

УДК 551

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА И СОВРЕМЕННОГО ПОТЕПЛЕНИЯ)¹

Н. И. Мещеряков

Мурманский морской биологический институт РАН

e-mail: meshcheriakov104@mail.ru

Поступила в редакцию 28.02.2025 г.

После доработки 27.03.2025 г.

Принята к публикации 16.05.2025 г.

Обобщены и представлены результаты многолетних исследований геохронологии седиментационных процессов на архипелаге Шпицберген. На примере климатических колебаний последних столетий продемонстрирована реакция осадочного бассейна на климатические изменения. Исследование охватывает различные седиментационные бассейны архипелага Шпицберген, включая озерные системы, фьорды, бухты, проливы и шельфовую зону арх. Шпицберген. Установлено, что вариации гранулометрического состава донных отложений и скорости осадконакопления в районе исследований представляют собой непосредственный отклик седиментогенеза на климатические флуктуации. Изменение режима седиментации, начавшееся после малого ледникового периода с озерных и фьордовых бассейнов, к первой половине XX века распространилось на шельфовую зону архипелага, охватив область радиусом не менее 100 км от источников сноса. Проведенные исследования выявили, что в устьевых зонах и фьордах до 90% донных отложений позднего голоцена сформировалось в периоды климатических оптимумов субатлантического времени, тогда как для шельфовой зоны архипелага Шпицберген этот показатель составляет около 75%.

¹ Электронные дополнительные материалы (ESM) для этой статьи доступны по ссылке... для авторизованных пользователей.

Ключевые слова: отклик седиментации, климат, геохронология, субатлантический бассейн арх. Шпицберген, западно-арктический шельф

ВВЕДЕНИЕ

Согласно концепции Н.М. Страхова (1960), седиментогенез во многом определяется климатом, поэтому донные отложения отражают все процессы, характерные для водосборной площади, и являются своего рода палеоклиматической летописью (Солотчин и др., 2022; Иванов и др., 2024). Несмотря на то что современное осадконакопление в высоких широтах изучается с середины прошлого века (Кленова, 1960; Куликов и др., 1970; Тарасов и др., 2000; Polyak et al., 2000; Лисицын, 2010; Новигатский и др., 2018; Русаков и др., 2019), реакции седиментогенеза на климатические колебания последнего столетия не было уделено достаточно внимания. Исследование процессов, протекающих с момента окончания малого ледникового периода (1400–1850 гг.; Matthes, 1939), позволит понять механизмы осадконакопления в позднем голоцене, когда уровень моря был близок к современному (Mörner, 1969; Макаров, Большианов, 2011), а основным фактором, определяющим равновесие системы седиментогенеза, являлся исключительно климат.

Климат в голоцене претерпевал циклические изменения. Позднему голоцену соответствует субатлантический климатический период, в котором выделяются периодически сменяющие друг друга фазы потепления, включая римский климатический оптимум (РКО), средневековый климатический оптимум/малый климатический оптимум (МКО), климатический оптимум современности (КОС), и похолодания – климатический минимум раннего средневековья (КМРС) и малый ледниковый период (МЛП) (Dansgaard et al., 1969; Schönwiese, 1995; Litt et al., 2001).

С точки зрения изучения седиментогенеза в условиях климатических изменений наиболее удачным полигоном является архипелаг Шпицберген, так как здесь наблюдается наиболее явное смягчение климата в Арктике после малого ледникового периода (Mann et al., 1999; Иванов, Журавский, 2010; Nordli et al., 2014). Исследования современного седиментогенеза в бассейнах арх. Шпицберген, выполненные в период 2017–2024 гг., выявили изменение гранулометрического состава зерен, слагающих осадок в слоях, датированных последними 100–150 гг., и значительное изменение скорости осадконакопления после МЛП (Meshcheryakov et al., 2021; Meshcheriakov et

al., 2023, 2024, 2025). Полученные к настоящему времени данные о современной седиментации в отдельных бассейнах требуют обобщения и систематизации.

Цель работы – сравнить донные отложения бассейнов арх. Шпицберген последнего климатического цикла похолодания–потепления (МЛП–КОС) и выявить общую закономерность седиментации. Обобщение и анализ полученных данных позволит сформировать концепцию современного осадконакопления в высокоширотных областях Арктики, а также оценить возможное влияние дальнейших изменений климата на формирование донных отложений.

РАЙОН РАБОТ

Районом работ является архипелаг Шпицберген с приуроченными к нему бассейнами с различными условиями седиментации: прибрежные участки шельфа (рис. 1а) и центральная часть о. Западный Шпицберген (рис. 1б). Все бассейны характеризуются широким спектром батиметрических, морфометрических и геоморфологических характеристик, что накладывает свой отпечаток на условия седиментации и позволяет оценить взаимосвязь донных отложений и климатических флуктуаций последнего цикла похолодания.

Рис. 1. Схема станций в районе работ и циркуляции атлантических вод в нем (Танцюра, 1959; Pfirman et al., 1994; Матишов и др., 2010; Ozhigin et al., 2011).

Шельфовая зона арх. Шпицберген. Представлена континентальным склоном к северу от арх. Шпицберген, северо-восточной, восточной и южной частями шельфа арх. Шпицберген. Эти участки расположены в прибрежье архипелага и удалены от ледников не более чем на 100 км. Архипелаг Шпицберген подвержен воздействию затоков теплых атлантических вод, которые смягчают климат (Nilsen et al., 2008) и, наряду с температурным режимом атмосферы и количеством осадков, во многом определяют ледовитость региона.

Озера Бретъёрна и Линне. Ледниково-экзарационное озеро Бретъёрна расположено на западной периферии Земли Норденшельда. Водоем образовался в МЛП в результате деятельности ледника Грёнфьорд (Кокин, Кириллова, 2017), современные морфометрические характеристики начал приобретать в середине прошлого века после динамичного отступления фронта ледника. Процесс развития береговой линии

продолжается в настоящее время. Донные отложения представлены алевритопелитовым материалом с примесью более крупных фракций. Литология и геохронология донных отложений отражают процессы, характерные для водосборной площади (Meshcheriakov et al., 2025). Озеро Линне занимает приблизительно площадь поверхности 4.6 км² и испытывает обычные циклы замерзания/оттаивания, характерные для арктических пресноводных озер. Дистальный бассейн озера достигает глубины 30–35 м (Wei, 2010).

Заливы Ис-фьорд, Грён-фьорд, Билле-фьорд, Адвент-фьорд, Колесбухта, пролив Стур-фьорд. Данный район представлен рукавами одного из крупнейших заливов о. Западный Шпицберген – Ис-фьорд, который вдается со стороны Гренландского моря в центральную часть острова более чем на 100 км. Рассматриваемые бассейны седиментации отличаются неоднородностью морфометрических, геоморфологических, физико-географических характеристик. Для каждого залива свойствен определенный режим и механизм седиментации. Водосбор района исследования охватывает Землю Норденшельда, Землю Бюнсова и Землю Диксона.

Залив Грён-фьорд является юго-западным рукавом Ис-фьорда. Он ориентирован в меридиональном направлении и имеет протяженность 16.3 км. Ширина залива изменяется от 5.3 км в устье до 1.7 км в кутовой части, глубина увеличивается с юга на север и достигает максимальных значений 178 м в устье залива на траверсе мысов Фестнинген и Хееродден (Мещеряков, 2017). В залив впадает множество рек и ручьев, крупнейшим водотоком является река Грёндален, которая формирует обширное устьевое взморье (Мещеряков, Тарасов, 2016).

Залив Билле-фьорд – северо-западный рукав Ис-фьорда. Длина залива (без учета бухт Адольфа и Петунья) составляет 26 км, ширина изменяется в пределах 5–8 км, средняя глубина 160 м, площадь 182 км², объем 13 км³. На входе бассейна седиментации расположены два топографических барьера, препятствующие свободному водообмену с Ис-фьордом — внешний (70 м) и внутренний (40 м) (Блошкина, Фильчук, 2018).

Залив Адвент-фьорд – один из южных рукавов Ис-фьорда, ориентирован с юго-востока на северо-запад, его длина составляет 8.3 км, ширина 3.4 км. Южная часть залива состоит из отмели с шириной приливной зоны 0.6–0.9 км и пологой поверхностью (0.1°). Залив заканчивается крутым склоном (15°–19°), спускающимся до глубины 30 м. Глубина центрального бассейна составляет от 60 до 100 м (Zajaczkowski et al., 2004). В кут залива впадает р. Адвент.

