

Измеренные концентрации биогенных элементов в реках, впадающих в Грён-фьорд, гораздо выше, чем

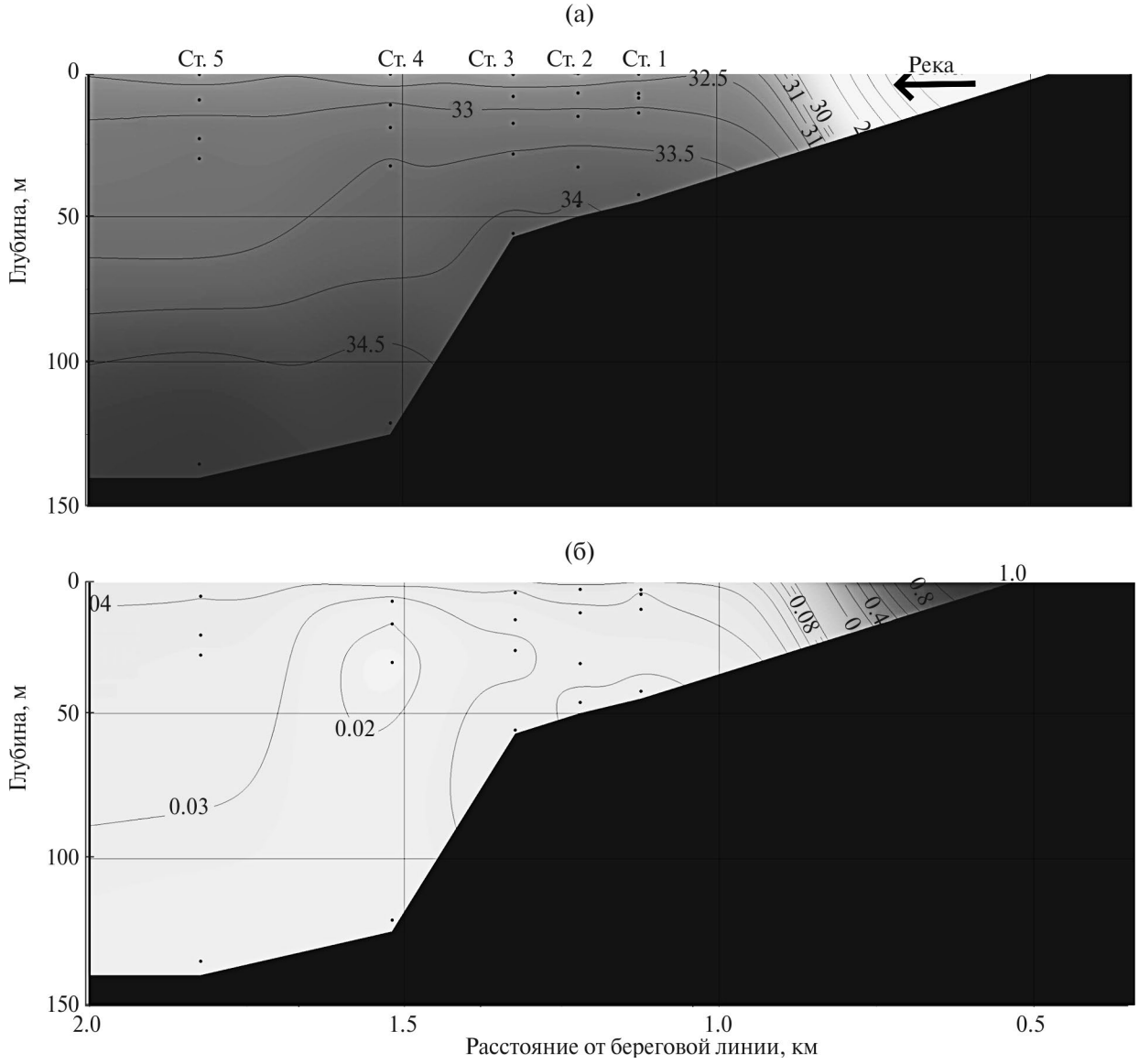

Рис. 5. Распределение величин солености в слое 0–50 м (а) и относительного содержания локального речного стока (f_r) (б).

в морской воде, и поэтому горизонтальные градиенты рассматриваемых параметров явно выражены и находятся на расстоянии 400–600 м от устья реки.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследования показали, что седиментация на устьевом взморье р. Грёндален изменяется в зависимости от удаления от уреза воды, глубины моря и угла наклона плоскости дна (рис. 7). Кроме того, с помощью корреляционного анализа Спирмена обнаружена связь между седиментацией и флуктуациями климатических параметров.

