

УДК 556.555,552.143,551.324.63,551.4

ПРИЛЕДНИКОВОЕ ОЗЕРО БРЕТЪЁРНА (ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН): ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

© 2023 г. Н. И. Мещеряков^{1,*}, О. В. Кокин², И. С. Усягина¹, Н. Е. Касаткина¹

¹ Мурманский морской биологический институт Российской академии наук, Мурманск, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: meshcheriakov104@mail.ru

Поступила в редакцию 15.05.2023 г.

После доработки 10.06.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

Выявлены особенности геоморфологического строения озера Бретъёрна, установлены пространственно-временные периоды заполнения бассейна седиментации. Реконструировано развитие литотипов лимногляциальных отложений. Оценена современная скорость осадконакопления в озере от 5.4 до 16.4 мм/год.

Ключевые слова: деградация ледника, седиментация, рельеф дна, геохронология

DOI: 10.31857/S2076673423030067, **EDN:** GYKKUB

ВВЕДЕНИЕ

Представлены результаты геоморфологических, геохронологических и литологических исследований молодого бассейна седиментации — приледникового озера Бретъёрна (Ледовое). Водоем начал формироваться в конце первой половины XX века на западе Земли Норденшельда (Западный Шпицберген) в пределах краевой зоны ледника Грэнфьорд после значительной деградации ледникового массива. Современный вид озеро приобрело в конце XX века, однако его развитие продолжалось и в начале XXI в. Заполнение бассейна седиментации лимногляциальными осадками началось приблизительно с 1930-х годов и происходило неравномерно в пространстве и времени.

Донные отложения озера Бретъёрна, представленные в основном алеврито-пелитовым материалом, местами с примесью гравия и гальки, формировались по мере отступления фронта ледника Грэнфьорд в направлении с северо-востока на юго-запад. В истории седиментации выделяется два этапа. На первом этапе с конца 1930-х по 2000 г. седиментогенез определялся в значительной мере внутри- и подледниковыми отложениями, поступавшими в озеро в результате термоабразии на контакте озера и льда по мере того, как современная озёрная котловина освобождалась ото льда. Осадки, сформированные в этот период, представлены более грубым и менее сортированным материалом, больше характерным для ледниковых, чем озёрных отложений. На втором эта-

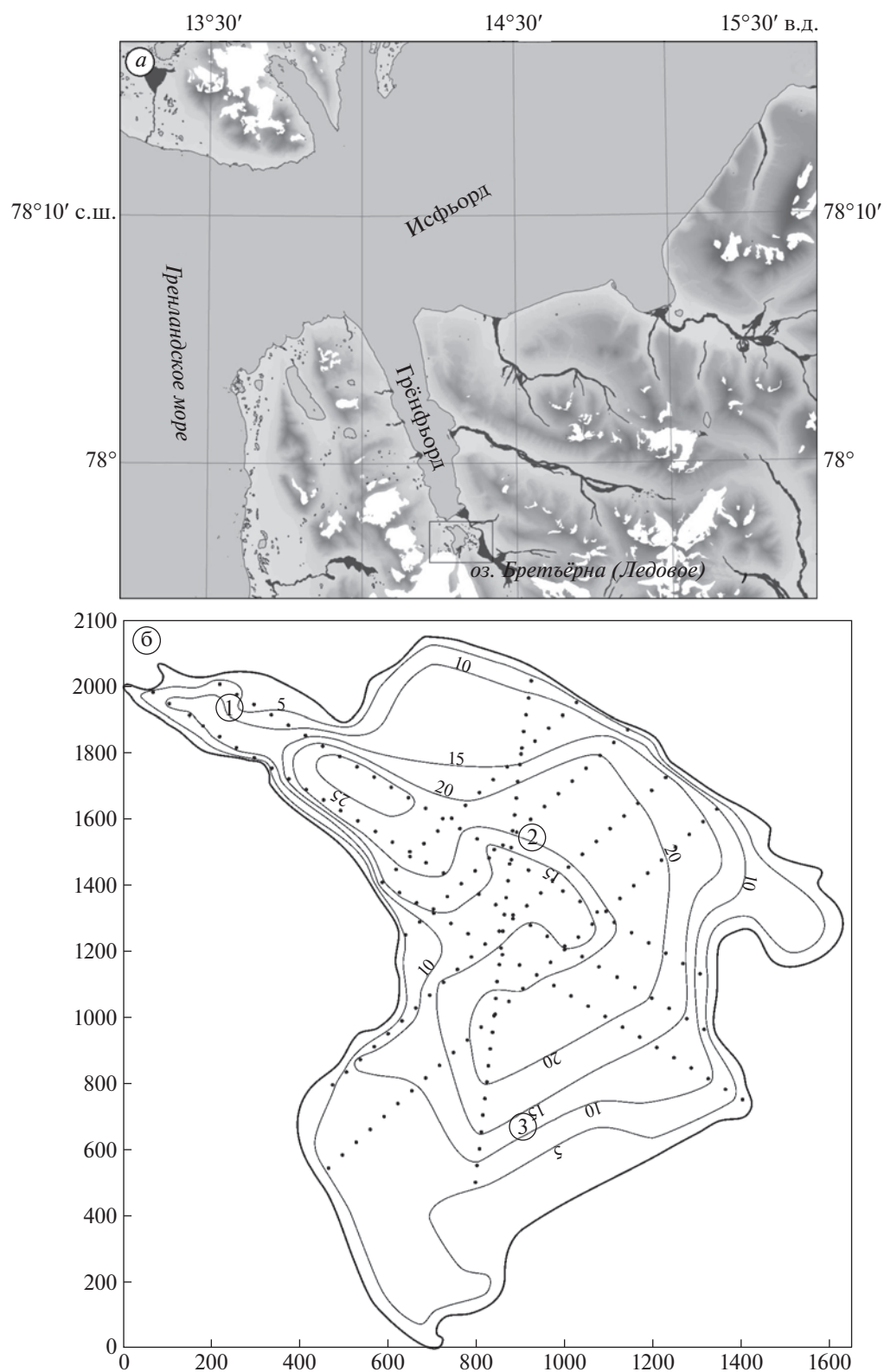
пе с 2000 г. по настоящее время осадки стали менее грубыми и более сортированными. После потери контакта озера с ледником роль внутри- и подледниковых отложений снизилась. В это время осадконакопление в озере определялось стоком талых ледниковых вод и атмосферными осадками, выпавшими на водосборную площадь водоема.

Значение средней скорости седиментации в озере получено с помощью радиоизотопного датирования по ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs и составляет 5.4 мм/год на севере, 12.4 мм/год в центральной части и 16.4 мм/год на юге озера, что сопоставимо с данными, полученными гравитационным методом при помощи седиментологических ловушек (12–15 мм/год).

РАЙОН РАБОТ

Объектом исследования выбрано озеро, которое на норвежских картах называется Бретъёрна (Bretjørna), а среди русскоязычного населения известно как Ледовое (рис. 1, а). Водоем расположен на западе Земли Норденшельда (Западный Шпицберген) в кутовой части залива Грэнфьорд в пределах краевой зоны ледника Грэнфьорд, который спускается к озеру с юга по долине, являющейся сухопутным продолжением залива Грэнфьорд.

Изучение геоморфологического строения краевой зоны ледника Грэнфьорд проводилось в ходе



экспедиций ММБИ РАН в период с 2005 по 2009 г. (Кокин, Кириллова, 2017). Котловина озера сформировалась в ходе последней стадии наступления ледника 700–100 л.н. в результате экзарационной деятельности ледника и формирования вала краевой морены (Тарасов, Кокин, 2007). Свой современный вид озеро начало приобретать после значительного отступления ледника Грёнфьорд в середине прошлого века (Кокин, Тарасов, 2008). В настоящий момент водосборная площадь водоёма продолжает развиваться из-за таяния мёртвого льда под срединной мореной и отступления фронта ледника. Площадь водного зеркала озера составляет 1.52 км², объём — 17.5 млн м³, максимальная глубина — 24 м (см. рис. 1, б). Формирование донных отложений предположительно приурочено к турбидитовому процессу высокоплотностных потоков на фоне сезонной изменчивости поступления осадочного материала в бассейн седиментации (Кокин, Кириллова, 2017).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе использованы материалы наблюдений и результаты многолетних (2007–2018 гг.) полевых работ, проведённые в рамках ежегодных экспедиций ММБИ РАН, а также картографические материалы и данные дистанционного зондирования, находящиеся в открытом доступе.

Батиметрическая съёмка озера проводилась в мае 2007 г. Глубины измеряли лотом со льда по серии линий профилей, продольных и поперечных движению ледника. Расстояние между точками на одной линии составляет 50 м, расстояние между профилями — 150 м. Заложение направлений профилей и местоположение точек, а также съёмка зимней береговой линии, на основе которой вычислялась площадь озера, выполняли при помощи портативного GPS. Погрешность местонахождения точки с измеренной глубиной на местности соответствует окружности диаметром 10 м. Глубины были измерены в 200 точках. По результатам промеров глубин построены батиметрические кривые по линиям профилей (Кокин, Тарасов, 2008), а также батиметрическая схема озера (см. рис 1, б). Изолинии отрисованы вручную. По построенной батиметрической схеме в программе Surfer вычислен объём озера.