Колесбухта является южным рукавом Ис-фьорда. Залив простирается на юг и юго-восток, его длина составляет 4.2 км, ширина в устье 3.5 км. Глубина увеличивается с юга на север. Бассейн седиментации имеет форму желоба с максимальной глубиной 100 м в месте открытия залива в Ис-фьорд. В кутовую часть впадает р. Колес. Одна из характерных особенностей этого залива – большая приливно-отливная зона. На западном побережье литоральная зона простирается на 400–500 м с максимумом 700 м в районе мыса Лайла, на восточном побережье – на 170 м и в южной части залива – на 300 м (Meshcheryakov et al., 2021).

Пролив Стур-фьорд расположен на юго-востоке архипелага Шпицберген и отделяет острова Эдж и Баренца от острова Западный Шпицберген. Пролив простирается с севера на юг в направлении, близком к меридиональному. Его площадь составляет 15000 км², а протяженность – 245 км. Ширина пролива увеличивается от 2 км на севере до 160 км в южной оконечности. Его глубина увеличивается также с севера на юг от 20 м до 180 м. Большая часть западного побережья окаймлена ледниками. Протяженность береговой линии составляет 310 км. Восточное побережье пролива изрезано мелкими реками и ручьями, питающимися от ледяных полей островов, связанных с ледовыми массивами на островах Баренца и Эдж. Пролив круглогодично подвержен ледовой инвазии и находится в зоне ледовой седиментации (Meshcheriakov et al., 2023).

С начала XX в. на арх. Шпицберген наблюдается смягчение климатических условий, что отразилось на температурном режиме (Overpeck et al., 1997; Førland, Hanssen-Bauer, 2003), атмосферных осадках (Meshcheriakov et al., 2024) и ледовитости в бассейнах седиментации (Иванов, Журавский, 2010). По данным Зональной гидрометеорологической обсерватории (ЗГМО) в пос. Баренцбург, на арх. Шпицберген с середины прошлого века выявлен аномальный тренд потепления (рис. 2), при этом значительное повышение аномальных средних годовых температур воздуха наблюдалось после 1980-х годов (Анциферова и др., 2014).

Рис. 2. Аномалии средней годовой температуры воздуха (Т,°С) за период наблюдений с 1912 по 2023 гг. по данным ЗГМО в пос. Баренцбург и Норвежского метеорологического института (Демин и др., 2020; Norwegian Meteorological Institute and NRK, <https://www.yr.no/en>).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для исследования послужили ранее опубликованные данные о морской и озерной седиментации, полученные Мурманским морским биологическим институтом РАН (ММБИ РАН) на арх. Шпицберген в период с 2017 по 2024 гг. В настоящей работе проведено обобщение и сравнительный анализ имеющегося массива данных – возраста современной осадочной толщи и скорости седиментации на выделенных полигонах – с данными из литературных источников. Проведена унификация полученных автором значений темпов седиментации со значениями из литературных данных.

Возраст формирования осадочных слоев и скорость седиментации определяли методом изотопного датирования по природному ^{210}Pb и техногенному ^{137}Cs . Данный метод успешно применялся при изучении осадконакопления в озерных и морских бассейнах высокоширотной Арктики (Aliev et al., 2007; Русаков и др., 2019). По избыточной активности ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$) в профилях колонок можно определить возраст отложений, сформировавшихся за последние 100–150 лет (Goldberg, 1963; Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012), а с помощью пиков техногенного ^{137}Cs можно подтвердить правильность датировок известными событиями поступления радионуклидов в моря Арктики (Appleby, 1986, 2002). К таким событиям относятся первые глобальные атмосферные выпадения после испытаний ядерного оружия в 1955–1962 гг. (Khalturin et al., 2005), а также трансокеанический перенос по системе течений сбросов радиоактивных отходов завода “Селлафилд” с максимумом объема сбросов в 1974–1977 гг. (Сивинцев и др., 2005). Время переноса ^{137}Cs течениями из Ирландского моря к западной части шельфа арх. Шпицберген составляет приблизительно 6–8 лет, к юго-восточной части – 8–9 лет (Kautsky, 1987); таким образом, повышение концентраций в профилях отложений исследуемого района можно ожидать в слоях, датировемых периодом 1980–1986 гг.

В работе использованы данные гранулометрического состава отложений, полученные автором в предыдущих исследованиях (ESM1). Анализ проводился по методике ВНИИОкеангеология (Андреева, Лапина, 1998).

Для интерпретации литотипов по гранулометрическому составу применялась классификация морских обломочных пород, разработанная в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) (Безруков, Лисицын, 1960), с уточняющими модификациями (табл. 1). Введенные дополнения призваны повысить информативность о генезисе и гранулометрическом составе через название литотипов. Данная модификация обладает узкой специализацией и предлагается к использованию

для описания геохронологии бассейновой седиментации в условиях климатических изменений в Арктике. Ранее предложенная классификация (Безруков, Лисицын, 1960) отражает глобальные тенденции осадконакопления в мегабассейнах на широких отрезках времени (эра, период, эпоха), в то время как для локальных бассейнов на более коротких геохронологических отрезках, приуроченных к климатическим флуктуациям, требуются дополнения. Классификация ИО РАН была разработана в середине прошлого века и в ней не учитывался широкий спектр вариаций литотипов, который проявился в бассейнах арх. Шпицберген после 1980-х гг. вследствие климатических изменений.

Таблица 1. Классификация донных отложений Арктического шельфа по гранулометрическому составу

Аналогично классификации ИО РАН, в предлагаемой модификации принята десятичная система делений по фракциям. Основным отличием является дополнение названий илов для более широкого интерпретационного охвата описаний пространственно-временных условий осадконакопления после МЛП. В данном аспекте наибольшую актуальность имеет период динамических изменений условий седиментации вследствие последних климатических флуктуаций. При интерпретации илов – мелкодисперсных донных отложений с характерными физическими признаками, как и по ранее предложенной классификации (Безруков, Лисицын, 1960), принята следующая градация: псефиты и псаммиты с их названием по преобладающей фракции, пелитовые и алевритовые илы, а также их переходные формы. В модификации принята более широкая градация пелитовых и алевритовых илов с выделением не только мелкодисперсной примеси, но и включений в илистые отложения песка и гравия. Данный подход более полно отражает процессы осадконакопления на шельфе арктических архипелагов в период климатических изменений. Введение дополнительных градаций поможет охарактеризовать генезис формируемых “молодых” илистых отложений, указывая на роль ледовой седиментации на кратковременных геохронологических отрезках. Случаи, когда из-за кратковременных изменений условий седиментации в прибрежных зонах Арктического шельфа параллельно с пелитом аккумулируются в большей степени не алевриты, как это характерно для глобальной океанической и морской седиментации, а псефито-псаммитовые частицы, не единичны. Такие отложения с геохронологической точки зрения оправдывают

выделение их в отдельный литотип. Также введено название “смешанный ил”, в котором нет тотального доминирования (более 50%) одной из фракций алевропелитового материала, однако в сумме эти фракции составляют большую часть осадка, тем самым определяя физико-химические и сорбционные свойства осадка как илистые отложения, но без выделения основной компоненты (табл. 1).

Реконструкцию климатических условий в районе исследования проводили с помощью открытой базы данных Норвежского метеорологического института (Norwegian Meteorological Institute and NRK, <https://www.yr.no/en>). Среди климатических компонентов, рассматриваемых в работе, были выбраны сумма среднемесячных температур и количество выпавших атмосферных осадков за год. Выбор компонентов обоснован исследованиями на арх. Шпицберген, в ходе которых было установлено, что именно температура и атмосферные осадки являются наиболее важными факторами, определяющими седиментацию в прибрежных бассейнах (Meshcheriakov et al., 2024).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

Скорость осадконакопления в бассейнах арх. Шпицберген

Исследования последних десятилетий и выполненные по ним геохронологические расчеты представлены в табл. 2. Полученные результаты в полном объеме позволяют описать процессы осадконакопления, протекавшие в бассейнах арх. Шпицберген.

