ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)

Лёд и Снег
Ice and Snow

Том 63
№1, 2023

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ
РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY
RUSSIAN GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 63, № 1, 2023

Ice and Snow

2023

СОДЕРЖАНИЕ

Том 63, номер 1, 2023

Ледники и ледниковые покровы

Толщина льда и снежного покрова ледника ИГАН (Полярный Урал) по данным наземного радиозондирования в 2019 и 2021 гг.
И. И. Лаврентьев, Г. А. Носенко, А. Ф. Глазовский, А. Н. Шеин, М. Н. Иванов, Я. К. Леопольд 5

Прорыв ледниково-подпрудного озера Спартаковское и изменения выводного ледника купола Семёнова–Тян-Шанского в 2021 г. (Северная Земля)
А. Я. Муравьев, Р. А. Чернов 17

Изотопные характеристики атмосферных осадков в Приэльбрусье
Ю. Н. Чижова, В. Н. Михаленко, С. С. Кутузов, К. А. Шукуров, А. В. Козачек 33

Исследование характеристик поверхностного стока ледника Восточный Гренфьорд (Западный Шпицберген)
Р. А. Чернов 48

Снежный покров и снежные лавины

Геобиохимические характеристики снежного покрова побережья Белого моря в 2021 и 2022 гг.
Е. И. Котова, В. Ю. Топчая, Ю. В. Новикова 60

Подземные льды и наледи

Многолетняя динамика гигантской Анмангындинской наледи на Северо-Востоке России (1962–2021 гг.)
А. А. Землянскова, В. Р. Алексеев, А. Н. Шихов, А. А. Осташов, Н. В. Нестерова, О. М. Макарьева 71

Изотопные исследования льда пещер Аскинская и Киндерлинская (Южный Урал)
Ю. Н. Чижова, Е. В. Трофимова, Е. О. Дубинина, С. А. Коссова 85

Палеогляциология

Реконструкция среднеянварской температуры воздуха в раннем голоцене на восточном побережье Чукотки
Н. А. Буданцева, А. А. Маслаков, Ю. К. Васильчук, А. К. Васильчук, Л. П. Кузякин 93

Морские, речные и озёрные льды

Химический состав гидрокриогенной системы: снег на льду–лёд–подлёдная вода озера Байкал
И. Б. Воробьева, Н. В. Власова, И. А. Белозерцева 104

Оценка статистической связи между полями экстремальных сжатий морского льда с разной пространственной детализацией
С. В. Клячкин 116

Прикладные проблемы

Решение одномерной задачи Стефана с двумя фазовыми границами на примере моделирования замерзания воды в ледниковой трещине
С. В. Попов 130

Экспериментальные исследования переноса ледяного шлама воздухом при бурении снежно-фирновой толщи
С. А. Игнатьев, Д. А. Васильев, А. В. Большунов, М. А. Васильева, А. Ю. Ожигин 141

Contents

Vol. 63, No. 1, 2023

Glaciers and Ice Sheets

Ice and snow thickness of the IGAN Glacier in the Polar Urals from ground-based radio-echo sounding 2019 and 2021
I. I. Lavrentiev, G. A. Nosenko, A. F. Glazovsky, A. N. Shein, M. N. Ivanov, Ya. K. Leopold 5

Outburst of the Spartakovskoye glacier-dammed lake and changes of the outlet glacier of the Semyonov-Tyan-Shansky Ice Cap, Severnaya Zemlya in 2021
A. Ya. Muraviev, R. A. Chernov 17

Isotopic signature of precipitation in the Elbrus region
Ju. N. Chizhova, V. N. Mikhalenko, S. S. Kutuzov, K. A. Shukurov, A. V. Kozachek 33

Study of characteristics of the supraglacial runoff of the Austre Grønfjordbreen, Spitsbergen
R. A. Chernov 48

Snow Cover and Avalanches

Geobiochemical characteristics of the snow cover of the White Sea coast in 2021 and 2022
E. I. Kotova, V. Yu. Topchaya, Yu. V. Novikova 60

Ground Ice and Icings

Long-term dynamics of the huge Anmangynda aufeis in the North-East of Russia (1962–2021)
A. A. Zemlianskova, V. R. Alekseev, A. N. Shikhov, A. A. Ostashov, N. V. Nesterova, O. M. Makarieva 71

Investigation of isotopes of ice in the Askinskaya and Kinderlinskaya caves (Southern Urals)
Ju. N. Chizhova, E. V. Trofimova, E. O. Dubinina, S. A. Kossova 85

Palaeoglaciology

Reconstruction of the mean January air temperature in the Early Holocene on the eastern coast of Chukotka
N. A. Budantseva, A. A. Maslakov, Yu. K. Vasil'chuk, A. C. Vasil'chuk, L. P. Kuzyakin 93

Sea, River and Lake Ice

Chemical composition of the hydro-cryogenic system of Lake Baikal: "snow on ice-ice-water under-ice"
I. B. Vorobyeva, N. V. Vlasova, I. A. Belozertseva 104

Estimates of the statistical correlation between the extreme ice pressure patterns with various spatial resolution
S. V. Klyachkin 116

Applied Problems

Solution of the one-dimensional Stefan problem with two transitions for modelling of the water freezing in a glacial crevasse
S. V. Popov 130

Experimental research of ice cuttings transport by air while drilling of the snow-firn layer
S. A. Ignatiev, D. A. Vasilev, A. V. Bolshunov, M. A. Vasileva, A. Yu. Ozhigin 141

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 4

НОВАЯ ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДНИКОВ ЗЕМЛИ К КОНЦУ XXI ВЕКА

EDN: MAOFVK

По последним оценкам, сокращение всех ледников Земли с 2009 по 2019 г. (не считая Антарктического и Гренадского покровов) вело к повышению уровня Мирового океана со скоростью 0.74 ± 0.04 мм/год, что составляет $21 \pm 3\%$ от всей скорости его подъёма (Huggonet et al., 2021). К 2100 г., согласно прежним прогнозам, этот вклад может увеличиться до 2.5 мм/год (Marzeion et al., 2020). Эти прогнозы были сделаны на основе сценариев RCP и SSP и результатов моделирования. Для этого использовались 11 моделей эволюции ледников, которые различались по сложности физики модели, самих моделируемых физических процессов, способам калибровки, пространственному разрешению и области моделирования. Для калибровки моделей привлекались данные измерений на менее чем на 300 ледниках (из более чем 215000 ледников мира) или региональные геодезические и гравиметрические наблюдения за балансом массы. Только в одной модели из десяти воспроизводилась динамика ледников вдоль линии тока и только в одной – учитывалась фронтальная абляция. Ни в одной из этих моделей не принималось во внимание влияние моренного чехла. Это значит, что существовавшие до самого последнего времени мультимодельные прогнозы были ограничены региональными масштабами и не отражали ключевых физических процессов, контролирующих потерю массы ледников.

Но теперь в новой работе (Rounce et al., 2023) были во многом преодолены эти трудности. В ней использована модель эволюции для каждого ледника мира с калибровкой по его изменениям за последние 20 лет, что позволяет создавать глобальные прогнозы, которые явно учитывают динамику ледников с помощью модели линии потока, влияние толщины моренного чехла на скорость таяния под ним и фронтальную абляцию.

В результате по сценариям RCP и SSP были выполнены прогнозы для всех ледников Земли за исключением ледниковых покровов, откалиброванные на основе данных по каждому леднику. Согласно этим новым прогнозам, ледники потеряют от $26 \pm 6\%$ (+1.5°C) до $41 \pm 11\%$ (+4°C) своей массы к 2100 г. по сравнению с 2015 годом в соответствии со сценариями изменения глобальной температуры. Это соответствует (90 ± 26)–$(154 \pm \pm 44)$ мм эквивалента уровня моря и приведёт к исчезновению (49 ± 9)–$(83 \pm 7)\%$ числа ледников.

Есть дополнительные материалы к этой статье (https://shorturl.at/koN16). Кроме того, на сайте NSIDC выложен набор данных (Rounce et al., 2022), который включает результаты гибридной модели эволюции ледников, в которой используется модуль баланса массы Python Glacier Evolution Model (PyGEM) и модуль динамики ледников Open Global Glacier Model (OGGM). Выходные параметры включают прогнозы изменения массы ледников, сток и различные компоненты баланса массы в региональном и ледниковом масштабах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L, Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. Nature. 2021, 592: 726–731. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z

Marzeion B., Hock R., Anderson B., Bliss A., Champollion N., Fujita K., Huss M., Immerzeel W.W., Kraaijenbrink P., Malles J.-H., Maussion F., Radić V., Rounce D.R., Sakai A., Shannon S., van de Wal R., Zekollari H. Partitioning the uncertainty of ensemble projections of global glacier mass change. Earth's Future. 8, 2020: e2019EF001470. https://doi.org/10.1029/2019EF001470

Rounce D.R., Hock R., Maussion F., Hugonnet R., Kochtitzky W., Huss M., Berthier E., Brinkerhoff D.J., Compagno L., Copland L., Farinotti D., Menounos B., McNabb R. Global glacier change in the 21st century: Every increase in temperature matters. Science. 2023, 379 (6627): 78–83. https://doi.org/10.1126/science.abo1324

Rounce D., Hock R., Maussion F. Global PyGEM-OGGM Glacier Projections with RCP and SSP Scenarios, Version 1 [Data Set]. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. 2022. https://doi.org/. Date accessed 01-12-2023. https://doi.org/10.5067/P8BN9VO9N5C7

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 5–16

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.32

ТОЛЩИНА ЛЬДА И СНЕЖНОГО ПОКРОВА ЛЕДНИКА ИГАН (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) ПО ДАННЫМ НАЗЕМНОГО РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ В 2019 И 2021 гг.

© 2023 г. И. И. Лаврентьев[1,*], Г. А. Носенко[1], А. Ф. Глазовский[1], А. Н. Шеин[2], М. Н. Иванов[3], Я. К. Леопольд[2]

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия

[2] ГКУ ЯНАО "Научный центр изучения Арктики", Салехард, Россия

[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

**e-mail: lavrentiev@igras.ru*

Поступила в редакцию 01.06.2022 г.
После доработки 03.08.2022 г.
Принята к публикации 06.03.2023 г.

В 2019 и 2021 гг. на леднике ИГАН проводились георадарные измерения толщины льда (ВИРЛ-7, 20 МГц) и снежного покрова (Пикор-Лёд, 1600 МГц). Показано, что ледник имеет политермическую структуру, а его толщина достигает 114 м. Выполнена оценка величины и особенностей распределения снежной толщи по площади ледника и прилегающей территории.

Ключевые слова: радиолокационное зондирование, ледник, толщина снега, толщина льда, Полярный Урал

DOI: 10.31857/S2076673423010106, **EDN:** MAEUJG

ВВЕДЕНИЕ

Происходящие изменения климата и возрастающая скорость сокращения ледников придают все большую актуальность вопросам, связанным с перспективой их возможного исчезновения на нашей планете: от катастрофических последствий до утраты рекреационной привлекательности целого ряда территорий. В плачевном состоянии находятся ледники в тропических широтах – в Андах и Африке (Rabatel et al., 2013; Prinz et al., 2018). Катастрофически сокращаются ледники умеренных широт – на Кавказе (Tielidze et al., 2022) и в Альпах (Paul et al., 2020). Исчезновение ледников зафиксировано и за Полярным кругом – ледник МГУ, занимавший второе место по площади на Полярном Урале в 50-х годах прошлого столетия, практически исчез к 2018 г. (Носенко и др., 2020).

Поскольку регулярный мониторинг выполняется в основном на средних и крупных ледниках, то понимание процессов, происходящих с малыми ледниками на грани исчезновения, остается неполным. Количество ледников в мире, обеспеченных данными инструментальных наблюдений на большом временно́м интервале, составляет менее 1% (Global Glacier Change Bulletin № 4, 2021). Исследования показывают, что наиболее уязвимыми в этом отношении – ледники с размерами менее 0.5 км^2 (Oerlemans et al., 1998; Debeer, Sharp, 2009), которые составляют более 80% от общего числа ледников в горных системах средних и низких широт (Pfeffer et al., 2014; Fischer et al., 2016). В зависимости от региональных особенностей климатических условий, рельефа, размеров и морфологии самих ледников, их сокращение происходит с разной интенсивностью. Количественные оценки происходящих изменений важны для понимания роли факторов, участвующих в этом процессе, и механизмов их взаимодействия.

Исследования ледников Полярного Урала, начатые в середине XX века, содержат самый длинный ряд наблюдений среди ледников горных районов материковой части России, расположенных в полярных широтах. К Полярному Уралу относится самая северная часть Уральского хребта, современное оледенение которого представлено снежно-ледовыми образованиями площадью до 1 км^2. Располагаясь ниже климатической снеговой границы, ледники существуют здесь благодаря низким температурам воздуха и высокой концентрации снега в карах и на уступах подветренных склонов в результате метелевого и лавинного переноса снега. На леднике ИГАН инструментальные исследования продолжаются уже на протяжении почти 70 лет. В настоящей работе пред-

ставлены результаты исследований последнего времени, позволяющие дать оценку современного состояния ледника и произошедших с ним изменений.

ЛЕДНИК ИГАН И ИСТОРИЯ ЕГО ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые сведения о ледниках этого района получены А.Н. Алешковым во время Второго Международного полярного года (МПГ) (1932–1933 гг.), а наиболее интенсивные исследования проводились в периоды Международного геофизического года (МГГ) (1958–1959 гг.) и Международного гидрологического десятилетия (МГД) (1965–1974 гг.) на базе двух созданных гляциологических стационаров – на оз. Большая Хадата и у языка ледника Обручева. В 1958–1981 гг. Полярно-Уральской гляциологической экспедицией Института географии АН СССР проводились ежегодные масс-балансовые исследования и фотогеодезический мониторинг трёх ледников Полярного Урала – Обручева, ИГАН и МГУ (Волошина, 1988; Троицкий и др., 1966; Цветков, 1970). Карово-долинный ледник ИГАН, расположенный на восточном склоне горы Харнаурды-Кеу (1240 м), по данным первой каталогизации ледников Полярного Урала в 1950-х годах (Каталог..., Т. 3, Ч. 3, 1966) имел площадь 1.25 км^2, а по морфологии относился к карово-долинному типу (рис. 1, *а*).

В 1961 г. ледники ИГАН и Обручева стали объектами геофизических исследований с целью определения толщины льда и характера рельефа подледного ложа (Боровинский, 1964). Для этого использовались электрометрический и магнитометрический методы. При электрометрических работах применялся гальванический метод сопротивления, зондирование выполняли симметричной и дипольно-осевой установками. Магнитометрические работы заключались в измерении вертикальной составляющей геомагнитного поля с помощью магнитометра типа М-2. Измерения проводились в центральной части ледников на поперечных профилях, а также вдоль центральной оси. На основании полученных данных было установлено, что толщина льда на леднике ИГАН достигает 135–150 м в его средней части, постепенно уменьшаясь к языку до 40 м.

В 1968 и 1976 гг. на ледниках ИГАН и Обручева выполнены первые измерения толщины льда с помощью импульсного радиовысотомера РВ-10 (центральная частота 440 МГц). Тогда впервые в практике геофизических исследований горных ледников зондирование было произведено со специально оборудованного вездехода ГАЗ-47 (Мачерет, 1974). Разнос антенн (полуволновых вибраторов с рефлектором) составлял 7.35 м, а высота над поверхностью снега 2.2 м. Отражённые сигналы на экране осциллографа регистрировали с помощью фотоаппарата с интервалом 15–30 с. Было пройдено два близко расположенных профиля вдоль центральной оси ледника ИГАН длиной около 1110 м, один из которых лег в основу интерпретации полученных данных (см. рис. 1, *а*). На полученных было записях выделено несколько видов отраженных сигналов с разной глубины, и автор интерпретировал их как сигналы от ложа ледника, внутреннего отражающего горизонта (раздел холодного и тёплого льда), а также отражения от придонной морены в нижней части ледника (см. рис. 1, *б*). В результате был сделан вывод, что ледник ИГАН имеет трёхслойное строение: общая толщина льда достигает 150 м в центральной части, толщина верхнего слоя холодного льда составляет 40–50 м, а придонного моренного слоя – порядка 30 м (Мачерет, 1974, 2006). Однако по признанию самого автора объяснение природы происхождения отражающих границ (между холодным и тёплым льдом, льдом и донной мореной – границы *IV* и *V* на рис.1, *б*) имело гипотетический характер из-за отсутствия независимого подтверждения полученных результатов путём бурения.

В 2000-х годах, после значительного перерыва, исследования ледников Полярного Урала, в частности, ледника ИГАН были продолжены. В 2008 и 2018 гг. выполнены повторные геодезические измерения высоты поверхности ледника с помощью дифференциальных GPS-приёмников. На основе полученных данных оценены изменения площади, высоты поверхности и баланса массы ледника за весь период инструментальных исследований (Shahgedanova et al., 2012; Носенко и др., 2020). В 2019 и 2021 гг. на леднике проведена высокочастотная радиолокационная съёмка толщины снежного покрова, а в 2021 г. дополнительно выполнены радиолокационные измерения толщины льда. В статье приводятся и обсуждаются результаты этих исследований.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

В апреле 2019 и 2021 гг. Научным центром изучения Арктики (г. Салехард) совместно с Институтом географии РАН и Географическим факультетом МГУ им. М.В. Ломоносова проведены две гляциологические экспедиции на ледник ИГАН с целью измерения аккумуляции снега, данные о которой необходимы для последующей оценки баланса массы ледника. Кроме того, одной из задач была повторная радиолокационная съёмка толщины ледника с применением современного радиолокационного оборудования.

Снежный покров. Для измерений аккумуляции снега на леднике применялся высокочастотный (1600 МГц) радиолокатор “Пикор-Лёд”. Совмещенный антенный блок радара был закреплён на пластиковых санях-волокушах. Их перемещал по

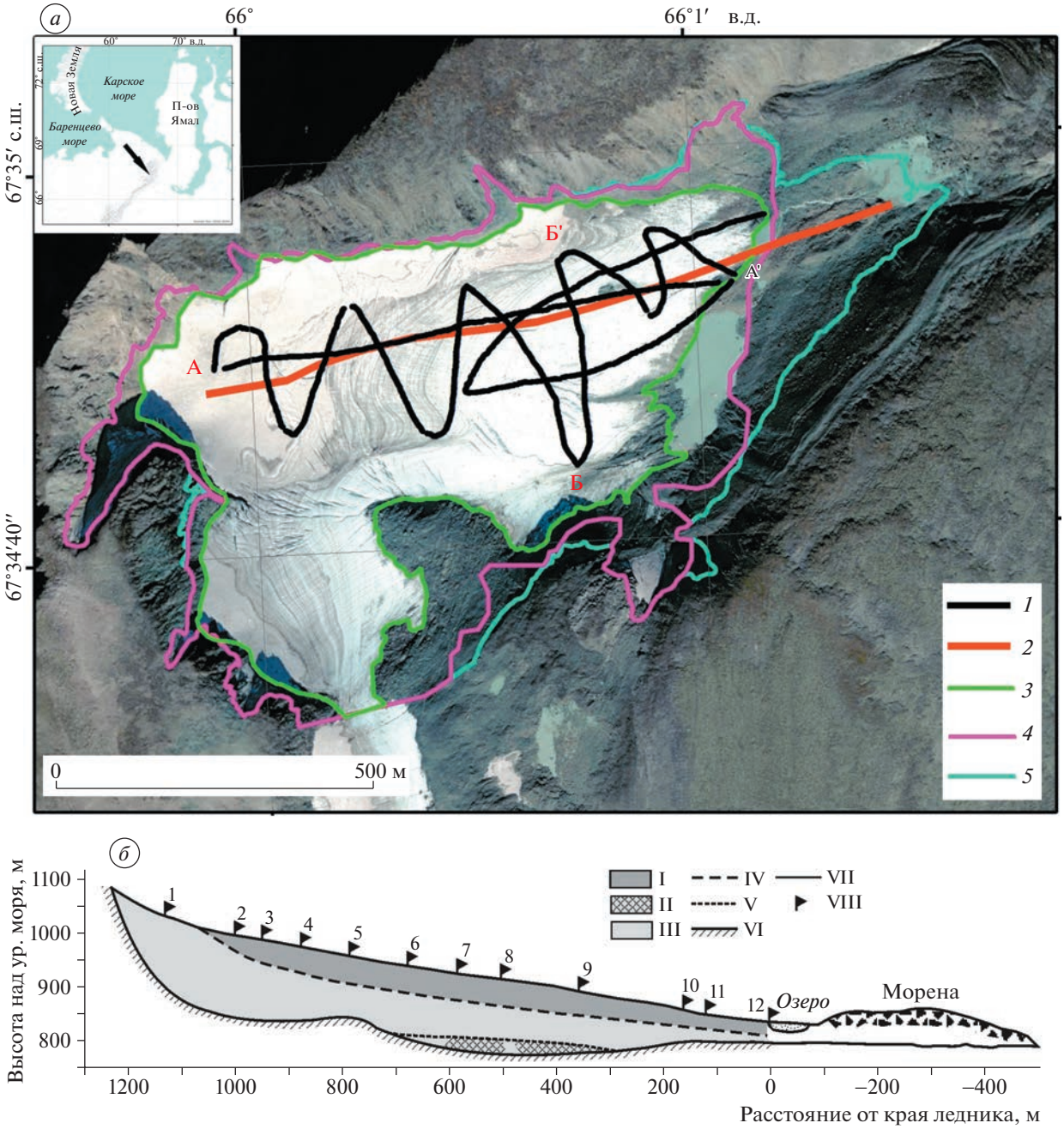

Рис. 1. Ледник ИГАН. *а* – профили радиозондирования (*1* – 20 МГц (2021 г.), *2* – 440 МГц (1968 г.); граница ледника в разные годы (*3* – 2020 г., *4* – 2008 г., *5* – 1963 г.); А–А1 и Б–Б1 профили, радарограммы вдоль которых приведены на рис. 3. Подложка – снимок WorldView-2 базы данных Google Earth, август 2021 г.
б – интерпретация радиолокационного профиля 1968 г.: *I* – холодный лёд; *II* – теплый лёд; *III* – придонная морена; *IV* – граница между холодным и тёплым льдом; *V* – граница между тёплым льдом и придонной мореной; *VI* – ложе ледника; *VII* – поверхность ледника; *VIII* – координатные вешки профиля (Мачерет, 1974).

Fig. 1. IGAN Glacier. *а* – radar profiles (*1* – 20 MHz (2021), *2* – 440 MHz (1968) and the glacier outlines in different years (*3* – 2020, *4* – 2008, *5* – 1963); Letters А–А1 and Б–Б1 show the profiles along which radargrams are shown in Fig. 3. WorldView-2 image from Google Earth database, August 2021, was used as a background.
б – interpretation of the 1968 radar profile: *I* – cold ice; *II* – temperate ice; *III* – basal moraine; *IV* – boundary between cold and temperate ice; *V* – boundary between temperate ice and basal moraine; *VI* – glacier bedrock; *VII* – glacier surface; *VIII* – profile pickets (Macheret, 1974).

поверхности ледника один оператор на лыжах. В 2019 г. было получено около 4 км, а в 2021 г. 5.6 км снегомерных профилей, покрывающих доступную область северной, основной части ледника. Даты проведения съёмок – 24 апреля 2019 г. и 23 апреля 2021 г. – соответствуют срокам завершения периода аккумуляции. По данным ГМС “Салехард” максимум снегонакопления за зиму

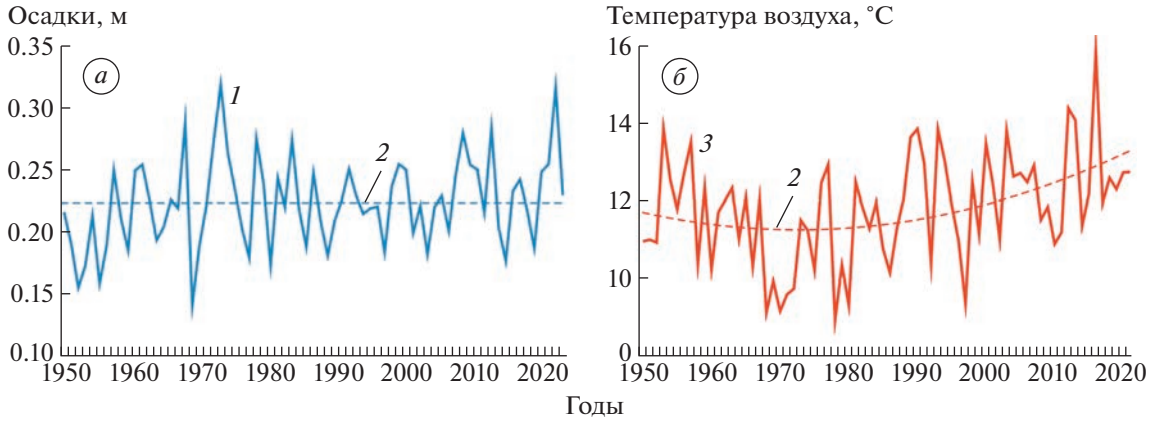

Рис. 2. Изменения основных климатических показателей исследуемой территории в период 1950–2021 гг.: *а: 1* – зимние осадки (м), *2* – линия климатической нормы зимних осадков 1991–2020 гг.; *б: 3* – летние температуры воздуха (°С) по данным ГМС “Салехард”, *4* – линия тренда полиномиальная 2-го порядка.

Fig. 2. Changes in the main climatic indicators of the study area in the period 1950–2021: *a: 1* – winter precipitation (m), *2* – the climate normal line of winter precipitation in 1981–2010; *б: 3* – summer air temperatures (°C) “Salekhard” GMS, *4* – the polynomial trend line of the 2nd order.

2020/21 г. был достигнут к концу первой декады апреля (10.04.2021 г.) и составил 224 мм. Если сравнить с данными реанализа (ECMWF ERA5, 2022), то эта величина практически совпадает с климатической нормой осадков (1991–2020 гг.) для этой территории за зимние месяцы (последняя точка на графике (рис. 2, *а*).

Температура воздуха на высоте ледника (840–1000 м над ур. моря) в дни проведения работ оставалась отрицательной, таяние снега ещё не началось и поэтому условия для проведения радиолокационной съёмки снежной толщи были благоприятные. В центральной и нижней частях ледника выкопаны два шурфа до поверхности льда, в которых описана структура снежной толщи и измерена её плотность. Глубина шурфа в центральной части составила 515 см, плотность снега постепенно увеличивалась с глубиной от 0.27 до 0.57 г/см^3. На языке ледника толщина снега в шурфе была меньше и составила 180 см, а плотность по глубине изменялась в диапазоне от 0.28 до 0.46 г/см^3. Эти данные в дальнейшем применялись для определения скорости распространения радиоволн в снежной толще (229 м/нс) и конвертации времени запаздывания сигналов радара в толщину снега.

Толщина льда. Для измерений толщины льда использовали 20-МГц радиолокатор ВИРЛ-7 (Vasilenko et al., 2011), ранее успешно применявшийся для измерений толщины ледников на архипелагах Российской Арктики, на Кавказе, Алтае и в других горных системах. Компоненты локатора – приёмник, передатчик, блок управления, GPS и источники питания – крепились на двух санях-волокушах. Для навигации использовали приемник Garmin GPS Map64x, приемное и передающее устройства синхронизировались по оптоволоконному кабелю. Вся конструкция перемещалась по доступной площади ледника оператором на лыжах: всего было пройдено около 4 км профилей как вдоль центральной оси, так и поперек ледника (см. рис. 1, *а*).