В мае 2008 г. проведён анализ солёности проб воды из поверхностного (около 2 м) и придонного (около 22 м) слоёв воды в самой глубокой части озёрной котловины с помощью оптического солемера ATAGO ATC-S/Mill-E. В 2017–2018 гг. исследовали термохалинную структуру озера зондом RBR-Concerto.

Колонки донных отложений отбирали в марте 2018 г. со льда. Во льду бурили лунки, через кото-

рые на дно бросали стандартную инерционную трубку ГОИН-1.5 для взятия керна. На момент отбора проб донных отложений мощность льда составляла 1.5–2 м. Пробы донных отложений разреза отбирали вдоль линии профиля, состоящего из трёх станций: ст. 1 — на севере озера, в непосредственной близости от истока р. Бретъёрна (глубина озера 9 м), ст. 2 — в центральной части озера (глубина озера 20 м), ст. 3 — на юге, в непосредственной близости к впадению в водоём флювиогляциальных потоков с ледника (глубина озера 12 м) (см. рис 1, б). Расположение точек отбора в таком порядке позволяет оценить особенности осадконакопления в районах озера с различными условиями седиментации. Мощность вскрытых донных отложений на ст. 1 составила 40 см, на ст. 2 — 70 см, на ст. 3 — 64 см. Гранулометрический анализ образцов выполнен послойно. Для этого анализа использована методика, разработанная ВНИИОкеангеология (Андреева, Лапина, 1998).

Отбор проб взвешенного вещества проводили в августе–сентябре 2017 г., в марте–апреле и июле 2018 г. с целью оценки скорости современного осадконакопления гравитационным методом. Для отбора проб взвеси использовали контейнерную седиментологическую ловушку с двумя контейнерами для отбора проб (Лукашин и др., 1994), батометры Нискина и Паталаса. Ловушку устанавливали на ст. 2 (см. рис 1, б), место постановки выбирали с учётом батиметрии и подводного рельефа озера, глубина озера — 20 м, глубина экспозиции — 15 м. В сентябре 2017 г. (02–16.09.2017) ловушки были установлены по стандартной методике (Тарасов, 2004). Пробы отбирали с дискретностью от 48 до 96 ч. в зависимости от погодных условий. В марте–апреле 2018 г. (20.03–20.04.2018) ловушки были установлены под лёд, экспозиция составила 31 сутки. В июле 2018 г. (04–22.07.2018) дискретность отбора проб составила от 48 до 96 час. Отбор проб из седиментологической ловушки сопровождался отбором проб воды на содержание взвеси и показатель мутности. Пробы отбирали в поверхностном и придонном слоях. Мутность определяли оптическим методом с использованием нефелометрических единиц (NTU — nephelometric turbidity units). Для обработки проб с помощью оптического метода использовали турбидиметр HANNA HI 98703 (Германия) с функцией трёх измерительных поддиапазонов: от 0.00 до 9.99 NTU с разрешением 0.01 NTU, от 10.0 до 99.9 NTU с разрешением 0.1 NTU и от 100 до 1000 NTU с разрешением 1 NTU. Точность измерений контролировали четырьмя стандартами мутности: 1, 10, 100 и 750 NTU. Интерпретация данных проходила по следующей схеме: 1 FTU = 1 ЕМФ = 1 ЕМ/литр = 1 FTU = 1 FNU = 1 NTU = 0.053 JTU. Пересчёт в мг/л зависит от материала и сильно варьирует от

1 NTU = 0.13 мг/литр (кремнезём в виде диатомита) до 1 мг/л (каолин). Российский ГОСТ 3351–74 устанавливает соотношение 1 ЕМ/литр = 0.58 мг/литр для каолина.

Геохронологические исследования, включая определение скорости осадконакопления и время образования слоёв, выполнены методом датирования современных отложений по неравновесному ^{210}Pb (Алиев, 2022). Активность избыточного (неравновесного) ^{210}Pb в осадках определена по формуле: $A_x = A_0 e^{-\lambda x/v}$, где A_x – активность избыточного ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$) в слое на глубине x см ниже поверхности раздела осадок–вода; A_0 – активность $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в поверхностном слое осадка; λ – постоянная распада ^{210}Pb (0.031 год^{-1}); v – скорость осадконакопления (см/год).

$^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ определяли путём вычитания удельной радиоактивности ^{226}Ra из начальной общей активности ^{210}Pb в образцах отложений. Полученное значение отражает поступление ^{210}Pb из атмосферы в дополнение к количеству, образующемуся при радиоактивном распаде ^{226}Ra в отложениях. Результаты датирования осадочных слоёв уточняли по ^{137}Cs . Максимумы удельной активности ^{137}Cs , накопленной в донном осадке, соответствуют глобальным атмосферным выпадениям в Северном полушарии в период испытаний ядерного оружия в 1958–1963 гг. и после аварии на Чернобыльской АЭС в 1986 г. (Техногенные..., 2005).

Измерение удельной активности ^{210}Pb , ^{226}Ra и ^{137}Cs проводили в кернах послойно на многоканальном гамма-спектрометре для измерения рентгеновского и гамма-излучения “Canberra” (США) со свинцовой экран-защитой детектора “Экран-2П” фирмы “Аспект” (Россия). Используемый широкополосный детектор из особо чистого германия планарного типа BE5030 с тонким входным окном из “carbon epoxy” толщиной 0.6 мм и диаметром кристалла 80 мм, площадью 5000 мм² и толщиной 30.5 мм позволяет регистрировать гамма-кванты с энергией от 3 КэВ до 3 МэВ. Спектральную информацию собирали на анализаторе импульсов DSA-1000 (США). Идентификацию радионуклидов проводили с помощью программного обеспечения Genie-2000. Перед измерением все исследуемые образцы осадков высушивали, гомогенизировали и оставляли на 30 дней в герметично закрытых сосудах (Appleby et al., 1986). Время измерения образцов не менее 24 ч.

Для подтверждения хронологических событий в регионе и более точной интерпретации начала озёрно-ледникового осадконакопления использовали материалы топографических карт, составленные по аэрофотосъёмкам 1936, 1990 и 1995 гг. (Van Mijenfjorden, 2000, 2004), аэрофотоснимок 1938 г.

(<https://toposvalbard.npolar.no>) и спутниковый снимок 1964 г. проекта “Corona” с американских разведывательных спутников (<https://www.usgs.gov>).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Изменение положения и конфигурации озера Бретъёрна (Ледовое) с 1936 г. Самые ранние сведения о положении и конфигурации озера Бретъёрна (Ледовое) имеются на топографической карте масштаба 1:100000 издательства Норвежского полярного института (НПИ), которая составлена по материалам аэрофотосъёмки 1936 г. (Van Mijenfjorden, 2000). В это время фронт ледника Западный Грёнфьорд находился у проксимального склона краевой морены. Современная котловина озера при этом была занята самим ледником. Небольшое озеро находилось только в восточной части лопасти ледника, имело высоту уреза 15 м над ур. моря и сток в соседнюю к востоку речную долину. С северо-восточной стороны озёрная котловина была ограничена краевой мореной, а с юго-западной – краем ледника. В настоящее время в районе озера 1936 г. располагается холмисто-западинная лимногляциальная равнина с камами и инверсионными грядами, сложенными ленточными глинами. Размеры равнины в 1936 г. превышали размеры озера. С востока к равнине примыкает вершина эрозионного вреза, заложенного в краевой морене. Срединная морена ледников Западный и Восточный Грёнфьорд в 1936 г. имела изогнутую конфигурацию и располагалась вне современной озёрной котловины. Впоследствии часть срединной морены вдоль юго-восточного берега озера была полностью размыта.

На топографической карте масштаба 1:100000 издательства НПИ, которая составлена по материалам аэрофотосъёмок 1990 и 1995 гг. (Van Mijenfjorden, 2004), фронт ледника отступил примерно на 1.5 км по сравнению с 1936 г., озеро по своему положению стало близко к современному. Оно стало занимать наиболее глубокую часть котловины, из которой отложения были выпажаны и перемещены ледником в состав краевой морены во время последней стадии наступания. Фронт ледника Западный Грёнфьорд непосредственно контактировал с озером лишь на протяжении небольшого отрезка береговой линии в южной части озера. Поверхность ледника полого спускалась к озеру не поставляя обломки льда в озеро. Однако мёртвый лёд, погребённый под срединной мореной, образованной ледниками Западный и Восточный Грёнфьорд, имел высокий обрыв над озером. Периодически летом в озере у срединной морены можно было наблюдать скопления небольших обломков льда, сидящих на мели, а иногда и дрейфующих в сторону истока реки из озера, располагающегося в его северо-запад-

ной части. В 1936–1990 гг. урез воды в озере понижился с 15 до 8 м над ур. моря (Van Mijenfjorden, 2000, 2004). В 2018 г. тенденция отступления ледников сохранилась. Ледник Западный Гренфьорд отступил примерно на 0.5 км, а ледник Восточный Гренфьорд — более чем на 3 км по сравнению с 1996 г.