Таблица 2. Скорости седиментации в осадочных бассейнах арх. Шпицберген после МЛП

На устьевом взморье р. Грёндален (залив Грён-фьорд) на удалении 1200 м от устья отмечается увеличение скорости седиментации по сравнению с концом МЛП более чем в 10 раз. Резкое изменение скорости седиментации по осредненным значениям отмечается на рубеже XX и XXI вв. С 1990-х гг. темпы седиментации возросли в 2 раза, с 0.09–0.13 до 0.2–0.25 см/год. Далее, к 2013–2017 гг. это значение увеличилось до 0.5 см/год, а к 2020–2023 гг. достигло показателя 1.3 см/год (табл. 2). Мелководный залив Колесбухта в последнем столетии также характеризуется изменением режима осадконакопления. С первой половины XX в. по 2019 г. темпы седиментации выросли более чем в 15 раз (табл. 2). Основные изменения произошли

после 1980-х гг. Таким образом, отклик донных отложений на завершение МЛП наблюдается после 1980-х годов.

Залив Адвент-фьорд, по геоморфологическому строению и условиям седиментации схожий с мелководной бухтой Колесбухта, но более глубоководный, характеризуется увеличением темпов седиментации после 1980-х гг. (Zajaczkowski et al., 2004). Полученные данные также сопоставимы с результатами исследований в заливе Грён-фьорд в районе устьевого взморья р. Грёндален, где отклик седиментации начался с конца XX в. (табл. 2).

В заливе Билле-фьорд после окончания МЛП средние значения темпов седиментации увеличились в 9 раз (Szczeniński et al., 2009). При этом период роста темпов седиментации начался с конца XIX в. и продолжался по 1970-е гг., а с 1970-х гг. по 2023 г. произошел скачок на порядок (табл. 2).

В Ис-фьорде, который объединяет все вышеперечисленные заливы в единый бассейн, темпы седиментации в XX в. составляли от 0.11 до 0.17 см/год (Elverhøi et al., 1995), что вполне сопоставимо со значениями (табл. 2) в восточной части залива на станции JM98-845-PC во временном отрезке 1595–717 г.н.э (Forwick, Vorren, 2009), за этот период накопилось около 1 м донных отложений. Данный геохронологический период включает в себя весь СКО и частично охватывает МЛП, и, несмотря на это, темпы седиментации на данном отрезке составляют около 0.11 см/год. Норвежские коллеги М. Forwic и Т.О. Vorren (2009) представляют данные о возрасте отложений 130 ± 40 лет, полученном по створке *Yoldiella lucida*, обнаруженной на глубине осадочной толщи 33 см. Данный результат сами авторы признают нерепрезентативным, так как он не соответствует калибровочным методикам (^{14}C) (Hughen et al., 2004). Однако это косвенно может указывать на молодой возраст (менее 300 лет) данного горизонта, а значит, эти отложения накапливались со скоростью не менее 0.11 см/год, что также соотносится со значениями темпов седиментации в рукавах залива (Грён-фьорд, Билле-фьорд; табл. 2). Помимо этого, в центре залива Ис-фьорд с 1278 (1094?) по 1998 гг. накопилось 17 см, при скорости 0.015 см/год. Этот геохронологический отрезок включает конец СКО, весь МЛП и 150 лет КОС. Опираясь на вышесказанное, можно предположить, что максимальная скорость накопления толщи мощностью 17 см приурочена именно к КОС. Учитывая то, что в течение 50 лет после завершения МЛП темпы седиментации достигали современных значений, основное количество донных отложений накопилось уже в XX в. Следовательно, мощность осадочной толщи в центре Ис-фьорда, сформированной только в XX в., будет составлять не менее 11 см.

Тогда на МЛП и конец СКО приходилось не более 6 см накопленной осадочной толщи. Темпы седиментации в СКО в Ис-фьорде были сопоставимы с современными темпами, а это значит, что если данный отрезок захватывал конец СКО, то осадочная толща была бы мощнее 6 см. В таком случае диапазон слоя 17 см на станции JM98-818-PC верифицируется верхней геохронологической границей, представленной норвежскими коллегами. Таким образом, темпы седиментации в МЛП в Ис-фьорде не должны превышать 0.01 см/год, что сопоставимо с темпами в Билле-фьорде в том же геохронологическом периоде (Szczeniński et al., 2009).

В проливе Стур-фьорд темпы седиментации не претерпевали существенных изменений с середины прошлого века по 2019 г. и составляли 0.16–0.2 см/год. По AMS-датированию осадочной толщи, опробованной в начале XXI в., начало формирования донных отложений мощностью 20 см в зоне припайной ледовой седиментации датируется 1892 г., а горизонт мощностью 9.5 см – 1954 г. (Winkelmann, Knies, 2005). Исходя из этого, средняя скорость седиментации с 1892 г. по 2001 г. составляет приблизительно 0.19 см/год (табл. 2), что хорошо согласуется с нашими данными, полученными по $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ (Meshcheriakov et al., 2023).

В южной части шельфовой зоны арх. Шпицберген средняя скорость седиментации в позднем голоцене составляла 0.03 см/год (Łaska et al., 2015). В первой половине XX в. рассчитанные по $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ средние темпы седиментации на данном участке бассейна не превышали 0.05 см/год (табл. 2). Во второй половине XX в. темпы варьировали в диапазоне 0.12–0.14 см/год, а в последние годы достигли 0.3 см/год. Средняя скорость седиментации после МЛП на этом участке шельфа, по данным Заборска и др. (Zaborska et al., 2008), составляла 0.13 см/год (табл. 2). Таким образом, в начале XXI в. в южной части шельфа архипелага наблюдается ускорение темпов седиментации в несколько раз по сравнению с началом XX в. и в 5–10 раз по сравнению со средними значениями позднего голоцена.

По данным Заборска и др. (Zaborska et al., 2008), в начале XX в. на ст. VIII, расположенной на континентальном склоне к северу от арх. Шпицберген (рис. 1, табл. 2), средняя скорость седиментации составляла 0.09–0.1 см/год по ^{210}Pb и 0.14–0.15 см/год по ^{137}Cs (проба отобрана в 2004 г.). В качестве геохронологического маркера авторы предлагают использовать первое появление ^{137}Cs в профиле колонки (8–10 см), которое датируют 1950 г. Данное утверждение является не совсем точным, так как ядерные испытания на Новой Земле проводились с 1954 по 1962 гг. (Сыч, Дубинко, 2012). Установить точное время поступления ^{137}Cs в осадки не представляется

возможным из-за медленной скорости седиментации в этом районе; в донных отложениях он может обнаруживаться не ранее чем через год после испытаний, т.е. в 1955 г. Данные Заборска и др. (Zaborska et al., 2008) позволяют предположить, что горизонт 0–8 см начал формироваться ранее 1955 г. и скорость седиментации во второй половине XX в. составляла не менее 0.16 см/год. Далее концентрация $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ стремится к нулю на горизонте 12 см, однако четко определяемое равновесие $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ отсутствует, следовательно, возраст этого горизонта можно грубо оценить около 100 лет (Мешеряков и др., 2022; Kokin et al., 2023). В таком случае осадочный горизонт, залегающий на глубине 8–12 см, был сформирован в геохронологическом диапазоне с 1955 по 1904 гг., и, соответственно, скорость седиментации в этот период составляла приблизительно 0.08 см/год (табл. 2). Таким образом, отклик скорости седиментации на климатический сигнал проявился не позднее середины XX в.

В северо-восточной части шельфовой зоны арх. Шпицберген в последнем столетии скорость седиментации увеличилась в 2 раза – с 0.05–0.06 до 0.1 см/год (табл. 2). Следует отметить, что в 1940-х гг. наблюдался ее однократный резкий всплеск до 0.2 см/год, что связано с особенностью режима ледовой седиментации и прикромочными процессами (Ильин и др., 2025). Отклик седиментации на климатические изменения последнего столетия прослеживается в геохронологической структуре во второй половине XX в. В МЛП темпы седиментации на данном участке шельфа были рассчитаны по датировкам станции S2528 (Ivanova et al., 2019). Возраст слоя донных отложений мощностью 11.5 см составляет 211 лет, при этом возраст осадочного горизонта 14.5 см оценивается в 388 лет; опираясь на эти данные можно рассчитать время накопления слоя 11.5–14.5 см как 177 лет. Тогда горизонт 0–11.5 см накапливался со скоростью 0.05 см/год, а горизонт 11.5–14.5 см со скоростью 0.017 см/год (табл. 2). Таким образом, с момента завершения МЛП темпы седиментации выросли приблизительно в три раза.