Визуализация и обработка радарных данных производилась в программе RadexPro Plus 2011.1 (Кульницкий и др., 2001). Граф обработки состоял из стандартных процедур: удаление задержки, удаление звона антенны (вычитание среднего), полосовая фильтрация и амплитудная коррекция за сферическое расхождение. Кроме того, при обработке данных низкочастотного зондирования применялась также Stolt-FK миграция для коррекции радарных записей с применением Фурье-анализа, позволяющего уточнить толщину льда и геометрию ложа за счёт коррекции глубины и положения боковых отражений. Для конвертации времени запаздывания электромагнитных сигналов в толщину учитывалась их средняя скорость равная 168 м/мкс (Мачерет, 2006). На рис. 3 приведены характерные радарограммы, полученные на леднике 20 МГц локатором.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Снежный покров. По результатам обработки данных радарной снегомерной съёмки (рис. 4, *а, б*) с применением программного обеспечения ArcGIS построены схемы распределения толщин снежного покрова по поверхности ледника в 2019 и 2021 гг. (см. рис. 4, *в, г*). Интерполяция данных измерений толщины снежного покрова выполнялась методом Topo to Raster в ArcGIS 3D Analyst Tools. Область питания ледника ограничена кру-

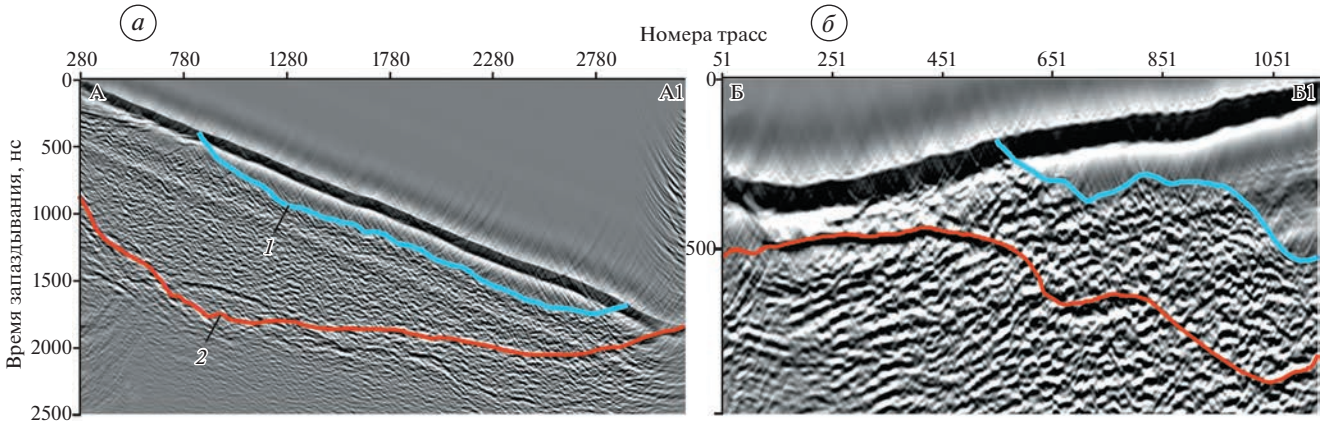

Рис. 3. Радарограммы: *а–б*: полученные на частоте 20 МГц на профилях А–А1 и Б–Б1 (см. рис. 1, *а*); *1* – отражение от ложа ледника, *2* – отражение от границы раздела между холодным и тёплым льдом.

Fig. 3. Radargrams: *а–б*: obtained at a frequency of 20 MHz on profiles А–А1 and Б–Б1 (see Fig. 1, *а*) – *1*–reflection from the glacier bed, *2* – from the interface between cold and warm ice.

тыми скальными бортами, даже зимой свободными от снега, поэтому толщина снежного покрова на линии контакта с ними принималась равной нулю. В области языка, где такое обрамление отсутствует и толщина снега невелика, использовались данные прямых измерений щупом вдоль границы ледника. Измерения в контрольных шурфах на пересечении продольного и поперечного профилей (см. рис. 4, *а*) подтвердили результаты радиолокационной съёмки с точностью 0.1 м. На этих картах наблюдается общая закономерность постепенного увеличения снежной толщи от языка ледника к тыловой стенке кара от 2 до 8 м и более. Такое распределение снега для данного ледника обусловлено существенным влиянием лавинного питания с крутых бортов в области аккумуляции и преобладающего северо-западного переноса осадков. На картах можно увидеть, что несмотря на подобие и сходный диапазон величин, рисунок полей аккумуляции в разные годы может различаться в зависимости от комбинации метеорологических факторов и их взаимодействия с рельефом. Например, понижение в горном обрамлении тыловой части кара создает условия для формирования мощной струи воздушных масс, обеспечивающей повышенную концентрацию осадков вдоль оси ледника и их проекцию на поверхность (см. рис. 4, *г*). След этой струи, сохранившийся до конца периода абляции 2021 г., виден и на фотографии, сделанной во время летней экспедиции в августе 2021 г., (см. рис. 4, *д*). На карте 2019 г. этот след отсутствует. Возможно, это обусловлено некоторыми отклонениями от обычных путей прохождения циклонов над территорией Полярного Урала в зимний период данного года и, соответственно, другой комбинацией факторов, влияющих на распределение осадков в пространстве и времени.

На леднике ИГАН в период с 1958 по 1981 г. проводились ежегодные наблюдения за балансом массы и фотогеодезический мониторинг границ ледника и высоты его поверхности. По данным наблюдений в эти годы весной толщина снега в области аккумуляции ледника достигала 9 м (Троицкий и др., 1966). Результаты радиозондирования 2019 и 2021 г. показали близкую величину – более 8.5 м.

После окончания работ на леднике (25.04.2019 г.) во время возвращения в г. Лабытнанги были выполнены измерения толщины и плотности снежного покрова по 70-километровому маршруту, проходившему от ледника вдоль долин рек Сядотаяха и Лонготъеган до пересечения с трассой на Бованенково. Результаты показали, что толщина и плотность снега быстро уменьшаются при удалении от главного водораздела. Если в верховьях речных долин толщина снега составляла 1.5–2 м, то в зоне предгорной тундры она уменьшилась до 0.4 м, а на равнинных участках тундры снег местами отсутствовал совсем (0–0.1 м). С одной стороны, это подтверждает устойчивость закономерности распределения толщины снежного покрова на равнинных, предгорных и горных участках восточного склона Полярного Урала, установленную ещё во время исследований 1957–1963 гг. Полярно-Уральской гляциологической экспедицией Института географии РАН (Троицкий и др., 1966). С другой – выполненные измерения показали хорошее соответствие полученных величин с результатами наблюдений тех лет. Так, толщина снежного покрова в среднюю по снежности зиму 1960/61 г. по аналогичному маршруту вдоль долины соседней р. Хадата менялась от 164 см (стационар на озере) до 16 см (на выходе из предгорий в тундру).

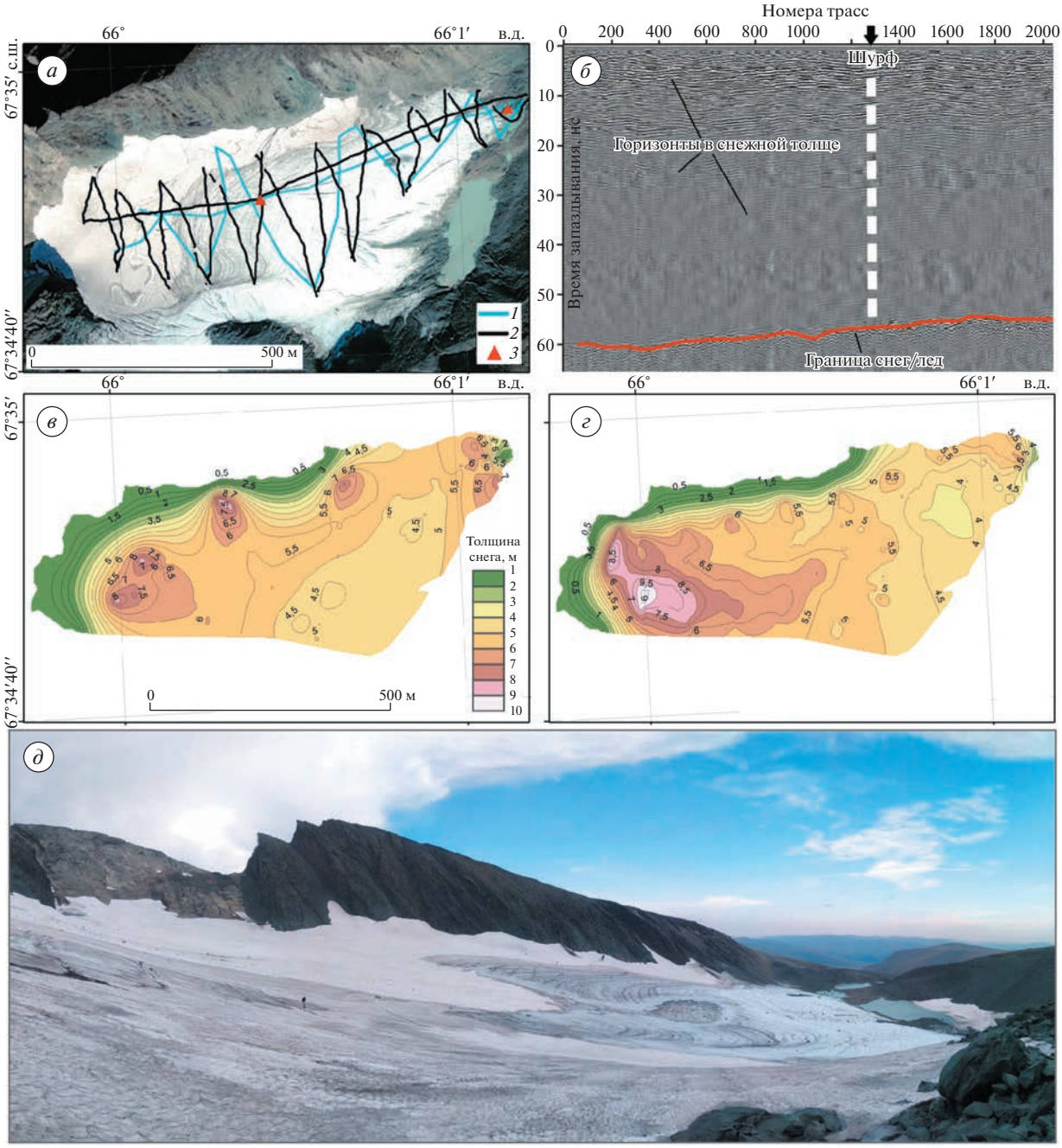

Рис. 4. Результаты радарной снегомерной съёмки на леднике ИГАН: *а* – профили высокочастотного (1600 МГц) радиозондирования в 2019 (*1*) и 2021 (*2*) гг., положение шурфов (*3*); *б* – характерный радиолокационный разрез снежной толщи на леднике; *в* – схемы распределения толщины снежного покрова (аккумуляции) на леднике ИГАН в 2019 г.; *г* – схемы распределения толщины снежного покрова (аккумуляции) на леднике ИГАН в 2021 г.; *д* – ледник ИГАН в конце периода абляции в 2021 г. Фото А.Н. Шеина.

Fig. 4. Results of the snow radar survey on IGAN Glacier: *а* – high-frequency (1600 MHz) radar profiles in 2019 (*1*) and 2021 (*2*) and location of snow pits (*3*); *б* – typical radar section of the snowpack on the glacier; *в* – schemes of snow thickness distribution (accumulation) on the IGAN Glacier in 2019; *г* – schemes of snow thickness distribution (accumulation) on the IGAN Glacier in 2021; *д* – the IGAN Glacier at the end of the ablation period in 2021. Photo by A.N. Shein.

Все это позволяет предположить, что несмотря на высокую межгодовую изменчивость общая картина распределения снежного покрова для территории Полярного Урала мало изменилась с 1950-х годов. Соответственно, величина аккумуляции снега на ледниках (одна из основных составляющих баланса массы) также не должна была существенно измениться за этот период.

Однако ледники продолжают сокращаться. По данным ГМС "Салехард" (GISS Surface, 2022), устойчивый рост летних температур воздуха, влияющих на интенсивность процессов абляции, наблюдается с середины прошлого столетия (см. рис. 2, *б*). Они увеличились за последние два десятилетия почти на 2°С, а в последние 6 лет (2015–2021 гг.) ежегодно превышают климатическую норму 1961–1990 гг., которая составляла 11.2°С. В 1958–1981 гг. в период работы ГМС "Большая Хадата" была установлена тесная связь между температурами воздуха в ледниковой зоне Полярного Урала с температурой воздуха на ГМС "Салехард" (коэффициент корреляции между суточными температурами составлял 0.89) (Троицкий и др., 1966). Данные, полученные автоматической метеостанцией "Campbell", работавшей над ледником ИГАН на вершине горы Харнаурды-Key (1240 м) в 2008–2009 гг., показали, что такая связь сохраняется и в настоящее время (Shahgedanova et al., 2012). Из этого следует, что последние два десятилетия ледники Полярного Урала находятся в неблагоприятном температурном режиме, где абляция стала определяющим фактором в формировании их баланса массы. Оценки, выполненные геодезическим методом в период 2008–2018 гг., показали среднюю годовую величину удельного баланса массы −336 ± 61 мм в.э. (Носенко и др., 2020). По сравнению с 2019 г. температуры летом 2021 г. были почти на 1°С выше. Можно предположить, что баланс массы ледника ИГАН в 2020–2021 гг. был ещё более отрицательным. Таким образом, основной причиной сокращения ледников Полярного Урала считается устойчивый рост летних температур воздуха в последние десятилетия.

Толщина льда и внутреннее строение ледника. За период инструментальных исследований с 1963 по 2021 г. с ледником произошли значительные изменения. К 2005 г. практически исчезла его южная часть, расположенная на пологом участке склона горы Харнаурды-Key, и поэтому современные исследования сосредоточены в основном на его северной, карово-долинной части. Объём всего ледника с 1963 по 2018 г. сократился на 19.7 млн м^3, из которых на последнее десятилетие пришлось 3.2 млн м^3. С учётом произошедших изменений площади кумулятивный баланс массы всего ледника за 1963–2018 гг. составил −19.06 ± ± 2.67 мм в.э. Северная часть ледника потеряла за весь этот период 22.0 ± 2.1 мм в.э. (Носенко и др., 2020). Измерения низкочастотным локатором в 2021 г. показали, что толщина льда достигает здесь 114 м, а в среднем составляет 49 м. Среднеквадратическое отклонение в разности толщины льда на 16 пересечениях профилей составило 0.5 м. При средней толщине льда на этих пересечениях 63.2 м это даёт стандартную ошибку измерений около 1%. Анализ полученных радарограмм (см. рис. 3) показал, что ледник ИГАН имеет политермическую структуру скандинавского типа. Верхний холодный слой льда со средней толщиной 12 м (максимальные значения достигают 43 м), перекрывает тёплый лёд, средняя толщина которого составляет 37 м, достигая максимального значения в 114 м в верхней части ледника (рис. 5). Объём льда, заключенного в исследованной части ледника, составляет 14.3 млн м^3, из них 10.89 млн м^3 приходится на тёплый лёд и 3.44 млн м^3 – на холодный лёд.

Говорить о наличии и толщине слоя донной морены, о которой написано в работе (Мачерет, 1974), можно лишь гипотетически. Помехи, создаваемые переотражением сигнала от бортов на полученных радарограммах (см. рис. 3), не позволяют однозначно интерпретировать её верхнюю и нижнюю границы.

Для построения схемы рельефа ложа ледника применялись цифровая модель рельефа (ЦМР) поверхности, созданная по результатам DGPS-съёмки, выполненной ГКУ ЯНАО "Научный центр изучения Арктики" в августе 2020 г. Съёмка проводилась 22–24 августа 2020 г. В это время года температура воздуха на Полярном Урале на высоте ледников становится уже отрицательной. Скорости движения льда на поверхности ледника ИГАН практически нулевые. Измерения координат и высот поверхности ледника проводились с применением геодезического оборудования GNSS EFT M2 (два приёмника: один – в качестве базы, другой – ровера) в режиме "Кинематика" с опорой на исторические базисы. Расстояние между 4645 съёмочными точками варьировалось от 20 до 60 м, в зависимости от перепада высот и устойчивости приёма спутникового сигнала для получения фиксированного решения. Съёмкой обеспечено около 80% площади ледника, а погрешность измерений по высоте не превышала 12 мм. По этим данным с применением программного обеспечения AutoCAD Civil 3D построена ЦМР поверхности ледника. В процессе построения ЦМР и при интерполяции точность определения промежуточных значений высот ухудшается и зависит от расстояния между точками съёмки и кривизны поверхности. На леднике ИГАН доступная для съёмки поверхность ледника была относительно ровной, без резких изменений уклона. Расстояние между точками съёмки составляло от 20 до 60 м, а между профилями 15–20 м. Максимально возможное отклонение по высоте в пределах одного шага интерполяции не превышало ±1.0 м. Поскольку за прошедший до весенней радиолокации зимний период высоту поверхности льда можно считать неизменной, то рельеф ложа в пределах исследуемой территории был получен путем вычитания данных радиозон-

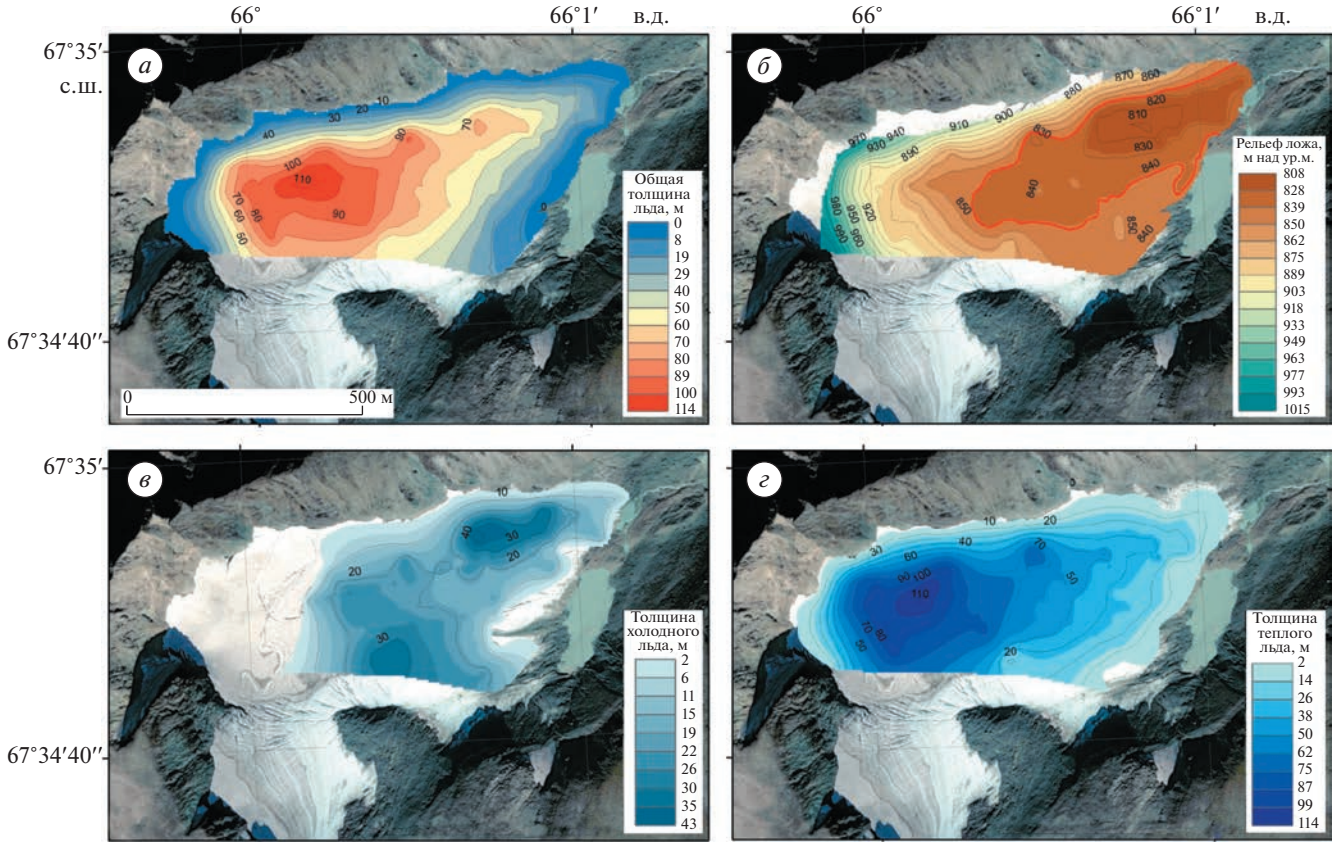

Рис. 5. Общая толщина льда (*а*), рельеф ложа (*б*), толщина холодного (*в*) и тёплого (*г*) льда ледника ИГАН в 2021 г. Красной линией на (*б*) выделена горизонталь 840 м (пояснение в тексте).

Fig. 5. Total ice thickness (*а*), bed topography (*б*), cold ice (*в*) and temperate ice (*г*) thickness of the IGAN glacier in 2021. The red line on (*б*) highlights the 840-m contour line (explanation in the text).

дирования (толщины льда) из высот данной ЦМР (см. рис. 5, *б*).

На схеме рельефа ложа видно, что примерно 30% площади ледника (0.09 км^2) расположено ниже изогипсы 840 м. На этом же уровне находится поверхность озера, образовавшегося в складке между правой боковой мореной и ледником за последние годы. Первые признаки его появления были обнаружены экспедицией Института географии РАН в 2005 г. Уровень поверхности и размеры озера в течение года меняются и зависят как от интенсивности таяния ледника, так и пропускной способности дренажной системы, которая, в свою очередь, непостоянна. Непосредственный контакт воды озера с ледником не только способствует более интенсивному таянию льда вдоль линии фронта, но и создает предпосылки для её распространения по ложу под языком ледника, что может дополнительно ускорить процесс его разрушения. В перспективе, при сохранении существующих климатических условий, это может привести к образованию очередного озера на месте этой относительно пологой части ложа и отступанию ледника на более высокие уровни в тыловую часть кара.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют оценить изменения, произошедшие с ледником ИГАН с середины прошлого столетия до настоящего времени. Сравнение с данными радиолокационных исследований, выполненных в 1968 г., говорит о том, что размеры ледника сокращаются. Измерения в 2021 г. показали, что толщина льда достигает 114 м, а в среднем составляет 49 м. Тем не менее, ледник по-прежнему сохраняет политермическую структуру, хотя общая толщина льда и толщина верхнего холодного слоя также заметно уменьшились (примерно на 30%). В настоящее время объём исследованной части составляет 14.3 млн м^3. Если судить о скорости сокращения объёма по данным о балансе массы – растаяло порядка 3.2 млн м^3 за последнее десятилетие (Носенко и др., 2020), то полного исчезновения ледника, при сохранении современных тенденций изменения климата, можно ожидать через 40–50 лет.

Однако этот процесс – нелинейный, поскольку в нем участвуют не только климатические факторы, но и местные особенности рельефа. К таким особенностям, препятствующим быстрому исчезновению ледника, следует отнести крутостенное горное обрамление области его питания и относительно большой (среди других каровых ледников Полярного Урала (Троицкий и др., 1966) высотный уровень положения. Дополнительное лавинное питание в сочетании с метелевым переносом обеспечивают повышенную концентрацию снега на поверхности ледника. Снегомерные съёмки, выполненные в 2019 и 2021 гг., позволяют предположить, что величина аккумуляции с 60-х годов прошлого столетия если и уменьшилась, то несущественно. Высокий уровень поверхности ложа (более 800 м над ур. моря), благодаря более низким температурам воздуха на этих высотах, обеспечивает температурный режим, способствующий уменьшению интенсивности процессов абляции и сохранению масс лавинного снега и льда.

В то же время, наличие отрицательных форм рельефа на ложе ледника может привести к образованию приледниковых озёр и на каком-то этапе ускорить процесс его сокращения. Аналогичная ситуация привела к быстрому исчезновению ледника МГУ, расположенному в 23 км севернее в районе Малого Щучьего озера (Носенко и др., 2020). На протяжении многих лет этот ледник входил в число трёх самых больших ледников Полярного Урала, но за два последних десятилетия его размеры уменьшались с катастрофической скоростью. Одной из основных причин было образование озера на пологом днище кара, способствовавшего быстрому разрушению языка ледника. Для ледника ИГАН, судя по постепенному увеличению высоты рельефа ложа (см. рис. 5, *б*), такой сценарий менее вероятен, хотя процесс его сокращения может быть и неравномерным.

По мере отступания линии фронта на более высокие уровни и сокращения площади области абляции её вклад в баланс массы ледника будет уменьшаться, и не исключено, что в какой-то момент баланс станет близок к нулю. Соответственно скорость изменения размеров ледника существенно замедлится, и в таком состоянии он сможет находиться неопределённо долго. Дальнейшее развитие ситуации будет зависеть от того, какой из возможных сценариев изменений климата будет реализован в будущем. В любом случае, полученные в данном исследовании результаты будут способствовать пониманию реакции ледника на происходящие изменения.

Благодарности. Полевые работы выполнены при финансовой поддержке НП "Центр освоения Арктики" совместно с ГКУ ЯНАО "Научный Центр изучения Арктики" (г. Салехард) в рамках НИР "Мониторинг криолитозоны и создание системы геотехнического мониторинга в Ямало-Ненецком автономном округе в 2021 году" и в рамках темы государственного задания Института географии АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004).

Acknowledgments. The field work was carried out with the financial support of the NP "Arctic Development Center" together with the State Institution of the Yamalo-Nenets Autonomous District "Scientific Center for Arctic Studies" (Salekhard) within the framework of the research project "Monitoring of the Cryolithozone and the creation of a geotechnical monitoring system in the Yamalo-Nenets Autonomous District in 2021" and within the State Assignment Scientific Theme (no. AAAA-A19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) of the Institute of Geography RAS.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Боровинский Б.А. Геофизические исследования ледников Полярного Урала // МГИ. 1964. Вып. 9. С. 227–230.

Волошина А.П. Некоторые итоги исследований баланса массы ледников Полярного Урала // МГИ. 1988. Вып. 61. С. 44–51.

Каталог ледников СССР. Т. 3. Северный Край. Ч. 3 Урал. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1966. 52 с.

Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю. Математическая обработка данных георадиолокации и система RADEXPRO // Разведка и охрана недр. 2001. № 3. С. 6–11.

Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.

Мачерет Ю.Я. Применение геофизических методов для изучения мощности льда и строения горных ледников. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. техн. наук. М.: Московский гос. ун-т, 1974. 174 с.

Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Иванов М.Н., Синицкий А.И., Кобелев В.О., Никитин С.А. Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 1. С. 42–57. https://doi.org/10.31857/S2076673420010022

Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И., Гуськов А.С., Лебедева И.М., Адаменко В.Н., Живкович Л.А. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 355 с.

Цветков Д.Г. 10 лет фотогеодезических работ на ледниках Полярного Урала (Опыт наземной съёмки и составления планов малых ледников с приложением топокарт ледников ИГАН и Обручева в масштабе 1:5000) // МГИ. 1970. Вып. 16. С. 245–257.

Debeer C.M., Sharp M.J. Topographic influences on recent changes of very small glaciers in the Monashee Mountains, British Columbia, Canada // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55. № 192. P. 691–700. https://doi.org/10.3189/002214309789470851

ECMWF ERA5 (0.5×0.5 deg) // Электронный ресурс. https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/ (Дата обращения: 01.06.2022).

Farinotti D., Huss M., Fürst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A. A consensus, estimate for the ice

thickness distribution of all glaciers on Earth // Nature Geosciences. 2019. V. 12. P. 168–173. https://doi.org/10.1038/s41561-019-0300-3

Farinotti D. and the ITMIX Consortium: How accurate are estimates of glacier ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison experiment // The Cryosphere. 2017. V. 11. P. 949–970. https://doi.org/10.5194/tc-11-949-2017

Fischer M., Huss M., Kummert M., Hoelzle M. Application and validation of long-range terrestrial laser scanning to monitor the mass balance of very small glaciers in the Swiss Alps // The Cryosphere. 2016. V. 10. P. 1279–1295. https://doi.org/10.5194/tc-10-1279-2016

GISS Surface Temperature Analysis (v4) Station Data: Salekhard (66.5294N, 66.5294E) // Электронный ресурс. https://data.giss.nasa.gov/tmp/gistemp/STATIONS/tmp_RSM00023330_14_0_1/station.txt. (Дата обращения: 01.06.2022).

Oerlemans J., Anderson B., Hubbard A., Huybrechts Ph., Johannesson T., Knap W.H., Schmeits M., Stroeven A.P., van de Wal R.S.W., Wallinga J., Zuo Z. Modelling the response of glaciers to climate warming // Climate Dynamic. 1998. V. 14. № 4. P. 267–274.