Рельеф дна озёрной котловины и солёность воды. На основании анализа полученной батиметрической схемы было выделено три элемента подводного рельефа озера: крутые склоны (борта) котловины, относительно плоское днище котловины и пологие склоны подводных дельт флювиогляциальных потоков. Глубины в крайних точках профилей (расстояние до берега меньше 50 м) практически всегда (за исключением очень редких случаев) превышали 5 м (при средних глубинах днища котловины 20–25 м). Это говорит об очень крутом подводном береговом склоне побережья озера. Средняя крутизна этой части склонов составляет 10–40°. Углы наклона нижних частей склонов в среднем колеблются в пределах 5–15°. Таким образом, борта озёрной котловины чаще всего имеют вогнутый поперечный профиль, который обусловлен гравитационными процессами оползания и осыпания.

Поскольку абсолютная высота уреза озера составляет около 8 м (Van Mijenfjorden, 2004), большая часть дна озера находится ниже современного уровня моря. Днище котловины оконтурено изобатой 20 м. Наибольшая глубина достигает 26 м в северо-западной части озера. Абсолютная высота самой глубокой части озера оценивается как 18 м ниже современного уровня моря.

На поверхность днища налегают подводные части флювиогляциальных дельт талых вод с ледников Западный и Восточный Гренфьорд, характеризующихся пологими склонами. Относительное превышение дельт над днищем составляет около 7–8 м, крутизна склонов — около 3–4°. Наличие флювиогляциальных дельт на поверхности днища котловины обуславливает её вытянутую, отчасти подковообразную в плане форму.

Солёность проб воды из поверхностного (около 2 м) и придонного (около 22 м) слоёв самой глубокой части озёрной котловины составила 0‰. Таким образом, вся водная толща озера представлена ультрапресной водой. Этот факт подтверждается результатами термохалинного зондирования, проведённого в 2018 г.

Гидрометеорологические условия. Температура воздуха в районе работ соответствовала значениям от +3.7 до +7.2°C в августе–сентябре и от +0.7 до –15.7°C в марте–апреле. В марте–апреле водоём был покрыт льдом мощностью 1.5–2 м. Количество осадков, выпавших с 1 по 3 сентября, составило 16.4 мм, — это половина месячной нормы. При этом максимальное количество выпавших

осадков пришлось на 3 сентября (13.3 мм). Температура водной толщи озера изменялась в пределах от 3.4 до 4.2°C в летнее время и от 0.03 (у поверхности) до 0.6°C (у дна) в зимнее.

Седиментация. В сентябре 2017 г. вертикальный поток взвешенного вещества в озере Бретъёрна составлял в среднем 140 г/м² сут^{–1}, в июле 2018 г. — 190 г/м² сут^{–1}. Средняя скорость осадконакопления составила 0.1–0.13 мм/сут. В марте–апреле 2018 г., когда озеро покрыто льдом, это значение составляло 0.21 г/м² сут^{–1}, что соответствует скорости осадконакопления 1.5×10^{-4} мм/сут. Наибольшие значения вертикального потока осадочных частиц зафиксированы в периоды обильного выпадения атмосферных осадков (табл. 1). Такими периодами были 02–06.09.2017 и 09–13.07.2018. Содержание минеральных частиц в пробах взвеси в период 02–06.09.2017 составило 1709.3 г/м² за четырёхдневную экспозицию, что соответствует значению вертикального потока 427 г/м² сут^{–1}, скорость седиментации при этом достигала средних значений 0.3 мм/сут. Содержание минеральных частиц в пробах взвеси в период 09–13.07.2018 составило 1386.7 г/м² за четырёхдневную экспозицию, что соответствует значению вертикального потока 346 г/м² сут^{–1}, скорость седиментации при этом достигала средних значений 0.25 мм/сут.

Содержание взвеси в поверхностном слое в августе–сентябре изменялось от 6 до 250 мг/л, в придонном слое — от 10 до 100 мг/л (Мещеряков, 2018). Наибольшее количество взвеси отмечалось в период обильного выпадения осадков. В марте–апреле, когда озеро покрыто слоем льда и поступление осадков извне исключено, мы более детально изучили содержание взвешенных частиц в водной толще. Исследования подтвердили однородность водной толщи, показатели взвеси практически не изменялись во времени и пространстве, концентрация варьировала от 0.83 до 1.09 мг/л в поверхностном слое и от 0.87 до 1.02 мг/л в придонном. Мутность водной толщи изменялась незначительно в пределах от 1.00 до 2.06 NTU (рис. 2).

Гранулометрический анализ донных отложений. Подобный анализ донных отложений озера Бретъёрна показал преобладание мелкодисперсного осадочного материала (Meshcheriakov et al., 2021). Осадок сложен преимущественно (70–95%) пелитом и мелким алевритом (табл. 2). Донные отложения краевых частей озера отличаются по гранулометрическому составу от центральной области водоёма. В частности, на севере озера в зоне разгрузочного течения в нижнем горизонте вскрытой осадочной толщи отмечены зёрна гравия, в количестве 6.1% от общей массы осадка, что связано с непосредственной близостью к фронту ледника в период формирования отложений. На юге озера, в зоне поступления флювио-

Таблица 1. Климатические характеристики и значение вертикального потока осадочных частиц в летне-осенний период отбора проб

Экспозиция ловушки	Средняя температура воздуха на водосборе, °C	Атмосферные осадки, мм	Значение вертикального потока осадочных частиц, г/м ²
02–06.09.2017	5.60	15.10	1709.34
06–08.09.2017	7.00	0.60	17.34
08–10.09.2017	6.20	0.50	12.00
10–12.09.2017	7.00	0.00	21.78
04–06.07.2018	5.00	2.00	31.14
06–09.07.2018	5.70	6.00	66.67
09–13.07.2018	4.90	19.10	1386.68
13–16.07.2018	4.90	8.00	793.67
16–19.07.2018	5.90	4.20	70.68
19–22.07.2018	6.50	13.60	1096.17

гляциальных потоков, отмечается увеличение доли зёрен крупного алеврита в нижних горизонтах вскрытой осадочной толщи, глубже горизонта 40 см. При этом доля пелита существенно снижена по сравнению с горизонтами, залегающими выше границы 40 см (см. табл. 2). Этот факт связан с изменением интенсивности ледникового стока, удалённым переносом мелкодисперсного осадочного материала (Мешеряков, Тарасов, 2019), а также близостью фронта ледника в начальный период осадконакопления в этой части бассейна седиментации. Верхняя часть осадочной толщи сложена более сортированным материалом, чем нижняя. Это подтверждает значительные изменения в условия осадконакопления,

которые связаны в первую очередь с отступанием фронта ледника (Лаврушин, 1968).

Возраст донных отложений. Результаты измерений содержания общего ^{210}Pb , ^{226}Ra и ^{137}Cs в кернах донных отложений представлены в табл. 3. В распределении общего ^{210}Pb во всех исследованных кернах прослеживается устойчивая тенденция снижения удельной активности радионуклида с глубиной. Это служит признаком стабильности процессов осадконакопления и даёт возможность провести датировку слоёв донного осадка, а также количественно оценить скорость современного осадконакопления. Формулы экспоненциального снижения $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ по глубине, а также средняя скорость осадконакопления за

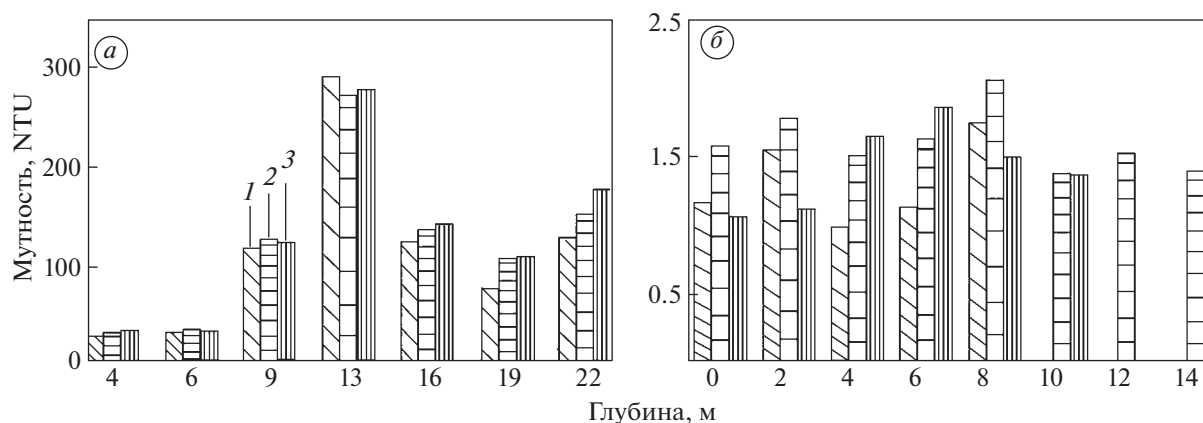


Рис. 2. Характеристики мутности водной толщи озера Бретъёрна (Ледовое): центр озера (Станция 2) в июле 2018 (а): 1 – 5 м; 2 – 10 м; 3 – 15 м; озеро в марте–апреле 2018 (б): 1 – север озера (станция 1); 2 – центр озера (станция 2); 3 – юг озера (станция 3).