В восточной части шельфовой зоны арх. Шпицберген, по данным Zaborska et al. (2008), на ст. II были установлены значения скорости осадконакопления 0.05–0.06 см/год по ^{210}Pb и 0.09 см/год по ^{137}Cs . Первое появление ^{137}Cs обнаружено в осадочном горизонте 5 см, слой равновесия между ^{226}Ra и ^{210}Pb – на горизонте 7 см. По аналогии с методикой расчетов на ст. VIII (континентальный склон к северу от арх. Шпицберген) и опираясь на материалы ранних исследований Zaborska et al. (2008), были выделены периоды седиментации 1955–1904 гг. (0.04 см/год) и 2004–1955 гг. (0.1 см/год). Таким

образом, отклик седиментации на климатические изменения проявляется не позднее чем во второй половине XX в.

К северу от Земли короля Карла в районе ст. X наблюдается иная картина. Равновесие между ^{226}Ra и ^{210}Pb установилось в слое 8–10 см (Zaborska et al., 2008). Пик техногенного радионуклида ^{137}Cs обнаруживается в осадочном горизонте 3 см, в котором отражается недавнее осаждение ^{137}Cs (Zaborska et al., 2010), что может свидетельствовать о недавнем поступлении радиоцезия с выбросами завода “Селафильд” в 1970-х гг. Расчетное время трансокеанического переноса ^{137}Cs из Ирландского моря к арх. Шпицберген составляет 8–9 лет (Kautsky, 1987). Таким образом, образование осадочного горизонта 0–3 см началось приблизительно после 1985 г., и скорость седиментации с 1985 по 2004 гг. по нашим расчетам будет составлять приблизительно 0.16 см/год.

Горизонт 8 см, по расчетам аналогичным таковым на ст. VIII, начал формироваться приблизительно в 1904 г., и на момент отбора (2004 г.) данному слою было около 100 лет, тогда горизонту 10 см на тот момент было около 150 лет. В этом случае горизонт 3–8 см сформировался с 1904 по 1985 гг. при скорости не менее 0.06 см/год, а горизонт 8–10 см с 1854 по 1904 гг., следовательно, скорость не превышала 0.04 см/год. Полученные значения согласуются с темпами седиментации на севере и северо-востоке шельфа Шпицбергена в данный геохронологический период. Отклик седиментации на данном участке бассейна проявился во второй половине XX в.

Основной реакцией седиментации в бассейне озера Бретьёрна следует считать сам факт начала лимногляциальной седиментации в водоеме после 1930-х годов (табл. 2; Meshcheriakov et al., 2025). До этого времени котловина озера была занята ледником Грэнфьорд, и только по мере его отступления в результате смягчения климата (Чернов, Муравьев, 2018) в котловине озера начали аккумулироваться озерно-ледниковые отложения.

Реакция осадконакопления в озере Линне характеризуется интенсивным увеличением мощности варвов с 1910 по 2010 гг. (Wei, 2010). Пересчет годовых варвов на см/год позволяет получить значение скорости седиментации за весь XX в. (табл. 2). Применяя метод расчета, можно выделить несколько периодов с характерными скоростями седиментации. С 1990 по 2009 гг. скорость седиментации варьировала в диапазоне 0.15–0.5 см/год (при среднем значении 0.32 см/год), с 1970 по 1990 гг. темпы осадконакопления были ниже – 0.1–0.3 см/год. Ранее, с 1920 по 1970 гг., темпы седиментации изменялись в пределах от 0.05 до 0.15 см/год. В начале XX в., в период

1910–1920 гг., скорость осадконакопления имела наименьшие в XX в. значения и составляла 0.05–0.1 см/год. Таким образом, реакция озерной седиментации на климатические изменения после МЛП проявилась не позднее начала XX в.

Скорости седиментации в осадочных бассейнах арх. Шпицберген после МЛП

Литотипы донных отложений бассейнов арх. Шпицберген. Литотипы донных отложений арх. Шпицберген за последние столетия местами были замещены смежными по классификации донными осадками (рис. 3). Наиболее существенным изменениям среди изучаемых бассейнов подверглось устьевое взморье р. Грёндален (залив Грён-фьорд). Здесь пелитовый и алевроитово-пелитовый илы периодически чередовались друг с другом, местами отмечались прослойки более грубых разнообломочных илов. Однако главным изменением в режиме формирования литотипа следует считать исчезновение включений зерен гравия к концу XX в., что прервало вековую тенденцию. Данный факт связан с ослаблением мощности или полным исчезновением припайных льдов местного генезиса, которые на протяжении всего XX в. транспортировали окатанные зерна гравия из бухт Ларвика и Варминга в залив Грён-фьорд.

Рис. 3. Геохронология формирования литотипов донных отложений в бассейнах арх. Шпицберген.

Ряд изменений в аккумуляции данных отложений произошел в заливе Колесбухта, где с начала XX в. до 1980-х гг. формировался смешанный ил, который после 1983 г. был замещен более тонким алевроитово-пелитовым илом. Однако после 2016 г. вновь стали преобладать разнообломочные илы. Говоря о донных отложениях залива Колесбухта, следует отметить, что гранулометрический состав по всей осадочной толще практически однороден и смена литотипов выделяется по формальным признакам (табл. 1).

В северной части пролива Стур-фьорд литотипы донных отложений периодически чередовались со смежными литотипами (смешанный ил и пелитово-алевритовый ил) с середины прошлого века. Разница в схожих литотипах определялась наличием гравийно-галечных включений.

После 1970-х гг. основная часть донных отложений на ст. 2 (рис. 3) состояла из мелкодисперсного материала с высокой долей грубообломочных включений. Подобные

противоречащие с первого взгляда друг другу факты объясняются следующим образом. В силу смягчения климата активизируется таяние ледниковых покровов архипелага и, как следствие, увеличивается вынос мелкодисперсного материала с флювиогляциальными потоками (Svendsen et al., 2002). В это же время ослабевает ледовитость региона, и Стур-фьорд, который обычно круглогодично заполнен инвазивными льдами, освобождается от ледяного покрова. В результате в бассейне пролива активизируется ледовый разнос грубообломочного материала припаем местного генезиса, чему ранее препятствовал морской инвазивный лед. В то же время севернее, в районе ст. 1, поступление гравийно-галечных частиц снизилась с 1976 г., а после 2009 г. зерна дресвы не отмечались вовсе. Вследствие этого произошло замещение смешанного ила смежным пелито-алевритовым илом. В южной части пролива с 1976 г. в донных отложениях обнаруживаются включения зерен дресвы. Ранее подобной тенденции не наблюдалось. Северная часть пролива входит в зону припайной ледовой седиментации, следовательно, в данный период времени припайный лед, насыщенный грубообломочными частицами, беспрепятственно перемещался по проливу, а значит, в данный период регулярная ледовая инвазия пакового льда была снижена. В южной, более глубоководной части залива отмечались чередования алевритово-пелитовых и разнообломочных илов. В данной части пролива отклик седиментации отразился в увеличении доли пелита в донных отложениях после 1996 г. и, как следствие, в смене литотипов с разнообломочного ила на более сортированный алевритово-пелитовый ил, что также обусловлено таянием ледниковых массивов на о. Западный Шпицберген и о. Эдж. Однако подобные чередования литотипов начались с середины прошлого века и приурочены к климатическим флуктуациям уже внутри КОС, и они характерны для аномально холодного периода в этом регионе с 1960 по 1980 гг. (рис. 2).

В северо-восточной части шельфовой зоны арх. Шпицберген в донных отложениях произошли изменения. После МЛП здесь формировались разнообломочные илы, которые периодически сменялись алевритово-пелитовыми илами. Однако в слое, датированном 1931–1941 гг., в профилях впервые стали появляться единичные включения грубообломочных частиц. После 1960 г. данное событие стало регулярным, а с 2009 по 2019 гг. осадочный горизонт был представлен в основном гравием (рис. 3). Данная тенденция объясняется отступлением кромки льда на север и проникновением припайных льдов в ранее недоступные из-за морского льда районы шельфа. Учитывая, что вокруг арх. Шпицберген донный каменный материал в

основной массе представлен породами местного происхождения (Гусев и др., 2024), в данном случае речь идет о припайных льдах, насыщенных псефитами с о. Белый. Включение грубообломочных зерен в поверхностные слои осадочной толщи наблюдается и восточнее о. Белый (Крылов и др., 2020).

В южной части шельфовой зоны арх. Шпицберген существенных изменений литотипов в последнее столетие не наблюдалось, что связано с гидрологическим режимом, который определяется проходящим придонным течением (Pfirman et al., 1994). В результате усиленной придонной гидродинамики здесь в большей степени аккумулируются алевритовые илы, тонкий материал частично переносится в более мористые участки.