Paul F., Rastner P., Azzoni R.S., Diolaiuti G., Fugazza D., Le Bris R., Nemec J., Rabatel A., Ramusovic M., Schwaizer G., Smiraglia C. Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2 // Earth System Science Data. 2020. V. 12. P. 1805–1821. https://doi.org/10.5194/essd-12-1805-2020

Prinz R., Heller A., Ladne M., Nicholson L.I., Kaser G. Mapping the Loss of Mt. Kenya's Glaciers: An Example of the Challenges of Satellite Monitoring of Very Small Glaciers // Journ. of Geosciences. 2018. V. 8. № 5. P. 174–188. https://doi.org/10.3390/geosciences8050174

Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., and the Randolph Consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // Journ. of Glaciology. 2014. V. 60. P. 537–552. https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176

Rabatel A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Cáceres B., Ceballos J.L., Basantes R., Vuille M., Sicart J.-E., Huggel C., Scheel M., Lejeune Y., Arnaud Y., Collet M., Condom T., Consoli G., Favier V., Jomelli V., Galarraga R., Ginot P., Maisincho L., Mendoza J., Ménégoz M., Ramirez E., Ribstein P., Suarez W., Villacis M., Wagnon P. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change // The Cryosphere. 2013. № 7. P. 81–102. https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013

Shahgedanova M., Nosenko G., Bushueva I., Ivanov M. Changes in area and geodetic mass balance of small glaciers, Polar Urals, Russia 1950–2008 // Journ. of Glaciology. 2017. V. 58. № 211. P. 953–964. https://doi.org/10.3189/2012JoG11J233

Tielidze L., Nosenko G., Khromova T., Paul F. Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus between 2000 and 2020 // The Cryosphere. 2022. V. 16. P. 489–504. https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022

Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovskiy K. A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. P. 1113–1118. https://doi.org/10.3189/002214311798843430

Zemp M., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Bannwart J., Paul F., Hoelzle M. WGMS 2021. Global Glacier Change Bulletin No. 4 (2018–2019) // ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO. World Glacier Monitoring Service. Zurich-Switzerland. 2021. 278 p. https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2021-05

Citation: Lavrentiev I.I., Nosenko G.A., Glazovsky, A.F., Shein A.N., Ivanov M.N., Leopold Ya.K. Ice and snow thickness of the IGAN Glacier in the Polar Urals from ground-based radio-echo sounding 2019 and 2021. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (1): 5–16 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010106

Ice and Snow Thickness of the IGAN Glacier in the Polar Urals from Ground-Based Radio-Echo Sounding 2019 and 2021

I. I. Lavrentiev[a,#], G. A. Nosenko[a], A. F. Glazovsky[a], A. N. Shein[b], M. N. Ivanov[c], Ya. K. Leopold[b]

[a] *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[b] *"Scientific Center for the Study of the Arctic", Salekhard, Russia*

[c] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[#] *e-mail: lavrentiev@igras.ru*

Small glaciers of the Polar Urals are at the limits of their existence. Their state and changes serve as an important natural indicator of modern climatic changes. In 2019 and 2021, we performed ground-based radar studies of one of these glaciers, the IGAN Glacier, to measure ice thickness and snow cover. We used PicorLed (1600 MHz), and VIRL–7 (20 MHz) GPRs. According to these data, the glacier has an average thickness of 49 m, maximum 114 m. The glacier has a polythermal structure: a cold ice layer with an average thickness of 12 m (maximum 43 m), overlaps the temperate ice with an average thickness of 37 m (maximum 114 m in the upper part of the glacier). The volume of ice contained in the glacier (in its studied part) is 14.3×10^6 m^3,

of which 10.89×10^6 m^3 is temperate ice and 3.44×10^6 m^3 is cold ice. For comparison: according to the radar data of 1968, the total ice thickness then reached 150 m in the central part, and the thickness of the upper layer of cold ice was 40–50 m. Radar snow gauge survey allowed to build schemes of seasonal snow thickness distribution over the glacier surface in 2019 and 2021, where there is a general spatial pattern of snow thickness growth from 2 m on the glacier terminus to 8 m or more to the rear wall of the corrie, which is due to the significant influence of avalanche feeding and wind transport. The glacier has lost about 3.2×10^6 m^3 of ice per last decade, if the rate of loss continues, it may disappear in 40–50 years. However, this process may have a non-linear nature, as it involves not only climatic factors, but also local terrain features, on the one hand contributing to a high accumulation of snow, on the other – the formation of a glacial lake during glacier retreat, which may increase ablation.

Keywords: radio-echo sounding, glacier, snow thickness, ice thickness, Polar Urals

REFERENCES

Borovinskiy B.A. Geophysical studies of glaciers in the Polar Urals. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1964, 9: 227–230 [In Russian].

Voloshina A.P. Some results of studies of the mass balance of the Polar Urals glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1988. 61: 44–51 [In Russian].

Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 3. Northern Edge. Is. 3 Ural. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 52 p. [In Russian].

Kulnitsky L.M., Gofman P.A., Tokarev M.Y. Mathematical processing of georadar data and RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana nedr.* Exploration and protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11 [In Russian].

Macheret Y.Y. Radiozondirovanie lednikov. Radio echo-sounding of glaciers. Moscow: Nauchny Mir, 2006: 392 p. [In Russian].

Macheret Yu.Ya. Primenenie geofizicheskih metodov dlya izucheniya moshchnosti l'da i stroeniya gornyh lednikov. Application of geophysical methods to study ice thickness and structure of mountain glaciers. PhD. *Dissertatsiya na soiskaniye uchenoy stepeni kandidata tekhnicheskih nauk.* Moscow, Moscow State University, 1974: 174 p. [In Russian].

Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Ivanov M.N., Sinitsky A.I., Kobelev V.O., Nikitin S.A. Response of the Polar Urals glaciers to the modern climate changes. *Led I Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (1): 42–57 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673420010022

Troitsky L.S., Khodakov V.G., Mikhalev V.I., Guskov A.S., Lebedeva I.M., Adamenko V.N., Zhivkovich L.A. Oledenenie Urala. The glaciation of the Urals. Moscow: Nauka, 1966: 355 p. [In Russian].

Tsvetkov D.G. 10 years of photogeodetic works on the glaciers of the Polar Urals (Experience of land surveying and mapping of small glaciers with the application of topographs of the IGAN and Obruchev glaciers at a scale of 1:5000). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1970, 16: 245–257 [In Russian].

Debeer C.M., Sharp M.J. Topographic influences on recent changes of very small glaciers in the Monashee Mountains, British Columbia, Canada. Journ. of Glaciology. 2009, 55 (192): 691–700. https://doi.org/10.3189/002214309789470851.

ECMWF ERA5 (0.5 × 0.5 deg): https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries. (Last access: 01 June 2022).

Farinotti, D., Huss M., Fürst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A. A consensus, estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. Nature Geosciences. 2019, 12: 168–173. https://doi.org/10.1038/s41561-019-0300-3

Farinotti D. and the ITMIX Consortium. How accurate are estimates of glacier ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison experiment. The Cryosphere. 2017, 11: 949–970. https://doi.org/10.5194/tc-11-949-2017.

Fischer M., Huss M., Kummert M., Hoelzle M. Application and validation of long-range terrestrial laser scanning to monitor the mass balance of very small glaciers in the Swiss Alps. The Cryosphere. 2016, 10: 1279–1295. https://doi.org/10.5194/tc-10-1279-2016.

GISS Surface Temperature Analysis (v4)/Station Data: Salekhard (66.5294N, 66.5294E): https://data.giss.nasa.gov/tmp/gistemp/STATIONS/tmp_RSM00023330_14_0_1/station.txt. (Last access: 01 June 2022).

Oerlemans J., Anderson B., Hubbard A., Huybrechts Ph., Johannesson T., Knap W.H., Schmeits M., Stroeven A.P., van de Wal R.S.W., Wallinga J., Zuo Z. Modelling the response of glaciers to climate warming. Climate Dynamic. 1998, 14 (4): 267–274.

Paul F., Rastner P., Azzoni R.S., Diolaiuti G., Fugazza D., Le Bris R., Nemec J., Rabatel A., Ramusovic M., Schwaizer G., Smiraglia C. Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2. Earth Syst. Science Data. 2020, 12: 1805–1821. https://doi.org/10.5194/essd-12-1805-2020.

Prinz R., Heller A., Ladne M., Nicholson L.I., Kaser G. Mapping the Loss of Mt. Kenya's Glaciers: An Example of the Challenges of Satellite Monitoring of Very Small Glaciers. Journ. of Geosciences. 2018, 8 (5): 174–188. https://doi.org/10.3390/geosciences8050174.

Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., and the Randolph Consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // Journ. of Glaciology. 2014, 60: 537–552. https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176.

Rabatel A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Cáceres B., Ceballos J.L., Basantes R., Vuille M., Sicart J.-E., Huggel C., Scheel M., Lejeune Y., Arnaud Y., Collet M., Condom T., Consoli G., Favier V., Jomelli V., Galarraga R., Ginot P., Maisincho L., Mendoza J., Ménégoz M., Ramirez E., Ribstein P., Suarez W., Villacis M., Wagnon P. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. The Cryosphere. 2013, 7: 81–102. https://doi.org/10.5194/tc-7-81-2013.

Shahgedanova M., Nosenko G., Bushueva I., Ivanov M. Changes in area and geodetic mass balance of small glaciers, Polar Urals, Russia 1950–2008. Journ. Of Glaciology. 2017, 58 (211): 953–964. https://doi.org/10.3189/2012JoG11J233.

Tielidze L., Nosenko G., Khromova T., Paul F. Strong acceleration of glacier area loss in the Greater Caucasus between 2000 and 2020. The Cryosphere. 2022, 16: 489–504. https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022.

Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovskiy K. A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications. Journ. of Glaciology. 2011, 57: 1113–1118. https://doi.org/10.3189/002214311798843430.

Zemp M., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Bannwart J., Paul, F., Hoelzle, M. WGMS 2021. Global Glacier Change Bulletin No. 4 (2018–2019). ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service. Zurich-Switzerland. 2021, 278 p. https://doi.org/10.5904/wgms-fog-2021-05.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 17–32

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324,556.5

ПРОРЫВ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНОГО ОЗЕРА СПАРТАКОВСКОЕ И ИЗМЕНЕНИЯ ВЫВОДНОГО ЛЕДНИКА КУПОЛА СЕМЁНОВА–ТЯН-ШАНСКОГО В 2021 г. (СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ)

© 2023 г. А. Я. Муравьев[1,*], Р. А. Чернов[1]

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия

**e-mail: anton-yar@rambler.ru*

Поступила в редакцию 19.07.2022 г.
После доработки 12.09.2022 г.
Принята к публикации 06.03.2023 г.

Во второй половине августа 2021 г. на острове Большевик (Северная Земля) произошел прорыв ледниково-подпрудного озера Спартаковское. Объём спущенной из озера во фьорд Спартак воды составил около 376 ± 21 млн м^3. Озёрная котловина наполнялась водой в 2016–2021 гг. существенно быстрее, чем в 2006–2016 гг. за счёт усиления поверхностной абляции на ледниках водосборного бассейна в условиях аномально теплого лета в 2018–2021 гг. Система “ледяная плотина–озеро” пришла к новому состоянию – сток в долину реки Базовая происходить более не может.

Ключевые слова: ледниково-подпрудное озеро, выводной ледник, таяние, прорыв озера, максимальный уровень, Северная Земля

DOI: 10.31857/S2076673423010118, **EDN:** MAINVD

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в высокогорных районах умеренных широт и в Арктике отмечается возникновение новых ледниковых озёр, связанное с отступанием ледников (Harrison et al., 2018; Nie et al., 2018; Чернов, Ромашова, 2022). Современные исследования указывают на значительное влияние ледниковых озер на внутреннее гидродинамическое состояние полярных ледников (Глазовский, Мачерет, 2014; Fan et al., 2022). Размеры озёр позволяют эффективно применять дистанционные методы для их обнаружения и исследования пространственных характеристик (Strozzi et al., 2012; Чернов, Муравьев, 2020). В Арктике распространены озера с нестабильным режимом стока (прорывные озёра), в результате их взаимодействия с ледниками.

Исследование прорывов ледниково-подпрудных озёр наиболее актуально для горных территорий, где ведётся хозяйственная деятельность. Эти опасные явления создают риски для населения и инфраструктуры, расположенных ниже по течению (Harrison et al., 2018). Хотя катастрофические прорывы озёр в Арктике масштабнее, чем в горных регионах, степень их опасности часто оказывается незначительной из-за отсутствия постоянного населения и инфраструктуры. Исследования этих объектов весьма важны для понимания климатических изменений.

Ледниково-подпрудные озёра многочисленны в Исландии и Гренландии, часто встречаются на Шпицбергене, Новой Земле, Земле Франца-Иосифа, Канадском Арктическом архипелаге. На архипелаге Северная Земля известны два крупных ледниково-подпрудных озера – Фигурное и Спартаковское (Большиянов, Макеев, 1995). С 2014 г. на о. Большевик возобновились гляциологические исследования ледниковых куполов Мушкетова и Семёнова–Тян-Шанского, гидрологические исследования стока крупных рек острова (Большиянов и др., 2016). Получены сведения о снегозапасах в этом районе и режиме озера Спартаковское (Василевич, Чернов, 2018; Чернов, Муравьев, 2020).

Озеро Спартаковское расположено в северо-западной части острова Большевик (рис. 1) – второго по площади острова архипелага Северная Земля. Это одно из крупнейших ледниково-подпрудных озёр восточного сектора Арктики. Ледяная плотина шириной около 3 км, подпруживающая озеро, образована перегораживающим фьорд Спартак выводным ледником купола Семёнова–Тян-Шанского. Западная часть выводного ледника находится на плаву.

Климат Северной Земли холодный, с продолжительной морозной зимой и коротким холодным летом. Средняя годовая температура воздуха находится в диапазоне от –14 до –13°С (Каталог..., 1980). Летний период на о. Большевик

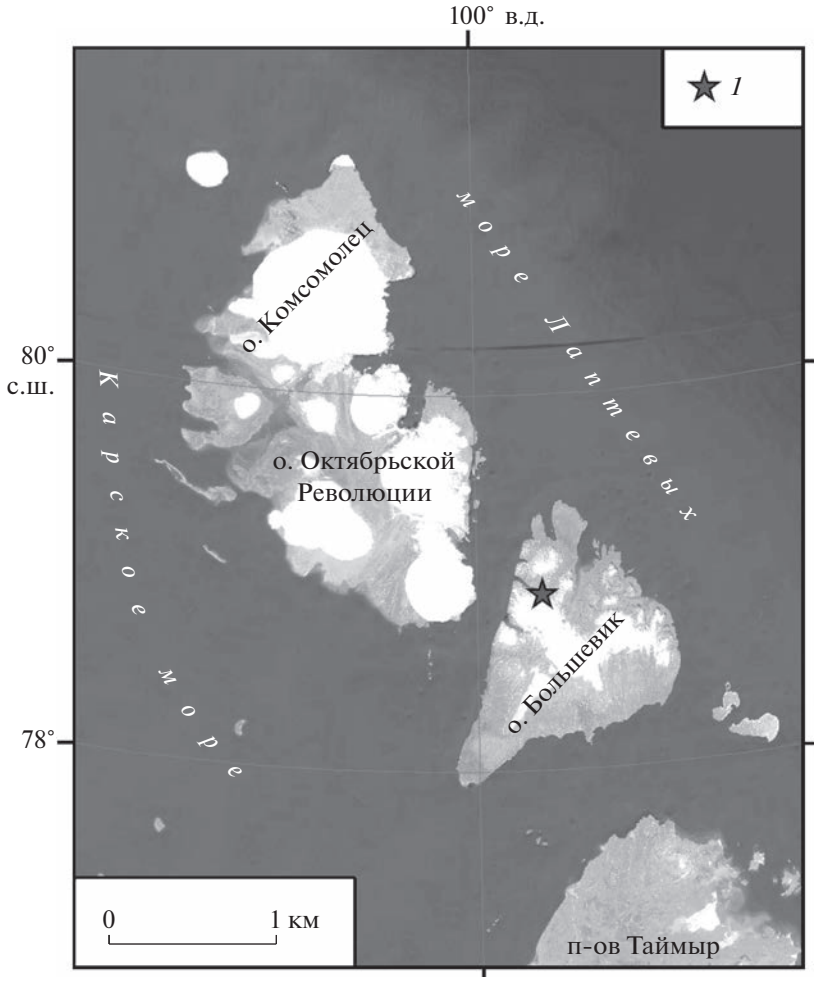

Рис. 1. Район исследований *1* – местоположение озера Спартаковское на о. Большевик.
Fig. 1. Study area *1* – location of Spartakovskoe Lake on Bolshevik Island.

не продолжителен. Положительные температуры воздуха наблюдаются со второй половины июня по конец августа, однако температура воздуха над ур. моря летом нередко опускается ниже 0°С (Брязгин, Юнак, 1988).

Годовое количество осадков в прибрежной зоне составляет 240–260 мм, из которых летом (с июня по август) выпадает около 80 мм (Большиянов, Макеев, 1995). На ледниках в среднем выпадает около 400 мм осадков, из которых 100–120 мм приходится на лето. В течение большей части года атмосферные осадки выпадают в твёрдом виде (до 70% общего количества и более). На высотах более 100 м над ур. моря летом выпадают осадки смешанного типа, и их количество увеличивается с высотой (Брязгин, Юнак, 1988). Толщина снежного покрова в максимум снегонакопления на пологих участках тундры составляет 20–50 см. В частности, весной 2017 г. на платообразных участках северной части о. Большевик (бассейны рек Амба и Мушкетова) средняя измеренная толщина снежного покрова составила 37 см (Василевич, Чернов, 2018).

Площадь водосборного бассейна озера Спартаковское составляет около 167 км^2, из которых 76.6 ± 1.4 км^2 в 2016 г. было занято ледниками (Чернов, Муравьев, 2020). Сток в озеро происходит в летнее время, в основном, за счёт таяния сезонного снежного покрова и поверхностной абляции на ледниках и многолетних снежниках, сосредоточенных в южной части его водосборного бассейна. В северной части водосборного бассейна ледников и крупных многолетних снежников нет.

По данным Каталога ледников СССР (Каталог..., 1980) и карты № 48А в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира (Атлас..., 1997) в областях питания ледников Северной Земли распространены ледяная и фирново-ледяная зоны льдообразования. На ледниках острова Большевик фирново-ледяная зона, по данным этих работ, отсутствует. Однако в ходе полевых наблюдений 2015 г. на се-

верном склоне ледника Семёнова–Тян-Шанского фирново-ледяная зона льдообразования была отмечена (Большиянов и др., 2016).

Озеро, подпруженное ледником, наполняется в летний период за счёт таяния и жидких осадков. Максимальный уровень воды определяется двумя факторами: *1* – низшая точка водораздела с бассейном р. Базовая на северо-востоке водосборного бассейна – 122.9 м; *2* – высота ледяной плотины на юго-западе (переменная величина). Перелив воды в водосборный бассейн р. Базовая, текущей в море Лаптевых, наблюдался в августе 2016 г. (на спутниковом снимке Sentinel-2 от 01.08.2016). Прорыв озера через ледяную плотину происходит во фьорд Спартак (Карское море). В прошлом прорывы озера Спартаковское были зафиксированы летом 2006 г. и во второй половине августа 2016 г. (Чернов, Муравьев, 2020).

Пока озёрная котловина наполняется водой, стока из озера нет. Следов перелива воды через ледяную плотину в 2016 г. обнаружено не было. Постоянных внутри- или подледниковых каналов стока в ледяной плотине, образованной выводным ледником купола Семёнова–Тян-Шанского, нет. Если бы такие каналы существовали, озеро не наполнялось бы выше определенного уровня и не прорывалось бы вовсе. Кроме того, так как ледники Северной Земли относятся к холодным и характеризуются малой мощностью фирновой толщи (из-за распространения ледяной и фирново-ледяной зон льдообразования), температура льда в них на глубине затухания сезонных колебаний должна быть близка к средней годовой температуре воздуха (Каталог..., 1980; Говоруха, 1989). В работе (Барбаш и др., 1981) по результатам полевых измерений 1974–1976 гг. отмечено, что в подошве активного слоя (на глубине 18 м) на куполе Вавилова температура составляет –11.8°С.

В результате анализа современных спутниковых снимков был обнаружен очередной прорыв озера Спартаковское, произошедший в августе 2021 г. Как и в августе 2016 г. озерная котловина была полностью осушена. Однако это масштабное событие произошло существенно раньше, чем предполагалось (Чернов, Муравьев, 2020).

Цель исследования – определение количественных характеристик произошедшего события и его причины. Для этого были сформулированы ряд задач: определить высоту уреза воды в озере перед прорывом 2021 г.; определить объём воды, спущенной из озера во время прорыва в августе 2021 г.; исследовать изменения высоты ледяной плотины, подпруживающей озеро; определить причины быстрого наполнения водой озёрной котловины в период между прорывами 2016 и 2021 гг.; дополнить результаты исследования предыдущего прорыва озера, представленные в работе (Чернов, Муравьев, 2020); определить области ледяной плотины, под которой происходил прорыв озера в 2016 г.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В исследовании использованы следующие данные: спутниковые снимки Sentinel-2 уровня обработки L1C (табл. 1) с пространственным разрешением 10 м и точностью пространственной привязки 11 м с уровнем доверия 95.5% (SENTINEL..., 2022); мозаика цифровой модели рельефа (далее – ЦМР) ArcticDEM v3.0 с пространственным разрешением 2 м (Porter et al., 2018); отдельные ЦМР (фрагменты “strip”) из коллекции ArcticDEM v3.0 (Porter et al., 2018); материалы работы (Чернов, Муравьев, 2020); данные лазерной альтиметрии ICESat-2 и ICESat, полученные с ресурса (https://openaltimetry.org/); данные реанализа метеопараметров ECMWF ERA5 с разрешением 0.5° × 0.5° (https://www.ecmwf.int), полученные с ресурса (Monthly.., 2022); данные наблюдений на научно-исследовательском стационаре “Ледовая база “Мыс Баранова” (Электронный архив..., 2022).

Все спутниковые снимки, ЦМР и данные лазерной альтиметрии зарегистрированы в проекции UTM (зона 47) на эллипсоиде WGS 1984. Обработка этих данных производилась в программных продуктах ESRI ArcGIS и QGIS.

Дешифрирование границ ледников и многолетних снежников, а также береговой линии озера Спартаковское на разновременных спутниковых снимках выполнено вручную. Снимки для этих целей подбирались на вторую половину августа и начало сентября (конец периода абляции) для минимизации влияния остатков сезонного снежного покрова и снежников-перелетков на результаты дешифрирования. Погрешность определения площади ледников в результате дешифрирования спутниковых снимков Sentinel-2 оценена как произведение протяженности границ ледников на точность пространственной привязки данных снимков (11 м с уровнем доверия 95.5% по данным (SENTINEL..., 2022)).

ЦМР ArcticDEM v3.0 (Porter et al., 2018) применялась для определения объёма озёрной котловины, уровня поверхности выводного ледника купола Семёнова–Тян-Шанского, подпруживающего озеро, границ водосборного бассейна и площади его высотных зон. В работе задействована мозаика с пространственным разрешением 2 м и отдельные ЦМР, созданные в результате обработки стереопар спутниковых снимков WorldView-1, WorldView-2 и WorldView-3 2012–2017 гг. Точность пространственной привязки (в плане) таких снимков без наземных контрольных точек

Таблица 1. Использованные в работе спутниковые снимки и цифровые модели рельефа

Спутник	Дата съёмки	Идентификатор снимка (ID)
Спутниковые снимки		
Sentinel-2	01.08.2016	S2A_OPER_MSI_L1C_TL_SGS__20160801T063620_20160801T101328_A005794_T48XVN_N02_04_01
	26.08.2018	L1C_T47XNH_A016591_20180826T071615
	02.09.2020	L1C_T48XVN_A018236_20200902T072618
	03.08.2021	L1C_T47XNH_A031935_20210803T072618
	06.08.2021	L1C_T48XVN_A023069_20210806T064625
	13.08.2021	L1C_T47XNH_A032078_20210813T072618
	24.08.2021	L1C_T47XNH_A023327_20210824T074610
	27.08.2021	L1C_T48XVN_A032278_20210827T070623
	31.08.2021	L1C_T47XNH_A032335_20210831T064625
	15.09.2021	L1C_T47XNH_A023641_20210915T064620
Цифровые модели рельефа		
Мозаика ArcticDEM v3.0	–	51_47_2_1_2m_v3.0
Отдельные ЦМР “strip” из коллекции ArcticDEM v3.0	07.04.2016	SETSM_WV02_20160407_1030010053D85300_1030010 05490F800_seg1_2m_v3.0
	15.04.2016	SETSM_WV03_20160415_104001001C85F900_104001 001B5E6900_seg1_2m_v3.0
	11.04.2017	SETSM_WV01_20170411_102001005D123400_1020010 0615ACD00_seg1_2m_v3.0
	17.07.2017	SETSM_WV02_20170717_103001006E192100_10300100 6CAC1900_seg1_2m_v3.0
	08.08.2017	SETSM_WV01_20170808_1020010064119500_10200100 653A5000_seg1_2m_v3.0

по данным оператора спутников находится в пределах 4, 3.5 и 3.5 м, соответственно.

Все отдельные ЦМР ArcticDEM v3.0 (фрагменты “strip”) перед применением были скорректированы по высоте. Коррекция данных ЦМР по высоте выполнена относительно мозаики ArcticDEM v3.0 с пространственным разрешением 2 м, созданной из скорректированных данных съёмки ICESat и корегистрированных результатов обработки спутниковых снимков WorldView-1, WorldView-2 и WorldView-3 2012–2017 гг. Для этого создана регулярная сетка точек с шагом 100 м, из которой исключены все точки, расположенные на нестабильных поверхностях. К нестабильным отнесены поверхности ледников и снежников (определены на снимках Sentinel-2, сделанных в конце периода абляции 2016 и 2018 гг.), водные поверхности и эрозионные врезы, в которых зимой в результате метелевого перераспределения скапливается большое количество снега (Чернов, Муравьев, 2020). Фактор накопления снега в эрозионных врезах необходимо учитывать, так как отдельные ЦМР ArcticDEM v3.0 созданы из спутниковых снимков, сделанных в разные сезоны, а мозаика ArcticDEM v3.0 может содержать информацию о высотах поверхности накопленного в эрозионных врезах снега, а не информацию о высотах их дна (разница достигает нескольких метров).

Далее регулярной сетке точек, расположенных на стабильных поверхностях, присваивались высоты мозаики ArcticDEM v3.0 и всех отдельных ЦМР ArcticDEM v3.0, использованных в работе. После этого высотные данные отдельных ЦМР (фрагменты “strip”) систематически корректировались на величину медианного отклонения их высоты от высоты поверхности мозаики ArcticDEM v3.0. Например, поверхность фрагмента ЦМР от 11.04.2017 была систематически повышена на 1.62 м – величину медианного отклонения по 2322 точкам от поверхности мозаики. Поверхность фрагмента “strip” ЦМР от 08.08.2017 систематически повышена на 3.33 м – величину медианного отклонения по 870 точкам от поверхности мозаики” (Чернов, Муравьев, 2020).

В документации к ArcticDEM v3.0, приведенной на сайте её разработчиков (https://www.pgc.umn.edu/), отмечено, что точность этой ЦМР в плане и по высоте без назем-

ных контрольных точек находится в пределах 4 м. Анализ отклонений высоты поверхности скорректированных фрагментов ЦМР (“strip”) от высоты поверхности мозаики ArcticDEM v3.0, выполненный в работе (Чернов, Муравьев, 2020), позволил выявить доверительный интервал ±3 м для описанного выше метода корегистрации ЦМР. В этот доверительный интервал попали отклонения значений высоты 92.6% из 2322 точек фрагмента ЦМР от 11.04.2017 и 97.2% из 870 точек фрагмента ЦМР 08.08.2017 от значений высоты мозаики ArcticDEM v3.0, расположенных на стабильных поверхностях. Данная величина (±3 м) принята за вертикальную погрешность при определении объёма воды в озере в зоне покрытия дна озёрной котловины ЦМР из коллекции ArcticDEM v3.0.

Для дополнительной проверки качества корегистрации отдельных ЦМР (фрагменты “strip”) ArcticDEM v3.0, покрывающих участок выводного ледника с купола Семёнова–Тян-Шанского, подобраны две ЦМР, созданные на основе съёмок 07.04.2016 и 15.04.2016 (см. табл. 1). Учитывая малый временнóй интервал между этими съёмками (8 дней) и небольшой наклон поверхности выводного ледника во фьорде, можно предположить, что разница высоты между поверхностями этих ЦМР должна быть очень мала. После коррекции высоты этих ЦМР по регулярной сетке точек, расположенных на стабильных поверхностях, сформировано покрытие разницы высот между поверхностями 7 и 15 апреля 2016 г. Статистический анализ этого покрытия показал, что на участке выводного ледника площадью около 3.5 км^2 средняя разница высоты поверхности этих ЦМР составила – 0.07 м, а её среднеквадратичное отклонение по всем ячейкам ЦМР (примерно 873 тыс.) – 0.42 м.

Разновременные данные лазерной альтиметрии ICESat-2 и ICESat, полученные с ресурса (https://openaltimetry.org/), применялись для определения высоты уреза воды в озере и высоты поверхности отдельных участков ледника. В случае ICESat-2 использовался набор данных “ATL06: ATLAS/ICESat-2 L3A Land Ice Height” (Smith et al., 2021). Теоретически более подходящий для теплого сезона, когда озеро не покрыто льдом, набор “ATL13: ATLAS/ICESat-2 L3A Inland Water Surface Height” на район исследований отсутствует. Для определения высоты уреза воды в озере Спартаковское на определенную дату бралось минимальное значение высоты среди точек пересекающего озеро трека ICESat-2 или ICESat, находящихся в пределах поверхности озера. Это позволило минимизировать влияние на результаты измерений многочисленных льдин, плавающих в озере в тёплый период.