Fig. 2. Characteristics of the turbidity of the water column of Lake Bretjorn (Ledovoe): center of the lake (Station 2) in June 2018 (a): 1 – 5 m, 2 – 10 m, 3 – 15 m; lake in March–April 2018 (b): 1 – north of the lake (station 1); 2 – center of the lake (station 2); 3 – south of the lake (station 3).

Таблица 2. Гранулометрический состав донных отложений озера Бретъёрна. % (Meshcheriakov et al., 2021)

№	Слой осадка, см	Литотип (классификация Кленовой М.В., 1960)	Гранулометрические фракции, мм						
			2–1	1–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	0.1–0.05	0.05–0.01	<0.01
1	0–5	Глинистый ил	0.27	0.16	1.0	11.2	11.2	23.8	52.4
	5–7	Глинистый ил	—	—	—	6.9	13.9	24.9	54.3
	7–11	Ил	—	—	—	10.6	18.3	21.4	49.7
	11–20	Глинистый ил	0.7	0.7	2.1	9.8	11.7	18.1	56.9
	20–25	Глинистый ил	1.0	0.3	2.0	6.6	6.0	25.0	59.1
	25–30	Глинистый ил	0.1	0.1	0.2	6.8	7.7	28.0	57.1
	30–40	Ил	6.1	1.0	0.9	4.8	9.9	37.4	39.9
2	0–5	Ил	—	—	—	2.2	3.6	55.9	38.3
	5–9	Ил	—	—	—	3.7	6.5	49.7	40.1
	9–16	Ил	—	—	—	2.0	5.2	55.3	37.5
	16–20	Глинистый ил	—	—	—	4.4	3.3	40.0	52.3
	20–25	Ил	—	—	—	1.5	3.75	57.6	37.1
	25–30	Ил	—	—	—	3.5	1.6	48.1	46.8
	30–35	Ил	—	—	—	10.7	8.4	43.0	37.9
	35–45	Ил	—	—	—	2.4	7.6	57.9	32.1
	45–50	Ил	—	—	—	1.8	14.5	48.0	35.7
	50–55	Ил	—	—	—	1.7	8.7	57.1	32.5
	55–60	Ил	—	—	—	0.5	1.4	63.4	34.7
	60–65	Ил	—	—	—	1.72	4.4	47.45	46.4
	65–70	Ил	—	—	—	4.7	6.3	51.0	38.0
3	0–5	Глинистый ил	—	—	—	4.0	5.0	35.0	56.0
	5–7	Глинистый ил	—	—	—	4.2	2.4	36.7	56.7
	7–9	Глинистый ил	—	—	—	4.4	2.4	37.8	55.4
	9–16	Ил	—	—	—	4.2	3.4	46.4	46.0
	16–24	Ил	—	—	—	1.9	3.0	46.5	48.6
	24–40	Ил	—	—	—	2.1	9.5	52.5	35.9
	40–56	Песчанистый ил	—	—	—	5.5	21.1	51.7	21.5
	56–64	Песчанистый ил	—	—	—	7.7	31.5	41.4	19.2

весь период формирования осадочной толщи представлены на рис. 3. Повышенные удельные активности радионуклида в нижних осадочных слоях относительно верхних, вызывающие искажение при датировании, были исключены из массива данных, по которым описывалось экспоненциальное снижение. Результаты расчётов позволили репрезентативно установить возраст вскрытой осадочной толщи (см. табл. 3).

Датирование по ^{210}Pb позволило установить, что формирование донных отложений в озере происходило неравномерно. В 1930-х годах началось осадконакопление в северной части озера (ст. 1). В центральной части депрессии озера (ст. 2) аккумуляция седиментов началась не позднее 1964 г. На юге бассейн седиментации на-

чал заполняться не позднее 1980 г. (ст. 3). Следует отметить, что в данной работе на ст. 3 мы вскрыли и проанализировали только 64 см донных отложений. Однако из более ранних исследований (Meshcheriakov et al., 2021) известно, что осадочная толща на данной станции может достигать 80 см; таким образом, с учётом средней скорости седиментации, начало формирования донных отложений на юге водоёма можно отнести приблизительно к 1969 г.

Средняя скорость осадконакопления на севере составила 4.5 мм/год, в центральной части озера 12.4 мм/год и на юге 16.3 мм/год (см. рис. 3). Возраст слоёв донных отложений подтверждается как геологическими процессами, протекающими в водоёме, так и повышением концентраций ^{137}Cs —

Таблица 3. Удельная активность общего ^{210}Pb , ^{226}Ra и ^{137}Cs и год образования осадка в кернах

Слой, см	Удельная активность, Бк/кг			Год*
	²¹⁰ Pb	²²⁶ Ra	¹³⁷ Cs	
Станция 1				
0–5	107.0 ± 26.6	38.7 ± 4.0	1.1 ± 0.5	2017.2
5–7	135.3 ± 37.2	56.0 ± 5.0	0.4 ± 0.2	2009.5
7–9	86.7 ± 1.8	47.0 ± 4.3	0.6 ± 0.3	2005.1
9–11	153.9 ± 5.0	40.5 ± 4.0	0.6 ± 0.3	2000.7
11–16	78.3 ± 10.5	36 ± 2.4	1.3 ± 0.3	1993.0
16–20	92.6 ± 13.5	43 ± 3.1	1.0 ± 0.2	1983.1
20–25	49.5 ± 7.1	32 ± 2.3	1.9 ± 0.2	1973.2
25–30	60.8 ± 16.4	35.9 ± 3.6	3.2 ± 0.6	1962.2
30–40	48.2 ± 12.5	40 ± 3.1	2.4 ± 0.6	1945.7
40**	—	—	—	1930
Станция 2				
0–5	85.2 ± 9.4	43.1 ± 2.9	1.1 ± 0.3	2017.2
5–7	92.2 ± 15.1	52.2 ± 5.1	<0.2	2014.4
7–9	90.0 ± 15.0	54.3 ± 4.9	1.2 ± 0.5	2012.8
9–11	97.3 ± 30	62.1 ± 5.1	0.7 ± 0.3	2011.2
11–16	69.6 ± 9.2	38.5 ± 3.1	1.1 ± 0.3	2008.3
16–20	57.8 ± 6.2	29.1 ± 3.5	<0.2	2004.7
20–25	37.0 ± 4.7	25.8 ± 1.7	0.4 ± 0.1	2001.1
25–30	50.5 ± 6.6	38.3 ± 2.6	0.9 ± 0.2	1997.0
30–35	62.7 ± 7.9	50.6 ± 3.2	1.0 ± 0.2	1993.0
35–40	60.5 ± 7.2	39.8 ± 2.8	1.5 ± 0.2	1988.9
45–50	50 ± 8.8	37.3 ± 3.1	1.1 ± 0.3	1980.8
50–55	52.3 ± 6.8	35.4 ± 1.2	0.5 ± 0.1	1976.8
55–60	45.8 ± 5.1	32 ± 2.0	1.0 ± 0.1	1972.8
60–70	46.1 ± 6.9	38.2 ± 2.4	2.8 ± 0.3	1966.7
70**	—	—	—	1964
Станция 3				
0–5	92.1 ± 16.8	61 ± 6.4	1.7 ± 0.7	2017.2
5–7	95.0 ± 23.0	57.6 ± 6.6	0.3 ± 0.1	2015.1
7–9	86.1 ± 25.0	58 ± 5.4	1.4 ± 0.6	2013.9
9–11	95.8 ± 23.7	57.4 ± 8.1	0.7 ± 0.1	2012.6
11–16	95.9 ± 27.5	72.4 ± 10.1	0.6 ± 0.1	2010.5
16–20	89.6 ± 16.9	68.7 ± 6.0	<0.2	2007.7
20–25	67.7 ± 19.7	57.1 ± 7.1	0.3 ± 0.1	2005.0
25–30	81.0 ± 16.0	59.1 ± 5	0.4 ± 0.1	2001.9
30–35	71.4 ± 13.0	48 ± 3.5	0.3 ± 0.1	1998.8
35–40	58.2 ± 13.6	42.5 ± 3.1	0.3 ± 0.1	1995.7
40–45	75.7 ± 45.0	45.6 ± 4.9	0.8 ± 0.3	1992.7
45–50	65.7 ± 39.0	51.5 ± 6.9	0.4 ± 0.1	1989.6
50–55	77.5 ± 14.2	44.8 ± 3	0.2 ± 0.1	1986.5
55–64	51.5 ± 16.0	42.4 ± 3	0.3 ± 0.1	1983.4
80**	—	—	—	1969.0

*Год образования осадка рассчитывали по удельной активности $^{210}\text{Pb}_{\text{изб.}}$, вычисленной по формуле экспоненциально-го снижения измеренных значений (см. рис. 3); **Год образования осадка рассчитывали по средней скорости осадко-накопления.

