

doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-243-253



ДОННЫЕ ОСАДКИ КАК АРХИВ ДАННЫХ О КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ МОРСКОЙ СРЕДЫ (НА ПРИМЕРЕ ЗАЛИВА БИЛЛЕ-ФЬОРД, АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН, 1880–2024 гг.)

✉ *Намятов А.А.¹, Усягина И.С.¹, Иванова Н.С.¹, Мещеряков Н.И.¹, Токарев И.В.², Блошкина Е.В.³, Рыжов И.В.², Коршунова Н.Н.⁴*

¹ ММБИ РАН, Мурманск, Россия

² СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

³ ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия

⁴ Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации, Обнинск, Россия

✉ *Alexey.namyatov.a@gmail.com*

В работе сделана попытка оценить изменение гидрологических условий морской среды по изменению характеристик слоев колонки донных отложений. Объектом исследования был выбран залив Билле-фьорд архипелага Шпицберген. Из каждого слоя колонки были отжаты поровые воды и определена обводненность. Каждый слой колонки был датирован по ²¹⁰Pb, правильность возрастной модели проверяли по пикам независимого хроностратиграфического маркера - ¹³⁷Cs. В твердой фазе донного осадка был определен гранулометрический состав. В поровых водах были выполнены определения солености и параметров стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$). Слои донных отложений датируются на период 130 лет (от 1890 до 2024 г.), а поровые воды на 145 лет (от 1880 до 2024 г.). За этот период времени выделено два явно выраженных субпериода 1970–2015 гг. (Т1) и 1880–1970 гг. (Т2). Субпериод Т1 отличается более высокими скоростями осадконакопления, пониженной соленостью поровых вод из-за увеличения доли поверхностных вод (речных и ледниковых) и уменьшением вклада атлантических вод, а также вод, трансформированных в результате морского ледообразования. Этот субпериод совпадал с периодом интенсивного роста температуры воздуха в регионе вследствие климатического потепления.

Ключевые слова: *Билле-фьорд, донные осадки, стабильные изотопы, соленость, осадконакопление, поровые воды, температура воздуха*

Введение. В последнее время пристальное внимание приковано к влиянию таяния арктического льда и ледников на морские системы. Морские системы заливов и фиордов архипелага Шпицбергена находятся под непосредственным влиянием окружающих ледников. Исследование климатической изменчивости некоторых природных систем сталкивается с трудностями, так как отсутствуют данные прямых исследований в этих системах на протяжении длительного периода времени. Донные отложения являются своеобразным архивом, сохраняющим информацию о состоянии морской системы в момент образования данного слоя осадка, в частности, об условиях седиментации, концентрации некоторых элементов, в частности, тяжелых металлов и искусственных радионуклидов, а также видовом составе и биомассе диатомовых водорослей и др. В свою очередь, поровые воды могут содержать информацию о солености морской воды, ее генезисе (по стабильным изотопам) и других гидрохимических характеристиках. Возможно, водообмен между поровыми водами и открытой морской водой будет сглаживать некоторый аномалии, но исследование данного процесса и является одной из целей настоящей работы. Зная величину солености и значения параметров стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$), можно оценить содержание различных вод в каждом слое донного осадка. Произведя датирование слоев, можно оценить изменчивость исследуемых параметров в рамках границ датирования.

Целью настоящего исследования является попытка оценки климатической изменчивости условий морской среды – параметров седиментации и содержания базовых вод (атлантических вод, талых ледниковых вод, талых вод от морского льда или вод,

трансформированных в результате ледообразования) на период датирования (145 лет), в условиях современного потепления.

Объектом исследования является Билле-фьорд (рис. 1), расположенный в западной части архипелага Шпицберген. Длина Билле-фьорда составляет около 30 км, ширина 5–8 км. Этот фьорд уникален тем, что он единственный из фьордов в системе Ис-фьорда имеет на входе два топографических барьера - внешний (70 м) и внутренний (40 м), что препятствует свободному водообмену с соседними акваториями. Средняя глубина фьорда равна 160 м. Площадь Билле-фьорда составляет 182 км² (5.9 % площади Ис-фьорда) и объём воды -13 км³ (3.5 % объёма Ис-фьорда) [Nilsen et al., 2006; Современное состояние ..., 2020]. Осадконакопление в заливе Билле-фьорд, тесно связано с ледниковыми массивами. Здесь в кутовой части залива дислоцируется крупнейший выводной ледник региона - Норденшельд, который разгружается в акваторию залива не только тальми водами, но и путём схода айсбергов [Соловьянова, Мавлюдов, 2004]. К ледникам водосбора можно также отнести: Фейрвизер (Fairweatherbreen), Ётунфона (Jotunfonna), Эбба (Ebbabreen), Бертель (Bertelbreen), Свен (Svenbreen), Фростисен (Frostisen).

Методика исследований. Колонка донных отложений (16 см) была отобрана 07.04.2024 в заливе Билле-фьорд со льда, трубкой ГОИН 1.5 диаметром 40 мм. Колонка донного осадка была заморожена в естественных условиях при температуре около -20°C и доставлена в лабораторию РНЦШ в п. Баренцбург. Далее колонка при неполной разморозке разрезалась на слои толщиной 1 см. Поровые воды отжимались на центрифуге со скоростью до 7000 об/мин, а затем твердая фаза высушивалась на лиофильной сушке, а жидкая фаза переносилась в пенициллиновые бутылочки объемом 10 мл, с резиновой пробкой, которая обжималась алюминиевыми колпачками. Влажность определялась путем взвешивания до центрифугирования и после сушки.