Максимальные темпы седиментации отмечены в точке 1 на расстоянии 200 м от уреза воды, где проходит граница гидрохимического и термохалинного градиента между речными и морскими водами. Средняя скорость осадконакопления составляет 2.8 см/год. Донные осадки в датируемом периоде (2006–2022 г.) представлены в равной мере алевритом и пелитом.

При статистической обработке всех данных по устьевому взморью, учитывая значимую выборку, значения коэффициента корреляции составили 0.31 ($p < 0.05$) и 0.40 ($p < 0.01$). Скорость седиментации в точке 2 на удалении 400 м от уреза воды за последние 130 лет изменялась в широких пределах от 0.11 до 1.46 см/год, среднее значение – 0.44 см/год. При этом многолетняя динамика скорости седиментации повторяет температурный тренд и увеличивается при повышении температуры воздуха (рис. 4). С помощью статистического анализа определено значимое влияние

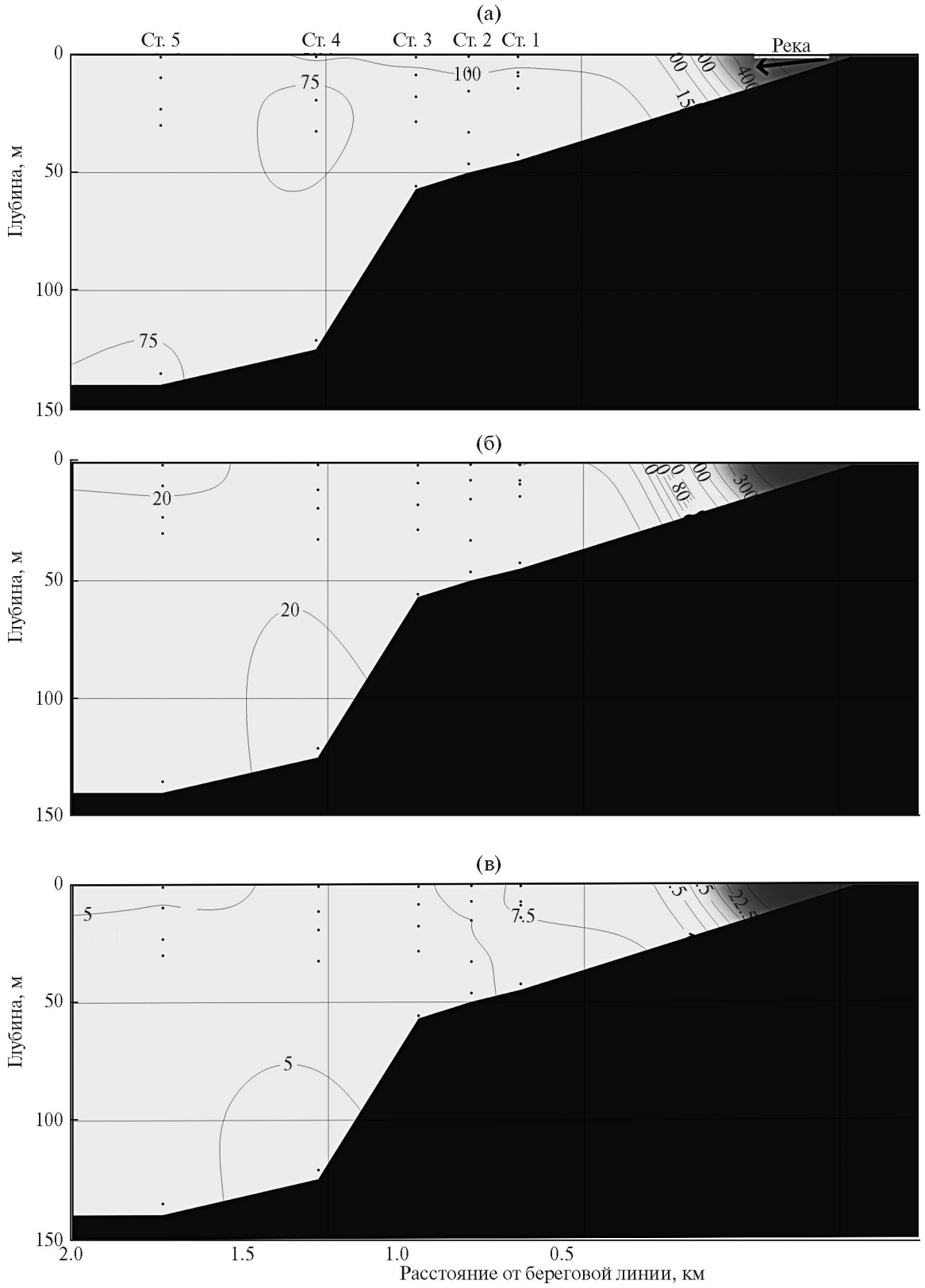

Рис. 6. Распределение величин концентраций (а) $Si–SiO_3$, (б) $N–NO_3$ и (в) $P–PO_4$.

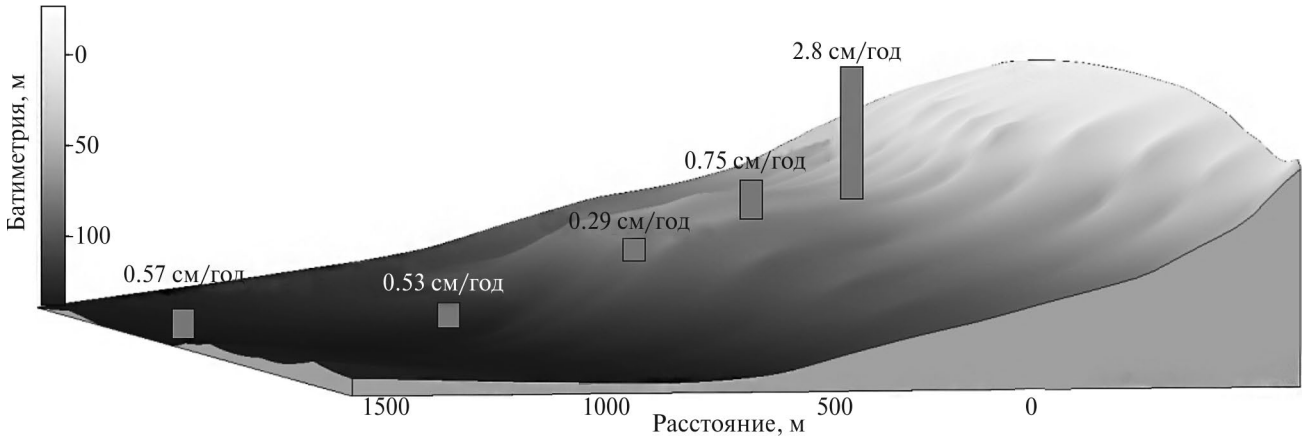

Рис. 7. Средние скорости осадконакопления на устьевом взморье р. Грёндален в период 2006–2022 г.