В отдельных случаях для компенсации недостаточной частоты съёмки ICESat-2 в 2021 г. при определении высоты уреза воды в озере применялась скорректированная по высоте отдельная ЦМР ArcticDEM v3.0 от 11.04.2017, созданная по данным спутниковых съёмок, произведенных вскоре после прорыва озера 2016 г., и отражающая рельеф большей части (за исключением западной оконечности) дна озёрной котловины. Для минимизации влияния сезонного снежного покрова на результаты измерений, значения высот фиксировались в центре относительно широких (140–150 м и более) и пологих частей озёрной котловины на северо-востоке. Следует отметить, что погрешность определения высоты уреза воды озера по ArcticDEM v3.0 ограничивается не только погрешностями самой ЦМР, но и существенно меньшим, по сравнению с ней, пространственным разрешением спутниковых снимков Sentinel-2 (10 м), непосредственно влияющим на точность определения пространственного положения береговой линии.

Объём воды в озере на конкретную дату определяли как объём пространства, заключенный между высотой уреза воды и расположенной ниже поверхностью ЦМР, построенной в работе (Чернов, Муравьев, 2020), с поправкой на разницу уровня воды 10.09 м между фрагментом ЦМР 08.08.2017, покрывающей участок на западе озёрной котловины, и ЦМР 11.04.2017. Построенная в рамках этой работы ЦМР озёрной котловины и данные ICESat-2 позволили рассчитать объём воды в озере на даты съёмки ICESat-2 с существенным ограничением – ЦМР на западе ограничено положением ледяной плотины 01.08.2016. Однако граница подпруживающего озеро выводного ледника между прорывами 2016 и 2021 гг. постепенно отступала. ЦМР поверхности, освободившейся от ледника в эти годы, отсутствует.

С 01.08.2016 по 06.08.2021 граница подпруживающей озеро ледяной плотины в центральной части отступила на 350–380 м (рис. 2), а площадь поверхности, освобожденной от ледника и многолетних снежников (вдоль юго-западного побережья) и занятой озером, составила 0.49 ± 0.08 км^2. Это около 7.4% площади озера 01.08.2016 и 8.1% его площади 03.08.2021. Подчеркнем, что данный участок расположен в западной, наиболее глубокой, части озёрной котловины, поэтому его доля в объёме воды в озере должна существенно превышать долю в площади.

Основная часть котловины озера Спартаковское расположена в троговой долине, характеризующейся крутыми (местами более 45°) бортами и широким пологим дном. Это видно на спутниковых снимках Sentinel-2 от 27.08.2016 и 31.08.2021, а также отдельных фрагментах ЦМР ArcticDEM v3.0 от 11.04.2017 и 17.07.2017, отражающих состо-

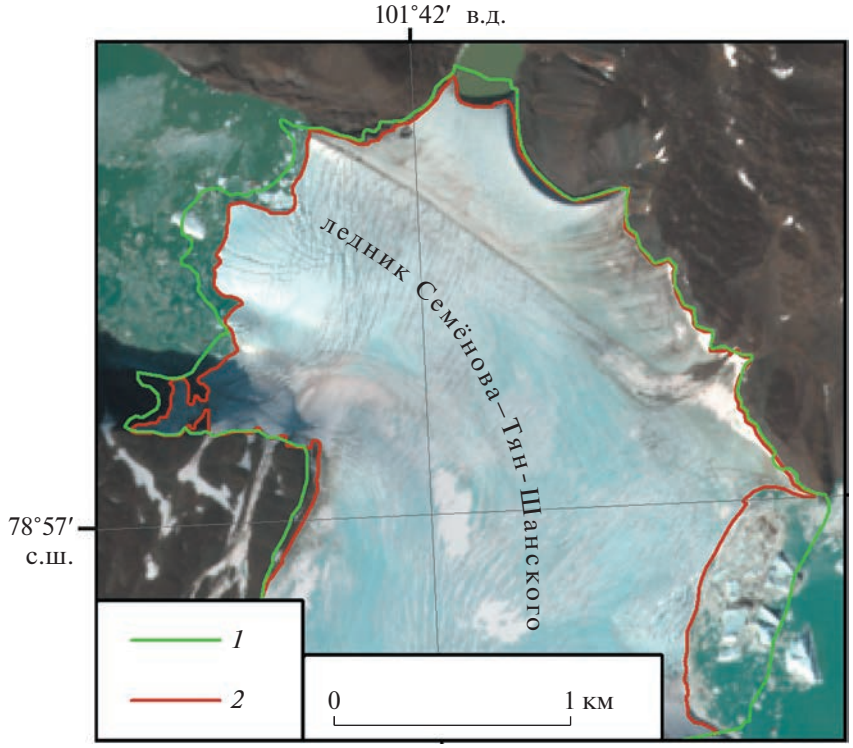

Рис. 2. Границы выводного ледника купола Семёнова–Тян-Шанского в августе 2016 г. (*1*) и августе 2021 г. (*2*). В подложке – спутниковый снимок Sentinel-2 от 03.08.2021.

Fig. 2. The boundaries of the Semenov-Tyan-Shansky Glacier in August 2016 (*1*) and August 2021 (*2*). On the background – satellite image Sentinel-2 03.08.2021.

яние осушенной озёрной котловины. Визуальный анализ снимка Sentinel-2 от 31.08.2021 (рис. 3, *б*) позволил сделать вывод о том, что дно озёрной котловины на участке, освободившемся от ледника между 01.08.2016 и 06.08.2021, расположено примерно на том же гипсометрическом уровне, что и на участке, примыкающем с востока к границе ледяной плотины 01.08.2016. Об этом свидетельствует обширная плоская поверхность, свободная от крупных обломков льда, расположенная на обоих участках и пересекающая границу ледяной плотины 01.08.2016 в северной части озёрной котловины. Это позволяет сделать допущение, что рельеф и глубина озёрной котловины на участке, освободившемся от ледника между 01.08.2016 и 06.08.2021, примерно соответствуют рельефу и глубине озёрной котловины на участке к востоку от границы ледяной плотины 01.08.2016, охватываемом современными ЦМР. Из этого следует, что средние значения абсолютной высоты поверхности этих участков должны быть близки друг к другу.

В западной части озёрной котловины в границах береговой линии 01.08.2016 был выделен участок шириной около 500 м и площадью 0.64 км^2. Этот участок полностью покрыт отдельным фрагментом ЦМР ArcticDEM v3.0, отражающим состояние поверхности 17.07.2017. Далее по скорректированной по высоте ЦМР от 17.07.2017 в границах этого участка (около 159 тыс. ячеек) была рассчитана высотная статистика: средняя высота поверхности – 34.2 м, минимальная – 20.9 м, максимальная – 122.9 м, среднеквадратичное отклонение – 17.8 м. Объём воды на участке, освободившемся от ледника между 01.08.2016 и 06.08.2021, вычислялся как объём, заключенный между высотой уреза воды по данным съёмки ICESat-2 и средней высотой поверхности (34.2 м). Погрешность определения объёма воды для этого участка была принята равной произведению его площади на половину среднеквадратичного отклонения (8.9 м) значений высоты ячеек ЦМР от среднего значения.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Очередной прорыв ледниково-подпрудного озера Спартаковское произошел во второй половине августа 2021 г. Дата начала прорыва озера неизвестна, однако временные рамки этого события удалось сузить, используя находящиеся в открытом доступе данные спутниковой съёмки.

Определение высоты уреза воды в озере перед прорывом 2021 г. и его изменений в 2016–2021 гг. Пространственное положение береговой линии озера до прорыва на всем её протяжении оценено

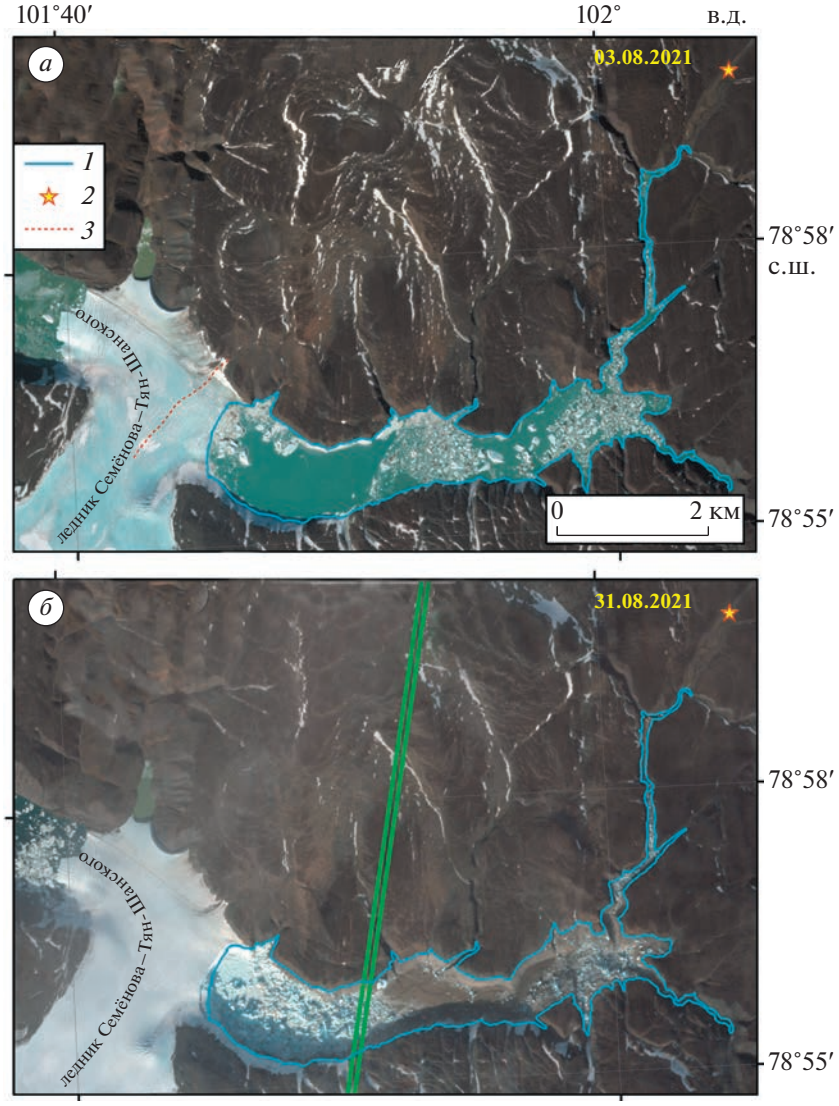

Рис. 3. Озеро Спартаковское на о. Большевик (Северная Земля): *а* – 03.08.2021 (до спуска воды), *б* – 31.08.2021 (после спуска воды). *1* – береговая линия озера 03.08.2021, *2* – низшая точка водораздела с бассейном р. Базовая, *3* – ледораздел, *4* – трек ICESat-2 с данными съёмки 16.09.2021.

Fig. 3. Spartakovskoye Lake on Bolshevik Island (Severnaya Zemlya): *а* – 03.08.2021 (before the drainage of water), *б* – 31.08.2021 (after the drainage of water). *1* – the shoreline of the lake 03.08.2021, *2* – the lowest point of the watershed with the Bazovaya River basin, *3* – iceshed, *4* – ICESat-2 track with survey data 16.09.2021.

по спутниковому снимку Sentinel-2 от 03.08.2021 (см. рис. 3, *а*). Для дешифрирования границы озера и подпруживающего его выводного ледника купола Семёнова–Тян-Шанского применен снимок Sentinel-2 от 06.08.2021, на котором у этой границы отсутствуют плавающие льдины, препятствующие дешифрированию. Площадь озера 03.08.2021 составляла 6.03 ± 0.34 км^2. Высота уреза воды, определенная по скорректированному по высоте фрагменту “strip” ArcticDEM v3.0 от 11.04.2017 у северо-восточной оконечности озера, составила около 105.5 м над ур. моря.

Анализ спутникового снимка Sentinel-2 от 13.08.2021 показал, что озеро после 03.08.2021 продолжало наполняться. На спутниковом снимке Sentinel-2 от 24.08.2021 видно, что береговая линия озера немного (до 20–30 м в относительно пологих местах) отступила, по сравнению со своим положением 13.08.2021. Это означает, что 24.08.2021 из озера уже происходил спуск воды. Промежуточный результат этого процесса виден на снимке Sentinel-2 от 27.08.2021.

К 31.08.2021, судя по спутниковому снимку Sentinel-2 на эту дату (см. табл. 1), прорыв озера завершился (см. рис. 3, *б*). На снимке Sentinel-2 от 31.08.2021 видна осушенная озёрная котловина, западная часть которой завалена обломками льда, оставшимися после завершения прорыва озера.

Таблица 2. Высота уреза воды озера Спартаковское по данным съёмок ICESat-2 и ICESat, и измерений по ЦМР

Источник данных	Дата	Идентификатор трека ICESat-2 или ICESat	Высота уреза воды или поверхности ледяного покрова, м над ур. моря	Объём воды в озере, млн м^3	Максимальная глубина озера*, м
ICESat	14.03.2006	228	112.2	–	103.7
	14.11.2006	228	16.8**	–	8.3
ЦМР	01.08.2016	–	122.9	404.3 ± 21.9***	114.4
ICESat-2	31.10.2018	499	60.3	–	51.8
	30.04.2019	499	59.8	119.7 ± 14.6	51.3
	28.01.2020	499	79.9	205.6 ± 16.9	71.4
	28.03.2021	57	99.8	306.7 ± 19.5	91.3
	26.04.2021	499			
ЦМР	03.08.2021	–	105.5	338.9 ± 20.2	97.0
ICESat-2	16.09.2021	1300	8.5*	≈0	≈0

*Исходя из допущения о значении абсолютной высоты дна в наиболее глубокой части озера 8.5 м над ур. моря; ** Высота уреза воды, ледяного покрова или дна озёрной котловины; *** Данные работы (Чернов, Муравьев, 2020).

При этом на поверхности выводного ледника, подпруживающего озеро, нет видимых провалов и эрозионных врезов. Это означает, что прорыв озера, как и в августе 2016 г., произошел под ледником. Центральная часть ледяной плотины к 31.08.2021 отступила в плане на 70–80 м относительно своего положения 03.08.2021.

Выполнен анализ данных съёмки ICESat-2 от 16.09.2021 (табл. 2), произведенной в западной (наиболее глубокой) части осушенной озёрной котловины. Минимальная зафиксированная по этому треку высота поверхности озёрной котловины составила 8.5 м над ур. моря. Это ниже, чем минимальная высота (20–21 м), зафиксированная в западной части озёрной котловины на скорректированном фрагменте ЦМР ArcticDEM v3.0 от 11.04.2017 в рамках работы (Чернов, Муравьев, 2020). Очевидно, что после прорыва озера, произошедшего в конце августа 2016 г., до установления устойчивых отрицательных температур воздуха в озёрную котловину с территории водосборного бассейна происходил сток воды.

В результате анализа данных съёмки ICESat обнаружено дополнительное подтверждение сделанного в работе (Чернов, Муравьев, 2020) вывода о том, что предшествующий 2016 г. прорыв озера Спартаковское произошел в конце теплого сезона 2006 г. Высота уреза воды озера 14.03.2006 ещё до начала таяния сезонного снежного покрова и ледяного покрова озера была выше 112 м (см. табл. 2). 14.11.2006, уже после завершения теплого сезона, урез воды располагался на высоте, не превышающей 16.8 м. Значит наполнение озёрной котловины водой после прорыва озера в 2006 г. заняло десять лет – с 2007 по 2016 г. включительно.

Определение объёма воды, спущенной из озера во время прорыва в 2021 г., и скорости наполнения озёрной котловины в 2016–2021 гг. Расчётный объём воды в озере Спартаковское исходя из высоты уреза воды 105.5 м на 03.08.2021 составил 338.9 ± 20.2 млн м^3. Он накопился за неполные пять тёплых сезонов. При этом за часть тёплого сезона 2021 г., предшествующую этой дате, сток в озеро составил около 32 млн м^3 (см. табл. 2).

Согласно выполненным расчетам, сток в озеро за 2020 г. превысил 101 млн м^3. Это максимальное из рассчитанных значений в период между прорывами озера в 2016 и 2021 гг. Оно более чем вдвое превышает расчётную величину стока в озеро в период 2006–2016 гг., составлявшую по данным работы (Чернов, Муравьев, 2020) 37.1–48.2 млн м^3 в год (в зависимости от летней температуры воздуха и количества осадков). Сток в озеро за 2019 г. составил около 86 млн м^3, что примерно на 13% меньше стока за 2020 г., но существенно больше стока в 2006–2016 гг. За 2017–2018 гг. в озёрной котловине накопилось около 120 млн м^3 воды.

Исследование причин быстрого наполнения водой озёрной котловины в период 2016–2021 гг. Аномально большие объёмы стока в озеро с 2019/20 г. вызваны климатическими причинами: прежде всего, аномально высокими летними температурами воздуха (рис. 4, *а*), что должно существенно усилить поверхностную абляцию на ледниках и многолетних снежниках водосборного бассейна; в небольшой степени повышенным количеством осадков (рис. 4, *б*). Лето в эти годы было аномально теплым. По данным реанализа метеопараметров ECMWF ERA5 (Monthly.., 2022), лето 2020 г. в районе исследований было самым теплым за период 1950–2021 гг. Средняя температура воздуха за июнь–август 2020 г. составила 1.7°C, что на

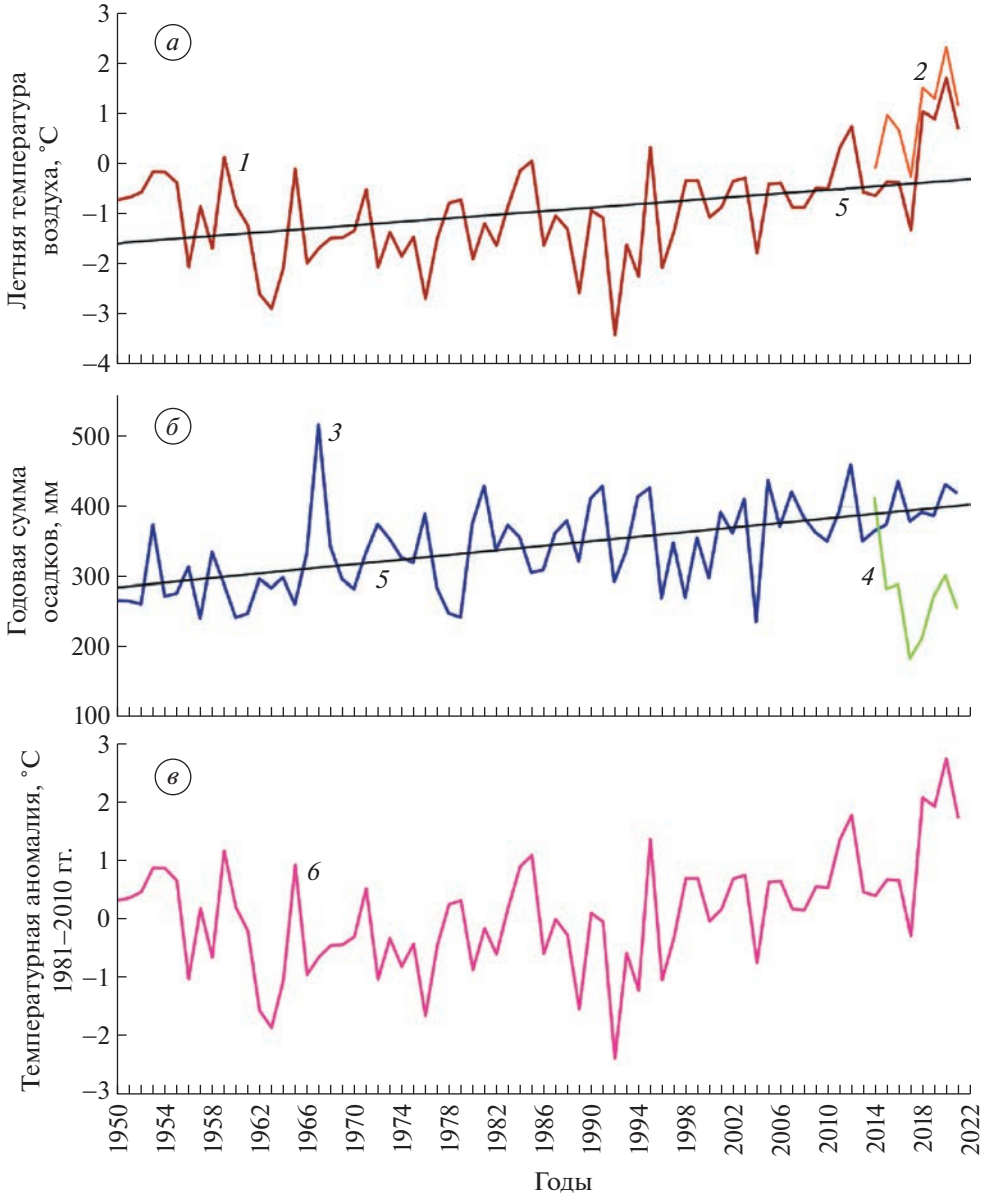

Рис. 4. Изменения: *а* – средних летних температур воздуха (июнь–август) по данным реанализа ECMWF ERA5 (Monthly.., 2022) (*1*) и данным наблюдений на стационаре "Ледовая база "Мыс Баранова" (Электронный архив...) (*2*); *б* – годовые суммы осадков по данным реанализа ECMWF ERA5 (Monthly.., 2022) (*3*) и данным наблюдений на стационаре "Ледовая база "Мыс Баранова" (Электронный архив...) (*4*); линии трендов (*5*); *в* – аномалии летних температур воздуха (*6*) (базовый период 1981–2010 гг.) в районе исследований в 1950–2021 гг. по данным реанализа ECMWF ERA5 (Monthly.., 2022).

Fig. 4. Changes: *а* – of average summer air temperatures (June–August) according to ECMWF ERA5 reanalysis (Monthly.., 2022) (*1*) and observational data at the station "Ice base "Baranov Cape" (AARI electronic archive...) (*2*); *б* – annual rainfall according to ECMWF ERA5 reanalysis (Monthly.., 2022) (*3*) and observational data at the station "Ice base "Baranov Cape" (AARI electronic archive...) (*4*); trend lines (*5*); *в* – summer air temperature anomalies (*6*) (base period 1981–2010) in the study area in 1951–2021 according to ECMWF ERA5 reanalysis (Monthly.., 2022).

2.8°С выше среднего значения за базовый период 1981–2010 гг. (см. рис. 4, *в*). Похожая картина изменений летних температур воздуха в последние годы видна из данных прямых наблюдений на научно-исследовательском стационаре ААНИИ "Ледовая база "Мыс Баранова" (Электронный архив..., 2022), расположенном на острове Большевик, менее чем в 35 км к северу от озера Спартаковское (см. рис. 4, *а*).

Суммы годовых осадков (см. рис. 4, *б*) по данным реанализа ECMWF ERA5 (Monthly.., 2022) плохо коррелируют с данными прямых измере-

ний 2014–2021 гг., выполненными на стационаре "Ледовая база "Мыс Баранова" (Электронный архив..., 2022), и их нельзя учитывать для расчета стока в озеро. Но их можно применять для выявления тенденций изменения общего количества осадков в районе исследований.

Годовые суммы осадков по данным реанализа ECMWF ERA5 (см. рис. 4, *б*) превышали средние значения базового периода 1981–2010 гг. на 7.8% в 2019 г. и на 20.4% в 2020 г. Отмечено, что суммы годовых осадков в периоды между прорывами озера Спартаковское в 2006, 2016 и 2021 гг. почти во все годы (кроме 2010 и 2013 гг.) превышали средние значения базового периода. Разница в среднем количестве осадков в периоды наполнения озера 2007–2016 гг. (389 мм/год) и 2017–2021 гг. (401 мм/год) несущественна. Учитывая сокращение периода (2017–2021 гг.) наполнения озёрной котловины водой вдвое по сравнению с предыдущим (2007–2016 гг.), можно сделать вывод о радикальном изменении структуры стока в озеро. По данным работы (Чернов, Муравьев, 2020) средний вклад поверхностной абляции на ледниках и снежниках водосборного бассейна в сток в озеро составлял 43.6%. 2018–2021 гг. (см. рис. 4, *а*) – годы с аномально теплым летом, доля поверхностной абляции на ледниках и снежниках должна была существенно вырасти. Иных источников воды, способных обеспечить подобное увеличение объёма стока (с 37–48 до 86–101 млн м^3), в районе исследований нет.

С учётом данных по летним температурам воздуха и годовым суммам осадков можно предположить, что сток в озеро Спартаковское в 2018 г. сопоставим со стоком в 2019 г. Из 120 млн м^3 воды, поступивших в озеро за 2017–2018 гг., не менее 86 млн м^3 (сток за 2019 г.) приходится на теплый сезон 2018 г. Средняя летняя температура воздуха в 2018 г., по данным прямых измерений на стационаре "Ледовая база "Мыс Баранова" (Электронный архив..., 2022) была на 0.2°C выше, чем в 2019 г., и на 1.8°C выше, чем в 2017 г.

Для дополнительной проверки полученных данных определена величина летней абляции на ледниках и многолетних снежниках водосборного бассейна в 2020 г. Она была рассчитана с помощью формулы Ходакова–Кренке $A = (T\text{л} + 9.5)^3$, где Tл – средняя летняя температура воздуха на расчётной высоте (Кренке, Ходаков, 1966), при условии высотного градиента температуры равного –0.7°C на 100 м подъема. При этом учитывался температурный скачок при переходе на ледниковую поверхность, составляющий 1°C.

Средняя температура воздуха в июне 2020 г. по данным реанализа ERA5 и по данным наблюдений на стационаре "Ледовая база "Мыс Баранова" соответственно составила –0.5 и 0.4°C. Сентябрь 2020 г. существенно теплее – 2.0 и 2.8°C соответственно. Средние летние температуры воздуха 2020 г. рассчитывались за период с июля по сентябрь включительно и составили 3.1°C для стационара "Ледовая база "Мыс Баранова" и 2.5°C по данным реанализа ERA5.

Практически вся площадь ледников и многолетних снежников (73.5 ± 1.4 км^2) в водосборном бассейне озера Спартаковское расположена на высотах выше 200 м. Расчётная величина абляции по формуле Ходакова–Кренке в высотном диапазоне 200–600 м составила 770 мм в.э. исходя из средней температуры воздуха в июле–сентябре на стационаре "Ледовая база "Мыс Баранова" и 630 мм в.э. исходя из данных реанализа ERA5. С учётом того, что сезонный снежный покров в этом районе полностью стаивает, вклад снегозапасов учитывали согласно оценкам в работе (Чернов, Муравьев, 2020). Величина жидких осадков в водосборном бассейне в расчетах принята равной 100 мм в.э. Таяние выше 600 м не учитывалось. Сток талой воды из области абляции ледников принят равным величине летней абляции.

Общий сток в бассейне озера Спартаковское в 2020 году, включая жидкие осадки, составил 75.7 млн м^3 при применении данных реанализа ERA5 и 85.5 млн м^3 – по данным наблюдений на стационаре "Ледовая база "Мыс Баранова". Максимальные оценки стока при увеличении жидких осадков и снегозапасов на 25% (что вполне вероятно при небольших средних величинах) с учетом высоких летних температур дают величину стока в летний период равную 97.8 млн м^3 при применении данных наблюдений на стационаре "Ледовая база "Мыс Баранова". Эта величина близка к величине стока, измеренной по результатам обработки данных ДЗЗ (101 млн м^3). Хотя она значительно превышает оценки для периода наполнения озера до прорыва 2016 года (Чернов и Муравьев, 2020), усиление летнего стока в бассейне озера в 2.5–3 раза за счёт повышения летних температур воздуха вполне реально. При этом структура стока изменяется – почти две трети талой воды поступает с ледниковой поверхности, хотя ранее сток с ледников составлял менее половины общего стока.

Аномалия погодных условий лета 2020 г. в Арктике отмечается в современной литературе. В работе (Liang et al., 2020) приведены данные о том, что июльская площадь морских льдов Арктики в 2020 г. была минимальна за период 1979–2020 гг. Авторы связывают это с антициклонической атмосферной циркуляцией – с июля по сентябрь (особенно в июле и августе) 2020 г. в Арктике доминировала аномалия высокого атмосферного давления.

Изменение высоты ледяной плотины, подпруживающей озеро. В ходе анализа полученных результатов возник вопрос – почему прорыв озера

Спартаковское в августе 2021 г. произошёл задолго до достижения урезом воды высоты точки перелива воды в долину реки Базовая? Для ответа на него необходимо исследовать состояние ледяной плотины, подпруживающей озеро. Отмечено, что для понимания реакции на спуск озера всего выводного ледника купола Семёнова–Тян-Шанского слишком мало данных.

Ледораздел ледяной плотины, подпруживающей озеро, расположен в её центральной части (см. рис. 3, *а*; рис. 5, *а*). Поверхность плотины от ледораздела понижается в направлениях к фьорду Спартак и к озеру Спартаковское. Данный ледораздел содержит минимальные высоты на участке немного севернее осевой зоны троговой долины, который характеризуется практически плоской поверхностью (см. рис. 5, *б*). Высота поверхности данного участка должна определять максимальную высоту уреза воды озера Спартаковское, которую может удержать ледяная плотина. Основная часть этого участка 07.04.2016 располагалась в интервале высот 136–137 м. К июлю 2017 г. его поверхность понизилась (см. рис. 5, *в*) в среднем на 2.06 м (среднеквадратичное отклонение 0.66 м по 15.5 тыс. ячеек ЦМР) – основная её часть 17.07.2017 находилась в интервале высот 134–135 м. Большая часть величины понижения поверхности в этот период – следствие прорыва озера Спартаковское под ледником во второй половине августа 2016 г.