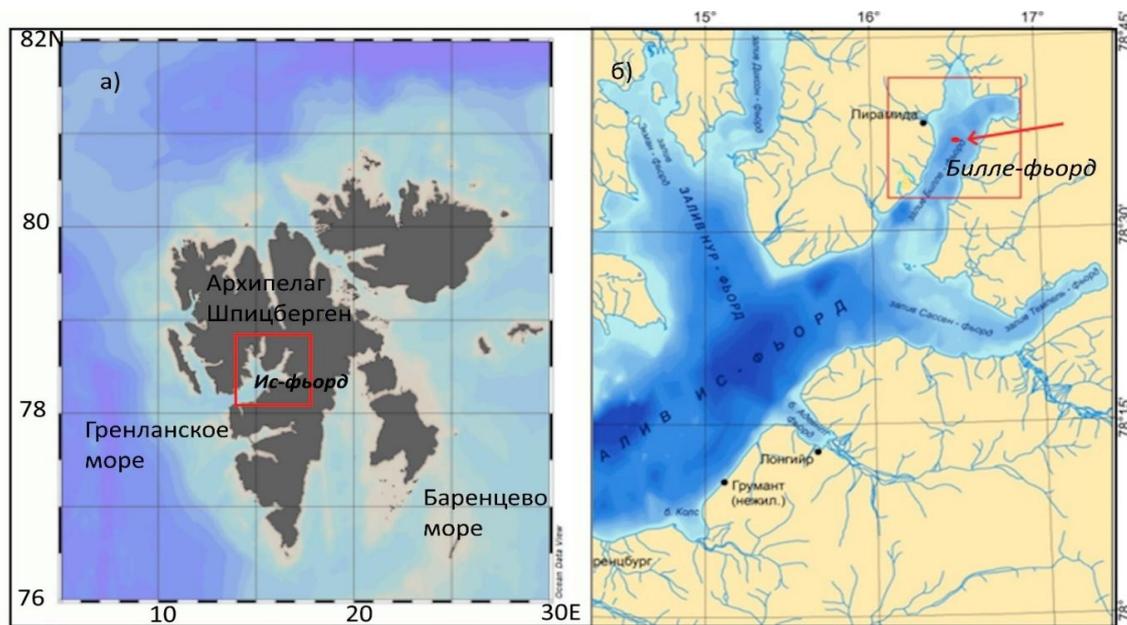


Рис. 1. Место отбора колонки донных отложений (красная стрелка).

Измерения удельной активности радионуклидов ²¹⁰Pb, ²²⁶Ra и ¹³⁷Cs в донных отложениях были выполнены в лаборатории ММБИ РАН (г. Мурманск) на многоканальном гамма-спектрометре рентгеновского и гамма-излучения (Canberra Semiconductors NV, Olen, Belgium) со свинцовой защитой экрана детектора HPGe-2P («Аспект», Россия). Возраст осадочных слоёв и скорость осадконакопления рассчитывали с помощью составной модели CRS (CF) (0-14 см) и CFCS (15-16 см) [Aliev et al., 2007; Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernandez, 2012]. Недостающий и полный запас ²¹⁰Pb_{изб} до

равновесного слоя оценен по методу известной скорости осадконакопления по CFCS, после этого проводили расчеты по модели CF. Правильность возрастной модели подтверждена «классическими» пиками ^{137}Cs в профиле колонки: в слое 10-11 см - испытания ядерного оружия в атмосфере (1963 г.), в слое 8-9 см - выпадения радионуклидов после аварии на Чернобыльской АЭС (1986 г.).

Гранулометрический анализ слоев донного осадка выполнен по методике, разработанной ВНИИОкеангеология [Андреева, Лапина, 1998]. Расчет массы пробы выполнен с поправкой на содержание органического вещества, содержание которого определяли косвенно методом прокаливания. Донные отложения представлены в основном пелитовым материалом (50–67 %) с примесью мелкого алеврита (27–41 %), доля более крупных фракций не превышает 5 %. Классификация морских обломочных осадков по гранулометрическому составу проводилась по П.Л. Безрукову и А.П. Лисицину [1960].

Значения параметров $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ определялись на лазерном анализаторе Picarro L2130-i (производство 2021 г.) в Ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка СПбГУ. Используются стандарты USGS50 ($\delta^{18}\text{O} = +4.95\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = +32.8\text{‰}$), USGS45 ($\delta^{18}\text{O} = -2.238\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -10.3\text{‰}$), USGS46 ($\delta^{18}\text{O} = -29.80\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -235.8\text{‰}$). Ошибка измерений составляла $\pm 0.07\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $\pm 0.2\text{‰}$ для $\delta^2\text{H}$.

Соленость поровых вод определялась в лаборатории ММБИ на солемере. Ввиду, того, что объем пробы был довольно мал, то после окончания определения параметров стабильных изотопов вся оставшаяся вода пробы разбавлялась. Контроль коэффициента разбавления осуществлялся путем взвешивания на весах до третьего знака после запятой, до разбавления и после.

Методика оценки содержания базовых вод (f_a , f_r and f_i) основана на простой системе уравнений смешения (1). Исходными величинами являются значения солености и изотопного параметра $\delta^{18}\text{O}$ или $\delta^2\text{H}$, которые в данном случае можно принимать за инертные компоненты системы – нейтральные трассеры. Эта методика описана во многих работах [Ferronskii et al., 1978; Ostlund and Hut 1984; Melling and Moor 1993; Bauch et al., 2016, 2018 and others; Namyatov and Semeryuk 2018, 2019; Namyatov 2021; Dubinina et al., 2017, 2019; Namyatov et al., 2024; Fang et al., 2024; и другие].

$$\begin{aligned} f_a \times S_a + f_r \times S_r + f_i \times S_i &= S_{meas} \\ f_a \times I_a + f_r \times I_r + f_i \times I_i &= I_{meas} \\ f_a + f_r + f_i &= 1 \end{aligned} \quad (1)$$

S_a , I_a , f_a – соленость, величина $\delta^{18}\text{O}$ или $\delta^2\text{H}$ и относительное содержание “чисто” атлантических вод соответственно;

S_r , I_r , f_r – то же для “чисто” речных вод (речные и ледниковые) $S_r = 0$;

S_i , I_i , f_i – то же для морских ледовых вод, талой воды или воды, изъятая на морское ледообразование;

S_{meas} и I_{meas} измеренные величины солености и изотопного параметра ($\delta^{18}\text{O}$ или $\delta^2\text{H}$).