температуры на скорость седиментации ($\mathbf{R^2 = 0.72}$) и обратное значимое, близкое к сильному ($\mathbf{R^2 = -0.78}$) влияние на процентное содержание алеврита в донных отложениях (табл. 3). Скорость седиментации находится в обратной значимой зависимости ($\mathbf{R^2 = -0.64}$) от содержания в осадке фракции крупного песка (1–0.5 мм). С увеличением температуры в донных отложениях возрастает содержание органики (табл. 3), влияние данного климатического компонента статистически интерпретируется как сильное ($\mathbf{R^2 = 0.69}$). Следует отметить очень сильную корреляцию между фракциями среднего песка, крупного песка и гравия ($\mathbf{R^2 = 0.80–0.86}$). Это говорит о том, что зерна таких размерностей поступают сюда практически одновременно и одним и тем же путем, а именно за счет ледового разноса; сальтация гравия на расстояние 400 м от берега при наличии относительно пологих участков склона, на глубине моря более 40 м, не представляется возможной.

В точке 3 на субаквальном склоне, удаленном от уреза воды на 600 м, скорость осадконакопления в течение 110 лет изменялась в узких по меркам устьевого взморья пределах от 0.18 до 0.36 см/год при среднем значении 0.29 см/год. Обнаружена обратная значимая зависимость процентного содержания пелита от содержания фракций крупнее пелита, что, вероятно, связано с попаданием зерен размерностью крупнее 0.01 мм в осадочную толщу за счет одинаковых механизмов, а именно в результате склоновых процессов, тогда как пелит поступает в основном из взвеси.