маркера периодов радиоактивного загрязнения (рис. 4).

На ст. 1 в колонке донных отложений наибольшая удельная активность ^{137}Cs обнаружена в слое 25–30 см, датированном 1962 г., что соответствует периоду максимальных атмосферных выпадений техногенных радионуклидов в Арктике (Техно-генные..., 2005). В литературе приводятся данные об аналогичных уровнях ^{137}Cs в озёрных отложениях Западного Шпицбергена, которые сформированы в слоях, датированных 1962–1964 гг. (Nereson, 2010), что хорошо согласуется с полученными нами результатами. Увеличение удельной активности ^{137}Cs мы отметили также в горизонте, образовавшемся с 1985 по 1996 г., что можно отнести к последствиям атмосферных выпадений после аварии на Чернобыльской АЭС, однако выбранный интервал слишком груб для чёткой интерпретации этого события. Примечательно, что в исследованиях (Nereson, 2010) в озёрных отложениях пика удельной активности ^{137}Cs , датированного 1986 г., не обнаружено. Также не зафиксировано повышения активности радионуклида в морских осадках Западного Шпицбергена из фьордов Хорнсунд и Конгсфьорд (Zaborska, 2017). Однако пики содержания ^{137}Cs в слоях отложений, датированные приблизительно 1986 г., были обнаружены на трёх станциях в Адвент-Фьорде, расположенных в зоне влияния речного стока, где отмечены высокие скорости осадконакопления, позволяющие выполнить палеоокеанографические реконструкции с высоким разрешением (Zajączkowski et al, 2004). Очень чёткий Чернобыльский пик был обнаружен в двух ледяных кернах, собранных с ледяных шапок Снефьелла и Вестфонна (Pinglot et al., 1999). Это явление можно объяснить тем, что ледники накапливают ^{137}Cs только за счёт поступления из атмосферы, в то время как в морских отложениях сигнал атмосферного радионуклида может быть замаскирован сигналами от множества источников, например, сбросами завода “Селлафильд”. Таким образом, результаты датирования слоёв осадка в донных отложениях по $^{210}\text{Pb}_{\text{изб.}}$ хорошо согласуются с пиками содержания “атмосферного” ^{137}Cs , связанными с поступлением в озеро Бретъёрна накопленной в леднике Грэнфьорд радиоактивности от ядерных испытаний и аварии на Чернобыльской АЭС.

ОБСУЖДЕНИЕ

С учётом возраста и гранулометрического состава вскрытой осадочной толщи можно выделить два периода с разными условиями осадконакопления. На ранних стадиях седиментогенез в озере Бретъёрна определялся в значительной мере абляцией ледника Грэнфьорд. Ледник начал

отступать с акватории будущего озера приблизительно с конца 1930-х годов и отступал вплоть до 2000 г. Неравномерность заполнения бассейна седиментации связана с особенностью деградации ледникового покрова. Согласно полученным датировкам, формирование донных отложений в озере началось в северной части водоёма в 1930 г. Однако с учётом аэрофотосъёмки 1938 г. видно (рис. 5), что на тот момент ледник покрывал всю акваторию озера. Таким образом можно предположить, что в 1938 г. процесс седиментации протекал под ледниковой толщей, и в придонном горизонте на ст. 1 лёд уже отсутствовал. Это можно объяснить неравномерным подледниковым таянием фронтальной зоны ледника и накоплением талой воды в замкнутых понижениях подледникового ложа.

В центральной части донные отложения начали формирование не позднее 1964 г., а на юге — не позднее 1969 г. Учитывая, что осадкообразование на юго-востоке озера началось на несколько лет раньше, чем в центре, можно сделать вывод, что фронт ледника отступал неравномерно с северо-востока на юго-запад (см. рис. 5). Как правило, накапливающиеся непосредственно вблизи фронта ледника осадки отличаются значительной грубостью гранулометрического состава (Лаврушин, 1968). В озере Бреттьёрна наиболее чётко это прослеживается на севере водоёма, где помимо песчаных и алевритовых зёрен присутствует плохоокатанный мелкий гравий (см. рис. 4). На юге также увеличена доля мелко- и среднезернистого песка (см. табл. 2).

Смена условий седиментации приходится на севере озера на конец 1940-х — начало 1950-х годов. Ил с примесью гравия был замещён глинистым илом. Это свидетельствует о достаточно быстром отступлении ледника с этой части водоёма. В центральной части озера с начала 1990-х годов началась аккумуляция более тонких осадков, но это не отразилось на формальной смене литотипа донных отложений с ила на глинистый ил, однако снизилась доля зёрен мелкого песка и крупного алеврита в осадках. С 2002 по 2006 г. отмечается короткий период формирования глинистых илов, однако по окончании этого периода глинистые илы вновь были замещены обычными илами. Это говорит об относительно долгом присутствии ледника в центральной части озера. На юге условия седиментации поменялись с начала 1990-х годов, когда фронт ледника отступил с южной части бассейна, а затем и в 2010 г., когда фронт ледника удалился на несколько километров на юг от водоёма. Таким образом, центральная часть озера в меньшей степени испытывала влияние фронта ледника по сравнению с югом и севером, что может свидетельствовать о недолгом присутствии льда в центральной части бассейна после того как началась седиментация.

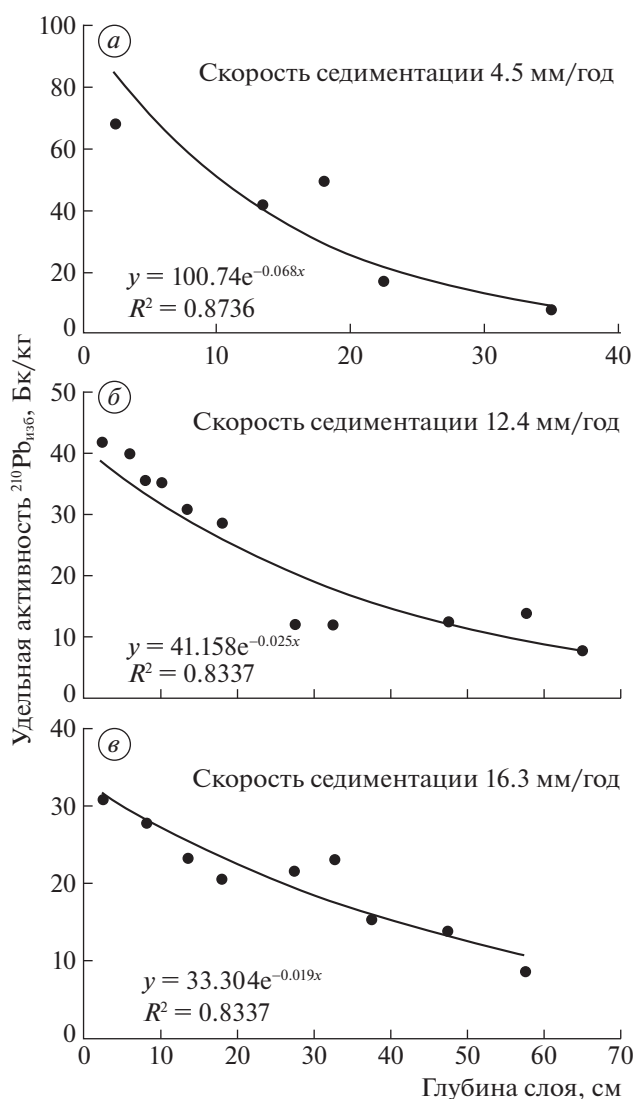


Рис. 3. Удельная активность $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в донных отложениях озера Бреттьёрна (Ледовое). Бк/кг и скорость седиментации: керн 1 (а); керн 2 (б); керн 3 (в).

Fig. 3. Specific activity of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ in the bottom sediments of lake Bretjörna (Ledovoe). Bq/kg: core 1 (a), core 2 (b), core 3 (v).