При $f_i < 1$ величина (преобладание вод, трансформированных в результате ледообразования – относительный объем льда) $f_a + f_r > 1$, что бессмысленно. Сумма $f_a + f_r + |f_i|$ должна быть равна 1. В этом случае

$$f'_a = f_a \frac{1}{f_a + f_r + |f_i|} \quad (2)$$

Аналогично рассчитываются величины f'_r и f'_i

Для расчета по системе уравнений (1) необходимо знать значения конечных членов S_a и S_i ($S_r = 0$), а также I_a , I_i и I_r .

В выше представленном списке работ эти значения S_a и I_a являются постоянными. Но за рассматриваемый период времени они могли меняться.

Величины солёности S_a входящих в залив атлантических вод выбирались из базы WOD [NCEI WOD] на станциях, примыкающих к западному побережью архипелага Шпицберген в квадрате с координатами 13–14E и 75–78N в слое 100–300 м с 10-летним осреднением. Первое десятилетие 1900–1910 гг. и последнее 2011–2020 гг. Далее величины солёности приводились (интерполировались) к дате слоя донного осадка. Полученные значения являются величиной S_a на среднюю дату каждого слоя.

Значения изотопных параметров ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) входящих в залив вод выбирались (I_a) из базы данных NASA [NASA] (в квадрате с координатами 0–15E и 76–80N), а также использовались данные НИС «Дальние Зеленцы» в ноябре 2023 г. и данные исследований в заливе Грэнфьорд в августе 2022 г. (Архивы ММБИ). Далее строилась зависимость «солёность– $\delta^{18}\text{O}$ » (421 значение) и «солёность– $\delta^2\text{H}$ » (134 значения). Оба уравнения значимы и имеют высокие коэффициенты детерминации (0.89 и 0.91 соответственно). По полученным зависимостям для каждого приведенного к дате слоя значения солёности входящих вод рассчитывались величины изотопного параметра $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$. Эти значения являются величиной I_a на среднюю дату осаждения каждого слоя.

Параметры стабильных изотопов I_r для водотоков (ледниковых вод) были приняты как -10.5 и -74 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ соответственно [Skakun et al., 2020].

Величина солёности льда рассчитывалась как 0.19 от солёности воды, из которой образовывался лед. Этот коэффициент был определен в апреле 2024 г. в заливе Грэнфьорд (Отчет экспедиции. Архивы ММБИ). Солёность морской воды, из которой образовывался лед залива Билле-фьорд, была принята как средняя величина солёности слоя 0–25 м за период 2003–2023 гг (осредненная величина из WOD и данных ААНИИ с 2013 по 2023 гг.), которая составила 32.59 ± 0.99 е.п.с. В этом случае средняя солёность льда (S_i) составила 6.19 ± 0.19 е.п.с. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ морской воды, из которой образовывался лед, были приняты по вышеописанным зависимостям «солёность– $\delta^{18}\text{O}$ » и «солёность– $\delta^2\text{H}$ » и которые составили -0.76 и -5.33 ‰ соответственно.

В выше списке литературных источников, представленном перед системой уравнений (1), величина изотопного параметра для льда I_i определяется как величина изотопного параметра для поверхностного слоя воды плюс коэффициент фракционирования [Melling & Moor, 1995], который в разных работах составлял от 2 до 2.6 ‰ (см. ссылки выше). В настоящем исследовании величина фракционирования $\delta^{18}\text{O}$ для льда принималась как 1.96, а для $\delta^2\text{H}$ как 13 [Namyatov et al., 2023; 2023a]. В итоге средние величины стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для морского льда залива Билле-фьорд были приняты как 1.20 ‰ и 7.67 ‰ соответственно. Эти значения являются величиной I_i для льда залива Билле-фьорд.

После образования донного осадка с течением времени происходит их уплотнение, что сопровождается вытеснением поровых вод в объем свободной воды залива, а ^{210}Pb будет оставаться в твердой фазе донного осадка. Следовательно, поровые воды в каждом слое донного осадка в среднем будут старше, чем твердая фаза этого слоя и будут состоять из части поровых вод, непосредственно образованных в момент образования данного слоя и части вод, поступивших из нижнего слоя. В конечном итоге в работе возраст поровых вод был скорректирован на базе данных об изменении величины обводнения осадков в колонке. До слоя датируемом в среднем 1980 г. разница возраста поровых и твердой фазы донного осадка не превышает 3 лет и не выходит за границы ошибки метода. Но к 1920 г. это величина увеличивается до 20 лет.

На рис. 2 показаны результаты определения солёности и величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в поровых водах, а также величины содержания фракции 0.005–0.001 в слоях донного осадка. На этих рисунках даты для величин содержания фракции 0.005–0.001 мм представлены непосредственно по датированию слоев донного осадка (формула 1), а величины солёности и стабильных изотопов по реконструированным величинам дат поровых вод (рис. 2 и 3). Результаты оценки относительного содержания базовых вод (формула 1) представлены на рис. 3.

По длине колонки донного осадка последний слой датируется ~ 1890 (130 до 2024 гг.). Реконструированные даты поровых вод распространяются на период от 1880 до 2024 гг. В этом диапазоне времени по изменению измеренных и расчетных величин выделяется два явно выраженных периода. Первый – 1980–2015 и второй – 1900–1970 гг.