На рис. 5, *в* отражено изменение высоты поверхности нижней части выводного ледника купола Семёнова-Тян-Шанского после прорыва озера Спартаковское во второй половине августа 2016 г. Область наибольшего понижения поверхности ледника, примыкающая к озеру на востоке, находилась на плаву перед прорывом озера и была разрушена во время его спуска. Минимальные изменения высоты поверхности наблюдаются в краевой северо-восточной части ледника и в области ледораздела. Вдоль осевой линии ледяной плотины выделяется протянувшаяся в направлении с юго-востока на северо-запад (до фьорда) область относительно большого понижения поверхности ледника, пересекающая ледораздел. Вероятно, эта область маркирует местоположение подледного канала, сформировавшегося во время прорыва озера Спартаковское во второй половине августа 2016 г.

ЦМР, отражающих состояние поверхности выводного ледника купола Семёнова–Тян-Шанского в 2018–2021 гг., в открытом доступе нет. Однако некоторое представление об изменении высоты его поверхности во второй половине 2010-х годов можно получить, анализируя массив исходных данных работы (Hugonnet et al., 2021a). Для анализа применялся массив данных об изменении высоты поверхности ледника в 2015–2019 гг. (Hugonnet et al., 2021б). Изменение высоты поверхности ледника на выделенном, наиболее низком, участке ледораздела (см. рис. 5, *б*) изменяется от -0.25 ± 0.43 до -0.90 ± 0.43 м/год, то есть за 2015–2019 гг. его поверхность понизилась на величину от 1.25 ± 2.15 до 4.50 ± 2.15 м. Среднее по площади изменение высоты поверхности составило -0.32 ± 0.43 м/год или 1.60 ± 2.15 м за 2015–2019 гг. Следует отметить, что в работе (Hugonnet et al., 2021a) данные об изменении высоты поверхности ледников приведены в усредненном за определенные временные интервалы виде. Поэтому из массива данных этой работы нельзя вычленить информацию об изменении высоты поверхности ледников за весь период или отдельные годы, и влиянии локализованного во времени прорыва озера в августе 2016 г. по отдельности. Сезоны абляции 2015–2016 гг. прошли до прорыва озера во второй половине августа 2016 г. Понижение поверхности выводного ледника в 2017–2019 гг. должно быть меньше приведенных выше величин. Информации об изменении его поверхности в 2020–2021 гг. нет. По приведенным выше климатическим данным, поверхностная абляция в эти годы должна существенно превосходить средние значения 2015–2019 гг.

Дополнительную информацию о высоте поверхности ледника можно получить, анализируя данные съёмки ICESat-2, представляющие собой точечные данные о высоте поверхности, снятые по треку с интервалом 20 м. Поверхность практически плоского участка ледораздела (см. рис. 5, *б*) пересекает трек съёмки (идентификатор трека 858) ICESat-2 18.02.2021. В пределы границ этого участка попали 11 точек съёмки ICESat-2. Изменение высоты поверхности ледника, по сравнению с данными скорректированной по высоте ЦМР ArcticDEM v3.0 от 17.07.2017, составило (медиана по всем точкам) –6.5 м. При этом измерение отклонения высоты ЦМР от 17.07.2017 от данных съёмки ICESat-2 18.02.2021 на стабильных поверхностях (вне ледников, снежников, эрозионных врезов) составило –0.15 м (медиана по 350 точкам). Так как в середине июля 2017 г. сезонный снежный покров на таких участках уже должен был отсутствовать, а съёмка ICESat-2 в середине февраля 2021 г. фиксировала высоту поверхности сезонного снежного покрова. Из этого следует, что к концу сезона абляции 2020 г. поверхность самой низкой части ледораздела (см. рис. 5, *а–б*) понизилась до высоты около 128 м.

Лето 2021 г. было тёплым (см. рис. 4, *а*). Судя по летним температурам воздуха, таяние в этот год должно было быть сопоставимо с таянием в 2018 и 2019 гг. Установлено, что с июля 2017 г. по середину февраля 2021 г. поверхность ледораздела понизилась на 6.5 м (до высоты около 128 м). К середине августа 2021 г., вследствие таяния, поверхность ледяной плотины понизилась ещё

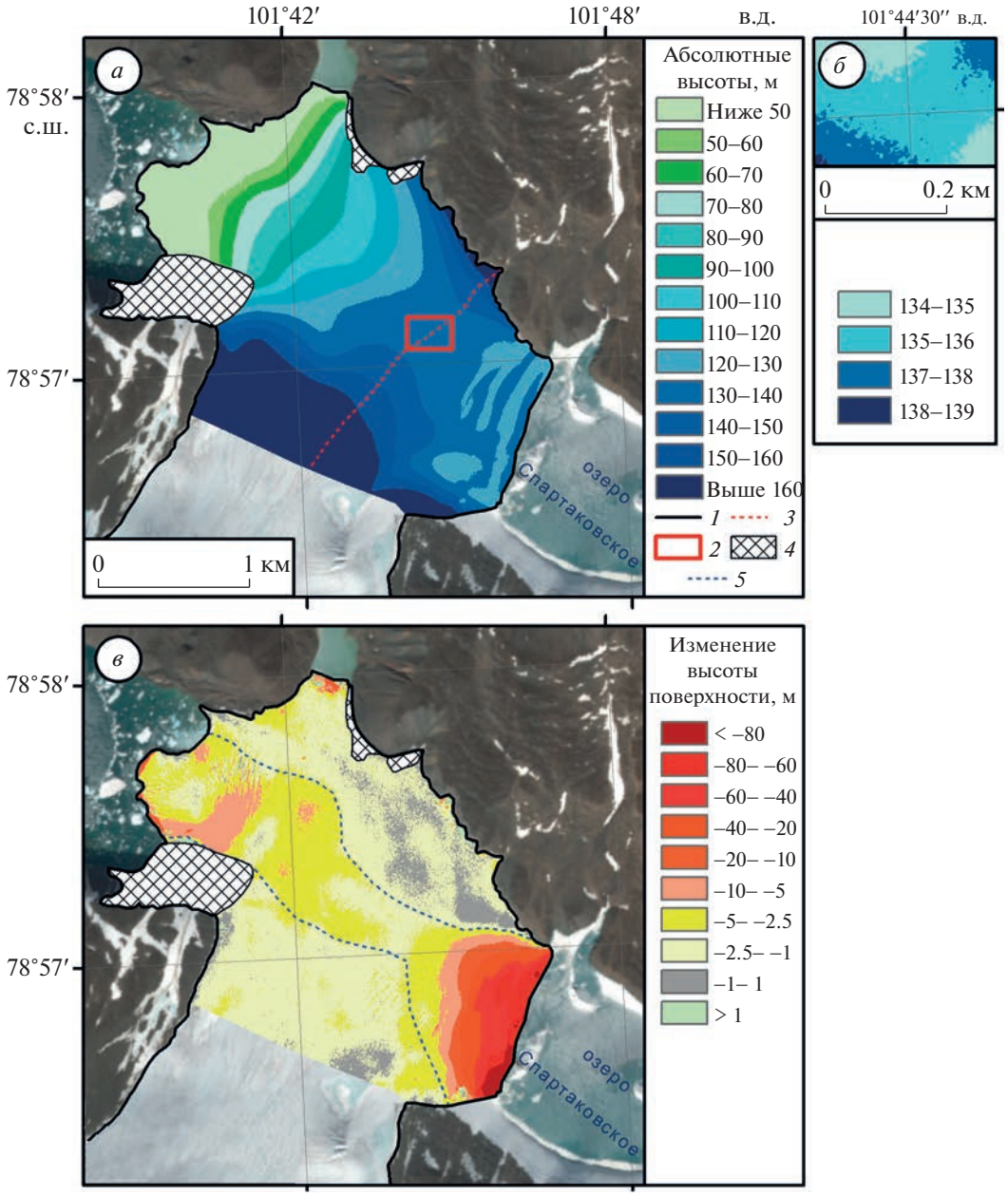

Рис. 5. Выводной ледник купола Семёнова–Тян-Шанского. В подложке спутниковый снимок Sentinel-2 от 01.08.2016. *а* – топографическая карта поверхности ледника 07.04.2016; *б* – топографическая карта участка ледораздела; *в* – изменение высоты поверхности ледника с 07.04.2016 по 17.07.2017 *1* – граница ледника 01.08.2016; *2* – наиболее низкий прилегающий к ледоразделу участок поверхности ледяной плотины; *3* – ледораздел; *4* – участки с облачностью на ЦМР 07.04.2016 и 17.07.2017; *5* – границы области, в которой предположительно располагался подледный канал стока в августе 2016 г.

Fig. 5. The outlet glacier of the Semyonov-Tyan-Shansky ice cap. On the background – satellite image Sentinel-2 01.08.2016. *а* – topographic map of the glacier surface 07.04.2016; *б* – topographic map of the ice divide site; *в* – change in the glacier surface elevation from 07.04.2016 to 17.07.2017. *1* – glacier boundary 01.08.2016; *2* – the lowest area of the surface of an ice dam adjacent to the ice divide; *3* – ice divide; *4* – areas with cloudiness on the DEM 07.04.2016 and 17.07.2017; *5* – the boundaries of the area in which the subglacial runoff channel was supposedly located in August 2016.

на 1 м. Это означает, что к началу прорыва озера Спартаковское в 2021 г., высота поверхности самой низкой части ледораздела не превышала 127 м. Высота дна озёрной котловины перед ледяной плотиной составляла около 8.5 м. Если предположить, что высота ложа под ледоразделом такая же, то толщина льда у ледораздела перед прорывом не превышала 118.5 м. В таком случае условие всплывания ледяной плотины при плотности ледникового льда 0.88 г/см^3 выполняется при до-

стижении урезом воды высоты 113 м. Так как поверхность ледяной плотины понижается в сторону озера, отдельные блоки льда на фронте всплывают ещё до момента достижения максимального уровня воды, предшествующего прорыву.

Вероятно, дно озёрной котловины под ледяной плотиной понижается в направлении фьорда. При этом глубина озера увеличивается и, соответственно, условие всплывания ледникового льда продолжает выполняться. Если предположить, что толщина льда плотины в области ледораздела может быть около 135 м, то дно фьорда находится на отметке около –6 м. При этом допущении профиль дна фьорда плавно понижается от озёрной котловины к фронту плотины на западе, который, по-видимому, находится на плаву. Высота поверхности ледника у западной оконечности 17.07.2017 составляла около 14 м, что означает толщину льда около 117 м.

При высоте уреза воды в озере 113 м расчётный объём воды в нем составляет 376 ± 21 млн м^3. Из этого следует, что с 03.08.2021 до прорыва озера во второй половине августа 2021 г. в него поступило около 37 млн м^3 воды. Эта величина выглядит реалистичной. Исходя из летних температур воздуха (см. рис. 4, *а*) и сумм осадков (см. рис. 4, *б*) можно предположить, что объём стока в озеро за теплый сезон 2021 г. сопоставим (или немного ниже) со стоком в теплые сезоны 2018 и 2019 гг.

Для получения дополнительной информации о состоянии ледникового купола Семёнова–Тян-Шанского проанализировано высотное положение его границы питания (маркируется границей наложенного льда) на спутниковых снимках, сделанных в конце августа–начале сентября. Высота определялась по мозаике ЦМР ArcticDEM v3.0. 02.09.2020 (год с аномально теплым летом) граница питания на северном склоне ледникового купола располагалась на высотах 690–710 м. 26.08.2018 высота границы питания на данном участке составляла 640–660 м. При этом максимальная высота этой части купола составляет около 735 м. По данным наблюдений 1962–1966 гг. (Говоруха, 1989) средняя многолетняя высота границы питания ледника Семёнова–Тян-Шанского составляла около 600 м, то есть наблюдается существенное повышение высоты границы питания ледника.

Прорыв озера Спартаковское в августе 2021 г. показал, что наполнение озёрной котловины водой происходило значительно быстрее, чем до 2016 г. Это связано с радикальным увеличением стока в озеро в 2018–2021 гг., что является следствием значительного увеличения таяния на ледниках и снежниках водосборного бассейна, обусловленного ростом летних температур воздуха. При этом роста количества атмосферных осадков в эти годы не наблюдалось. Объём стока в озеро в 2018–2021 гг. возрос более чем в два раза, и структура стока в озеро кардинально изменилась – выросла доля ледникового стока. Климатические изменения последних лет определили изменение режима ледниково-подпрудного озера Спартаковское. События прорыва озера в 2016 и 2021 гг. привели систему “ледяная плотина – озеро” к новому состоянию. Прежде урез воды озера Спартаковское достигал высоты 123 м, и озеро питало р. Базовая, на что указывают топографические карты второй половины XX века и спутниковые снимки. В настоящее время сток в долину реки Базовая происходить более не может. В будущем при сохранении современных тенденций изменений климата, понижение ледяной плотины приведет к более частым прорывам озера. По-видимому, вследствие отсутствия стока из озера в долину р. Базовая, её гидрологический режим также изменится. С 2021 г. ледниково-подпрудное озеро Спартаковское относится к бассейну Карского моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Во второй половине августа 2021 г. произошел прорыв озера Спартаковское – одного из крупнейших ледниково-подпрудных озёр российского сектора Арктики. Прорыв происходил под выводным ледником купола Семёнова–Тян-Шанского, подпруживающим озеро. Объём спущенной из озера во фьорд Спартак воды составил около 376 ± 21 млн м^3.

Со времени прошлого прорыва озера в августе 2016 г. прошло всего 5 лет. Озёрная котловина наполнялась водой быстрее, чем в период 2006–2016 гг. Объём стока возрос в результате усиления поверхностной абляции на ледниках водосборного бассейна в условиях аномально тёплых летних сезонов в 2018–2021 гг.

Расчётный уровень воды в озере, предшествующий его прорыву, оказался значительно ниже, чем в 2016 г., что связано с понижением поверхности ледника и, соответственно, уменьшением толщины льда плотины. Озеро постепенно разрушает ледяную плотину – с 01.08.2016 по 06.08.2021 её граница в центральной части отступила на 350–380 м. Высота ледораздела, определяющего удерживающую способность ледяной плотины, уменьшилась с весны 2016 до августа 2021 гг. на 9.5 м: 2 м с 07.04.2016 по 17.07.2017 и ещё 7.5 м до прорыва 2021 г. Высота уреза воды озера перед прорывом 2021 г. составляла около 113 м. Уровень воды уже не сможет подниматься до водораздела с бассейном реки Базовая (123 м), и сток из озера в реку Базовая теперь невозможен.

Картографическим методом найдено местоположение области наибольшего понижения по-

верхности ледяной плотины, обусловленной выработкой подледного канала стока (см. рис. 5, *в*), через который происходил прорыв воды из озера во второй половине августа 2016 г. Предположено, что во время прорыва озера во второй половине августа 2021 г. его местоположение было примерно тем же, что и в 2016 г.

Понижение ледяной плотины и увеличение объёмов стока в озеро привело к сокращению времени наполнения водой озёрной котловины. Сток в долину реки Базовая происходить более не может, так как максимальный урез воды стал ниже на 10 м. Ледниково-подпрудное озеро Спартаковское теперь относится только к бассейну Карского моря. Понижение ледяной плотины и увеличение объёмов стока, происходящие в современных климатических условиях, приведут к более частым прорывам озера в будущем, уменьшению объёма озера и, соответственно, объёмов сбрасываемой во время прорывов воды.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004).

Acknowledgments. The paper includes the results obtained withing the framework of the research project AAAA-A19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 1. М.: Российская академия наук, 1997. 392 с.

Барбаш В.Р., Говоруха Л.С., Зотиков И.А. О температурном состоянии толщи купола Вавилова // Тр. ААНИИ. 1981. Т. 367. С. 54–57.

Большиянов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля. Оледенение, история развития природной среды. СПб.: Гидрометеоиздат, 1995. 214 с.

Большиянов Д.Ю., Соколов В.Т., Ежиков И.С., Булатов Р.К., Рачкова А.Н., Федоров Г.Б., Парамзин А.С. Условия питания и изменчивость ледников архипелага Северная Земля по результатам наблюдений 2014–2015 гг. // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 358–368. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-358-368

Брязгин Н.Н., Юнак Р.И. Температура воздуха и осадки на Северной Земле в периоды абляции и аккумуляции // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. С. 70–81.

Василевич И.И., Чернов Р.А. К оценке снегозапасов в русловых врезах методом георадиолокации на территории Арктического региона // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 1. С. 5–15. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2018-64-1-5-15

Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.

Говоруха Л.С. Современное наземное оледенение Советской Арктики. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 256 с.

Каталог ледников СССР. Т. 16. Вып. 1. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 80 с.

Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // МГИ. 1966. Вып. 12. С. 153–164.

Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Природная катастрофа ледниково-подпрудного озера Спартаковское на о. Большевик (Северная Земля) // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 4. С. 58–68. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-4(58-68)

Чернов Р.А., Ромашова К.В. Современное состояние приледниковых озёр архипелага Шпицберген // Криосфера Земли. 2022. Т. 26. № 1. С. 36–45. https://doi.org/10.15372/KZ20220104

Электронный архив ААНИИ срочных метеорологических и аэрологических наблюдений научно-исследовательского стационара “Ледовая база “Мыс Баранова” за 2013–2021 гг. // Электронный ресурс: http://old.aari.ru/main.php?lg=0&id=405. (Дата обращения 10.06.2022).

Fan Y., Ke C., Shen X., Xiao Y., Livingstone S.J., Sole A.J. Subglacial lake activity beneath the ablation zone of the Greenland Ice Sheet // The Cryosphere Discuss. 2022. [preprint]. https://doi.org/10.5194/tc-2022-122

Harrison S., Karge J.S., Hugge C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilímek V. Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods // The Cryosphere. 2018. V. 12. Is. 4. P. 1195–1209. https://doi.org/10.5194/tc-12-1195-2018

Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century // Nature. 2021a. V. 592. P. 726–731. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z

Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century – Dataset. 2021б. https://doi.org/10.6096/13

Openaltimetry // Электронный ресурс. URL: https://openaltimetry.org/citation.html (Дата обращения: 12.09.2022).

ECMWF Reanalysis v5 (ERA5) // Электронный ресурс. URL: https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5 (Дата обращения: 12.09.2022).

pgc.umn.edu // Электронный ресурс. URL: https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem (Дата обращения: 12.09.2022).

Liang Y., Bi H., Huang H., Lei R., Liang X., Cheng B., Wang Y. Contribution of warm and moist atmospheric flow to a record minimum July sea ice extent of the Arctic in 2020 // The Cryosphere. 2022. V. 16. Is. 3. P. 1107–1123. https://doi.org/10.5194/tc-16-1107-2022.

Monthly Reanalysis Timeseries from Climate Reanalyzer. Climate Change Institute, University of Maine, USA // Электронный ресурс. https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/. (Дата обращения: 10.06.2022).

Nie Y., Qiao L., Jida W., Zhang Y., Sheng Y., Liu S. An inventory of historical glacial lake outburst floods in the Himalayas based on remote sensing observations and geomorphological analysis // Geomorphology. 2018. V. 308. P. 91–106. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.02.002

Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesen M. // "ArcticDEM". Harvard Dataverse. 2018. V. 1. https://doi.org/10.7910/DVN

SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. 2022. Is. 71: 53 p. // Электронный ресурс. https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report. (Дата обращения: 10.06.2022).

Smith B., Adusumilli S., Csathy B.M., Felikson D., Fricker H.A., Gardner A., Holschuh N., Lee J., Nilsson J., Paolo F.S., Siegfried M.R., Sutterley T., and the ICESat-2 Science Team. 2021.

ATLAS/ICESat-2 L3A Land Ice Height, Version 5. [Indicate subset used]. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. https://doi.org/10.5067/ATLAS/ATL06.005

Strozzi T., Wiesmann A., Kääb A., Joshi S., Mool P. Glacial lake mapping with very high resolution satellite SAR data // NHESS. 2012. V. 12. Is. 8. P. 2487–2498. https://doi.org/10.5194/nhess-12-2487-2012

Citation: Muraviev A.Ya., Chernov R.A. Outburst of the Spartakovskoye glacier-dammed lake and changes of the outlet glacier of the Semyonov-Tyan-Shansky Ice Cap, Severnaya Zemlya, in 2021. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (1): 17–32 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010118

Outburst of the Spartakovskoye Glacier-Dammed Lake and Changes of the Outlet Glacier of the Semyonov–Tyan-Shansky Ice Cap, Severnaya Zemlya in 2021

A. Ya. Muraviev[a,#] and R. A. Chernov[a]

[a] *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#] *e-mail: anton-yar@rambler.ru*

In the second half of August 2021, outburst flood from the Spartakovskoe Lake, one of the largest glacier-dammed lakes in the Russian sector of the Arctic, occurred on the Bolshevik Island (the Severnaya Zemlya archipelago). The lake hollow was drained. The volume of water discharged from the lake into the Spartak fjord was about 376 ± 21 mln. m^3. Only 5 years have passed since the last outburst of the lake in August 2016. The lake hollow was filled with water faster than in the period 2006–2016. The volume of runoff into the lake increased significantly due to more intensive surface ablation on the glaciers of the drainage basin during the anomalously warm summers in 2018–2021. For the up-floating of the ice dam restraining the lake overflowing, the height of the water edge in the lake before the outburst should have been about 113 m. Compared to the state of 2016, the maximum possible water level in the lake has dropped by about 10 m. That was a result of lowering of the glacier surface and, accordingly, a decrease in the thickness of the dam ice. The cartographic method was used to find a location of the area of the greatest depression of the dam surface, the occurrence was conditioned by the development of the under-ice runoff channel in 2016. It can be assumed that during the lake outburst in the second half of August 2021, its location was approximately the same as in 2016. The water level in the lake will no longer be able to rise to the watershed with the Bazovaya River basin (123 m). The flow from the lake to the Bazovaya River is now impossible. The glacial-dammed Lake Spartakovskoe is now a part of only the Kara Sea basin. Under the present-day climatic conditions, the surface of the ice dam decreases and, accordingly, the volume of runoff into the lake increases. In the future, this will probably result in more frequent outburst of the lake, a decrease in its volume, and accordingly, a reduction of the water volume discharging into the lake.

Keywords: glacier-dammed lake, outlet glacier, melting, flood-outburst of lake, maximum level, Severnaya Zemlya

REFERENCES

World Atlas of Snow and Ice Resources. V. 1. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p.

Barbash V.R., Govorukha L.S., Zotikov I.A. O temperaturnom sostoyanii tolshi kupola Vavilova. About the temperature state of the Vavilov ice cap stratum // Proc. of AARI. 1981, 367: 54–57 [In Russian].

Bolshiyanov D.U., Makeev V.M. Arkhipelag Severnaya Zemlya. Oledenenie, istoriya razvitiya prirodnoi sredi. Severnaya Zemlya archipelago. Glaciation, history of the natural environment development. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1995: 214 p. [In Russian].

Bolshiyanov D.Y., Sokolov V.T., Yozhikov I.S., Bulatov R.K., Rachkova A.N., Fedorov G.B., Paramzin A.S. Conditions of the alimentation and the variability of glaciers of the Severnaya Zemlya Archipelago from observations of 2014–2015. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (3): 358–368 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-358-368

Bryazgin N.N., Unac R.I. Air temperature and precipitation on the northern earth during periods of ablation and accumulation. *Geograficheskie i glaytsiologicheskie issledovaniya v polyarnykh stranakh*. Geographical and Glaciological Studies in Polar Countries. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1988: 70–81 [In Russian].

Vasilevich I.I., Chernov R.A. Estimation of snow reserves in the watercourseby the georadiolocation method in the Arctic region // *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (1): 5–15 [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2018-64-1-5-15.

Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. Voda v lednikakh. Metody i rezul'taty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. M.: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].

Govorukha L.S. Sovremennoe nazemnoe oledenenie sovetskoi Arktiki. Modern ground glaciation of the Soviet Arctic. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1989: 256 p. [In Russian].

Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 16. Is. 1. Pt. 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1980: 80 p. [In Russian].

Krenke A.N., Khodakov V.G. O svyazi poverkhnostnogo tayaniya lednikov s temperaturoi vozdukha. Connection of the surface melting glaciers and air temperature // *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1966, 12: 153–164 [In Russian].

Chernov R.A., Muraviev A.Ya. Catastrophic outburst-flood of the Spartakovskoye glacier-dammed lake on the Bolshevik Island (Severnaya Zemlya). Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere. 2020, 24 (4): 58–68. https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2020-4(50-59).

Chernov R.A., Romashova K.V. Current state of glacial lakes on Svalbard. Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere. 2022, 26 (1): 36–45 [In Russian]. https://doi.org/10.15372/KZ20220104

AARI electronic archive of urgent meteorological and aerological observations of the scientific research station"Ice base "Baranov foreland" for 2013–2021. Retrieved from: http://old.aari.ru/main.php?lg=0&id=405. (Last access: 10.06.2022). [In Russian].

Fan Y., Ke C., Shen X., Xiao Y., Livingstone S.J., Sole A.J. Subglacial lake activity beneath the ablation zone of the Greenland Ice Sheet. The Cryosphere Discuss. 2022. [preprint]. https://doi.org/10.5194/tc-2022-122.

Harrison S., Karge J.S., Hugge C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilímek V. Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods. The Cryosphere. 2018, 12 (4): 1195–1209. https://doi.org/10.5194/tc-12-1195-2018.

Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. Nature. 2021, 592: 726–731. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z.

Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Kääb A. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century – Dataset. 2021б. https://doi.org/10.6096/13.

Openaltimetry. Retrieved from: https://openaltimetry.org/citation.htm (Last access: 12 September 2022).

ECMWF Reanalysis v5 (ERA5). Retrieved from: https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5 (Last access: 12 September 2022).

pgc.umn.ed. Retrieved from: https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem (Last access: 12 September 2022).

Liang Y., Bi H., Huang H., Lei R., Liang X., Cheng B., Wang Y. Contribution of warm and moist atmospheric flow to a record minimum July sea ice extent of the Arctic in 2020. The Cryosphere. 2022, 16 (3): 1107–1123. https://doi.org/10.5194/tc-16-1107-2022.

Monthly Reanalysis Timeseries from Climate Reanalyzer. Climate Change Institute, University of Maine, USA. Retrieved from. https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/. (Last access: 10.06.2022).

Nie Y., Qiao L., Jida W., Zhang Y., Sheng Y., Liu S. An inventory of historical glacial lake outburst floods in the Himalayas based on remote sensing observations and geomorphological analysis. Geomorphology. 2018, 308: 91–106. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.02.002.

Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M.Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummens P., Laurier F., Bojesen M. "ArcticDEM". Harvard Dataverse. 2018. V1. https://doi.org/10.7910/ DVN/OHHUKH

SENTINEL 2 Data Quality Report. ESA. Ref. S2-PDGS-MPC-DQR. 2022. Is. 71: 53 p. Retrieved from: https://sentinel.esa.int/documents/247904/685211/Sentinel-2_L1C_Data_Quality_Report. (Last access: 10.06.2022).

Smith B., Adusumilli S., Csathó B.M., Felikson D., Fricker H.A., Gardner A., Holschuh N., Lee J., Nilsson J., Paolo F.S., Siegfried M.R., Sutterley T., and the ICESat-2Science Team. 2021. ATLAS/ICESat-2 L3A Land Ice Height,Version 5. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. https://doi.org/10.5067/ATLAS/ATL06.005.

Strozzi T., Wiesmann A., Kääb A., Joshi S., Mool P. Glacial lake mapping with very high resolution satellite SAR data // NHESS. 2012, 12 (8): 2487–2498. https://doi.org/10.5194/nhess-12-2487-2012.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 33–47

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.583.2

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ПРИЭЛЬБРУСЬЕ

© 2023 г. Ю. Н. Чижова[1,2,*], В. Н. Михаленко[2], С. С. Кутузов[2], К. А. Шукуров[3], А. В. Козачек[4]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрологии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

[2] Институт географии РАН, Москва, Россия

[3] Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

[4] Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

**e-mail: eacentr@yandex.ru*

Поступила в редакцию 30.08.2022 г.
После доработки 25.10.2022 г.
Принята к публикации 06.03.2023 г.

Приведены результаты изучения изотопных характеристик осадков, выпадающих у подножия южного склона Эльбруса, Кавказ. Отбор осадков организован на станции Азау (абс. высота 2300 м) на ежедневной основе. Установлены основные источники осадков для Приэльбрусья с применением метода обратных траекторий движения воздушных масс. Значения $\delta^{18}O$ осадков содержат выраженную связь с температурой приземного слоя воздуха: $\Delta\delta^{18}O/\Delta T = 0.85‰/°C$.