В точке 4 на удалении от уреза воды на 1000 м за последние 113 лет темпы седиментации изменялись от 0.11 до 1.83 см/год при среднем значении 0.42 см/год. Темпы седиментации повышались с начала XX в., однако влияние климатических параметров на скорость осадконакопления статистически не подтверждено. Накопление осадка происходит у подножия подводного склона, что может сглаживать отклик седиментации на короткопериодные флуктуации климата, однако в среднем по десятилетиям многолетняя динамика скорости осадконакопления повторяет тенденции изменения среднегодовых температур. Отмечается значимая корреляция между дисперсным составом осадков и темпами седиментации; так, при уменьшении дисперсности донных отложений до фракции мелкого алеврита скорость седиментации, как правило, увеличивается ($\mathbf{R^2 = 0.59}$). Напротив, в периоды, когда в горизонтах присутствует гравий, темпы седиментации зачастую снижаются ($\mathbf{R^2 = -0.60}$). Выявлена сильная отрицательная корреляция между фракциями гравия и крупнозернистого песка и положительная между мелким алевритом и пелитом. Параллельно прослеживается отрицательная сильная корреляция ($\mathbf{R^2 = -0.89}$) между алевритопелитовым и гравийным материалом.

Стоит отметить значимую корреляционную взаимосвязь ($\mathbf{R^2 = -0.69...0.66}$) между выпадениями атмосферных осадков (снега) в период преобладания на водосборе отрицательных температур и литотипом формирующихся отложений (табл. 3). В периоды с обильными снегопадами количество грубообломочного материала увеличивается. Это объясняется тем, что выпавший снег способствует формированию берегового припая (Yang et al., 2015; Богородский и др., 2018), который, в свою очередь, является значимым агентом при транспортировке грубообломочных частиц в Арктике (Чувардинский, 1985; Тарасов, 2010). С увеличением температуры возрастает содержание органики в донных отложениях (результат аналогичен полученному в точке 2). Также выявлена сильная зависимость ($\mathbf{R^2 = 0.71}$) содержания органики от количества частиц пелитовой размерности.

Скорость седиментации в точке 5 на удалении 1600 м от уреза воды за последние 139 лет варьировала в пределах 0.15–1.83 см/год при среднем значении 0.43 см/год. При этом значение скорости

седиментации повторяет температурный тренд и увеличивается при повышении температуры воздуха (рис. 4). Статистически подтверждено влияние изменения температуры на скорость осадконакопления ($\mathbf{R^2 = 0.81}$). Принимая во внимание статистический анализ, формирование литотипа, как и в точке 4, определяется количеством атмосферных осадков, выпавших на водосбор в период преобладания отрицательных температур (снег). Коэффициенты детерминации соответствуют сильной корреляционной зависимости ($\mathbf{R^2 = -0.75...0.87}$). Сильная корреляция между значениями содержания зерен гравия и крупнозернистого песка ($\mathbf{R^2 = 0.96}$) подтверждает поступление грубообломочного материала в донные отложения оси залива одинаковым путем и, по всей видимости, одновременно, а именно в результате ледового разноса (табл. 3).

Таким образом, обобщая результаты корреляционного анализа в исследуемых точках, можно утверждать, что на устьевом взморье прослеживается зависимость темпов седиментации от температурного режима и зависимость литотипов донных отложений от количества выпавшего снега. Содержание органики зависит от дисперсного состава и температурного режима (табл. 3).

Для сравнения современных скоростей осадконакопления в пяти точках, полученные данные были нормированы по периоду 2006–2022 гг. и представлены как средние значения (рис. 7). Анализ данных показал, что основная доля осадочного вещества оседает в пределах 400–600 м от устья р. Грёндален (или 200–400 м от уреза воды) в зоне гидрохимического градиента на стыке систем река–море (рис. 5). Темпы седиментации в пределах градиента (точка 1), несмотря на незначительное расстояние между точками отбора и одинаковой глубиной моря, различаются более чем в 4 раза. Однако если предположить, что на стыке систем река–море седиментация постоянно носила лавинный характер (Лисицын, 1994), в то время как скорость седиментации за пределами гидрохимического градиента (точки 2–5) в течение XX в. редко превышала значение 0.3 см/год, то разница в темпах седиментации в пределах гидрохимического градиента и за его пределами могла достигать 10–30 раз.