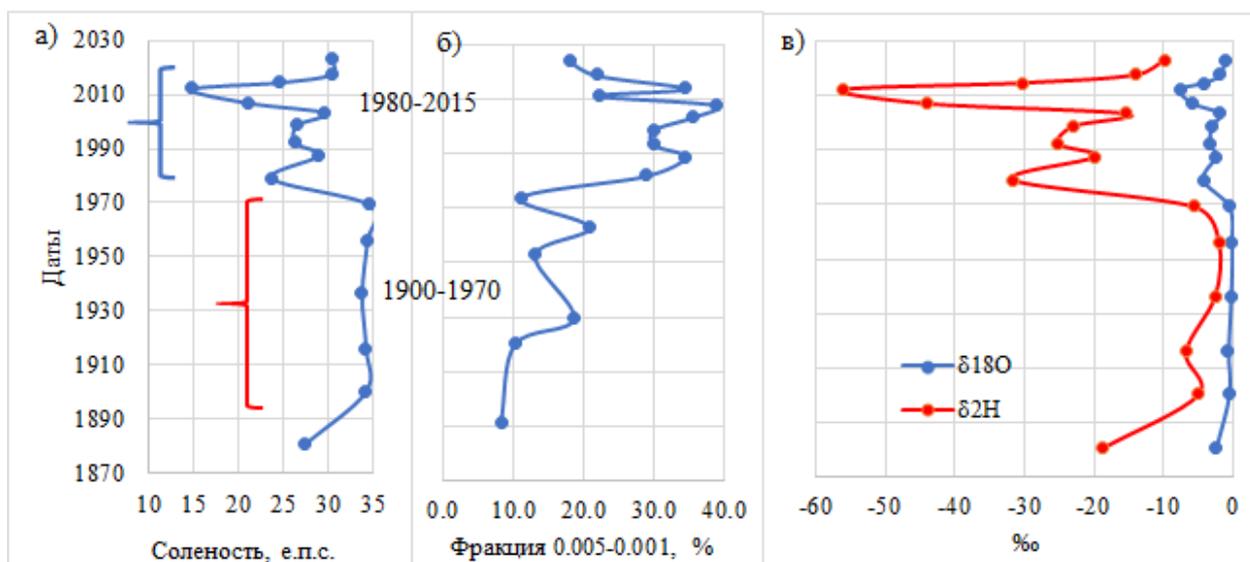


Рис. 2. Вертикальное распределение по слоям и датирование (а)–величин солёности, (б)–фракция донного осадка 0.005–0.001 мм и (в) – стабильные изотопы

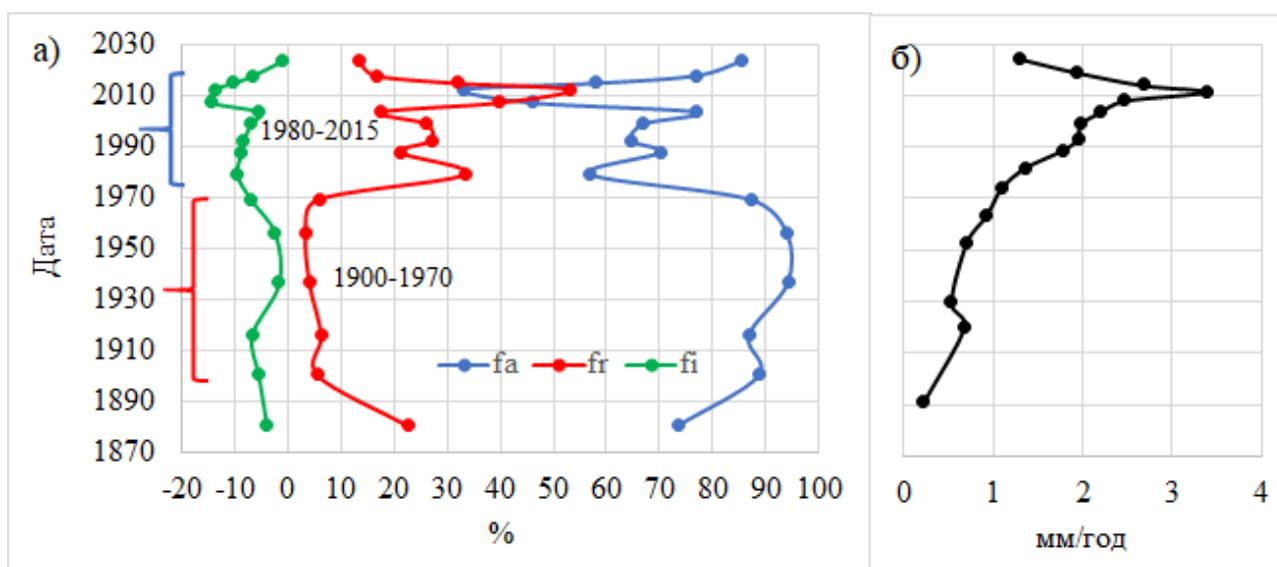


Рис. 3. Результаты оценок относительного содержания (а) –атлантических (f_a , синяя линия), речных и ледниковых вод (f_r , красная линия), а также вод, трансформированных в результате морского ледообразования (f_i); (б)–скорость осадконакопления

Обсуждение результатов. В исследованном диапазоне времени, оцененному по изменению измеренных и расчетных величин, выделяется два явно выраженных периода. Первый– 1980–2015 (Т1) и второй– 1900–1970 гг (Т2). Различия величин измеренных и расчетных параметров между этими периодами очень значительны. В первую очередь необходимо выделить очень низкие эпизодически появляющиеся очень значения солёности поровых вод в период Т1 по сравнению с периодом Т2. Если в период Т1 наблюдались минимальные величины солёности поровых вод, которые в среднем составили 25.6 ± 5.6 при минимуме 14.8 е.п.с. (примерно 2010–2016 гг.), то в период Т2 средняя величина солёности была на 8.5 е.п.с больше. Таких минимальных величин солёности, как в период времени Т1, во всем ряде наблюдений, начавшихся еще в начале

20 века и до настоящего времени (по 2023 г.) не наблюдалось. Средняя величина солености в слое 0–5 м за весь период наблюдений составила 31.88 ± 1.92 при минимуме 25.90 е.п.с. (WOD и данные ААНИИ). Поэтому поровые воды с такой низкой соленостью никак не могут быть образованы только морскими водами.