Ключевые слова: изотопный состав кислорода, изотопный состав водорода, атмосферные осадки, Кавказ, Эльбрус, реконструкция температур

DOI: 10.31857/S2076673423010052, **EDN:** GITPOP

ВВЕДЕНИЕ

Высокогорные ледники архивируют в составе льда такую важную климатическую информацию, как температура воздуха, запыленность атмосферы и её газовый состав. Эти данные, представляющие климатический сигнал для средних и низких широт, дополняют глобальные реконструкции климата, выполненные по кернам Гренландии и Антарктиды. По сравнению со своими полярными аналогами горные буровые площадки характеризуются сравнительно мелкомасштабной и сложной геометрией, близостью ледников к континентальным источникам воздушных масс, сложной картиной формирования осадков. Ледниковые керны в горах охватывают гораздо меньшие промежутки времени по сравнению с ледниковыми покровами, но за счёт более высокого снегонакопления позволяют изучать климатические изменения с годовым и даже сезонным разрешением.

Важной проблемой интерпретации климатической информации по ледниковым кернам считается реконструкция температур воздуха по изотопному составу кислорода льда. Несмотря на глобальные уравнения связи температуры воздуха с величинами $\delta^{18}O$ осадков (Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1992), в высокогорье характер связи может меняться, что связано и с разными источниками осадков, и со сложной топографией горных ледников. С рассогласованием изотопной записи по керну и прямых температурных наблюдений столкнулись на альпийском леднике Коле Гнифетти (4450 м) из-за значительной потери части снега в зимнее время в результате ветрового сноса. Негативный эффект неравномерной аккумуляции или потери части выпадающих на ледник осадков, приводящий к ухудшению связи $\delta^{18}O$–T, в какой-то мере может быть преодолен осреднением отдельных временных серий по керну продолжительностью в 1.5 и 10 лет; коэффициенты корреляции значений $\delta^{18}O$ с T возрастали от 0.48 до 0.67 и 0.79 соответственно (Bohleber et al., 2018). Применение соотношения $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ и показателя дейтериевый эксцесс ($d_{exc} = \delta^{2}H - 8 \times \delta^{18}O$) дополняет температурную запись по ледниковому льду знаниями об источниках происхождения осадков, условиях в источниках пара (Ciais, Jouzel, 1994; Vimeux et al., 2001; Stenni et al., 2010) и при выпадении осадков, таких как подоблачное испарение, а также процессов внутри снежной толщи, приводящих к преобразованию первичной изотопной записи. Интерпретация значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ ледниковых кернов в идеале должна учитывать все эти факторы, хотя на прак-

тике это не всегда возможно. Первым шагом на этом пути считается изучение атмосферных осадков, выпадающих либо непосредственно на леднике, либо на ближайшей к нему метеостанции. Организация круглогодичного отбора проб осадков на таких участках бурения, как Западное плато или Восточная вершина (Михаленко и др., 2005; Козачек и др., 2015; Mikhalenko et al., 2015; Kutuzov et al., 2019; Чижова и др., 2019) технически невозможна. Такая работа реализована на станции Азау у подножия южного склона Эльбруса. Цель данной работы – изучение изотопных характеристик атмосферных осадков для того, чтобы установить зависимость значений $\delta^{18}O$ от температуры в момент выпадения осадков и приблизиться к понимаю процессов, формирующих изотопные характеристики снежного покрова и ледникового льда Эльбруса.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Массив Эльбруса – самый крупный узел оледенения Большого Кавказа. В настоящее время площадь ледников сокращается. В период с 1999 до 2012 г. площадь ледников сократилась на 4%, а с 1997 по 2017 г.– на 10.8% (Kutuzov et al., 2019). Анализ многолетних изменений температуры воздуха в регионе (Козачек и др., 2015) показывает, что для зимних температур воздуха (ноябрь–апрель) характерна бóльшая межгодовая изменчивость, чем для летних (май–октябрь), а современные изменения климата прежде всего выражаются в летнем потеплении.

Для изучения связи изотопного состава атмосферных осадков с местной температурой воздуха в период с 01.05.2019 по 27.09.2021 г. организован отбор осадков на станции Азау, расположенной у подножия Эльбруса на высоте 2300 м. Отбор проводился один раз в день в 9:00 по московскому времени. Температура воздуха фиксировалась на метеорологической станции в пос. Терскол (станция Росгидромета № 4334250). Пробы отбирались в пробоотборник, в случае твердых осадков растапливались, переливались в пробирки, герметизировались лентой парафилм. Анализ изотопного состава кислорода и водорода выполнен в лаборатории климата и окружающей среды Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) на изотопном анализаторе Picarro L2130-i. Погрешность измерений составила 0.04 для величин $\delta^{18}O$ и 0.5 для величин $\delta^{2}H$. Значения калиброваны в шкале VSMOW–VSLAP. Всего проанализировано 238 образцов.

Для установления основных особенностей дальнего переноса воздуха и возможных источников водяного пара, выпадающего в виде осадков на Эльбрусе, восстановлены обратные траектории движения воздушных частиц с применением траекторной модели NOAA HYSPLIT_4 (Draxler, Hess, 1998; Stein et al., 2015) и сеточных полей реанализа метеопараметров NCEP/NCAR Reanalysis с разрешением 2.5° × 2.5° (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001). Обратные траектории восстанавливали на 120 часов (5 сут.), что обусловлено средним временем нахождения водяного пара в атмосфере (Wallace, Hobbs, 2006). Рассчитывались обратные траектории для воздушных частиц, прибывавших к станции Азау (43.2659° с.ш., 42.4799° в.д.) в период с 12.01.2019 по 27.09.2021 г. во все дни, когда на станции наблюдались осадки. Расчёт выполнен для трёх слоев толщиной 200 м, центрированных на уровнях 2500, 3500 и 5000 м над ур. моря, или соответственно, на высотах 200, 1200 и 2700 м над станцией Азау. В пределах каждого слоя для каждого часа дня с осадками рассчитывались три траектории – для самого уровня и для высот ±100 м от него. Для исследуемого периода для каждого из уровней был рассчитан массив из 19756 обратных траекторий. На основе полученных массивов для каждого из уровней с помощью методики (Shukurov, Chkhetiani, 2017) восстанавливались сезонные поля региональной вероятности переноса воздушной частицы, P [%], которая характеризует повторяемость переноса воздушных масс, связанных с выпадением осадков на станции Азау (разрешение полей 2.5° × 2.5°).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ атмосферных осадков варьируют от 0.52 до −28.22‰ и от 16.3 до −224.1‰ соответственно, обнаруживая закономерную сезонность с высокими значениями $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ летом и низкими – зимой (рис. 1). Дейтериевый эксцесс варьирует в широких пределах от 24.8 до −14.6‰. Минимальные значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ осадков зафиксированы в феврале 2020 г.

Сезонные вариации значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ соответствуют годовому ходу температуры воздуха на станции Терскол. Связь изотопного состава кислорода со среднесуточными температурами воздуха в день отбора выражается линейным уравнением $\delta^{18}O = 0.825\,t - 12.7‰$, $R^2 = 0.69$ (рис. 2). При применении ледниковых кернов для палеоклиматических реконструкций важно оценить, насколько изотопные параметры осадков связаны со среднемесячными температурами воздуха. При переходе к оценке связи осредненных за месяц среднеарифметических значений $\delta^{18}O$ осадков со среднемесячной температурой воздуха, коэффициенты $\delta^{18}O/T$ практически не меняются, а

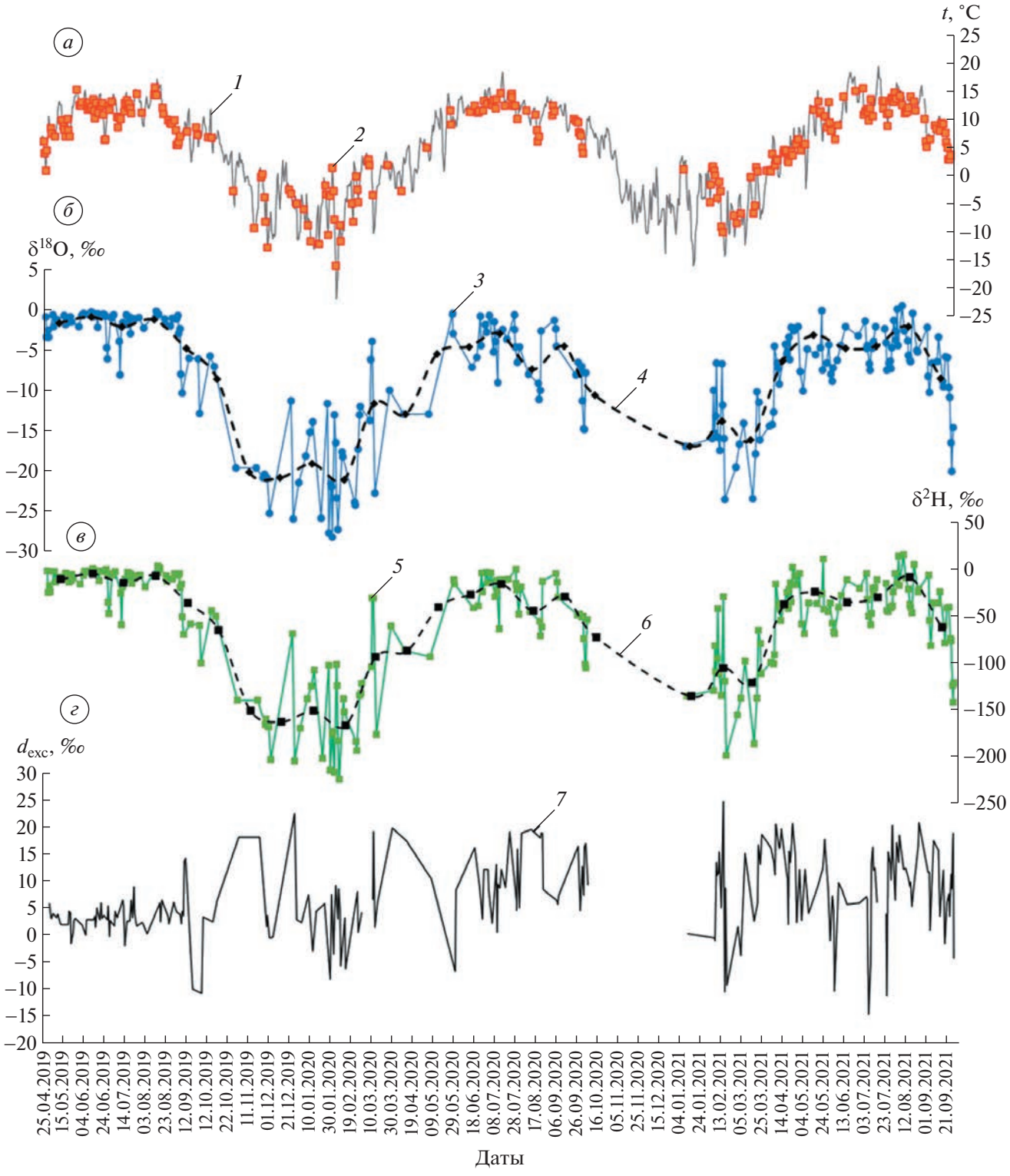

Рис. 1. Вариации температуры воздуха на метеостанции Терскол (*а*), значений $\delta^{18}O$ (*б*), $\delta^{2}H$ (*в*) и d-excess (*г*) осадков, отобранных на поляне Азау за период наблюдений: *1* – среднесуточные температуры воздуха, *2* – температуры воздуха в день отбора, *3* – значения $\delta^{18}O$ осадков, *4* – среднемесячные значения $\delta^{18}O$ осадков, *5* – значения $\delta^{2}H$ осадков, *6* – среднемесячные значения $\delta^{2}H$ осадков, *7* – дейтериевый эксцесс.

Fig. 1. The variations of air temperature at Terskol weather station (*a*), values of $\delta^{18}O$ (*б*), $\delta^{2}H$ (*в*) and d-excess (*г*) of precipitation at Azau station for the observation period: *1* – average daily air temperatures, *2* – air temperatures on the day of sampling, *3* – $\delta^{18}O$ values of precipitation, *4* – monthly average $\delta^{18}O$ values of precipitation, *5* – $\delta^{2}H$ values of precipitation, *6* – monthly average $\delta^{2}H$ values of precipitation, *7* – deuterium excess.

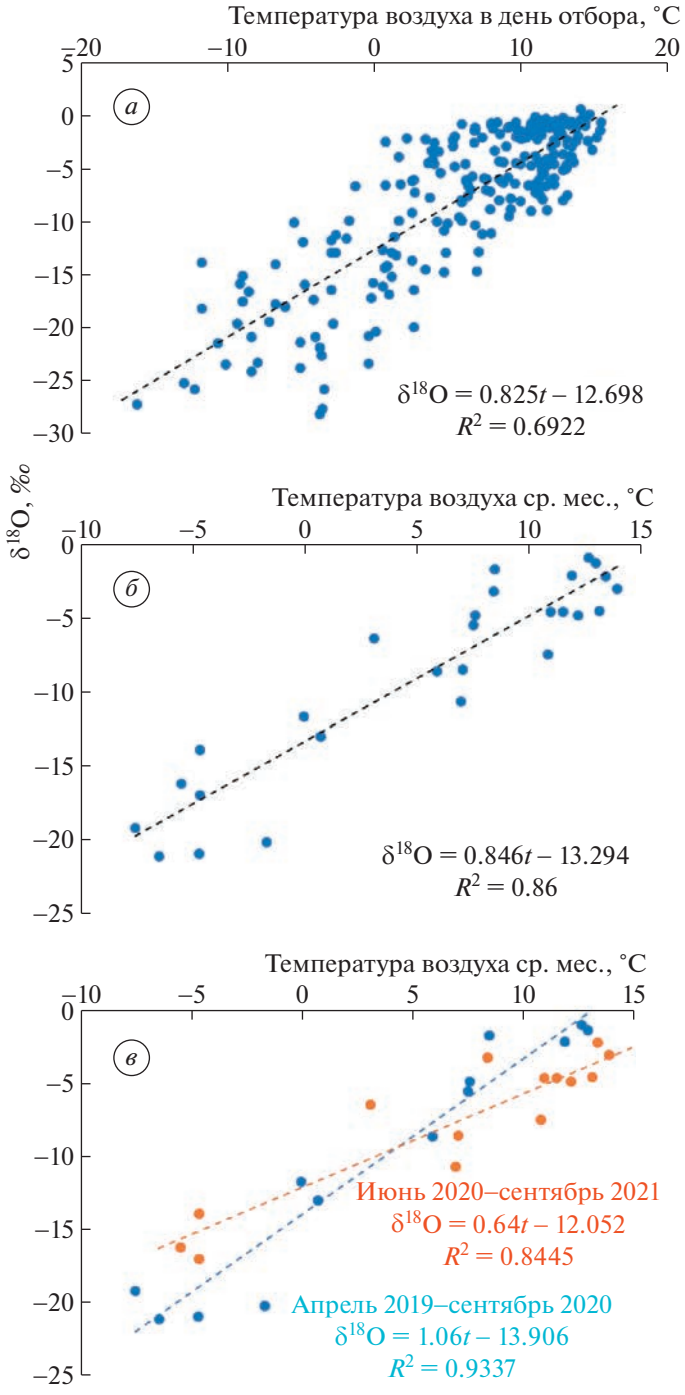

Рис. 2. Характер связи значений $\delta^{18}O$ осадков на станции Азау с приземной температурой воздуха на станции Терскол для всех индивидуальных проб осадков за период наблюдений (*а*), осредненных до среднемесячных величин (*б*) и для среднемесячных величин двух периодов (*в*).

Fig. 2. The relationship between the $\delta^{18}O$ values of precipitation at the Azau station with surface air temperature at Terskol station for all individual samples of precipitation for the observation period (*а*), averaged to monthly averages (*б*) and for monthly averages of two periods (*в*).

достоверность линейной аппроксимации возрастает ($\delta^{18}O = 0.85\,t - 13.3‰$, $R^2 = 0.86$). То есть в целом за два года связь с температурой выражается коэффициентом $\Delta\delta^{18}O/\Delta T = 0.85‰/°C$.

В то же время метеорологические параметры отдельных сезонов менялись в течение всего периода наблюдений, в основном это касалось температурных условий зимы: средние (−5.2°C) и

минимальные (−16°С) температуры воздуха, при которых выпадали осадки зимой 2020 г. были ниже, чем зимой 2021 г. (−3.5 и −10 соответственно). Изотопные параметры атмосферных осадков также различаются – среднее за зимние месяцы с января по март значение $\delta^{18}O$ в 2020 г. составило −18‰, а минимальное −28.2‰, в 2021 г. среднее за зимние месяцы значение $\delta^{18}O$ составило −14.66, минимальное −23.59‰. Связь величин $\delta^{18}O$ осадков с температурой воздуха отличается для этих двух сезонов (см. рис. 1). Выделены два временных интервала – первый период с 05.2019 по 05.2020 г., второй – с 06.2020 по 09.2021 г. (см. рис. 2), применяя в качестве разделителя начало летнего сезона. Для первого периода связь значений $\delta^{18}O$ с температурами приземного воздуха выражается уравнением $\delta^{18}O = 1.06\,t - 13.9‰$ ($R^2 = 0.93$), для второго – $\delta^{18}O = 0.64\,t - 12.05‰$, ($R^2 = 0.84$).

Все полученные значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ аппроксимируются уравнением $\delta^{2}H = 8\ \delta^{18}O + 7.06$ ($R^2 = 0.98$), близким к глобальной линии метеорных вод. Средняя величина дейтериевого эксцесса по всем образцам осадков составила 6.82 ± ± 5.99‰. Ранее для района Эльбруса и Центрального Кавказа отмечались в целом высокие (>10‰) значения дейтериевого эксцесса в снежных осадках и снежном покрове (Михаленко и др., 2005; Vasil'chuk et al., 2020).

Восстановленные обратные траектории характеризуют общие черты воздушного переноса, обеспечивающего поступление влагонесущих воздушных масс в район Эльбруса. Эти черты демонстрируют сезонность, выраженную в смене источника влагонесущих воздушных масс от зимы к лету и увеличении удаленности источников (средней длины траектории движения воздушных масс) от лета к зиме. В целом, анализ 5-суточных обратных траекторий показал, что осадки на Эльбрусе зимой связаны с преобладающим переносом воздушных масс с Атлантики (рис. 3, *а–в*), летом – с доминированием переноса из районов центральной Европы, со Средиземного и Черного морей (см. рис. 3, *ж–и*). Средиземноморско-черноморский регион во все сезоны – район, из которого перенос воздуха к Эльбрусу наиболее вероятен. Несмотря на то, что на летний сезон приходится наибольшее число траекторий, область переноса на всех уровнях летом минимальна (см. рис. 3, *ж–и*), что связано с уменьшением средней скорости переноса воздуха в этот сезон вследствие ослабления широтного градиента температуры воздуха в Северном полушарии. С ростом зонального температурного контраста в переходные периоды и особенно зимой скорость движения воздушных частиц нарастает, что выражается в увеличении зоны переноса весной (см. рис. 3, *г–е*), осенью (см. рис. 3, *к–м*) и зимой относительно лета.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Возможные источники осадков и дейтериевый эксцесс. Важный фактор, определяющий изотопные параметры атмосферных осадков – район происхождения влаги. Условия в источнике пара, такие как относительная влажность и температура поверхности моря, влияют на величину дейтериевого эксцесса (Pfal, Sodemann, 2014). Кроме того, удаленность источника пара от места выпадения осадков также влияет на изотопные характеристики осадков. В большинстве случаев изотопные параметры осадков формируются согласно уравнению Рэлея и связаны с последовательным истощением воздушных масс по пути их движения. Это сопровождается уменьшением значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ выпадающих осадков и незначительным увеличением дейтериевого эксцесса (Gat, 2000).

Восстановленные обратные траектории движения воздушных масс в летний сезон указывают на то, что наиболее вероятный источник осадков – это центр Европы, области восточной части Средиземного моря, акватория Черного моря и ближайшие к нему районы. Средиземное и Черное моря считаются источниками пара для осадков с высокими величинами d-excess в Южной Европе, Альпах и на Кавказе (Gat, Carmi, 1970). Ещё одним источником водяного пара с высоким дейтериевым эксцессом – рециклинг влаги, когда с поверхности земли повторно испаряется влага, выпавшая в виде атмосферных осадков. Этот пар смешивается с приходящими в районе Эльбруса воздушными массами, в результате чего выпадающие осадки содержат более высокие значения d_{exc}. Ранее для Эльбруса отмечались осадки с высокими d_{exc}, большинство снежных шурфов и неглубоких кернов на южном склоне Эльбруса также содержат средние величины d_{exc} выше 10‰. Это хорошо заметно на диаграмме $\delta^{18}O–\delta^{2}H$ (рис. 4), на которой точки, характеризующие поверхностный снег и ледяной керн с Западного плато (Михаленко и др., 2005), расположены выше линии метеорных вод. В исследовании только 30% осадков характеризовались d_{exc} выше 10‰ (см. рис. 4). Основной причиной понижения величины d_{exc} осадков – испарение, происходящее либо в облаке, либо в подоблачном слое, пока капли дождя не достигнут земли. Подоблачное испарение может играть большую роль в летние месяцы, когда в приземном слое воздуха часто отмечаются условия низкой относительной влажности и высоких температур воздуха.

Для индивидуальных осадков на станции Азау и экстремально низкие, и экстремально высокие

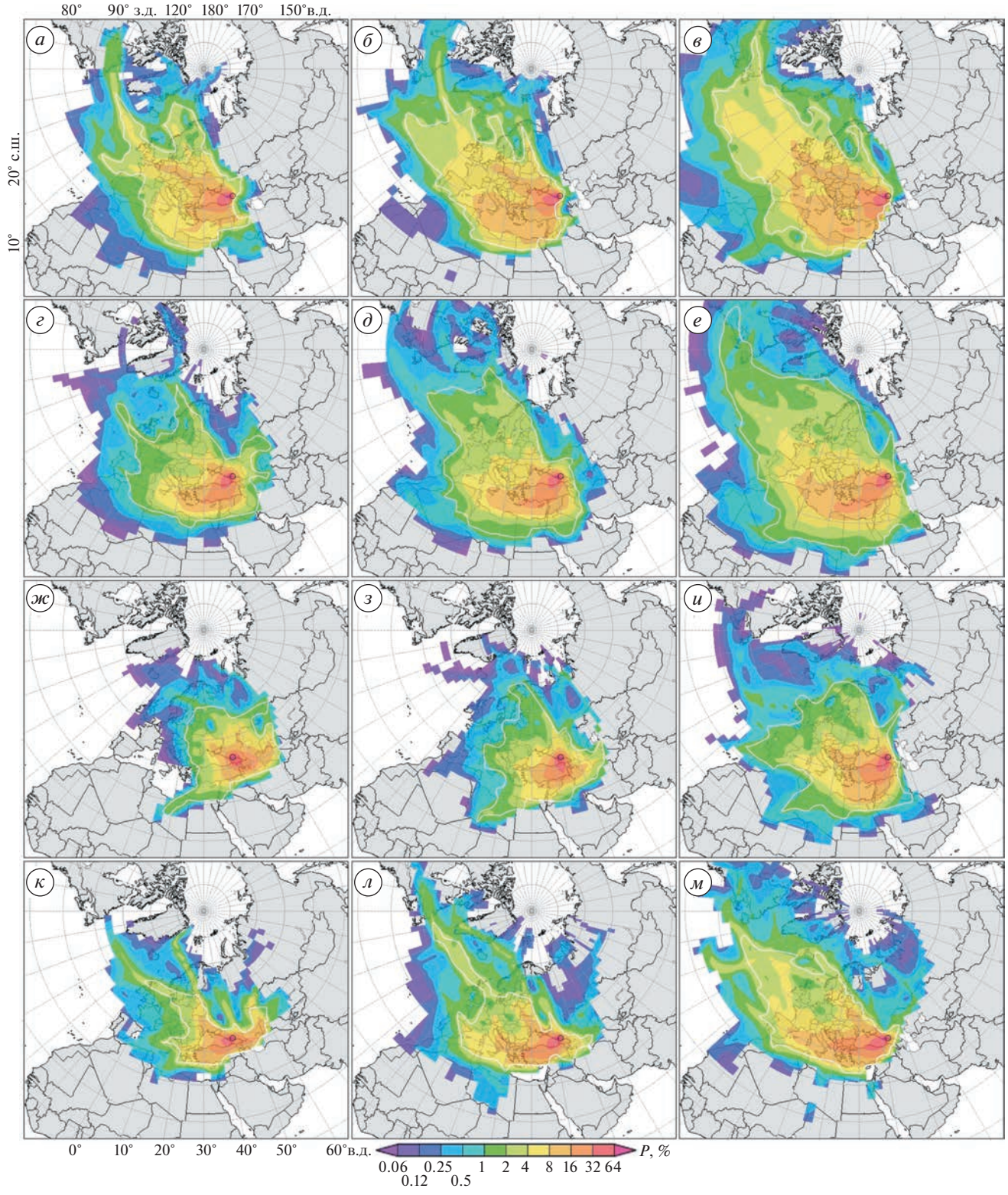

Рис. 3. Средняя сезонная вероятность переноса воздушной частицы над поверхностью зимой (*а, б, в*), весной (*г, д, е*), летом (*ж, з, и*) и осенью (*к, л, м*) на уровнях 2500, 3500 и 5000 м (слева направо). Белой линией ограничена область ячеек, в которые попадало не менее 50 независимых обратных траекторий.

Fig. 3. Average seasonal probability of air particle transfer over the surface during winter (*а, б, в*), spring (*г, д, е*), summer (*ж, з, и*) and autumn (*к, л, м*) at levels 2500, 3500 and 5000 m (left to right). The area of cells containing at least 50 independent back trajectories is bounded by a white line.

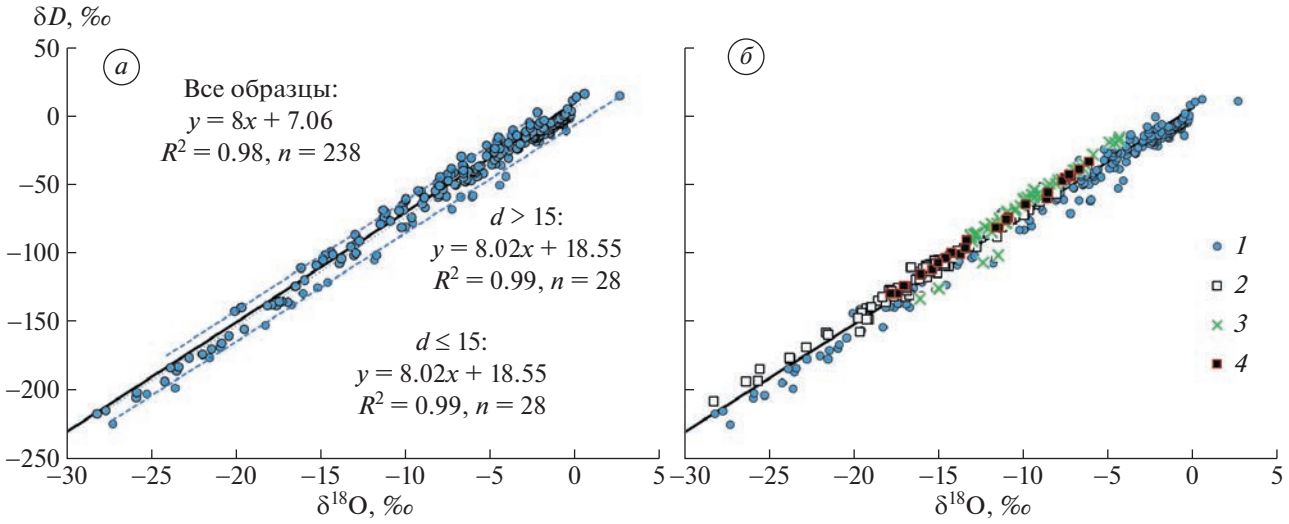

Рис. 4. Соотношение $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ для всех выпавших осадков на ст. Азау (*а*) и изотопные параметры снега и льда на склоне Эльбруса (*б*): *1* – осадки на станции Азау, *2* – ледниковый лёд на Западном плато Эльбруса, *3* – свежевыпавший снег (9–11.09.2010) на южном склоне Эльбруса в диапазоне высот 3000–4900 м, *4* – ледниковый лёд на Восточной Вершине Эльбруса.

Fig.4. The $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ relationship for precipitation at Azau station (*а*) and isotope parameters of snow and ice on the Elbrus slope (*б*): *1* – precipitation at Azau station, *2* – glacial ice on the Western plateau of Elbrus, *3* – freshly snow (9–11.09.2010) on the southern slope of Elbrus in the altitude range of 3000–4900 m, *4* – glacial ice on the Eastern peak of Elbrus.