В целом, если на севере изменения механизмов осадконакопления проходили также стремительно, как в центре, то на юге эти процессы проходили медленнее — с 1990 по 2000 г. и с 2010 г. до настоящего времени. После этих временных отметок начинается накопление более сортированного и мелкодисперсного материала, что позволяет говорить о существенном отступлении ледника с акватории озера Бреттьёрна и, как следствие, снижении его влияния на формирование озёрно-ледниковых осадков.

По мере отступления ледника седиментогенез в озере претерпевал некоторые изменения. Повышалась роль атмосферных осадков, выпадение

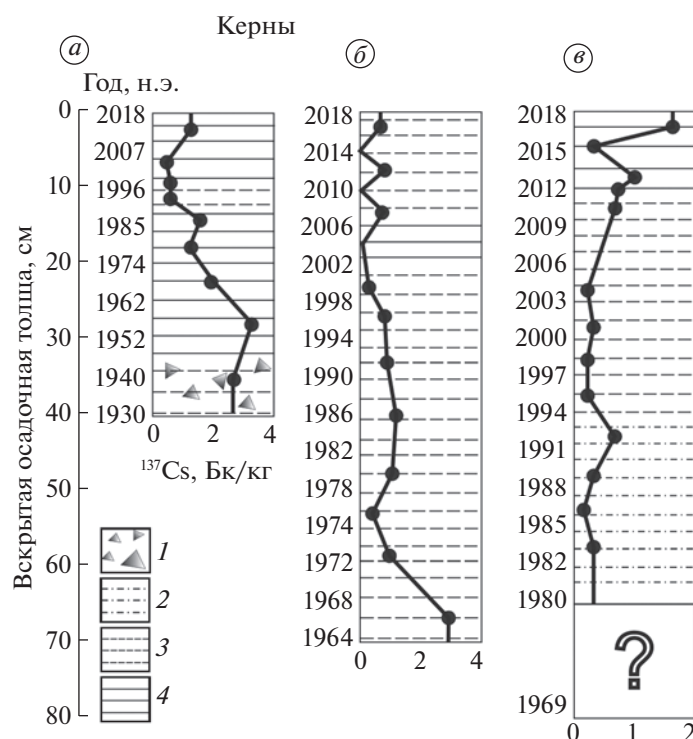


Рис. 4. Хронология формирования литотипов донных отложений озера Бретъёрна (Ледовое). КERN 1 (а); KERN 2 (б); KERN 3 (в): 1 – грубообломочный материал; 2 – песчанистый ил; 3 – ил; 4 – глинистый ил; распределение ^{137}Cs по глубине KERN в зависимости от года образования слоёв осадка в KERN, определённого по $^{210}\text{Pb}_{\text{изб.}}$.

Fig. 4. Chronology of the formation of lithotypes of bottom sediments of Lake Bretjorn (Ledovoe). Core 1 (a); core 2 (b); core 3 (v): 1 – coarse-clastic material; 2 – sandy silt; 3 – silt; 4 – clay silt; the distribution of ^{137}Cs over the depth of the cores depending on the year of formation of sediment layers in the cores. determined by $^{210}\text{Pb}_{\text{ex.}}$.

которых в летнее время способствовало гидродинамике насыщенных взвесью флювиогляциальных потоков, а также активировало плоскостной смыв на водосборе, что приводило к увеличению поставки терригенного материала в бассейн озера.

В настоящее время скорость седиментации в озере Бретъёрна находится в корреляционной зависимости от атмосферных осадков (рис. 6). Значение скорости осадконакопления увеличивается с севера на юг, что в первую очередь объясняется близостью флювиогляциальных потоков, впадающих в южную часть бассейна озера. А на севере озера, в районе ст. 1, происходит разгрузка озёрных вод в залив Грэнфьорд, через исток реки Бретъёрна, что сопряжено с усиленным гидродинамическим воздействием и, как следствие, сниженными темпами седиментации в результате частичного размыва донных отложений.

В осенне-зимний период при снижении температуры воздуха до отрицательных значений отложение осадочного материала затрудняется в результате замерзания водосборной площади, а после ледостава на озере седиментация останавливается практически полностью.

Учитывая высотное положение дна озёрной котловины ниже современного моря примерно на 18 м, можно предположить, что через вал краевой морены, отгораживающей озеро от моря, могла происходить фильтрация морской воды в озеро, как это происходит, например, на оз. Могильное, о. Кильдин, Баренцево море (Емельянов и др., 2010). Однако, судя по ультрапресному составу воды по всей водной толще озера, связь с морем отсутствует, что может косвенно свидетельствовать о наличии ядра вечной мерзлоты (по крайней мере ниже современного уровня моря) внутри вала краевой морены, которая препятствует фильтрации морской воды.

ВЫВОДЫ

Геохронологическое исследование донных отложений озера Бретъёрна позволило описать процессы, протекающие на водосборе с середины прошлого века до настоящего времени. Выявлена пространственная и временная неравномерность заполнения бассейна седиментации. Донные отложения озера формировались по мере отступа-

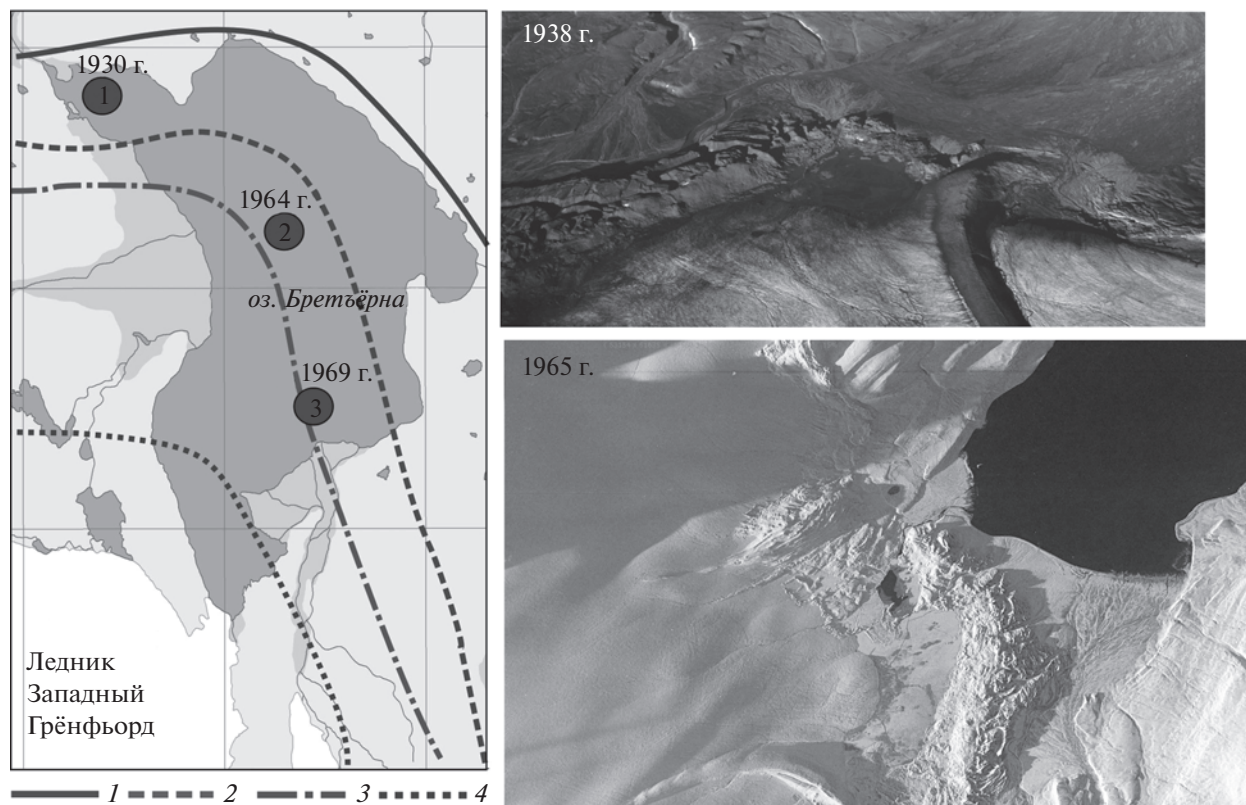


Рис. 5. Схема отступления ледника Грёнфьорд с акватории озера Бретъёрна: 1 – фронт ледника 1936–1938 г. (Van Mijenfjorden, 2000); 2 – фронт ледника 1965 г.; 3 – фронт ледника 1976 г.; 4 – фронт ледника 1990 г. (Van Mijenfjorden, 2004) и начало формирования первых лимногляциальных отложений в бассейне седиментации.

Fig. 5. Scheme of the retreat of the Grönfjord glacier from the water area of Lake Bretjörna: 1 – front of the glacier 1936–1938 (Van Mijenfjorden, 2000); 2 – front of the glacier in 1965; 3 – front of the glacier in 1976; 4 – front of the 1990 glacier (Van Mijenfjorden, 2004) and the beginning of the formation of the first limnoglacial deposits in the sedimentation basin.