С 1960-х гг. в результате смягчения климата произошло сокращение периода ледовитости в заливе (Иванов и др., 2012). Количество выпадающих атмосферных осадков в зимнее время существенно снизилось по сравнению с более ранним периодом, что способствовало ослаблению мощности припайных льдов в устьевой зоне р. Грёндален. Это привело к интенсивному размыву донных отложений на литорали и сублиторали в период весенне-зимних штормов и их транзиту в более мористые участки бассейна седиментации. Ранее подобным процессам препятствовал устойчивый и мощный припай, однако с ослаблением ледовитости условия седиментации поменялись. Таким образом, с начала XX в. значительное влияние на седиментационные процессы в районе исследования оказывает ледовый разнос. Об этом свидетельствует постоянное наличие зерен гравия в горизонтах кернов 2–5, датируемых с 1910–1995 гг. (рис. 3). После 1970-х годов процентная доля гравия стала снижаться, что позволило сформироваться более тонким отложениям, в связи с чем к концу XX в. произошла смена литотипов осадков. Интересным фактом является то, что зерна гравия не присутствуют в существенных количествах в отложениях, датируемых до 1910 г., что, вероятно, обусловлено более мягкими климатическими условиями на Шпицбергене в конце XIX в. по сравнению с началом и серединой XX в.

Также с увеличением температуры воздуха усилилась дегляциация ледниковых покровов на водосборе р. Грёндален (Чернов, Муравьев, 2018), что привело к увеличению выноса мелкодисперсного материала с флювиогляциальными потоками (Svendsen et al., 2002). Смена условий седиментации обусловила увеличение скорости осадконакопления за пределами гидрохимического градиента более чем в 10 раз по сравнению с началом и серединой прошлого века.

ВЫВОДЫ

За последнее столетие на устьевом взморье р. Грёндален произошли существенные изменения в седиментации, связанные в первую очередь с изменением климатических параметров. Повышение температуры воздуха привело к значительному увеличению скорости осадконакопления, в то время как малоснежные и мягкие зимы способствовали замещению литотипов донных отложений в районе исследования. В настоящее время осадки сложены преимущественно мелкодисперсными частицами. По сравнению с XX в., в XXI в. роль ледового разноса в осадконакоплении существенно снизилась.

Основное количество твердого стока оседает на расстоянии 400–600 м от устья р. Грёндален на расстоянии гидрохимического градиента. Вследствие отсутствия мощного берегового припая, в период зимне-весенних штормовых явлений увеличился транзит терригенного материала из прибрежной зоны в более мористые участки бассейна седиментации, что также привело к повышению скорости седиментации.

Благодарности. Авторы благодарят зимовочный состав ААНИИ за предоставленную возможность обработки проб в химико-аналитической лаборатории в пос. Баренцбург, а также за предоставление океанографического оборудования и помощь в логистике.

Источники финансирования. Сбор и обработка представленных данных выполнены

в рамках темы государственного задания ММБИ РАН № FMEE2024-0019. Измерение изотопного состава воды выполнено в Научном парке СПбГУ по проекту АААА-А19-119091190094-6. Обобщение результатов исследований выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант № 22-17-00243.

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.

Анциферова А.Р., Мокротоварова О.И., Сиеккинен Е.Д. Изменения климата на Архипелаге Шпицберген. Климатические особенности зимы 2013–2014 гг. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. М.: ГЕОС, 2014. С. 16–21.

Богородский П.В., Грубый А.С., Кустов В.Ю., Макштас А.П., Соколова Л.А. Рост припая и его влияние на замерзание верхнего слоя донных отложений в прибрежной зоне губы Буор-хая (море Лаптевых) // Лёд и снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 213–224.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море. Вып. 1 Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 280 с.

Гохман В.В. Режим стока рек на о. Западный Шпицберген // Материалы гляциологических исследований. 1988. № 62. С. 96–103.

Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2012. 242 с.

Иванов Б.В., Журавский Д.М. Ледовые условия в заливе Грён-фьорд (Архипелаг Шпицберген) за период 1974–2008 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Вып. 2. № 85. С. 29–34.

Иванов Б.В., Павлов А.К., Андреев О.М., Журавский Д.М., Священников П.Н. Исследование снежно-ледяного покрова залива Грён-фьорд (Архипелаг Шпицберген): исторические данные, натуральные исследования, моделирование // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Вып. 2. № 92. С. 43–54.