величины d_{exc}, зафиксированы в течение всего периода наблюдений без видимой связи с сезоном выпадения. Тем не менее, при осреднении всех полученных значений по сезонам (табл. 1), заметно, что для зимних месяцев значения d_{exc} ниже, чем для других месяцев года. Общий характер перемещения воздушных масс для зимнего периода (см. рис. 4) свидетельствует о преобладающем переносе с Атлантики, для этого источника пара характерны значения d_{exc} в зимние месяцы <10‰. С другой стороны, интенсивное рэлеевское исчерпание вдоль траектории может приводить к повышению величин d_{exc} осадков из этого источника.

Ближайшей к району исследований станцией, на которой проводились систематические наблюдения за изотопным составом осадков – станция в Бакуриани (абс. высота 1665 м), данные по которой с 2008 по 2018 г. включены в базу данных GNIP (WMO Code 3752400). Среднегодовое значение $\delta^{18}O$ осадков, полученное за 10 лет наблюдений на этой станции, составляет −10.4‰ (среднемесячные величины $\delta^{18}O$ осадков варьируют от −22.03 до 1.73‰), а среднегодовая величина d_{exc} составила 12.8‰. При осреднении полученных значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ индивидуальных событий выпадения осадков до среднемесячных величин, а затем до среднегодовых, значения $\delta^{18}O$ и d_{exc} на

Таблица 1. Среднесезонные и среднегодовые значения $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ и d-excess осадков на станции Азау и на ближайшей станции GNIP в Бакуриани (41°43'59.99"с.ш., 43°31'0"в.д.)

Показатели	Декабрь–февраль	Март–май	Июнь–август	Сентябрь–ноябрь	Год
Азау					
$\delta^{18}O$, ‰	−18.69 ± 1.22	−7.02 ± 4.92	−3.4 ± 0.14	−11.9 ± 5.49	−10.8 ± 6
$\delta^{2}H$, ‰	−147 ± 10.2	−47.4 ± 37.7	−20.2 ± 1.1	−87 ± 42.5	−79.7 ± 50
d-excess, ‰	2.53 ± 1.2	8.81 ± 6.2	7.17 ± 1.65	8.3 ± 1.6	6.4 ± 3.1
Бакуриани					
$\delta^{18}O$, ‰	−16.05 ± 0.43	−10.33 ± 1.44	−3.8 ± 0.65	−11.2 ± 2.3	−10.4 ± 4.1
$\delta^{2}H$, ‰	−116.1 ± 3.36	−71.1 ± 11.2	−20.7 ± 5.3	−76.7 ± 20.4	−71.2 ± 32.2
d-excess, ‰	12.3 ± 1.6	11.2 ± 1.1	12.8 ± 0.3	14.8 ± 1.05	12.8 ± 1.4

поляне Азау составили −10.8 и 6.4‰ соответственно. В то время как среднемесячные значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ осадков зимнего периода на поляне Азау значительно ниже, чем в Бакуриани, в летний период наблюдается обратная картина – значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ осадков на поляне Азау значительно выше (см. табл. 1). Величины дейтериевого эксцесса на поляне Азау во все месяцы года, за исключением апреля, ниже, чем на Бакуриани. В летние месяцы высокие величины d_{exc} осадков на станции Бакуриани говорят о местном источнике влаги. На поляне Азау осадки должны также содержать высокие d_{exc} благодаря местному источнику и вкладу рециклинга влаги. Однако летние осадки на станции Азау имеют высокие $\delta^{18}O$ и относительные низкие d_{exc}. Эти особенности объяснены двумя процессами: происхождением пара из районов Средиземного и Черного морей и вкладом рециклинга влаги, в результате чего увеличиваются значения d_{exc} водяного пара; в результате последующего подоблачного испарения в каплях дождя возрастают значения $\delta^{18}O$ и уменьшаются d_{exc}.

В зимние месяцы разница между значениями $\delta^{18}O$ осадков на поляне Азау и Бакуриани может свидетельствовать о нормальном высотном эффекте (для января–марта −0.3‰/100 м), однако труднообъяснимым остаются низкие значения d_{exc} осадков зимнего периода на станции Азау. Близкое положение станции Бакуриани к району исследования позволяет предполагать общие черты воздушного переноса и происхождение осадков на этих станциях. Отличием считается значительная орографическая преграда Главного Кавказского хребта и разное высотное положение станций. Возможно, именно эти факторы играют определяющую роль в формировании осадков в Приэльбрусье.

Половина случаев выпадения осадков на станции Азау с величинами $d_{exc} < 0$‰ приходится на осадки зимнего периода. Отрицательные величины d_{exc} также характерны для осадков, выпадавших в 09.2019, 06–07.2021 и 02.2021 гг. (от −10.68 до −9.9‰). Эти осадки связаны с поступлением воздушных масс из центральной Европы, районов Средиземного моря и частично Северной Африки. Для 5-суточных обратных траекторий на всех уровнях движения воздушных частиц, связанных с эпизодами выпадения осадков с d_{exc} около −10‰, характерна пониженная скорость движения воздушных частиц вдоль траекторий, что проявляется в меньшей протяженности обратных траекторий и относительно близком расположении потенциальных источников воздушных масс (рис. 5 для 3500 м). В целом траектории в дни с d_{exc} около −10‰ локализованы вблизи Средиземного моря, причем в теплое время года (27.09.2019, 03.06.2021 и 06.07.2021) над Южной Европой, а в холодное время года – над Средиземным морем и над Ближним Востоком (16.02.2021). Обратные траектории в дни с экстремально низкими d_{exc} в течение всех 5 суток до прибытия к Эльбрусу целиком располагались в континентальной зоне переноса, не достигая Атлантики, что говорит о низких скоростях движения воздушных частиц. Таким образом, осадки с низкими величинами d_{exc} связаны не с источниками и путями поступления влаги, а с процессами, происходящими при конденсации в малоподвижном воздушном потоке.

Атмосферные осадки в высокогорье имеют сложную картину формирования, связанную, с одной стороны, с быстрой сменой воздушных масс, а с другой – со сложными процессами конвекции и турбулентности, возникающими на горных склонах в том числе в суточном ритме (Kelsey et al., 2018). Описанных случаев выпадения атмосферных осадков с отрицательными величинами d_{exc} немного и в основном они связаны с испарением капель дождя, однако значения $d_{exc} < -10$‰ водяного пара в воздухе отмечались для инверсионных слоев атмосферы с низким содержанием водяного пара и в пограничном слое (Sodemann et al., 2017; Salmon et al., 2019).

Наиболее вероятная причина выпадения осадков с низкими величинами d_{exc} – подоблачное испарение водяного пара. На данный момент нет возможности оценить, происходили ли процессы внутриоблачного испарения и вертикальной стратификации водяного пара, это остается за пределами настоящего рассмотрения.

На высотах более 3000 м на склонах Эльбруса также зафиксированы единичные случаи выпадения осадков с низкими величинами d_{exc}, например, снегопад в сентябре 2010 г. (см. рис. 5). Опробование поверхностного свежевыпавшего снега на разных высотах показало, что свежевыпавший снег характеризуется значениями d_{exc} от 12 до 24‰, при этом для 4 образцов установлены значения d_{exc} от −2.2 до −7.3‰. Возможно, и на больших абсолютных высотах в отдельных случаях могут наблюдаться те же процессы динамичного изменения изотопных характеристик водяного пара, происходящих внутри облака.

Эти процессы могут искажать связь долина–вершина и понижать точность палеотемпературных реконструкций по ледниковым кернам.

Температурная зависимость. Впервые высокая степень корреляции между средневзвешенным изотопным составом кислорода осадков умеренного климата и среднегодовой температурой воздуха в месте отбора установлена В. Дансгором (Dansgaard, 1964). Глобальная зависимость величин $\delta^{18}O$ от среднегодовой приземной температу-

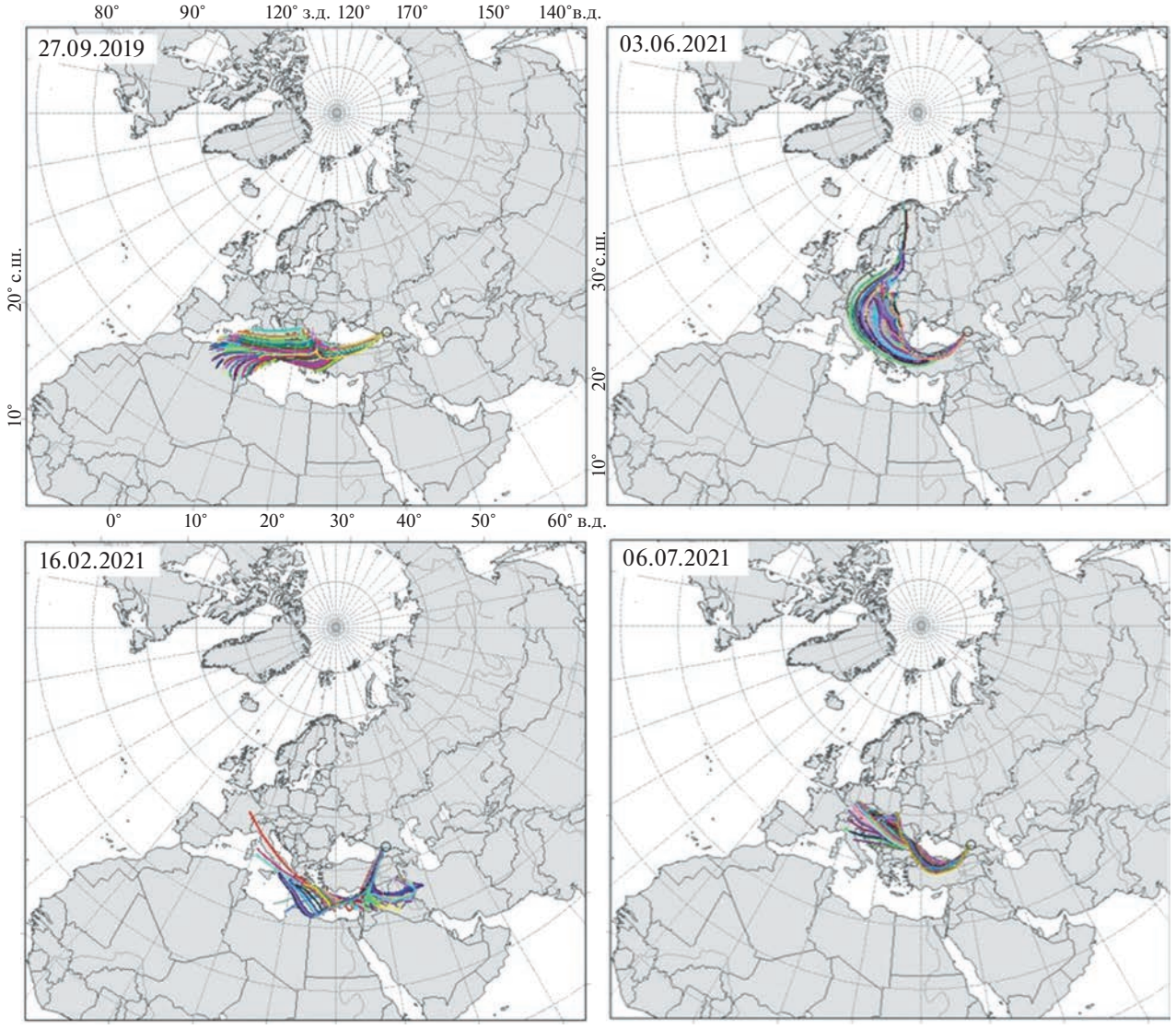

Рис. 5. Восстановленные обратные траектории (уровень 3500 м) движения воздушных масс для случаев выпадения осадков с величиной $d_{exc} < -10‰$.

Fig. 5. Back trajectories (level 3500 m) of air mass movement for cases of precipitation with $d_{exc} < -10‰$.

ры выражается как $\delta^{18}O = 0.69\ T - 13.6‰$. Температурный коэффициент $\delta^{18}O/T \approx 0.7$ хорошо согласуется с предположениями, сделанными на основе экспериментальных и теоретических работ, и был подтвержден многочисленными эмпирическими данным для средних и высоких широт (Johnsen et al., 1989; Rozanski et al., 1992; Tian et al., 2003). Связь наиболее сильна в высоких широтах и хуже проявляется в средних широтах и экваториальных районах (Dansgaard, 1964). Очевидно, что температурный коэффициент может меняться в зависимости от расположения района наблюдения и ряда метеорологических факторов. Для корректных палеоклиматических реконструкций необходимо оценить этот температурный коэффициент в конкретном регионе в интересующее время.

Применение зависимости $\Delta(\delta^{18}O)/\Delta T$, полученной для осадков на станции Азау, для палеотемпературной интерпретации данных ледниковых кернов, полученных на абс. высотах более 4000 м, предполагает введения поправки на высотный изотопный эффект. Прямые наблюдения за температурой, выполненные на склоне Эльбруса в 2010 г. с применением автоматической метеостанции, показали, что средний высотный градиент температуры воздуха составляет 0.4°C/100 м (Торопов и др., 2016). Ранее на леднике Гарабаши установлен высотный изотопный эффект для свежевыпавшего снега, составивший в среднем 0.3‰/100 м (Васильчук и др., 2005), что

соответствует падению температуры с высотой на 0.4°C на 100 м.

С учётом этого, уравнение связи $\delta^{18}O$–T, полученное для станции Азау, трансформируется в уравнение для высоты 4000 м вида $\delta^{18}O = 0.85\ t - 17.8‰$, то есть изменение касается только величины свободного члена в уравнении регрессии. Высотный изотопный эффект не всегда проявляется, более того, зачастую для горных склонов характерно проявление обратного высотного эффекта (Jing et al., 2022), поэтому точное определение изотопного сдвига между осадками в долине и на высокогорных площадках бурения остается дискуссионным. Однако сам характер связи, выраженный отношением $\Delta(\delta^{18}O)/\Delta T = 0.85‰/°C$, может быть применен для палеореконструкций по ледниковым кернам Эльбруса. Подобный подход применен в исследованиях ледяного керна Чонгсе на Тибетском плато (Pang et al., 2020). Установленная для осадков величина $\Delta(\delta^{18}O)/\Delta T = 1.61 \pm 0.22‰/°C$ применена для реконструкции температур по значениям $\delta^{18}O$ ледникового керна. Сама величина $\Delta(\delta^{18}O)/\Delta T$ для Чонгсе намного выше большинства наклонов $\Delta(\delta^{18}O)/\Delta T$, наблюдаемых в регионах средних и высоких широт (0.6–0.7‰/°C) (Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1992), но сравнима с данными, полученными для других ледяных кернов высокогорного Памира (Tian et al., 2006). Возможно, на температурную зависимость могут влиять такие факторы, как изменения сезонного распределения осадков, смещение основных источников влаги, влияние локальной рециркуляции влаги, а также разный высотный уровень разгрузки воздушных масс. Высокий коэффициент $\Delta(\delta^{18}O)/\Delta T$, равный 1.7‰/°C, получен в результате изучения ледникового керна Колле Гнифетти в Альпах (Keck, 2001). Для ледника Фишернхорн в Бернских Альпах сообщались значения $\Delta(\delta^{18}O)/\Delta T = 1.1–1.45‰/°C$ (Rozanski et al., 1997; Schotterer et al., 1997). В качестве гипотезы для объяснения высоких коэффициентов $\Delta(\delta^{18}O)/\Delta T$ (от установленного 1.7 до возможного ~3‰/°C) для высокогорных районов Альп отмечалось охлаждение водяного пара на последних порциях рэлеевской конденсации при подъеме в горах и увеличение коэффициентов изотопного фракционирования при переходе от системы пар–вода к пар–лед (Keck, 2001).

Разный характер связи значений $\delta^{18}O$ осадков станции Азау с температурой воздуха, установленный для двух периодов (первый период с 05.2019 по 05.2020 г., второй – с 06.2020 по 09.2021 г.), обусловлен различиями в температуре воздуха и количестве выпавших осадков (970 и 1518 мм соответственно). Кроме того, в эти два периода отмечается разная связь с такими глобальными циркуляционными процессами, как Североатлантическое колебание (NAO).

Сильные положительные фазы индекса, как правило, связаны с температурами выше среднего по всей северной Европе и с температурами ниже средних в Гренландии и часто по всей южной Европе и на Ближнем Востоке. Они также связаны с количеством осадков выше среднего над Северной Европой и Скандинавией зимой и с осадками ниже среднего над Южной и Центральной Европой. Условно принимая положение района Эльбруса в Южной Европе, следует ожидать обратной корреляции между индексами NAO и температурами (количеством осадков) на станции Азау.

В сезон 2019/20 г. обнаруживается обратная корреляция среднемесячных температур воздуха и индекса NAO (рис. 6, *в*). В этот же сезон, согласно рассчитанной средней сезонной вероятности переноса P по массиву из 7695 обратных траекторий, отмечается дальний перенос воздушных масс и преобладающее влияние Атлантики (см. рис. 6, *а*). В сезон 2020/21 г. (9505 обратных траекторий) влияние Атлантики не так выражено, перемещение воздуха происходило из центральных районов Европы, из северной Африки, центральных районов европейской территории России (см. рис. 6, *б*). Такой характер переноса и большое количество выпавших осадков привело к тому, что для сезона 2020/21 г. отсутствует корреляция среднемесячных температур воздуха с индексом NAO (см. рис. 6, *г*). В оба сезона корреляции индекса с количеством выпавших осадков не наблюдается.

Полученный коэффициент $\Delta(\delta^{18}O)/\Delta T = 1.06‰/°C$ для периода с 05.2019 по 05.2020 г., связан со значительным обеднением воздушных масс к тому моменту, когда они достигали Кавказа. И меньшее количество осадков, выпавших за сезон, и большая протяженность траекторий движения воздушных масс (см. рис. 6) свидетельствуют в пользу повышения коэффициента: когда концентрация водяного пара низкая, его конденсация сопровождается более выраженными изотопными эффектами, особенно в условиях отрицательных температур воздуха, что приводит к более высокой чувствительности $\delta^{18}O$–T. Различие коэффициентов связи $\Delta(\delta^{18}O)/\Delta T$ для выделенных временных периодов говорит о том, что характер связи чутко реагирует на изменения метеорологических условий.

Благодаря различиям этих двух лет установленная зависимость $\Delta(\delta^{18}O)/\Delta T = 0.85‰/°C$ отражает осреднение, выполненное для периодов с разным метеорологическим паттерном и в первом приближении может применяться для палеореконструкций. Применяя установленное урав-

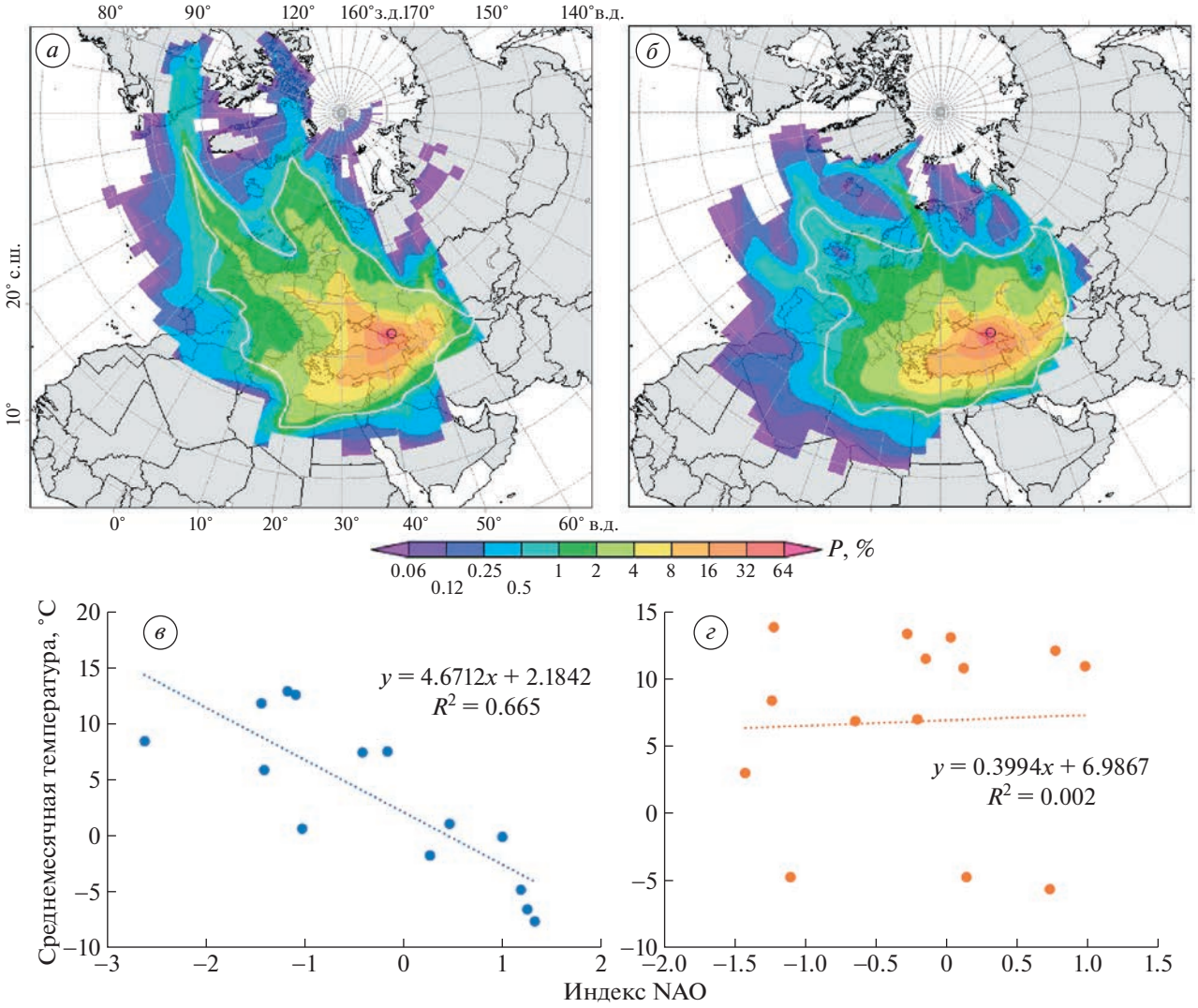

Рис. 6. Средняя вероятность переноса воздушной частицы на уровне 2500 м в период с мая 2019 по май 2020 г. (*а*) и с июня 2020 по сентябрь 2021 (*б*) и соответствующая этим периодам связь температуры воздуха с индексом Североатлантического колебания (*в–г*).

Fig. 6. The average probability of air particle transfer at a level of 2500 m in the period from May of 2019 to May of 2020 (*а*) and from June of 2020 to September of 2021 (*б*) and the relationship between air temperature and the North Atlantic Oscillation index for these periods (*в–г*).

нение регрессии и решая обратную задачу расчёта температур воздуха по величине $\delta^{18}O$ осадков, получаем среднюю абсолютную ошибку расчёта 3.2°С и коэффициент детерминации 0.67. Это те объективные ограничения реконструкции температур, которые обусловлены нарушениями связи $\delta^{18}O$–Т из-за процессов, сопровождающих конденсацию. Изучая ледниковые керны, палеоинформация в которых в значительной степени естественным образом усреднена, сталкиваемся не только с вопросами точности реконструкции температур, но и с потерей связи $\delta^{18}O$–Т (Козачек и др., 2015) в результате неравномерной аккумуляции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ атмосферных осадков, отобранных с 05.2019 по 09.2021 г. на станции Азау в Приэльбрусье, варьируют от 0.52‰ до −28.22‰ и от 16.3‰ до −224.1‰ соответственно, обнаруживая закономерную сезонность – высокие значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ летом и низкие – зимой. Дейтериевый эксцесс варьирует в очень широких пределах от 24.8‰ до −27.4‰. Осадки в Приэльбрусье зимой связаны с преобладающим переносом из Атлантики, летом – с преобладанием переноса из районов Центральной Европы, Средиземного и Чёрного морей. Средиземное море во все сезоны является районом, откуда про-

исходит перенос воздуха и содержащейся в нём влаги к Эльбрусу.

Все полученные значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ аппроксимируются уравнением $\delta^{2}H = 8.02\ \delta^{18}O + 7.0$ ($R^2 = 0.98$), близким к глобальной линии метеорных вод. Средняя величина дейтериевого эксцесса при осреднении по всем образцам составила $6.82 \pm 5.99‰$.

В целом за два года наблюдений связь значений $\delta^{18}O$ осадков с температурой приземного слоя воздуха выражается коэффициентом $\Delta(\delta^{18}O)/\Delta T = 0.85‰/°C$. Учитывая различные метеорологические условия, характерные для двух сезонов наблюдений, общая погрешность реконструкции температур воздуха по величине $\delta^{18}O$ осадков составила ±3.2°C. Это та объективная ошибка, которая обусловлена нарушениями связи $\delta^{18}O$–T ввиду процессов, сопровождающих конденсацию (внутриоблачное испарение, орографические осадки, смешение разных воздушных масс, разные источники воздушных масс). При исследовании связи по таким палеоархивам как ледниковые керны с Западного плато Эльбруса и Восточной вершины, помимо учета высотного изотопного эффекта, требуется поиск дополнительных маркеров для привязки изотопной записи по льду к сезонам аккумуляции. И хотя сезонные вариации $\delta^{18}O$ или $\delta^{2}H$ применяются и по настоящее время для подсчета годовых слоёв, поиск новых дополнительных маркеров для выделения слоев летней/зимней аккумуляции в керне остается актуальной задачей.

Благодарности. Работа выполнена в рамках мегагранта (Соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021) “Палеоэкологические реконструкции как ключ к пониманию прошлых, текущих и будущих изменений климата и окружающей среды в России”. Обзор работ по изотопному составу осадков в горных районах выполнен в рамках государственного задания Института географии РАН № FMGE-2019-0004. Траекторный анализ выполнялся в рамках Госзаданий ИФА им. А.М. Обухова РАН.

Acknowledgements. Study supported by the Megagrant project (agreement № 075-15-202-599, 8.06.2021) “Paleoecological Reconstructions as a Key to Understanding Past, Current, and Future Climate and Environmental Changes in Russia.” The review of the work on precipitation isotopic composition in mountain regions was supported within the framework of State Assignment № FMGE-2019-0004 for the RAS Institute of Geography. The trajectory analysis was carried out within the framework of the State Assignments of the RAS Obukhov Institute of Atmospheric Physics.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаши в Приэльбрусье // Криосфера Земли. 2005. Т. 9 (4). С. 72–81.

Козачек А.В., Екайкин А.А., Михаленко В.Н., Липенков В.Я., Кутузов С.С. Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато г. Эльбрус // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 35–49.

Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Кунахович М.Г., Томпсон Л.Г. Исследования западного ледникового плато Эльбруса: результаты и перспективы // МГИ. 2005. Т. 99. С. 185–190.

Торопов П.А., Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Морозова П.А., Шестакова А.А. Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период абляции за последние 65 лет // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 5–19.

Чижова Ю.Н., Михаленко В.Н., Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Козачек А.В., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И. Изотопный состав кислорода снежно-фирновой толщи на Восточной вершине Эльбруса // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 3. С. 293–305. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-426

Bohleber P., Erhardt T., Spaulding N., Hoffmann H., Fischer H., Mayewski P. Temperature and mineral dust variability recorded in two low-accumulation Alpine ice cores over the last millennium // Climate of the Past. 2018. V. 14. P. 21–37. https://doi.org/10.5194/cp-14-21-2018

Ciais P., Jouzel J. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: An isotopic model including mixed cloud processes // Geophys. Research Letters. 1994. V. 99. P. 16793–16803.

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468.

Draxler R.R., Hess G.D. An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition // Austral. Meteorol. Magasin. 1998. V. 47. P. 295–308.

Gat J.R. Atmospheric water balance – the isotopic perspective // Hydrological Processes. 2000. V. 14. P. 1357–1369.

Gat J., Carmi I. Evolution of the Isotopic Composition of Atmospheric Waters in the Mediterranean Sea Area // Geophys. Research Letters. 1970. V. 75. P. 3039–3048. https://doi.org/10.1029/JC075i015p03039

Jing Z., Yu W., Lewis S., Thompson L.G., Xu J., Zhang J., Xu B., Wu G., Ma Y., Wang Y., Guo R. Inverse altitude effect disputes the theoretical foundation of stable isotope paleoaltimetry // Nature Communication. 2022. V. 13. P. 4371. https://doi.org/10.1038/s41467-022-32172-9

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteorol. Society. 1996. V. 77. P. 437–471.

Keck L. Climate significance of stable isotope records from Alpine ice cores: Combined Faculties for the Natural Sciences and for Mathematics. Dissertation for the de-

gree of Doctor of Natural Sciences. Heidelberg, 2001. 141 p.

Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., Van den Dool H., Jenne R., Fiorino M. The NCEP–NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // Bull. Amer. Meteorol. Society. 2001. V. 82 №. 2. P. 247–268.