Отклик донных отложений на климатический сигнал. Опираясь на полученные данные, можно выделить количественный и качественный отклик седиментации на климатические изменения. “Количественный отклик” характеризуется стабильным ростом скорости осадконакопления с устойчивым трендом увеличения. При этом прирост значений и дальнейший стабильный рост скорости седиментации более чем в два раза (коэффициент прироста >2) является уже значительным откликом (ESM2). “Качественный отклик” проявляется в смене литотипов или существенном изменении гранулометрического состава, а именно во включении в донные отложения ранее не характерных осадочных групп, подтверждающих изменение генезиса осадочного материала, принимающего участие в осадконакоплении. Примером может быть появление или исчезновение включений гравия, увеличение или уменьшение содержания алеврита и пелита (ESM2).

Развитие отклика седиментации на климатический сигнал началось сразу после МЛП. С этого момента отмечается первый этап трансформации режима бассейновой седиментации, который длился до начала XX в. и характеризовался умеренным откликом седиментации с относительно стабильным, но незначительным ростом темпов седиментации в заливах и озерах (рис. 4).

Рис. 4. Реакция скорости седиментации бассейнов седиментации арх. Шпицберген на климатические изменения.

К началу XX в. увеличивается скорость осадконакопления в шельфовой зоне архипелага (рис. 4), а к северо-востоку от него происходит изменение типа формируемых осадков (рис. 3), то есть наблюдается количественный и качественный

отклик седиментации. Дальнейший этап трансформации режима бассейновой седиментации начался приблизительно с середины XX в., когда в озерах, заливах и шельфовой зоне архипелага произошел скачок темпов седиментации (рис. 4): коэффициент прироста скорости седиментации находился в пределах 2–4 по сравнению со значениями, характерными для МЛП (ESM2). К северо-востоку от архипелага отмечается регулярное появление грубообломочных включений (рис. 3). Таким образом, приблизительно с середины XX в. наблюдается высокий количественный и местами качественный отклик седиментации на климатические изменения. Следующий этап трансформации режима бассейновой седиментации начался приблизительно к концу XX в. и продолжается по настоящее время. Он заключается в дальнейшем развитии высокого количественного и качественного отклика через увеличение темпов бассейновой седиментации и изменение гранулометрического состава донных отложений на устьевых взморьях, в заливах и шельфовой зоне арх. Шпицберген. Следует отметить, что на устьевом взморье р. Грёндален (залив Грён-фьорд) режим седиментации изменился только к концу XX в. Изменения начались сразу с качественного отклика (исчез гравий) и высокого количественного отклика с коэффициентом прироста скорости седиментации 2.2, который впоследствии достиг значения 7.9 (ESM2). Стадия умеренного отклика не наблюдалась.

Причина данной реакции обусловлена увеличением температуры приземного слоя атмосферы, а также уменьшением выпадения атмосферных осадков. При этом изменение температурного режима привело к интенсивному таянию ледников региона (Иванов, Журавский, 2010; Чернов, Муравьев, 2018), уменьшению ледовитости (Иванов, Журавский, 2010), особенно после температурной аномалии 1980-х гг. (Анциферова и др., 2014), и, как следствие, к увеличению выноса мелкодисперсного материала с флювиогляциальными потоками. Уменьшение выпадения атмосферных осадков, основой которых на арх. Шпицберген является снег, привело не только к повышению средних годовых температур воздуха, но и к ослаблению мощности или полному исчезновению сезонного берегового припая (Yang, 2015). Вследствие этого произошло перераспределение донных отложений из литорали и сублиторали в более мористые участки бассейна в период зимне-весенних штормов, особенно в устьях рек и прибрежных мелководных областях. Ранее подобным процессам препятствовали береговой припай и морской лед, сковывавшие данные бассейны в зимне-весеннее время и тем самым предотвращающие гидродинамическое воздействие на прибрежные участки. Также в результате повышения температур и уменьшения выпадения

атмосферных осадков (снега) сократился период гидрологической “зимы”, что привело к увеличению периода мобилизации осадочного вещества с территории водосбора в бассейны седиментации. Ослабление ледовитости сказалось на уменьшении количества морского льда в проливе Стур-фьорд и к северо-востоку от архипелага, что позволило припайным льдам местного генезиса беспрепятственно осуществлять ледовый разнос по данным акваториям.

Подобные процессы, сопряженные с изменением режима осадконакопления в результате климатических флуктуаций в регионе, вероятно, протекали на протяжении позднего голоцена. Наиболее выраженные изменения в режиме седиментации должны были быть на рубежах климатических колебаний: римский климатический оптимум—климатический минимум раннего средневековья—малый климатический оптимум—малый ледниковый период—климатический оптимум современности, когда с климатом резко менялись и условия седиментации. Не исключено, что в настоящий момент мы наблюдаем максимально возможный отклик за весь субатлантический период, так как палеогеографические данные по Северному полушарию о состоянии ледников, в том числе по арх. Шпицберген (Большиянов, Веркулич, 2018), и растительности показывают, что изменения климата в МЛП были наиболее резкими и глубокими (Борисова, 2014). Основная толща позднеголоценовых отложений накопилась именно в периоды климатических оптимумов, когда скорость седиментации была на порядок выше, чем в периоды похолоданий. Таким образом, до 90% мощности донных отложений фьордов арх. Шпицберген могло аккумулироваться в период трех последних климатических оптимумов. Для шельфа это значение может достигать 75%.

ВЫВОДЫ

В результате климатических изменений после окончания МЛП в бассейнах, приуроченных к арх. Шпицберген, произошла смена условий осадконакопления, что отразилось на скорости седиментации и фациальном разнообразии донных отложений.

Отклик седиментации начался с озер и заливов сразу после МЛП, а в первой половине XX в. достиг шельфовой зоны архипелага, охватив область радиусом не менее 100 км от берега. Во второй половине XX в. развитие отклика продолжилось, и к концу XX в.—началу XXI в. изменения в режиме седиментации стали радикальными, затронув все участки бассейновой седиментации, включая устьевые взморья, где режим седиментации оставался неизменным со времен МЛП.

Наиболее чувствительными бассейнами с точки зрения количественного отклика являются озера и заливы арх. Шпицберген: здесь изменения выражаются в увеличении скорости седиментации почти на порядок. В то же время шельфовая зона архипелага характеризуется меньшим диапазоном значений скорости седиментации, но более ярко выраженным качественным откликом. Отдельного внимания заслуживают устьевые зоны рек. На этих участках бассейна отклик седиментации проявляется с относительной задержкой, однако после его начала выражается максимально как в качественном, так и в количественном отношении.

Подобные режим и механизм седиментации, вероятно, характерны для всех климатических флуктуаций позднего голоцена. Основная толща данных отложений аккумулировалась именно в периоды климатических оптимумов. В устьевых зонах и фьордах до 90% донных отложений позднего голоцена накоплено в период климатических оптимумов субатлантика, в шельфовой зоне арх. Шпицберген этот показатель достигает 75%.

Учитывая, что арх. Шпицберген является областью с наиболее динамичными климатическими изменениями в Арктике после МЛП, можно предположить, что отклик высокоширотной седиментации на последние климатические изменения должен начинаться именно с северо-западной окраины Евразийского Арктического шельфа.

Благодарности. Автор благодарит сотрудников ММБИ РАН И.С. Усягину, А.А. Намятова, Иванову Н.С. и сотрудника ГИН РАН О.В. Кокина за помощь и полезные замечания при подготовке данной работы к печати, а также Агату Заборска (Институт океанологии Польской академии наук) за любезно предоставленную подборку материала своих работ.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы госзадания ММБИ РАН 188-25-02. (1.6.19) “Состояние морских и наземных экосистем архипелага Шпицберген в условиях современной климатической и антропогенной изменчивости” (номер госрегистрации 125012900989-8 (29.01.2025)).