На период времени T1 приходятся также максимальное содержание более легких изотопов ^{18}O и ^2H . Минимальные величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в этом слое составляли -7.7 и -56.1‰ соответственно (средние значения -3.73 ± 2.09 ‰, и -27.91 ± 2.09 ‰ соответственно). Такие значения изотопных параметров и солености могут указывать на рост вод ледникового происхождения и атмосферных выпадений при захоронении поровых вод. В этот период в поровых водах наблюдается наибольшее содержание речных вод, включающих воды ледникового происхождения. Максимальная величина относительного содержания этих вод составила 53.1 % (27.0, 19.4–36.6 – медиана и границы квартилей 0.25X и 0.75X соответственно), что совпадает по времени с минимальным содержанием атлантических вод 33.2 % (64.6, 51.5–82.1 – медиана и границы квартилей 0.25X и 0.75X соответственно). В этот период одновременно наблюдались максимальные величины содержания вод, трансформированных в результате образования морского льда, максимум относительного содержания которых достигало 14.2% (8.7, 6.1–12.0% – медиана и границы квартилей 0.25X и 0.75X, соответственно). В период времени T2 содержание более легких изотопов ^{18}O и ^2H значительно меньше, а средние величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ (по абсолютной величине) примерно в 7 раз меньше, что указывает на значительно меньшее, по сравнению с периодом T1, содержание вод ледникового происхождения и атмосферных выпадений (в 4.6 раза), а также увеличение содержания атлантических вод (в 1.4 раза) и уменьшению содержания вод трансформированных в результате ледообразования (в 2.2 раза).

Кроме того, в период времени T1 средние скорости осадконакопления фактически в 3 раза выше, чем в период T2 (2.1 ± 0.1 и 0.8 ± 0.4 мм/год для периодов T1 и T2, соответственно). В период времени T1 скорость осадконакопления достигала максимума 3.4 мм/год примерно в 2014 г. Если рассматривать донный осадок по гранулометрическим фракциям, то в период времени T1 содержание фракции 0.005–0.001 мм значительно выше, чем в период времени T2. Для T1 медианное значение относительного содержания этой фракции составило 30.1 % (38.8 % – максимум и 25.6–35.1 – границы квартилей), а для T2 составило 16.0 % – медиана (21 % – максимум и 11.1–20.4% – квартили, соответственно).

Итак, период 1980–2015 гг по измеренным и вычисленным показателям значительно отличается от предыдущего периода 1900–1970 гг. Все экстремумы наблюдаемых и расчетных параметров приходился на 2010–2016 гг. Этот пик характеризовался значительным уменьшением солености поровых вод, минимальными величинами изотопных параметров $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, максимальными величинами скорости осадконакопления и наибольшим содержанием фракции 0.005–0.001 мм в донном осадке. Очевидно, что объяснение этого феномена кроется в увеличении поступления речных вод, содержащих талые ледниковые воды и атмосферные выпадения, в морскую среду. Количество талых вод будет зависеть от интенсивности таяния ледников, которая зависит от температуры воздуха. Изменение температуры воздуха на ГМС Баренцбург (сглаженные значения за три года с увеличением веса среднего значения) с 1910 по 2023 гг. представлено на рис. 4.

Точка перегиба изменения параметров поровых (~1980 г) вод соответствует примерно точке перегиба изменения (летней) температуры воздуха. С 1980 по 2015г летняя температура воздуха увеличилась примерно на 2.0–2.5°C. Механизм поступления пресных вод в поровые воды может быть следующим. При увеличении температуры воздуха увеличивается интенсивность таяния ледников, что приводит к увеличению объема поступления поверхностных вод и увеличению объема выноса осадочного

материала. То есть, в этот период может наблюдаться увеличение скорости осадконакопления.

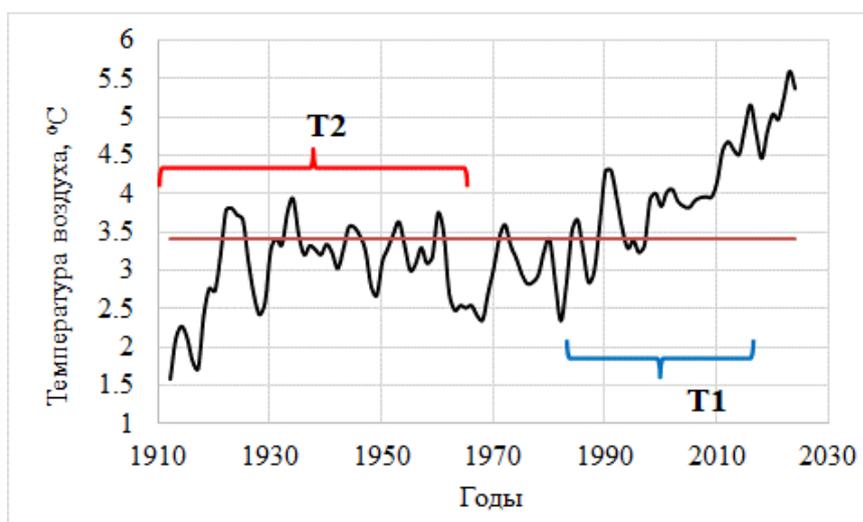


Рис. 4. Изменение температуры воздуха (июнь–сентябрь) на ГМС Баренцбург (сглаженные значения за три года с увеличением веса среднего значения). Красная линия–среднее значение за этот период [Демин и др., 2020; ВНИИГМИ–МЦД].

Судя по всему, осадочный материал, представленный взвесями, включал речные (ледниковые) воды с соответствующими характеристиками (минимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ и нулевая соленость) близкими к величинам атмосферных выпадений. Попадая в морскую среду в виде компонента взвеси, пресная вода только частично изымается из объема вновь поступившего осадка, вероятнее всего за счет осмоса. Кроме того, взвесь должна содержать частиц осадочного материала представляющие собой гидрогенные минералы, формирующиеся при пониженных температурах. Как правило, эти минералы содержат кристаллизационную воду, наследующую изотопный состав воды на суше.