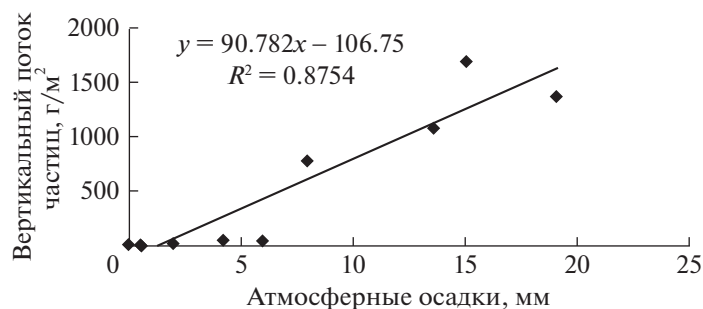


Рис. 6. Зависимость между вертикальным потоком взвешенного вещества в водоёме и количеством атмосферных осадков, выпавших на водосбор.

Fig. 6. Correlation between the vertical flow of suspended matter in the reservoir and the amount of atmospheric precipitation that fell on the catchment area.

ния фронта ледника Грёнфьорд в направлении с северо-востока на юго-запад.

Выделено два этапа формирования озёрно-ледниковых осадков. На первом этапе седиментогенез определялся в значительной мере внутри- и подледниковыми отложениями, поступавшими

в озеро в результате термоабразии на контакте озера и фронта ледника по мере того, как современная озёрная котловина освобождалась ото льда. Этот этап начался приблизительно в 1930-х годах и продолжался до 2000 г. Осадки, сформированные в этот период, сложены более грубым и

менее сортированным материалом, характерным для ледниковых отложений. На втором этапе с 2000 г. по настоящее время осадки стали менее грубыми и более сортированными. После потери контакта озера с ледником роль внутри- и подледниковых отложений снизилась. Осадконакопление в озере определяется стоком талых ледниковых вод и атмосферными осадками, выпавшими на водосборную площадь водоёма.

Вертикальный поток взвешенного вещества подтвержден значительным изменением в течение года и может варьировать в 1.5–2.0 тысячи раз. Скорость современного осадконакопления оценивается приблизительно 12–15 мм/год, что по нашим оценкам незначительно превышает темпы осадконакопления при формировании первых донных отложений. Данные, полученные при помощи радиоизотопного датирования и седиментационных ловушек, сопоставимы, что подтверждает репрезентативность наших исследований.

Работа выполнена в рамках государственного задания Мурманского морского биологического института РАН. Геоморфологический анализ выполнен в рамках исследований по теме исследований географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова № 121051100167-1.

Благодарности. Авторы выражают благодарность научному коллективу ММБИ РАН, а также лично профессору Г.А. Тарасову за многолетнюю организацию экспедиций на архипелаге Шпицберген и полезные советы по организации и планированию НИР на озере Бретьёрна (Ледовое). Авторы благодарят зимовочный состав ААНИИ за помощь с логистикой на архипелаге Шпицберген и предоставленное научное оборудование.

Acknowledgment. The authors express their gratitude to the scientific team of the MMBI RAS, as well as personally to professor G.A. Tarasov for many years of organizing expeditions to the Svalbard and useful advice on organizing and planning research on lake Bretjorn (Ledovoe). The authors would like to thank the AARI wintering staff for their help with logistics at Svalbard and provided scientific equipment.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алиев Р.А. Радиоактивность: учебное пособие для вузов / Алиев Р.А., Калмыков С.Н. 3-е изд., стер. СПб.: Лань, 2022. 304 с. // Электронный ресурс. <https://e.lanbook.com/book/184130> (Дата обращения: 02.05.2023).
- 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. М.: ГЕОС, 2014. Вып. 12. С. 16–21.
- Емельянов Е.М., Кравцов В.А., Тарасов Г.А. Основные черты состава донных осадков анаэробного озера Могильного // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 440–457.
- Кокин О.В., Кириллова А.В. Реконструкция динамики ледника Грэнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 2. С. 241–252. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-2-241-252>
- Кокин О.В., Тарасов Г.А. Подводный рельеф и донные отложения приледникового озера Ледовое (Западный Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. М.: ГЕОС, 2008. Вып. 8. С. 173–177.
- Лаврушин Ю.А. Особенности накопления и строения ледниково-морских отложений в условиях фьордового побережья (на примере Шпицбергена) // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 3. С. 63–79.
- Лукашин В.Н., Шевченко В.П., Романкевич Е.А., Арашкевич Е.Г., Бородин С.О., Корнеева Г.А., Оськина Н.С., Пименов Н.В. Потоки осадочного вещества в юго-восточной Атлантике // Доклады Академии наук. Секция наук о Земле. 1993. Т. 330. № 5. С. 638–641.
- 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., Тарасов Г.В. Гранулометрический состав донных отложений озера Бретьёрна (Западный Шпицберген) // Исследование арктических экосистем. Материалы XXXVII конф. молодых учёных ММБИ КНЦ РАН. Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра РАН. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2019. С. 55–59.
- Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 276 с.
- Тарасов Г.А. Новые данные о потоках осадочного вещества в заливах Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // Комплексные исследования Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. Вып. 4. С. 151–158.
- Тарасов Г.А., Кокин О.В. Новые данные о возрасте напорного вала ледника Грэнфьорд // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. Вып. 7. С. 85–92.
- Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию. М.: ИздАТ, 2005. 624 с.
- 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. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472>
- Appleby P.G., Nolan P.J., Gifford D.W., Godfrey M.J., Oldfield F., Anderson N.J., Battarbee R.W. ^{210}Pb dating by low-background gamma // Hydrobiologia. 1986. V. 143 (1). P. 21–27. <https://doi.org/10.1007/bf00026640>

- Gajewski K. Quantitative reconstruction of Holocene temperatures across the Canadian Arctic and Greenland // *Global and Planetary Change*. 2015. V. 128. P. 14–23. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.02.003>
- Larocca L.J., Axford Y., Bjørk A.A., Lasher G.E., Brooks J.P. Local glaciers record delayed peak Holocene warmth in south Greenland // *Quaternary Science Reviews*. 2020. V. 241. P. 106421. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106421>
- Meshcheriakov N.I., Ilyin G.V., Zhuvikina E.G., Tarasov G.V. Modern sedimentation processes in glacial lakes on the Spitsbergen archipelago (on the example of Lake Bretjorna) // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 2021. 937 042096. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/937/4/042096>
- Nereson A. Sediment chronology defined by Cesium-137 in the deep main basin of proglacial Linnevatnet, Western Spitsbergen, Svalbard // *Proc. of 23rd Annual Keck Symposium*. Houston, Texas. 2010. P. 1–6.
- Overpeck J., Hughes 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. and Zielinski G. Arctic environmental change of the last four centuries // *Science*. 1997. V. 278. № 5341. P. 1251–1256. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1251>
- Paull T.M., Finkelstein S.A., Gajewski K. Interactions between climate and landscape drive Holocene ecological change in a High Arctic lake on Somerset Island, Nunavut, Canada // *Arctic Science*. 2017. V. 3. P. 17–38. <https://doi.org/10.1139/as-2016-0013>
- Pinglot J.F., Pourchet M., Lefauconnier B., Hagen J.O., Isaksson E., Vaikm R., Kamiyama K. Accumulation in Svalbard glaciers deduced from ice cores with nuclear tests and Chernobyl reference layers // *Polar Research*. 1999. V. 18. № 2. P. 315–321. <https://doi.org/10.3402/polar.v18i2.6590>
- van der Bilt W.G., Rea B., Spagnolo M., Roerdink D.L., Jørgensen S.L., Bakke J. Novel sedimentological fingerprints link shifting depositional processes to Holocene climate transitions in East Greenland // *Global Planet. Change*. 2018. V. 164. P. 52–64. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.03.007>
- Van Mijenffjorden, Blad B10. Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2000.
- Van Mijenffjorden, Blad B10. Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2004.
- Zaborska A. Sources of ¹³⁷Cs to an Arctic fjord (Hornsund, Svalbard) // *Journ. of Environmental Radioactivity*. 2017. V. 180. P. 19–26. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.09.021>
- Zajaczkowski M., Szczuciński W., Bojanowski R. Recent changes in sediment accumulation rates in Adventfjorden, Svalbard // *Oceanologia*. 2004. V. 46 (2). P. 217–231.