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. М.: ГЕОС, 2014. Вып. 12. С. 16–21.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в дальневосточных морях. Труды Института океанологии. 1960. Т. 32. С. 4–14.
- Блошкина Е.В., Фильчук К.В. Современное состояние вод фьордов Западного Шпицбергена // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 2. С. 125–140.
- Большаинов Д.Ю., Веркулич С.Р. Палеоклимат полярных областей Земли в голоцене. Спб.: ААНИИ, 2018. 204 с.
- Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Изв. РАН. Сер. географ. 2014. № 2. С. 5–20.
- Гусев Е.А., Крылов А.А., Сазонов А.Ю., Элькина Д.В., Карпиков А.А., Хоснуллина Т.И., Зыков Е.А., Пальцев И.О., Лодочникова А.С., Хохуля А.В., Парфенюк С.Н., Рихман М.А., Рогова И.В., Голосной А.С., Бордуков К.Ю., Захаров В.Ю., Крылов А.В. Четвертичные отложения района желоба Стур-фьорд (Баренцево море) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Вып. 11. С. 69–80.
- Демин В.И., Иванов Б.В., Ревина А.Д. Восстановление ряда приземной температуры воздуха на Российской станции в поселке Баренцбург (Шпицберген) // Российская Арктика. 2020. № 9. С. 30–40.
- Иванов Б.В., Журавский Д.М. Ледовые условия в заливе Грен-фьорд (архипелаг Шпицберген) за период 1974–2008 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Вып. 2. № 85. С. 29–34.
- Иванов М.М., Гуринов А.Л., Голосов В.Н., Кузьменкова Н.В., Александрин М.Ю., Успенский М.И., Шоркунов И.Г., Гаранкина Е.В. Донные осадки как природная летопись дегляциации в бассейне озера Сылтранкель, Приэльбрусье // Криосфера Земли. 2024. Т. 28. № 2. С. 33–46.
- Ильин Г.В., Мещеряков Н.И., Усягина И.С., Кокин О.В. Северная окраина Баренцевоморского шельфа после Малого ледникового периода (МЛП): изменчивость кромки дрейфующих льдов и динамика осадконакопления // Лед и снег. 2025. Т. 65. № 2. С. 295–314.
- Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.
- Кокин О.В., Кириллова А.В. Реконструкция динамики ледника Гренфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене // Лед и снег. 2017. Т. 57. № 2. С. 241–252.

Крылов А.А., Малышев С.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Гусев Е.А., Макаров А.С. Особенности распределения псефитового материала в верхнечетвертичных отложениях северной части Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 3. С. 381–395.

Куликов Н.Н., Латина Н.Н., Семенов Ю.П., Белов Н.А., Спиридонов М.А. Стратификация и скорости накопления донных отложений Арктических морей СССР. Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Ленинград: Гидрометеиздат, 1970. С. 34–41.

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.

Макаров А.С., Большиханов Д.Ю. Колебания уровня арктических морей России в голоцене // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Географический факультет МГУ, 2011. Вып. 3. С. 315–320.

Матишов Г. Г., Дженюк С. Л., Моисеев Д. В., Жичкин А. П. Климатические изменения морских экосистем европейской Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 7–21.

Мещеряков Н.И. Современное осадконакопление в заливе Грен-фьорд (Западный Шпицберген). Дисс. ... канд. географ. наук. Мурманск, 2017. 120 с.

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

Мещеряков Н.И., Усягина И.С., Архипов В.В., Мазнев С.В., Слуковский З.И., Сухих Е.А., Кокин О.В. Опыт ^{210}Pb и ^{137}Cs датирования отрицательных форм микрорельефа Баренцево-Карского шельфа: методические аспекты // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-запада России. 2022. № 9. С. 170–174.

Намятов А.А., Усягина И.С., Иванова Н.С., Мещеряков Н.И., Токарев И.В., Блошкина Е.В., Рыжов И.В., Коришунова Н.Н. Донные осадки как архив данных о климатической изменчивости морской среды (на примере залива Билле-фьорд, архипелага Шпицберген, 1880–2024) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований. 2024. Вып. 11. С. 243–253.

Новигатский А.Н., Ключиткин А.А., Лисицын А.П. Скорости осадконакопления, вертикальные потоки вещества и абсолютные массы осадков в шельфовой области Российской Арктики // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 2. С. 167–179.

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.

Сивинцев Ю.В., Вакуловский С.М., Васильев А.П., Высоцкий В.Л., Губин А.Т., Данилян В.А., Кобзев В.И., Крышев И.И., Лавковский С.А., Мазокин В.А., Никитин А.И., Петров О.И., Пологих Б.Г., Скорик Ю.И. Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию. М.: ИздАТ, 2005. 624 с.

Солотчин П.А., Кузьмин М.И., Солотчина Э.П., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Жданова А.Н., Кривоногов С.К. Осадочная летопись озера Большой Баган (Западная Сибирь): отклик на климатические события голоцена // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 202–209.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.

Сыч Ю.Г., Дубинко Л.В. Радиоэкологическая обстановка на архипелаге Новая Земля // Арктика: экология и экономика. 2012. № 1 (5). С. 48–59.

Танцюра А.И. О течениях Баренцева моря // Тр. ПИНРО. 1959. Вып. 11. С. 35–54.

Тарасов Г.А., Погодина И.А., Хасанкаев В.Б., Кукина Н.А., Мутяев М.В. Процессы седиментации на гляциальных шельфах. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. 473 с.

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

Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N., Melgunov M.S., Vlasova I.E., Shevchenko V.P., Novigatsky A.N., Lisitzin A.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. Chronostratigraphic techniques in recent sediments // Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. V. 1. Kluwer Acad. Publ., 2002. P. 171–203.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Moller J., Langway Jr. C.C. One thousand centuries of climatic record from the Camp Century on the Greenland Sheet // Science. 1969. V. 166. № 3903. P. 377–381.

Elverhøi A., Svendsen J.I., Solheim A., Andersen E.S., Milliman J., Mangerud J., Hooke R.LeB. Late Quaternary Sediment Yield from the High Arctic Svalbard Area // J. Geology. 1995. V. 103. № 1. P. 1–17.

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.

Forwick M., Vorren T.O. Late Weichselian and Holocene sedimentary environments and ice rafting in Isfjorden, Spitsbergen // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2009. V. 280. № 1–2. P. 258–274.

Goldberg E.D. Geochronology with ^{210}Pb // *Radioactive Dating. Proc. Symposium on Radioactive Dating Held by the International Atomic Energy Agency in Cooperation with the Joint Commission on Applied Radioactivity, Athens, November 19–23, 1962. Athens, 1963.* P. 121–131.

Hughen K.A., Baillie M.G.L., Bar E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Kromer B., McCorman F.G., Manning S., Bronk Ramsey C., Reimer P.J., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. Marine04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP // *Radiocarbon.* 2004. V. 46. № 3. P. 1059–1086.

Ivanova E., Murdmaa I., de Vernal A., Risebrobakken B., Peyve A., Brice C., Seitkalieva E., Pisarev S. Postglacial paleoceanography and paleoenvironments in the northwestern Barents Sea // *Quaternary Res.* 2019. V. 92. № 2. P. 430–449.

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 // *Science and Global Security.* 2005. V. 13. № 1–2. P. 1–42.

Kokin O., Usyagina I., Meshcheriakov N., Ananiev R., Arkhipov V., Kirillova A., Maznev S., Nikiforov S., Sorokhtin N. Pb-210 Dating of Ice Scour in the Kara Sea // *J. Mar. Sci. Eng.* 2023. V. 11. № 7. P. 1404.

Łącka M., Zajączkowski M., Forwick M., Szczuciński W. Late Weichselian and Holocene palaeoceanography of Storfjordrenna, southern Svalbard // *Clim. Past.* 2015. V. 11. № 3. P. 587–603.

Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Bałaga K., Müller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebicz M., Negendank J.F. Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments // *Quaternary Sci. Rev.* 2001. V. 20. № 11. P. 1233–1249.

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.

Matthes F.E. Report of Committee on Glaciers, April 1939 // *Eos Trans. AGU.* 1939. V. 20. № 4. P. 518–523.

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. Series: Earth and Environmental Science.* 2021. V. 937. P. 042081.

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. № 5. P. 529–538.

Meshcheriakov N.I., Usyagina I.S., Namyatov A.A., Tokarev I.V. Stratigraphic chronology and mechanisms of formation of bottom sediments at the mouth of the Grøndalen River (Grøn-Fjord, West Spitsbergen) during the period of climatic changes // *Stratigr. Geol. Correl.* 2024. V. 32. № 5. P. 631–645.

Meshcheriakov N.I., Kokin O.V., Usyagina I.S., Kasatkina N.E. The proglacial Lake Bretjørna (Ledovoe), West Spitsbergen: history of formation and recent sedimentation // *Water Resources.* 2025. V. 51. P. S149–S161.

Mörner N.A. The Late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast: deglaciation, shorelevel displacement, chronology, isostasy and eustasy. Sweden: Sveriges geologiska undersökning, 1969. 487 p.