Кленова М.В. Геология моря: учебное пособие для географических факультетов университетов и педагогических институтов. М.: Гос. учебно-педагогическое изд-во Министерства просвещения РСФСР, 1948. 495 с.

Количественный химический анализ вод. Методика измерений массовых концентраций, взвешенных и прокаленных взвешенных веществ в пробах питьевых, природных и сточных вод гравиметрическим методом (ПНД Ф 14.1:2:4.254-09, издание 2017 г.). М.: ЗАО “Роса”, 2017. 13 с.

Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–743.

Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 18–60.

Мавлюдов Б.Р. О деградации горно-долинных ледников Шпицбергена // Комплексные исследования Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. С. 207–216.

Мавлюдов Б.Р. Исследования ледника Тавле и его внутренних дренажных каналов, земля Норденшельда, Шпицберген // Комплексные исследования Шпицбергена. Вып. 7. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. С. 187–200.

Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М., Соловьянова И.Ю. Реакция ледников Земли Норденшельда (арх. Шпицберген) на изменение климата // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Вып. 1. № 91. С. 67–77.

Мещеряков Н.И. Накопление и перераспределение осадочного материала в устьевой зоне реки Грёндален (Западный Шпицберген) // Вестник МГТУ. 2013. Т. 3. С. 501–505.

Мещеряков Н.И., Тарасов Г.А. Осадкообразование и литологическое строение приповерхностной осадочной толщи в приустьевой отмели р. Грёндален (залив Грён-фьорд) // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. № 1/1. С. 101–109.

Новигатский А.Н., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Политова Н.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П. Вертикальные потоки осадочного вещества и современные скорости осадконакопления в Белом море // Изв. Российской академии наук. Сер. геогр. 2022. Т. 86. № 6. С. 1023–1034.

Пресноводные ресурсы Западного Шпицбергена в современных условиях: (многолетние исследования ААНИИ): монография. М.В. Третьяков, В.А. Брызгало, Е.В. Румянцева, К.В. Ромашова. Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды [и др.]. СПб.: ААНИИ, 2021. 200 с.

Ромашова К.В., Чернов Р.А., Василевич И.И. Исследование ледникового стока рек в бассейне залива Грёнфьорд (Западный Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 1. С. 34–45.

Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ^{210}Pb и ^{137}Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.

Саватюгин Л.М. Современное состояние природной среды архипелага Шпицберген: коллективная монография. СПб.: ААНИИ, 2020. 304 с.

Тарасов Г.А. Новые данные изучения ледового транспорта осадочного вещества в заливе Грёнфьорд // Комплексные исследования Шпицбергена. Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 480–485.

Тарасов Г.А., Погодина И.А., Хасанкаев В.Б., Кукина Н.А., Митяев М.В. Процессы седиментации на

гляциальных шельфах. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. 473 с.

Федоров В.М., Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М. Вековые тенденции изменения ледовых ресурсов Шпицбергена // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 2. С. 139–146.

Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472.

Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // Геоморфология. 1985. № 3. С. 70–77.

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 // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2007. V. 274. № 2. P. 315–321.

Appleby P.G. ^{210}Pb dating by low-background gamma // Hydrobiologia. 1986. V. 143. P. 21–27.

Appleby P.G., Piliposian G.T. Efficiency corrections for variable sample height in well-type germanium gamma detectors // Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At. 2004. № 225. P. 423–433.

Bergqvist N.-O., Ferm R. Nuclear Explosions 1945–1998 (FOA-R-00-01572-180). Stocholm, Sweden: Defence Research Establishment, 2000. 43 p.

Førland E.J., Hanssen-Bauer I. Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses // Polar Res. 2003. V. 22. № 2. P. 113–124.

Jones P.D., Briffa K.R., Barnett T.P., Tett S.F.B. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with general circulation model control-run temperatures // The Holocene. 1998. V. 8. № 4. P. 455–471.

Kautsky H. Investigations on the distribution of ^{137}Cs, ^{134}Cs and ^{90}Sr and the water mass transport times in the Northern North Atlantic and the North Sea // Deutsche Hydrographische Zeitschrift. 1987. V. 40. P. 49–69.

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 // Sci. Glob. Secur. 2005. V. 13. P. 1–42.

Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. № 6. P. 759–762.

Melling H., Moor R.M. Modification of halocline source waters during freezing on the Beaufort Sea shelf: evidence from oxygen isotopes and dissolved nutrients // Continental Shelf Res. 1995. V. 15. № 1. P. 89–113.