При диффузном оседании на дно масса осадочного материала частично «засыпает» придонные морские воды. Поэтому источником образования поровых вод являются как поверхностные (талые ледниковые воды), содержащиеся во взвесях, сносимых с суши, так и донные воды. И чем больше скорость осадконакопления, тем больше будет содержаться поверхностных вод в поровых водах. Этот эффект сопровождается и другим показателем, таким как увеличение относительного объема вод, трансформированных в результате морского ледообразования. То есть, при увеличении поступления поверхностных вод в морскую среду, происходит некоторое распреснение поверхностных морских вод, что приводит к увеличению температуры замерзания. В результате чего объем образовавшегося льда может увеличиваться. Трансформированные в результате ледообразования воды, с отрицательной температурой и увеличенной соленостью, оседают в придонный слой, затем частично переходят в донный осадок, тем самым участвуя в образовании поровых вод.

Современный период – после 2015 г и по настоящее время (по крайней мере на основе имеющихся данных) нельзя в полной мере отнести к периоду T1, хотя температура воздуха и увеличивалась. После аномалий, наблюдаемых в измеренных и расчетных значениях для этапа 2010–2016 гг., отмечается уменьшение скорости осадконакопления, значительное увеличение солености поровых вод и увеличение параметров стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, что соответствует увеличению содержания атлантических вод, уменьшение содержания поверхностных вод и вод, трансформированных в результате ледообразования.

Заключение. Проведено исследование колонки донного осадка в заливе Билле-фиорд длиной 16 см с шагом 1 см. Исследование датированных слоев донного осадка, как

твердой фазы, так и поровых вод, позволяет идентифицировать отражение климатической изменчивости и гидрологических условий в измеренных (гранулометрия отложений, соленость поровых вод и содержание в них дейтерия и кислорода-18) и расчетных (доли атлантических, континентальных и метаморфизованных при льдообразовании) параметрах.

На базе датирования с использованием ^{210}Pb реконструированы даты образования отдельных литологических слоев, а с учетом некоторых физических предположений и содержащихся в них поровых вод. Найдено, что в исследуемой колонке донного осадка архивная запись климатических изменений распространяются на период от 1880 до 2023 гг.

В этом диапазоне времени по анализу измеренных и расчетных величин выделяется два явно выраженных периода. Первый – 1980–2015 и второй – 1900–1970 гг. Характеристики периода 1980–2015 гг. значительно отличаются от предыдущего периода 1900–1970 гг. Начало этого периода (~1980 г.) совпадает с точкой перегиба изменения летней температуры воздуха, зафиксированной наблюдениями. Пик экстремальных изменений всех рассматриваемых параметров приходился на 2010–2016 гг. Этот пик характеризовался значительным уменьшением солености поровых вод, минимальными величинами изотопных параметров $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, максимальными величинами скорости осадконакопления и наибольшим содержанием фракции 0.005–0.001 мм в донном осадке.

Объяснение этого феномена кроется в увеличении поступления в морскую среду речных вод, содержащих талые ледниковые воды и атмосферные выпадения. Количество талых вод зависит от интенсивности таяния ледников, которая в свою очередь зависит от температуры воздуха. Увеличение объема поверхностного стока приводит к росту объема выносимого осадочного материала. Осадочный материал в виде взвесей, «пропитанных» пресными водами, осаждаясь на дно, уменьшает соленость поровых вод. Опреснение воды во фьорде сопровождается и другим эффектом, заключающемся в увеличении относительного объема вод, трансформированных в результате льдообразования из-за повышения температуры замерзания.

В итоге, при увеличении температуры воздуха происходит увеличение скорости осадконакопления, уменьшение величин солености, а также величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ поровых вод, уменьшение содержания атлантических вод и увеличение содержания вод, трансформированных в результате льдообразования. Анализ этих параметров в каждом слое донных отложений дает возможность воссоздать полную картину морской среды на момент формирования этого слоя.

Благодарности. Авторский коллектив благодарит администрацию ММБИ РАН, а также сотрудников зимовочного состава РАЭ-Ш и сезонной экспедиции «Шпицберген» ААНИИ за логистическую помощь, предоставленную возможность обработки проб в химико-аналитической лаборатории в пос. Баренцбург, предоставление океанографического оборудования и данных.

Финансирование. Сбор и обработка представленных данных выполнены в рамках темы государственного задания ММБИ РАН № 124060300006-0. «Многодисциплинарные исследования морских и наземных экосистем в районе архипелага Шпицберген». Измерение изотопного состава воды выполнено в Научном парке СПбГУ по проекту АААА-А19-119091190094-6. Анализ океанографических данных выполнен в рамках Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021–2030 годы. Соглашение № 169-03-2024-072.

ЛИТЕРАТУРА

Андреева И.А., Латина Н.Н. Методика гранулометрического анализа донных осадков Мирового океана и геологическая интерпретация результатов лабораторного изучения вещественного состава осадков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 45 с.

Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Труды ИО АН СССР. 1960. Т. 32. С. 3–14

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. doi:10.24411/2658-4255-2020-120093

Современное состояние природной среды архипелага Шпицберген: Коллективная монография, под общей ред. Л.М. Саватюгина. СПб: ААНИИ, 2020. 304 с., ил.

Соловьянова И.Ю., Мавлюдов Б.Р. Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сб. материалов IV Междунар. конф. Апатиты, 2004. В. 4. С. 216–229.

Aliiev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N. et al. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2007. Vol. 274. P. 315–321. doi: 10.1007/s10967-007-1117-x

Bauch D., Cherniavskaya E., Timokhov L. Shelf basin exchange along the Siberian continental margin: Modification of Atlantic Water and Lower Halocline Water // Deep-Sea Reserch. I. 2016. Vol. 115. P. 188–198. doi:10.1016/j.dsr.2016.06.008.