Nilsen F., Cottier F., Skogseth R., Mattsson S. Fjord–shelf exchanges controlled by ice and brine production: the interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard // *Continental Shelf Res.* 2008. V. 28. № 14. P. 1838–1853.

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. P. 1251–1256.

Ozhigin V., Ingvaldsen R.B., Loeng H., Boitsov V., Karsakov A. Introduction to the Barents Sea // *The Barents Sea: Ecosystem, Resources, Management. Half a Century of Russian–Norwegian Cooperation.* Trondheim: Tapir Academic Press, 2011. P. 39–76.

- Pfirman S., Bauch D., Gammelsrød T.* The Northern Barents Sea: water mass distribution and modification // *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*. AGU Geophysical Monograph, American Geophysical Union. 1994. V. 85. P. 77–94.
- Polyak L., Levitan M., Gataullin V., Khusid T., Mikhailov V., Mukhina V.* The impact of glaciation, river-discharge and sea-level change on Late Quaternary environments in the southwestern Kara Sea // *Int. J. Earth Sci.* 2000. V. 89. № 3. P. 550–562.
- Rusakov V.Y., Borisov A.P.* Sedimentation on the Siberian Arctic Shelf as an indicator of the arctic hydrological cycle // *Anthropocene*. 2023. V. 41. № 3. P. 100370.
- 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.
- Schönwiese C.* Klimaänderungen: Daten, Analysen, Prognosen. Berlin: Springer, 1995. P. 224.
- 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. № 1. P. 133–166.
- Szczuciński W., Zajaczkowski M., Scholten J.* Sediment accumulation rates in subpolar—Impact of post-Little Ice Age glaciers retreat, Billefjorden, Svalbard // *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 2009. V. 85. № 3. P. 345–356.
- Wei J.* Analysis of varved sediment and weather relationships in Lake Linnè, Svalbard. Honors Thesis for the Department of Geology. Tufts University, 2010
- Winkelmann D., Knies J.* Recent distribution and accumulation of organic carbon on the continental margin west off Spitsbergen // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6. № 9. P. 1–22.
- Yang Y., Leppäanta M., Zhijun L., Cheng B., Mengxi Z., 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., Carroll J., Papucci C., Toricelli L., Carroll M., Walkusz-Miotk J., Pempkowiak J.* Recent sediment accumulation rates for the western margin of the Barents Sea // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2008. V. 55. № 20–21. P. 2352–2360.
- Zaborska A., Mietelski J.W., Carroll J., Papucci C., Pempkowiak J.* Sources and distributions of ^{137}Cs , ^{238}Pu , $^{239,240}\text{Pu}$ radionuclides in the north-western Barents Sea // *J. Environ. Radioact.* 2010. V. 101. № 4. P. 323–331.

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

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

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Схема станций в районе работ и циркуляции атлантических вод в нем (Танцюра, 1959; Pfirman et al., 1994; Матишов и др., 2010; Ozhigin et al., 2011).

Рис. 1а: 1 – центральная часть о. Западный Шпицберген; 2 – континентальный склон к северу от арх. Шпицберген; 3 – северо-восточная часть шельфовой зоны арх. Шпицберген; 4 – восточная часть шельфовой зоны арх. Шпицберген; 5 – южная часть шельфовой зоны арх. Шпицберген; 6 – пролив Стур-фьорд. Рис. 2б: 1 – оз. Линне; 2 – оз. Бретъёрна; 3 – устьевое взморье р. Грёндален (залив Грён-фьорд); 4 – залив Колесбухта; 5 – залив Адвент-фьорд; 6 – залив Билле-фьорд; 7 – залив Ис-фьорд.

Рис. 2. Аномалии средней годовой температуры воздуха ($T, ^\circ\text{C}$) за период наблюдений с 1912 по 2023 гг. по данным ЗГМО в пос. Баренцбург и Норвежского метеорологического института (Демин и др., 2020; Norwegian Meteorological Institute and NRK, <https://www.yr.no/en>).

1 – температура воздуха; 2 – кривая атмосферных осадков.

Рис. 3. Геохронология формирования литотипов донных отложений в бассейнах арх. Шпицберген.

1, 2 – устьевое взморье р. Грёндален (залив Грён-фьорд); 3 – залив Колесбухта; 4, 5 – северная часть пролива Стур-фьорд; 6 – южная часть пролива Стур-фьорд; 7 – северо-восточная часть шельфовой зоны арх. Шпицберген; 8 – южная часть шельфовой зоны арх. Шпицберген; I – пелитовый ил; II – алевроитово-пелитовый ил; III – смешанный ил; IV – пелитово-алевритовый ил; V – алевроитовый ил; VI – гравий; VII – включения гравия (дресвы), 1 символ – 5% от гранулометрического состава.

Рис. 4. Реакция скорости седиментации бассейнов седиментации арх. Шпицберген на климатические изменения.

Рис. 1а: 1 – залив Ис-фьорд; 2 – устьевое взморье р. Грёндален (залив Грён-фьорд); 3 – залив Колесбухта; 4 – залив Адвент-фьорд 5 – залив Билле-фьорд. Рис. 1б: 1 – озеро Линне; 2 – северо-восточная часть шельфовой зоны арх. Шпицберген; 3 – континентальный склон к северу от арх. Шпицберген; 4 – восточная часть шельфовой

зоны арх. Шпицберген; 5 – к северу от о. Короля Карла; 6 – южная часть шельфовой зоны арх. Шпицберген.

Influence of Climate Change on Sedimentation Processes of the Spitsbergen Archipelago in the Late Holocene (on the Example of the Little Ice Age and Modern Warming)

N. I. Meshcheriakov

Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences

e-mail: meshcheriakov104@mail.ru

The results of long-term studies of the geochronology of sedimentation processes on the Spitsbergen archipelago are summarized and presented. The response of the sedimentary basin to climate change is demonstrated using climatic fluctuations of the last centuries as an example. The study covers various sedimentation basins of the Spitsbergen archipelago, including lake systems, fjords, bays, straits and the shelf zone of the Spitsbergen archipelago. It was found that variations in the granulometric composition of bottom sediments and sedimentation rates in the study area represent a direct response of sedimentogenesis to climatic fluctuations. The change in the sedimentation regime, which began after the Little Ice Age with lake and fjord basins, spread to the shelf zone of the archipelago by the first half of the 20th century, covering an area with a radius of at least 100 km from the sources of demolition. The studies revealed that in the estuarine zones and fjords up to 90% of the late Holocene bottom sediments were formed during periods of climatic optimums of the Subatlantic time, while for the shelf zone of the Spitsbergen archipelago this figure is about 75%.

Keywords: sedimentation response, climate, geochronology, subatlantic, spitsbergen basins, western arctic shelf

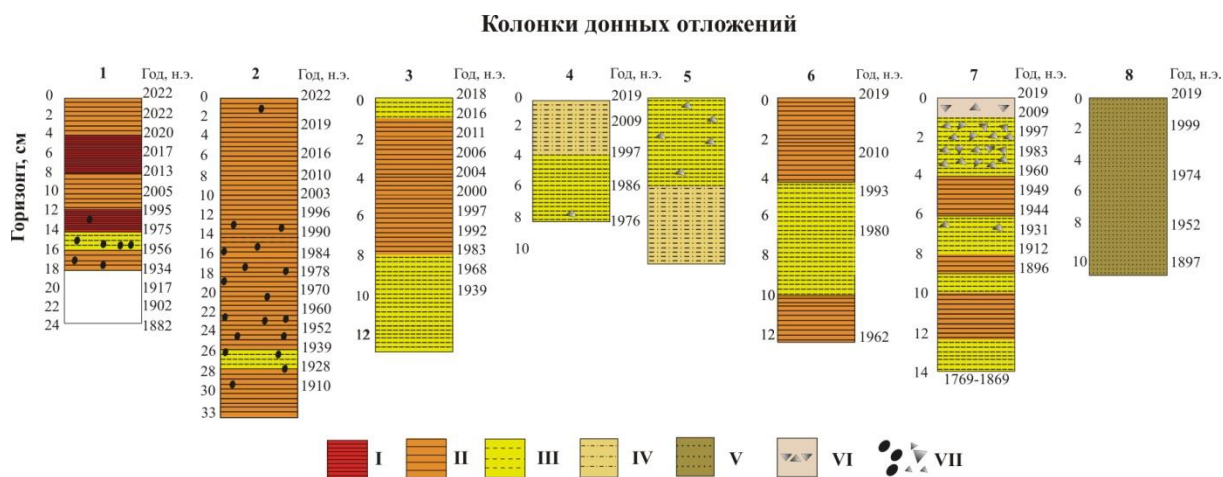


Рис. 3.