Citation: Meshcheriakov N.I., Kokin O.V., Usyagina I.S., Kasatkina N.E. The proglacial lake Bretjorna (Ledovoe), West Spitsbergen: history of formation and recent sedimentation. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 426–440 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423030067

The Periglacial Lake Bretjorna (Ledovoe), Western Svalbard: History of Formation and Recent Sedimentation

N. I. Meshcheriakov^{a, #}, O. V. Kokin^b, I. S. Usyagina^a, and N. E. Kasatkina^a

^a*A federal state budgetary scientific institution of Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia*

^b*M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

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

Received May 15, 2023; revised June 10, 2023; accepted June 27, 2023

This paper presents the results of geomorphological, geochronological and lithological investigation of a young sedimentation basin – the periglacial Lake Bretjorna (Ledovoe). Formation of the lake began at the end of the first half of the 20th century in the west of Nordenskiöld Land (Western Svalbard) within the marginal zone of the Grönfjord glacier, after significant degradation of this glacial massif. The present-day look of the lake was formed at the end of the 20th century however its geomorphological development went on until the beginning of the 21st. The filling of the sedimentation basin with limnoglacial sediments began approximately from the 1930s and proceeded with spatial and temporal irregularity. Bottom sediments of the lake presented mainly by silty-pelitic material, but in places with an admixture of gravel and pebbles, were formed as the front of the Grenfjord glacier retreated in the direction from north-east to south-west. At the first stage, sediment-genesis was mainly accomplished by the intra- and subglacial sediments, which entered the lake as a result of thermal erosion at the contact of the lake and ice since the late 1940s until the end of the last century, as the present-day lake basin became ice-free. Sediments formed at this stage are composed by coarser and poorly sorted material, which is typical for glacial deposits. At the second stage, the sediments became less coarse and more sorted. After the loss of contact between the lake and the glacier, the role of intra- and

subglacial sediments decreased. At this time, sedimentation in the lake goes on by the runoff of melted glacial waters and atmospheric precipitation falling on the catchment area of the lake. The value of the average sedimentation rate in the lake was determined by means of radioisotope dating according to ^{210}Pb and ^{137}Cs and amounted 5.4 mm/year in the north, 12.4 mm/year in the central part, and 16.4 mm/year in the south of the lake, which is comparable with the data obtained by gravity method using sedimentological traps (12–15 mm/year).

Key words: glacier degradation, sedimentation, bottom landforms, geochronology

REFERENCES

- Aliev R.A. *Radioaktivnost': uchebnoe posobie dlya vuzov*. Radioactivity: a textbook for universities. Saint-Petersburg: Lan. 2022: 304 p. Retrieved from: <https://e.lan-book.com/book/184130> (Last access: 02 May 2023) [In Russian].
- Andreeva I.A., Lapina N.N. *Metodika granulometricheskogo analiza donnykh osadkov Mirovogo okeana i geologicheskaya interpretatsiya rezul'tatov laboratornogo izucheniya veshchestvennogo sostava osadkov*. Method of grain-size analysis of bottom sediments of the World Ocean and geological interpretation of the results of laboratory study. Saint-Petersburg: FSBI "VNIIOkeangeologia". 1998: 45 p. [In Russian].
- Anciferova A.R., Mokrotovarova O.I., Siekkinen E.D. *Izmeneniya klimata na Arhipelage Shpitsbergen*. Climate change in the Svalbard Archipelago. Climatic features of winter 2013–2014. Complex investigations of Spitsbergen and offshore nature. Moscow: GEOS. 2014, 12: 16–21 [In Russian].
- Emel'yanov E.M., Kravtsov V.A., Tarasov G.A. The key features of the bottom sediment composition in the anoxic lake Mogil'noe. *Okeanologiya*. Oceanology. 2010, 50 (3): 408–424.
<https://doi.org/10.1134/S0001437010030100>
- Kokin O.V., Kirillova A.V. Reconstruction of Grønfjordbreen dynamics (West Spitsbergen) in the Holocene. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (2): 241–252.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-2-241-252> [In Russian].
- Kokin O.V., Tarasov G.A. Underwater relief and bottom sediments of the glacial Lake Ledovoye (Western Svalbard). Comprehensive studies of the nature of Svalbard. Moscow: GEOS. 2008, 8: 173–177 [In Russian].
- Lavrushin Yu.A. Features of accumulation and structure of glacial-marine sediments in the conditions of the fjord coast (for example Svalbard). *Litologiya i poleznye iskopayemye*. Lithology and minerals. 1968, 3: 63–79 [In Russian].
- Lukashin V.N., Shevchenko V.P., Romankevich E.A., Arashkevich E.G., Borodkin S.O., Korneeva G.A., Oskina N.S., Pimenov N.V. Sedimentary flows in the southeastern Atlantic ocean. *Doklady Akademii nauk. Sekciya nauk o Zemle*. Doklady of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Sections. 1993, 330 (5): 638–641.
- Mavlyudov B.R., Savatyugin L.M., Solovyanova I.Yu. The reaction of the glaciers of the Nordenskiöld Land (Svalbard) to climate change. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2012, 1 (91): 67–77 [In Russian].
- Mescheryakov N.I., Tarasov G.V. Granulometric composition of bottom sediments in Bretjørna Lake (Spitsbergen Island, Svalbard). *Issledovanie arkticheskikh ekosistem*. Research of Arctic ecosystems. Mater. XXXVII conf. of young scientists of the MMBI KNC RAS. Murmansk Marine Biological Institute of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. Apatity: KNC RAS. 2019: 55–59 [In Russian].
- Oledenenie Shpitsbergena (Sval'barda). Glaciation of Svalbard. Moscow: Nauka, 1975: 276 [In Russian].
- Tarasov G.A. New data the flaxes of the sedimentary matter flows in the bays of the Grønfjord (West Svalbard). *Kompleksnye issledovaniya SHpitsbergena*. Complex investigations of Spitsbergen nature. Apatity: KNC RAS. 2004, 4: 151–159 [In Russian].
- Tarasov G.A., Kokin O.V. New data on Grønfjord glacier's push-moraine ridge age. *Kompleksnye issledovaniya SHpitsbergena*. Complex investigations of Spitsbergen nature. Apatity: KNC RAS. 2007, 7: 85–92 [In Russian].
- Tekhnogennyye radionuklidy v moryah, omyvayushchih Rossiyu. Technogenic radionuclides in the seas surrounding Russia. Moscow: Izdat, 2005: 624 [In Russian].
- Chernov R.A., Muraviev A.Y. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskiöld Land (Svalbard). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (4): 462–472 [In Russian].
- Appleby P.G., Nolan P.J., Gifford D.W., Godfrey M.J., Oldfield F., Anderson N.J., Battarbee R.W. ^{210}Pb dating by low-background gamma. *Hydrobiologia*. 1986, 143 (1): 21–27.
<https://doi.org/10.1007/bf00026640>
- Gajewski K. Quantitative reconstruction of Holocene temperatures across the Canadian Arctic and Greenland. *Global and Planetary Change*. 2015, 128: 14–23.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.02.003>
- Larocca L.J., Axford Y., Bjørk A.A., Lasher G.E., Brooks J.P. Local glaciers record delayed peak Holocene warmth in south Greenland. *Quatern. Science Reviews*. 2020, 241: 106421.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106421>
- Meshcheriakov N.I., Ilyin G.V., Zhuvikina E.G., Tarasov G.V. Modern sedimentation processes in glacial lakes on the Spitsbergen archipelago (on the example of Lake Bretjørna). *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 2021: 937 042096.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/937/4/042096>
- Nereson A. Sediment chronology defined by Cesium-137 in the deep main basin of proglacial Linnevatnet, Western Spitsbergen, Svalbard. Proceedings of 23rd Annual Kech Symposium. Houston, Texas. 2010: 1–6.

- 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. Arctic environmental change of the last four centuries. *Science*. 1997, 278 (5341): 1251–1256.
<https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1251>
- Paull T.M., Finkelstein S.A., Gajewski K. Interactions between climate and landscape drive Holocene ecological change in a High Arctic lake on Somerset Island, Nunavut, Canada. *Arctic Science*. 2017, 3: 17–38.
<https://doi.org/10.1139/as-2016-0013>
- Pinglot J.F., Pourchet M., Lefauconnier B., Hagen J.O., Isaksson E., Vaikm R., Kamiyama K. Accumulation in Svalbard glaciers deduced from ice cores with nuclear tests and Chernobyl reference layers. *Polar Res.* 1999, 18 (2): 315–321.
<https://doi.org/10.3402/polar.v18i2.6590>
- Van der Bilt W.G., Rea B., Spagnolo M., Roerdink D.L., Jørgensen S.L., Bakke J. Novel sedimentological fingerprints link shifting depositional processes to Holocene climate transitions in East Greenland. *Global Planet. Change*. 2018, 164: 52–64.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.03.007>
- Van Mijenfjorden, Blad B10. Svalbard 1:100000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2000.
- Van Mijenfjorden, Blad B10. Svalbard 1:100000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2004.
- Zaborska A. Sources of ^{137}Cs to an Arctic fjord (Hornsund, Svalbard). *Journ. of Environmental Radioactivity*. 2017, 180: 19–26.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2017.09.021>
- Zajaczkowski M., Szczuciński W., Bojanowski R. Recent changes in sediment accumulation rates in Adventfjorden, Svalbard. *Oceanologia*. 2004, 46 (2): 217–231.