Bauch D., Cherniavskaia E. Water mass classification on a highly variable arctic shelf region: Origin of Laptev sea water masses and implications for the nutrient budget // J. Geophys. Res.: Oceans. 2018. Vol. 123. doi:10.1002/2017JC013524

Dubinina E.O., Miroshnikov A.Yu., Kossova S.A., Shchuka S.A. Modification of Laptev Sea freshened shelf waters based on isotope and salinity relations // Geochemistry International. 2019. Vol. 57. P. 1–19. doi:10.1134/S001670291901004X

Dubinina E.O., Kossova S.A., Miroshnikov A.Yu., Fyaizullina R.V. Isotope parameters ($\delta^{2}\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) and sources of freshwater input to the Kara Sea // Oceanology. 2017. Vol. 57. Is. 1. P. 31–40. doi: 10.1134/S0001437017010040

Fang L., Yang E.J., Yoo J., Kim M. Tracing freshwater sources and particle discharge in Kongsfjorden: insights from a water isotope approach // Frontiers in Marine Science. 2024. Vol. 11, 1426793. doi: 10.3389/fmars.2024.1426793

Melling H., Moor R.M. Modification of halocline source waters during freezing on the Beaufort Sea shelf: evidence from oxygen isotopes and dissolved nutrients // Continental Shelf Research. 1995. Vol. 15. № 1. P. 89–113. doi:10.1016/0278-4343(94)P1814-R

Namyatov A.A., Semeryuk I.A. Using $\delta^{18}\text{O}$ as a tracer of the formation of water masses in the Laptev Sea. Part 2. Quantification of the volume of Atlantic, River, and Meltwater as well as Water Withdrawn for ice formation // Russian Meteorology and Hydrology. 2019. Vol. 44. No. 7. P. 54–63. doi:10.3103/S1068373919070057

Namyatov A.A. $\delta^{18}\text{O}$ as a tracer of the main regularities of water mass mixing and transformation in the Barents, Kara, and Laptev seas // Journal of Hydrology. 2021. Vol. 593, 125813. doi:10.1016/j.jhydrol.2020.125813

Namyatov A.A., Makarevich P.R., Tokarev I.V., Pastuhov I.A. Hydrochemical basis of marine waters biological productivity, surrounding Svalbard archipelago // Biological Communications. 2023. Vol. 68. Is. 1. P. 30–48. doi:10.21638/spbu03.2023.104

Namyatov A.A., Makarevich P.R., Druzhkova E.I., Pastukhov I.A. Parameter $\delta^{18}\text{O}$ in the Marine Environment Ecosystem Studies on the Example of the Barents Sea // Water. 2023. Vol. 15, 328. doi:10.3390/w15020328

Namyatov A.A., Tokarev I.V., Pastukhov I.A. Genesis of the eastern Barents Sea part water masses using winter data of isotopic parameters $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{2}\text{H}$ // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2024, 104302, doi:10.1016/j.dsr.2024.104302

(NASA) Global Seawater Oxygen-18 Database. National Aeronautics and Space Administration Goddard Institute for Space Studies. US. <https://data.giss.nasa.gov/o18data> (accessed 17 July 2017, date of last visit 14 February 2024).

(NCEI WOD) National Oceanographic Data Centre. World Ocean Atlas 2013. US: Online version. – <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-database> (accessed November 2023, date of last visit 14 February 2024).

Nilsen F., Gjevik B., Schauer U. Cooling of the West Spitsbergen Current: isopycnal diffusion by topographic vorticity waves // *Journal of Geophysical Research*. 2006. Vol. 111. C08012. doi: 10.1029/2005JC002991

Ostlund H.G., Hut G. Arctic Ocean water mass balance from iso tope data // *Journal of Geophysical Research*. 1984. Vol. 89. P. 6373–6381. doi:10.1029/JC089iC04p06373

Semeryuk I.A., Namyatov A.A. Using $\delta^{18}\text{O}$ as a Tracer of the formation of water masses in the Laptev Sea. Part 1. Quantification of ice formation and melting // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2018. Vol. 43. No. 9. P. 49–60. doi:10.3103/S1068373918090054

Skakun A.A., Chikhachev K.B., Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Vladimirova D.O., Veres A.N., Verkulich S.R., Sidorova O.R., Demidov N.E. Stable isotopic composition of atmospheric precipitation and natural waters in the vicinity of Barentsburg (Svalbard) // *Ice and Snow*. 2020. Vol. 60. Is. 3. P. 379–394. doi: 10.31857/S2076673420030046

BOTTOM SEDIMENTS AS A DATA ARCHIVE OF CLIMATE VARIABILITY IN THE MARINE ENVIRONMENT (CASE STUDY: BILLEFJORDEN BAY, SVALBARD ARCHIPELAGO, 1880–2024)

Namyatov A.A.¹, Usyagina I.S.¹, Ivanova N.S.¹, Meshcheriakov N.I.¹, Tokarev I.V.², Bloskina E.V.³, Ryzhov I.V.², Korssunova N.N.⁴

¹ Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia

² St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

³ Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

⁴ All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information, Obninsk, Russia

An attempt was made in the work to assess changes in the hydrological conditions of the marine environment based on changes in the characteristics of layers in a column of bottom sediments. The research object was Billefjorden Bay in the Svalbard archipelago. Each layer of the core has been dated. The granulometric composition was determined for the solid phase of the bottom sediment. The salinity and stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) were also measured in the pore water. The sediment layers date back to a period of 130 years (1890–2024), while the pore waters date back to 145 years (1880–2024). Over this time period, two distinct sub-periods were identified: 1970–2015 (T1) and 1880–1970 (T2). The T1 period is characterized by lower salinity in pore water, higher sedimentation rates, and a higher proportion of surface waters (from rivers and glaciers) and water transformed by sea ice formation, as well as a lower proportion of Atlantic water. This subperiod coincided with an intense increase in air temperature.

Keywords: *Billefjord, bottom sediments, stable isotopes, salinity, sedimentation rate, pore water, air temperature*

REFERENCES:

Andreeva I.A., Lapina N.N. Methodology of granulometric analysis of bottom sediments of the World Ocean and geological interpretation of the results of laboratory study of the material composition of sediments. SPb.: VNIIOkeangeologiya, 1998. 45 p.