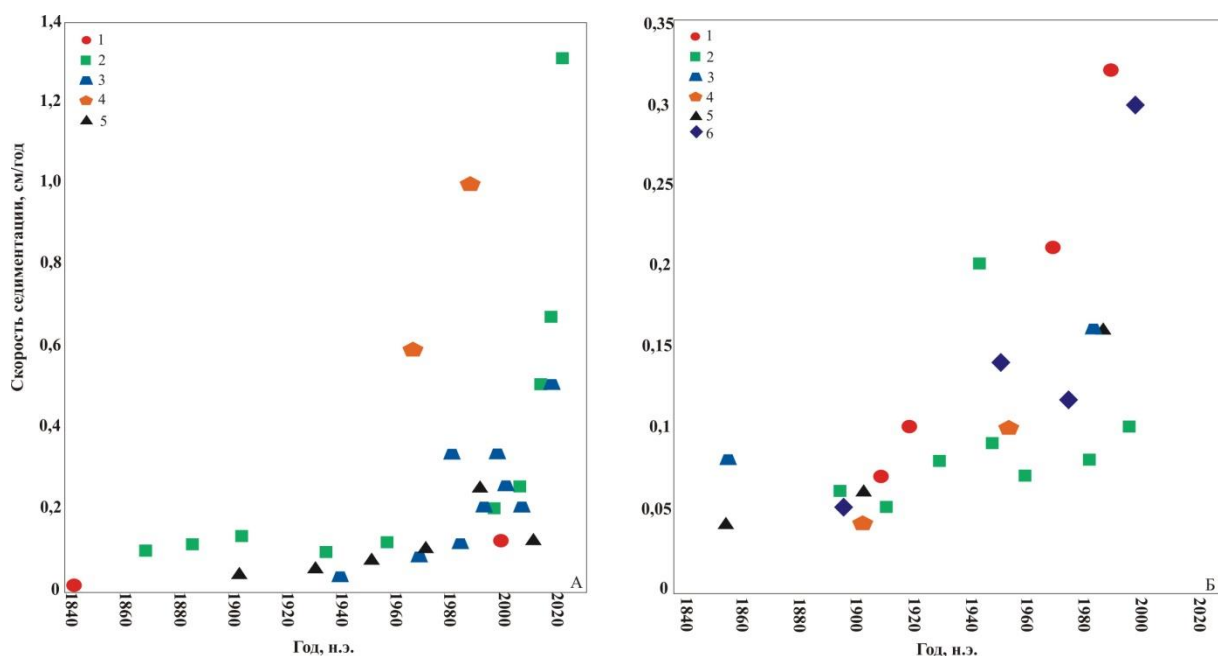


Рис. 4.

Таблица 1. Классификация донных отложений Арктического шельфа по гранулометрическому составу

Название литотипа	Фракции	Компоненты по фракциям, %			
		Пелит (<0.01)	Алеврит ($0.1-0.01$)	Песок ($1.0-0.1$)	Гравий (>1.0)
<i>Пелитовые илы, содержание частиц <0.01 от 50%</i>					
Пелитовый ил	пелит	>70			
Алевритово-пелитовый ил	пелит, алеврит	$50-70$	+*	—	—

Песчано-пелитовый ил	пелит, песок	50–70	—	+	—
Гравийно-пелитовый ил	пелит, гравий	50–70	—	—	+
<i>Смешанные илы</i>					
Ил (смешанный)	алевропелит	25–50	25–50	<50	<50
<i>Алевритовые илы, содержание частиц <0.1 от 50% (алевропелит <50%)</i>					
Алевритовый ил	алеврит		>70		
Пелито-алеvритовый ил	алеvрит, пелит	+	50—70	—	—
Песчано-алеvритовый ил	алеvрит, песок	—	50—70	+	—
Гравийно-алеvритовый ил	алеvрит, гравий	—	50—70	—	+
<i>Псаммиты и псефиты</i>					
Пески	песок	<50		>50	
Гравий	гравий	<50			>50
Гравийный песок	песок, гравий	<50		>50	
Песчанистый гравий	гравий, песок	<50		>50	

Примечание. +* означает вторую по содержанию фракцию.

Таблица 2. Скорости седиментации в осадочных бассейнах арх. Шпицберген после МЛП

Район исследования	Глубина, м	Период	Седиментация, см/год
Залив Ис-фьорд (Elverhøi et al., 1995)	По заливу	XX век	0.11–0.17
Залив Ис-фьорд, восточная часть, станция JM98-845-PC (Forwic, Vorren, 2009)	257	1998– >1698 1595–717 717–3120 до н.э.	>0.11 0.11 0.04
Залив Ис-фьорд, центр, станция JM98-818-PC (Forwic, Vorren, 2009)	239	1278 (1094?)	0.014
Устьевое взморье р. Грёндален, залив Грён-фьорд (Meshcheriakov et al., 2024)	138	2023–2020 2020–2017 2017–2013 2013–2005 2005–1995	1.3 0.67 0.5 0.25 0.2 0.11 0.09

		1995–1956 1956–1934 1934–1902 1902–1884 1884–1863	0.13 0.11 0.09
Залив Колесбухта (Meshcheryakov et al., 2021)	25	2018–2016 2016–2006 2006–2004 2004–2000 2000–1997 1997–1992 1992–1983 1983–1980 1980–1968 1968–1939	0.5 0.2 0.5 0.25 0.33 0.2 0.11 0.33 0.08 0.03
Залив Адвент-фьорд (Zajączkowski et al., 2004)	70	2001–1986 1986–1963	1.0 0.58
Билле-фьорд (Szczeniński et al., 2009)	По бассейну	2000—1900 1900–1520	0.18 0.02
Залив Билле-фьорд, центр (Намятов и др., 2024)	120	2023–2010 2010–1990 1990–1970 1970–1950 1950–1930 1930–1870	0.12 0.2–0.3 0.1–0.2 0.1–0.05 0.05–0.03 до 0.03
Озеро Бретъерна (Meshcheriakov et al., 2025)	18	2021–1930 1930—не существовало	0.45–1.6
Пролив Стур-фьорд, станции 1, 2 (Meshcheriakov et al., 2023)	95	2019–2009 2009–1997 1997–1986 1986–1976	0.2 0.16 0.18 0.16
Пролив Стур-фьорд, станция 1244 (Winkelmann, Knies, 2005)	96	2001—1954* 1954–1892*	0.19 0.19

Озеро Линне (Wei, 2010)	34	2009–1990* 1990–1970* 1970–1920* 1920–1910*	0.32 0.21 0.1 0.07
Северо-восточная часть шельфовой зоны арх. Шпицберген, станция ST-5-6 (Ильин и др., 2025)	120	2019–2009 2009–1997 1997–1983 1983–1960 1960–1949 1949–1944 1944–1931 1931–1912 1912–1896	0.1 0.08 0.07 0.07 0.09 0.2 0.08 0.05 0.06
Северо-восточная часть шельфовой зоны арх. Шпицберген, станция S2528 (Ivanova et al., 2019)	428	2007–1796 1796–1619**	0.05 0.017
Континентальный склон к северу от арх. Шпицберген, станция VIII (Zaborska et al., 2008)	503	2004–1955 1955–1904**	0.16 0.08
Восточная часть шельфовой зоны арх. Шпицберген, станция II (Zaborska et al., 2008)	320	2004–1955 1955–1904 **	0.1 0.04
Шельф арх. Шпицберген Трог Эрика Эрикссена, восток, станция S2519 (Ivanova et al., 2019)	347	Среднее значение за 6780 лет	0.025
К северу от Земли короля Карла, восток, ст. X (Zaborska et al., 2008)	303	2004–1985** 1985–1904** 1904–1854**	0.16 0.06 0.04
Южная часть шельфовой зоны арх. Шпицберген, станция 6 (Meshcheriakov et al., 2023)	145	2019–1999 1999–1974 1974–1952 1952–1897	0.3 0.12 0.14 0.05
Южная часть шельфовой зоны	190	Среднее значение за 2320 лет	0.03

арх. Шпицберген, станция JM09-020-GC (Łaska et al., 2015)			
Южная часть шельфовой зоны арх. Шпицберген, станция Va (Zaborska et al., 2008)	200	После МЛП	0.13

Примечание. * – пересчитано автором по толщине варвов. ** – получено после корректировок и дополнительных расчетов возраста.