Meshcheriakov N.I., Usyagina I.S., Ilyin G.V. The chronology of modern sedimentation in the Storefjorden Strait (Svalbard Archipelago) // Geochem. Int. 2023. V. 61. P. 529–538.

Meshcheryakov N.I., Usyagina I.S., Sharin V.V., Dauvalter V.A., Dukhno G.N. Chronology of sedimentation in Colesbukta, Spitsbergen (Svalbard Archipelago): the results of the 2018 expedition // IOP Conf. Ser. Earth and Environmental Science. 2021. V. 937. P. 042081.

Namyatov A.A. δ^{18}O as a tracer of the main regularities of water mass mixing and transformation in the Barents, Kara, and Laptev seas // J. Hydrology. 2021. V. 593. P. 125813.

Namyatov A., Makarevich P., Tokarev I., Pastuhov I.A. Hydrochemical basis of marine waters biological productivity surrounding Svalbard archipelago // Bio. Comm. 2023. V. 68. № 1. P. 30–48.

Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E.J., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012 // Polar Res. 2014. V. 33. P. 21349.

Overpeck J., Hughen K., Hardy D., Bradley R., Case R., Douglas M., Finney B., Gajewski K., Jacoby G., Jennings A., Lamoureux S., Lasca A., MacDonald G., Moore J., Retelle M., Smith S., Wolfe A., Zielinski G.J. Arctic environmental change of the last four centuries // Science. 1997. V. 278. № 5341. P. 1251–1256.

Robbins J.A. Geochemical and geophysical application of radioactive lead // Biochemistry of Lead in the Environment. Ed. Nriagu J.O. Amsterdam: Elsevier, 1978. P. 285–393.

Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández A.C. ^{210}Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 82. P. 183–200.

Schelske C.L., Peplow A., Brenner M., Spencer C.N. Low-background gamma counting: applications for ^{210}Pb dating of sediments // J. Paleolimnol. 1994. V. 10. P. 15–128.

Schirone A., Rožmarić M., Barsanti M., Raiteri G., Sanchez-Cabeza J.A., García-Tenorio R., Osvath I. Assessment of measurement accuracy in ^{210}Pb dating sediment methods // Quaternary Geochronology. 2022. V. 69. P. 101255.

Svendsen H., Beszczynska A., Lafauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Hagen J., Orbeak O., Bischof J.B., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke C., Whinther J.G., Hodson A., Mumford P. The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden: an Arctic fjord system in Svalbard // Polar Res. 2002. V. 21. P. 133–166.

von Gunten H.R., Moser R.N. How reliable is the ^{210}Pb dating method? Old and new results from Switzerland // J. Paleolimnol. 1993. V. 9. P. 161–178.

Yang Y., Lepparanta M., Li Z.J., Cheng B., Zhai M., Demchev D. Model simulations of the annual cycle of the landfast ice thickness in the East Siberian Sea // Advances in Polar Science. 2015. V. 26. № 2. P. 168–178.

Zaborska A., Pempkowiak J., Papucci C. Some sediment characteristics and sedimentation rates in an Arctic fjord (Kongsfjorden, Svalbard) // Archives Environ. Prot. 2006. V. 8. P. 79–96.

Zajączkowski M., Szczuciński W., Bojanowski R. Recent changes in sediment accumulation rates in Adventfjorden, Svalbard // Oceanologia. 2004. V. 46. № 2. P. 217–231.

Рецензенты А.К. Маркова, А.Н. Новигатский

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

N. I. Meshcheriakov[a, #], I. S. Usyagina[a], A. A. Namyatov[a], and I. V. Tokarev[b]

[a] *Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia*
[b] *St. Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia*
[#] *e-mail: meshcheriakov104@mail.ru*

The results of the study of bottom sediments and water of the estuary of the River Grøndalen (Grøn-fjord, West Spitsbergen) are presented. The stratigraphic features of the sedimentary strata are determined. The chronology of changes in geoecological environmental conditions has been established using radioisotope dating methods. The main factors influencing sedimentation in the study area are air temperature and precipitation during the period of predominance of low temperatures. It is shown that climate fluctuations determine the chronological sequence of the sedimentation rate and the change of the lithotype of the bottom sediment towards fine fractions.

Keywords: Grøndalen, West Spitsbergen, bottom sediments, ^{210}Pb dating, lithotypes, climatic changes