Bezrukov P.L., Lisitsyn A.P. Classification of sediments of modern marine reservoirs // *Proceedings of the Institute of Oceanology of the USSR Academy of Sciences*. 1960. Vol. 32. P. 3–14.

Demin V.I., Ivanov B.V., Revina A.D. Reconstruction of a series of surface air temperatures at the Russian station in the settlement of "Barentsburg" (Spitsbergen) // *Russian Arctic*. 2020. No. 9. P. 30–40. doi:10.24411/2658-4255-2020-120093

The current state of the natural environment of the Spitsbergen archipelago: Collective monograph, edited by L.M. Savatyugin. St. Petersburg: AARI, 2020. 304 p.

Solovianova I.Yu., Mavlyudov B.R. Comprehensive studies of the nature of Spitsbergen. Collection of materials of the IV Int. Conf. Apatity, 2004. Vol. 4. Pp. 216–229.

Aliiev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N. et al. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 2007. Vol. 274. P. 315–321. doi: 10.1007/s10967-007-1117-x

Bauch D., Cherniavskaya E., Timokhov L. Shelf basin exchange along the Siberian continental margin: Modification of Atlantic Water and Lower Halocline Water // *Deep-Sea Reserch. I.* 2016. Vol. 115. P. 188–198. doi:10.1016/j.dsr.2016.06.008.

Bauch D., Cherniavskaia E. Water mass classification on a highly variable arctic shelf region: Origin of Laptev sea water masses and implications for the nutrient budget // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2018. Vol. 123. doi:10.1002/2017JC013524

Dubinina E.O., Miroshnikov A.Yu., Kossova S.A., Shchuka S.A. Modification of Laptev Sea freshened shelf waters based on isotope and salinity relations // *Geochemistry International.* 2019. Vol. 57. P. 1–19. doi:10.1134/S001670291901004X

Dubinina E.O., Kossova S.A., Miroshnikov A.Yu., Fyaizullina R.V. Isotope parameters ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) and sources of freshwater Input to the Kara Sea // *Oceanology.* 2017. Vol. 57. Is. 1. P. 31–40. doi:10.1134/S0001437017010040

Fang L., Yang E.J., Yoo J., Kim M. Tracing freshwater sources and particle discharge in Kongsfjorden: insights from a water isotope approach // *Frontiers in Marine Science.* 2024. Vol. 11, 1426793. doi: 10.3389/fmars.2024.1426793

Melling H., Moor R.M. Modification of halocline source waters during freezing on the Beaufort Sea shelf: evidence from oxygen isotopes and dissolved nutrients // *Continental Shelf Research.* 1995. Vol. 15. № 1. P. 89–113. doi:10.1016/0278-4343(94)P1814-R

Namyatov A.A., Semeryuk I.A. Using $\delta^{18}\text{O}$ as a tracer of the formation of water masses in the Laptev Sea. Part 2. Quantification of the volume of Atlantic, River, and Meltwater as well as Water Withdrawn for ice formation // *Russian Meteorology and Hydrology.* 2019. Vol. 44. No. 7. P. 54–63. doi:10.3103/S1068373919070057

Namyatov A.A. $\delta^{18}\text{O}$ as a tracer of the main regularities of water mass mixing and transformation in the Barents, Kara, and Laptev seas // *Journal of Hydrology.* 2021. Vol. 593, 125813. doi:10.1016/j.jhydrol.2020.125813

Namyatov A.A., Makarevich P.R., Tokarev I.V., Pastuhov I.A. Hydrochemical basis of marine waters biological productivity, surrounding Svalbard archipelago // *Biological Communications.* 2023. Vol. 68. Is. 1. P. 30–48. doi:10.21638/spbu03.2023.104

Namyatov A.A., Makarevich P.R., Druzhkova E.I., Pastukhov I.A. Parameter $\delta^{18}\text{O}$ in the Marine Environment Ecosystem Studies on the Example of the Barents Sea // *Water.* 2023. Vol. 15, 328. doi:10.3390/w15020328

Namyatov A.A., Tokarev I.V., Pastukhov I.A. Genesis of the eastern Barents Sea part water masses using winter data of isotopic parameters $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers.* 2024, 104302, doi:10.1016/j.dsr.2024.104302

(NASA) Global Seawater Oxygen-18 Database. National Aeronautics and Space Administration Goddard Institute for Space Studies. US. <https://data.giss.nasa.gov/o18data> (accessed 17 July 2017, date of last visit 14 February 2024).

(NCEI WOD) National Oceanographic Data Centre. World Ocean Atlas 2013. US: Online version. – <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-database> (accessed November 2023, date of last visit 14 February 2024).

Nilsen F., Gjevik B., Schauer U. Cooling of the West Spitsbergen Current: isopycnal diffusion by topographic vorticity waves // *Journal of Geophysical Research.* 2006. Vol. 111. C08012. doi: 10.1029/2005JC002991

Ostlund H.G., Hut G. Arctic Ocean water mass balance from isotope data // *Journal of Geophysical Research.* 1984. Vol. 89. P. 6373–6381. doi:10.1029/JC089iC04p06373

Semeryuk I.A., Namyatov A.A. Using $\delta^{18}\text{O}$ as a Tracer of the formation of water masses in the Laptev Sea. Part 1. Quantification of ice formation and melting // *Russian Meteorology and Hydrology.* 2018. Vol. 43. No. 9. P. 49–60. doi:10.3103/S1068373918090054

Skakun A.A., Chikhachev K.B., Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Vladimirova D.O., Veres A.N., Verkulich S.R., Sidorova O.R., Demidov N.E. Stable isotopic composition of atmospheric precipitation and natural waters in the vicinity of Barentsburg (Svalbard) // *Ice and Snow.* 2020. Vol. 60. Is. 3. P. 379–394. doi: 10.31857/S2076673420030046