Kutuzov S., Legrand M., Preunkert S., Ginot P., Mikhalenko V., Shukurov K., Polyukhov A., Toropov P. The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 2: history of desert dust deposition // Atmospheric Chemistry and Physics. 2019. V. 19. P. 14133–14148. https://doi.org/10.5194/acp-19-14133-2019

Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A, Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 2253–2270. https://doi.org/10.5194/tc-9-2253-2015

Pfahl S., Sodemann H. What controls deuterium excess in global precipitation? // Climate of the Past. 2014. V. 10. P. 771–781. https://doi.org/10.5194/cp-10-771-2014

Rozanski K., Arguas-Arguas L., Gonfiantini R. Relation between long-term trends of Oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate // Science. 1992. V. 258. № 5084. P. 981–985. https://doi.org/10.1126/science.258.5084.981

Rozanski K., Johnsen S.J., Schotterer U. Thompson, L.G. Reconstruction of past climates from stable isotope records of palaeo-precipitation preserved in continental archives // Journ. of the Hydrological Sciences. 1997. V. 42. P. 725745. https://doi.org/10.1080/02626669709492069

Salmon O.E., Welp L.R., Baldwin M.E., Hajny K.D., Stirm B.H., Shepson P.B. Vertical profile observations of water vapor deuterium excess in the lower troposphere // Atmospheric Chemistry and Physics. 2019. V. 19. P. 11525–11543. https://doi.org/10.5194/acp-19-11525-2019

Schotterer U., Fröhlich K., Gäggeler H.W., Sandjordj S., Stichler W. Isotope Records from Mongolian and Alpine Ice Cores as Climate Indicators // Climatic Change. 1997. V. 36. P. 519–530.

Shukurov K.A., Chkhetiani O.G. Probability of transport of air parcels from the arid lands in the Southern Russia to Moscow region // Proc. SPIE. 2017. V. 10466. P. 104663V. https://doi.org/10.1117/12.2287932

Sodemann H., Aemisegger F., Pfahl S., Bitter M., Corsmeier U., Feuerle T., Graf P., Hankers R., Hsiao G., Schulz H., Wieser A., Wernli H. The stable isotopic composition of water vapour above Corsica during the HyMeX SOP1 campaign: Insight into vertical mixing processes from lower-tropospheric survey flights // Atmospheric Chemistry and Physics. 2017. V. 17. P. 6125–6151. https://doi.org/10.5194/acp-17-6125-2017

Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // Bull. Amer. Meteorol. Society. 2015. V. 96. P. 2059–2077.

Stenni B., Masson-Delmotte V., Selmo E., Oerter H., Meyer H., Röthlisberger R., Jouzel J., Cattani O., Falourd S., Fischer H., Hoffmann G., Iacumin P., Johnsen S., Minster B., Udisti R. The deuterium excess records of EPICA Dome C and Dronning Maud Land ice cores (East Antarctica) // Quaternary Science Rev. 2010. V. 29. P. 146–159.

Tian L., Yao T., Li Z., MacClune K., Wu G., Xu B. Recent rapid warming trend revealed from the isotopic record in Muztagata ice core, eastern Pamirs // Journ. of Geophys. Research. 2006. V. 111. P. D13103. https://doi.org/10.1029/200JD006249

Vasil'chuk Yu., Chizhova Ju., Frolova N., Budantseva N., Kireeva M., Oleynikov A., Tokarev I., Rets E., Vasil'chuk A. A variation of stable isotope composition of snow with altitude on the Elbrus Mountain, Central Caucasus // Geography, Environment, Sustainability. 2020. V. 13. № 1. P. 172–182. https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-22

Vimeux F., Masson V., Delaygue G., Jouzel J., Petit J.R., Stievenard M. A 420,000 year deuterium excess record from East Antarctica: Information on past changes in the origin of precipitation at Vostok // Journ. of Geophys. Research. Atmosphere. 2001. V. 106. № D23. P. 31863–31873.

Wallace J., Hobbs P. Atmospheric Science: An Introductory Survey. Academic, San Diego, California. 2006. 488 p.

Citation: Chizhova Ju.N., Mikhalenko V.N., Kutuzov S.S., Shukurov K.A., Kozachek A.V. Isotopic signature of precipitation in the Elbrus region. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (1): 33–47 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010052

Isotopic Signature of Precipitation in the Elbrus Region

Ju. N. Chizhova[a,b,#], V. N. Mikhalenko[b], S. S. Kutuzov[b], K. A. Shukurov[c], A. V. Kozachek[d]

[a] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

[b] *Institute of Geography, Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

[c] *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[d] *Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia*

#e-mail: eacentr@yandex.ru

The aim of the work was to study the isotopic characteristics of precipitation to establish the dependence of $\delta^{18}O$ values on temperature at the time of precipitation and to get closer to understanding the processes that form the isotopic signature of the Elbrus snow cover and glacial ice. The sampling of precipitation was organized at Azau station, located at the foot of Elbrus at an altitude of 2300 m for the period from May 01.2019 to September 27.2021. The sampling was carried out once a day at 9:00 Moscow time. The air temperature was recorded at the meteorological station in the Terskol village (Roshydromet station No. 4334250). To study the main features of long-range air transport and possible sources of moisture, 5-day back trajectories were reconstructed using the NOAA HYSPLIT_4 trajectory model. The results showed that precipitation in the Elbrus region in winter was associated with the prevailing transfer from the Atlantic, in summer – with the predominance of transfer from the regions of Central Europe, the Mediterranean and Black Seas. The Mediterranean Sea in all seasons was the area from which the air and moisture were transferred to Elbrus. The values of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ of precipitation varied from 0.52 to −28.22‰ and from 16.3 to −224.1‰, respectively, revealing regular seasonality with high values of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ in summer and low in winter. The deuterium excess varied over a wide range from 24.8 to −14.6‰. All obtained values of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ were approximated by the equation $\delta^{2}H = 8\delta^{18}O + 7.06$ ($R^2 = 0.98$), which was close to the global meteoric water line. In general, for 2 years of observations, the relationship between the $\delta^{18}O$ values of precipitation and the temperature of the surface air layer was expressed as 0.85‰/°C. Total mean absolute error in the reconstruction of air temperatures from the $\delta^{18}O$ value of precipitation was 3.2°C due to objective reasons and also differences in meteorological conditions of two years of observations.

Keywords: oxygen isotope composition, hydrogen isotope composition, precipitation, Caucasus, Elbrus, temperature reconstruction

REFERENCES

Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Yu.N., Papesh V., Budantseva N.A. Altitude isotope effect in the snow on the Garabashi glacier in the Elbrus region. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2005, 9 (4): 72–81 [In Russian].

Kozachek A.V., Ekaykin A.A., Mikhalenko V.N., Lipenkov V.Ya., Kutuzov S.S. Isotopic composition of ice cores obtained on the Western Plateau of Elbrus. *Led i Sneg.* Ice and snow. 2015, 55 (4): 35–49 [In Russian].

Mikhalenko V.N., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Kunakhovich M.G., Thompson L.G. Studies of the western glacial plateau of Elbrus: results and prospects. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2005, 99: 185–190 [In Russian].

Toropov P.A., Mikhalenko V.N., Kutuzov S.S., Morozova P.A., Shestakova A.A. Temperature and radiation regime of glaciers on the slopes of Elbrus during the ablation period over the past 65 years. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (1): 5–19 [In Russian].

Chizhova Yu.N., Mikhalenko V.N., Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Kozachek A.V., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I. Isotopic composition of oxygen in snow-and-firn thickness on the Eastern peak of Elbrus, the Caucasus. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019, 59 (3): 293–305 [In Russian].
https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-426

Bohleber P., Erhardt T., Spaulding N., Hoffmann H., Fischer H., Mayewski P. Temperature and mineral dust variability recorded in two low-accumulation Alpine ice cores over the last millennium. Climate of the Past. 2018, 14: 21–37.
https://doi.org/10.5194/cp-14-21-2018.

Ciais P., Jouzel J. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: An isotopic model including mixed cloud processes. Geophys. Research Letters. 1994, 99: 16793–16803.

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. Tellus. 1964, 16 (4): 436–468.

Draxler R.R., Hess G.D. An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition. Austral. Meteorol. Magasin. 1998, 47: 295–308.

Gat J. R. Atmospheric water balance – the isotopic perspective. Hydrological Processes. 2000, 14: 1357–1369.

Gat J., Carmi I. Evolution of the Isotopic Composition of Atmospheric Waters in the Mediterranean Sea Area. Geophys. Research Letters. 1970, 75: 3039–3048.
https://doi.org/10.1029/JC075i015p03039.

Jing Z., Yu W., Lewis S., Thompson L.G., Xu J., Zhang J., Xu B., Wu G., Ma Y., Wang Y., Guo R. Inverse altitude effect disputes the theoretical foundation of stable isotope paleoaltimetry. Nature Communication. 2022, 13: 4371.
https://doi.org/10.1038/s41467-022-32172-9

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Amer. Meteorol. Society. 1996, 77: 437–471.

Keck L. Climate significance of stable isotope records from Alpine ice cores: Combined Faculties for the Natural Sciences and for Mathematics. Dissertation for the degree of Doctor of Natural Sciences. Heidelberg, 2001. 141 p.

Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., Van den Dool H., Jenne R., Fiorino M. The NCEP–NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. Bull. Amer. Meteorol. Society. 2001, 82 (2): 247–268.

Kutuzov S., Legrand M., Preunkert S., Ginot P., Mikhalenko V., Shukurov K., Polyukhov A., Toropov P. The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record – Part 2: History of desert dust deposition. Atmospheric Chemistry and Physics. 2019, 19: 14133–14148.
https://doi.org/10.5194/acp-19-14133-2019

Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Lavrentiev I., Kozachek A, Ekay-

kin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia. The Cryosphere. 2015, 9: 2253–2270.
https://doi.org/10.5194/tc-9-2253-2015.

Pfahl S., Sodemann H. What controls deuterium excess in global precipitation? Climate of the Past. 2014, 10: 771–781.
https://doi.org/10.5194/cp-10-771-2014, 2014.

Rozanski K., Arguas-Arguas L., Gonfiantini R. Relation between long-term trends of Oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. Science. 1992, 258 (5084): 981–985.
https://doi.org/10.1126/science.258.5084.981

Rozanski K., Johnsen S.J., Schotterer U. Thompson, L.G. Reconstruction of past climates from stable isotope records of palaeo-precipitation preserved in continental archives. Journ. of the Hydrol. Sciences 1997, 42: 725745.
https://doi.org/10.1080/02626669709492069

Salmon O.E., Welp L.R., Baldwin M.E., Hajny K.D., Stirm B.H., Shepson P.B. Vertical profile observations of water vapor deuterium excess in the lower troposphere. Atmospheric Chemistry and Physics. 2019, 19: 11525–11543.
https://doi.org/10.5194/acp-19-11525-2019, 2019.

Schotterer U., Fröhlich K., Gäggeler H.W., Sandjordj S., Stichler W. Isotope Records from Mongolian and Alpine Ice Cores as Climate Indicators. Climatic Change. 1997, 36: 519–530.

Shukurov K.A., Chkhetiani O.G. Probability of transport of air parcels from the arid lands in the Southern Russia to Moscow region. Proc. SPIE 2017, 10466: 104663V.
https://doi.org/10.1117/12.2287932

Sodemann H., Aemisegger F., Pfahl S., Bitter M., Corsmeier U., Feuerle T., Graf P., Hankers R., Hsiao G., Schulz H., Wieser A., Wernli H. The stable isotopic composition of water vapour above Corsica during the HyMeX SOP1 campaign: Insight into vertical mixing processes from lower-tropospheric survey flights. Atmospheric Chemistry and Physics. 2017, 17: 6125–6151.
https://doi.org/10.5194/acp-17-6125-2017.

Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. Bull. Amer. Meteorol. Society. 2015, 96: 2059–2077.

Stenni B., Masson-Delmotte V., Selmo E., Oerter H., Meyer H., Röthlisberger R., Jouzel J., Cattani O., Falourd S., Fischer H., Hoffmann G., Iacumin P., Johnsen S., Minster B., Udisti R. The deuterium excess records of EPICA Dome C and Dronning Maud Land ice cores (East Antarctica). Quaternary Science Rev. 2010, 29: 146–159.

Tian L., Yao T., Li Z., MacClune K., Wu G., Xu B. Recent rapid warming trend revealed from the isotopic record in Muztagata ice core, eastern Pamirs. Journ. of Geophys. Research. 2006, 111: D13103.
https://doi.org/10.1029/200JD006249

Vasil'chuk Yu., Chizhova Ju., Frolova N., Budantseva N., Kireeva M., Oleynikov A., Tokarev I., Rets E., Vasil'chuk A. A variation of stable isotope composition of snow with altitude on the Elbrus Mountain, Central Caucasus. Geography, Environment, Sustainability. 2020, 13 (1): 172–182.
https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-22

Vimeux F., Masson V., Delaygue G., Jouzel J., Petit J.R., Stievenard M. A 420,000 year deuterium excess record from East Antarctica: Information on past changes in the origin of precipitation at Vostok. Journ. of Geophys. Research. 2001, 106 (D23): 31863–31873.

Wallace J., Hobbs P. Atmospheric Science: An Introductory Survey. Academic, San Diego, Calif. 2006, 488.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 48–59

ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

УДК 551.324.86

ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА ЛЕДНИКА ВОСТОЧНЫЙ ГРЕНФЬОРД (ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН)

© 2023 г. Р. А. Чернов

Институт географии РАН, Москва, Россия

e-mail: rob31@mail.ru

Поступила в редакцию 27.04.2022 г.
После доработки 17.06.2022 г.
Принята к публикации 06.03.2023 г.

Рассмотрены характеристики двух систем поверхностного стока полярного ледника – гидросети ледниковых водотоков и коры таяния. Полевые методы выявили принципиальные различия этих систем в отношении области дренирования, особенностях движения талой воды и режиме стока. Расчёт поверхностного стока показал – в гидросети максимум стока приходится на пик снеготаяния в июле, сток в коре таяния, наоборот, становится преобладающим во второй половине лета, в августе.

Ключевые слова: ледник, поверхностный сток, ледниковые водотоки, меандрирование, скорость транзита талой воды, кора таяния, микроручьи

DOI: 10.31857/S2076673423010040, **EDN:** INDXQE

ВВЕДЕНИЕ

На поверхности полярных ледников значительное количество талой воды образуется лишь в краткий период летнего таяния. Запасы воды зависят от интенсивности таяния и скорости её оттока. В летний период сток воды с поверхности ледника происходит двумя способами – в ледниковых водотоках и в пористом слое льда (коре таяния). Некоторая часть текущей по поверхности воды перехватывается трещинами и ледниковыми колодцами, поэтому часть поверхностного стока проникает в толщу ледника (McGrath et al., 2011; Colgan et al., 2011).

В настоящий момент значительное внимание уделяется вопросам проникновения талой воды с поверхности ледников в их толщу, так как эти процессы влияют на термический режим и характер их движения (Fountain, 1998; Глазовский, 2014). Современные дистанционные методы позволяют регистрировать значительные запасы воды на полярных ледниках, так как гидросеть водотоков и наледниковые озёра хорошо дешифрируются на спутниковых снимках высокого разрешения (Cooper, 2018). Тем не менее, сведения о характеристиках поверхностного стока на полярных ледниках по-прежнему редки из-за труднодоступности и трудоёмкости полевых измерений.

На пологих ледниках область абляции охватывает значительные пространства и при отсутствии трещин поверхностный сток становится основным. Наиболее характерное явление в летний период, связанное с поверхностным стоком – возникновение гидросети поверхностных водотоков (Parker, 1975; Голубев, 1976; Knighton, 1981; Ходаков, Гохман, 1984; Karlstrom, 2013). На многих ледниках Шпицбергена длина поверхностных водотоков может достигать нескольких километров, а ледяные каньоны, которые образуемые ими, формируют серьезные препятствия для передвижения по ледникам. Ежегодно летнее таяние снега на ледниках и сток талой воды обеспечивают развитие новых водотоков и поддерживают русла многолетних водотоков. Несмотря на то, что в области абляции поверхность льда ежегодно понижается, крупные водотоки сохраняют своё положение за счёт углубления русел (Голубев, 1976).

Гидросеть ледниковых водотоков лишь отчасти подобна речным сетям, так как они формируются на поверхности, скорость понижения которой несоизмерима с эрозией русел. Масштаб меандрирования ледниковых русел и скорость изменения их формы также заметно отличаются от речных потоков (Голубев, 1976; Ходаков, Гохман, 1984). Для гидрологических задач вода на поверхности ледника, которая переносится поверхностными и внутренними водотоками, важна для оценки времени добегания талых вод и прогноза паводков. В области аккумуляции ледников запасы воды на поверхности – источник внутреннего питания ледников. Исследование движения воды на поверхности ледников в коре таяния (не-

русловой сток) редко попадали в поле зрения исследователей в арктических широтах. В отличие от ледников умеренных широт, где преобладает русловой сток, на полярных ледниках этот элемент поверхностного стока может быть определяющим. Отдельные аспекты движения воды на поверхности горных ледников рассмотрены в работах (Shreve, 1972; Голубев, 1976). На ледниках Шпицбергена получены сведения о наледниковых и внутриледниковых водотоках и рассмотрены условия врезания водотоков в лёд и геометрические характеристики ледниковых водотоков (Загороднов, Зотиков, 1981; Ходаков, Гохман, 1984; Чернов, 2003; Karlstrom, 2013). На ряде ледников получены фрагментарные описания элементов их внутренней дренажной сети (Мавлюдов, 2003; Соловьянова, Мавлюдов, 2004), геофизическими методами определены некоторые черты её пространственного положения в толще ледника Альдегонда (Борисик и др., 2021). На основе полевых исследований и расчётных методов получены оценки величины ледникового стока (Ромашова, Чернов, 2019).

Цель работы – определение характеристик движения воды на поверхности полярного ледника и оценка соотношения руслового и неруслового стока в ходе летнего таяния. Работа отражает сведения о характере движения воды на леднике Восточный Гренфьорд (Западный Шпицберген), полученные в ходе полевых гляциологических исследований с 2015 по 2021 г. В настоящее время на фоне интенсивного сокращения горных ледников Шпицбергена и расширения их области абляции сведения об их гидрологии приобретают все бóльшую актуальность. Исследования характеристик поверхностного стока на ледниках Арктики дают возможность расчётными методами оценивать величину стока в ледниковых бассейнах, прогнозировать летние паводки и оценивать запасы воды на ледниках дистанционными методами.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

В связи с климатическими изменениями горное оледенение Шпицбергена стремительно сокращается, при этом в разных частях Шпицбергена скорость отступания ледников неодинакова (Nuth et al., 2013; Чернов, Муравьев, 2018; Chernov et al., 2019). В западной части Шпицбергена оно особенно заметно, и на рубеже XXI века этот процесс ускорился (Чернов и др., 2019). В районе исследований – в западной части Земли Норденшельда большинство ледников лежат ниже климатической снеговой линии и в последние годы наблюдается рекордное таяние на ледниках (Сидорова и др., 2018). Ежегодно в нижних частях горных ледников рассматриваемого региона поверхность льда в среднем понижается на 2.5–3.5 м (Чернов и др., 2018; Ромашева, Чернов, 2019), что определяет интенсивный ледниковый сток в июле и августе.

Ледник Восточный Гренфьорд расположен в 17 км южнее пос. Баренцбург на западе Земли Норденшельда. С 2002 г. сотрудники Института географии РАН проводят наблюдения летнего таяния на леднике, а с 2015 г. данные о балансе массы ледников передаются во Всемирную службу мониторинга ледников (WGMS). Площадь ледника составляет 6.1 км^2, максимальная длина и ширина соответственно 5.5 и 1.7 км. Перепад высот на леднике около 400 м, его нижний конец находится на уровне 37 м над ур. моря. Ледник имеет северную экспозицию, уклон его поверхности изменяется от 4 до 7°, средний уклон равен 4.7°. Трещины на леднике встречаются лишь на ледоразделах в диапазоне высот 380–440 м (рис. 1). За последние 80 лет ледник сократился вдвое по площади, его удельный баланс массы был отрицательным с 1970-х годов (Чернов, Муравьев, 2018). По данным гляциологических измерений Института географии РАН за последние 5 лет средний баланс массы ледника составил около –1550 мм в.э. В летний сезон снежный покров на леднике стаивает полностью; до 2015 г. на леднике была небольшая фирновая область, но в последующие годы она исчезла.

В первых числах июля поверхность ледника начинает освобождаться от снега и в течение двух месяцев снеговая линия быстро поднимается до высоты 400–440 м над ур. моря. К концу августа лишь небольшие площади снежного покрова остаются в тени скал в верховье ледника. По мере подъема снеговой линии на леднике развивается сеть временных ледниковых водотоков. Диссипация энергии водных потоков приводит к врезанию русел в толщу ледника и образованию меандров (см. рис. 1, *а*). Наиболее крупные русла сохраняют свое положение из года в год, в нижней части ледника русла водотоков представляют собой ледяные каньоны глубиной до 8 м. После схода снежного покрова на поверхности ледника образуется бугристый рельеф и формируется пористый слой льда – кора таяния (см. рис. 1, *б*). Формирование коры таяния на ледниковой поверхности типично для полярных ледников в условиях продолжительного светового дня и небольших значений суточной абляции. В верхнем слое льда при воздействии солнечной радиации образуется множество микроканалов – пор, которые обнаруживаются до глубины 10–20 см (Cooper, 2018). Образование каналов и пустот приводит к снижению плотности этого слоя льда, поэтому некоторое количество талой воды постоянно находится в порах коры таяния в зависимости от условий микрорельефа поверхности.

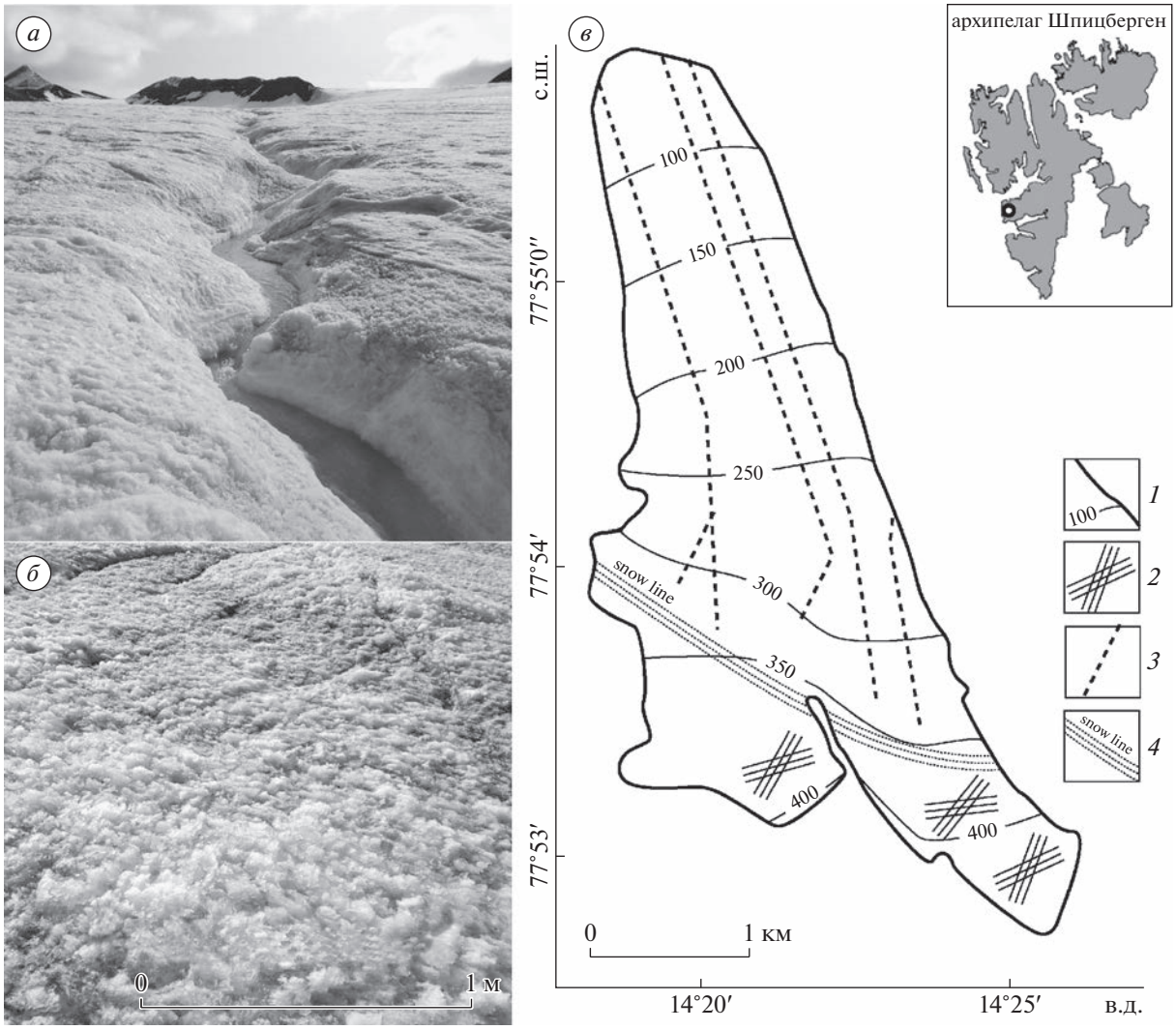

Рис. 1. Поверхность ледника Восточный Гренфьорд: *а* – ледниковый водоток; *б* – кора таяния; *в* – схема ледника: *1* – контур ледника; *2* – зона трещин; *3* – крупные водотоки; *4* – положение снеговой линии в середине августа.

Fig. 1. The surface of the Eustre Grønfjordbreen Glacier: *a* – glacial watercourse; *b* – weathering crust; *в* – scheme of the glacier: *1* – glacier outline; *2* – crevasses zone; *3* – large supraglacial streams; *4* – position of the snow line in mid-Augus.

В летний период на западе Земли Норденшельда характерны положительные температуры воздуха, как на побережье, так и в области распространения ледников. Средняя многолетняя температура июля за последние 10 лет на уровне 70 м (пос. Баренцбург) составила около 7°С, август обычно на 1.0–1.5°С холоднее июля. Количество жидких осадков невелико и в среднем за месяц не превышает 30 мм в.э. Твёрдые осадки случаются летом крайне редко, и только на незначительной площади в верховьях ледников. Измерения АМС, установленной около подножия ледника Восточный Гренфьорд, выявили лишь небольшие различия метеоусловий между побережьем и моренами ледника. Различие температуры воздуха на станции Баренцбург и АМС составляет 0.5°С, а понижение температуры при переходе на ледниковую поверхность принято равным 1.0°С (Чернов и др., 2019).

Хотя период таяния и соответственно период существования коры таяния и гидросети водотоков очень короткий, их существование играет огромную роль в жизни ледников, так как основные потери массы льда горных ледников Шпицбергена происходят именно в июле и августе.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования поверхностного стока проводились на леднике Восточный Гренфьорд в августе с 2015 по 2021 г. Суточное таяние льда измерялось с помощью реек, забуренных в лед (Чернов и др., 2019), и по измерению уровня тросика, растянутого между рейками в центральной части ледника

(средняя высота 200 м). Одновременно с помощью логгеров измерялась температура воздуха непосредственно над поверхностью ледника на уровне 1 м. По данным среднесуточной температуры воздуха над поверхностью ледника и величины таяния льда определялся температурный коэффициент таяния.

Для оценки поверхностного стока проводились определения характеристик ледниковых водотоков и коры таяния на разных высотных уровнях ледника. Для этого измерены геометрические характеристики отдельных водотоков – ширина русла, его глубина и скорость течения воды на этом участке. Измерения выполнялись во второй половине дня в отсутствии жидких осадков и при положительной температуре воздуха. Измерения скорости течения воды и расхода воды в водотоках проводили на однородных по ширине участках русел поплавковым методом. На этих участках с помощью рейки измеряли ширину и глубину потока воды. Определены водотоки различного масштаба от небольших ручьев до крупных многолетних водотоков, текущих в ледяных каньонах. Расход воды в руслах рассчитывали, как произведение средней скорости водного потока и площади сечения русла. Погрешность измерений расхода воды вычисляли как среднеквадратичную погрешность измерений площади сечений и скорости. Для небольших водотоков погрешность составляла около 25%, для крупных водотоков менее 10%.

Скорость транзита воды определяли как отношение кратчайшего расстояния между двумя створами и времени добегания воды от верхнего створа к нижнему. Скорость транзита воды меньше скорости потока воды, так как русло водотока содержит петли. Эту величину определяли методом окрашивания потока воды. Рассматривался участок водотока, содержащий не менее 10 петель меандрирования, и маркировались два створа. В зависимости от масштаба водотока расстояние между створами составляло 25, 50 или 100 м. Крупные водотоки с расходом воды более 0.5 $м^3/с$ содержали петли с размерами до 10 м, поэтому для них выбиралось максимальное расстояние. Для измерения расстояния между створами русла использовали рулетку или мерную рейку. Растворимый краситель вливали в водоток на верхнем створе и ниже по леднику в нижнем створе. Далее, регистрировали момент появления пятна красителя, который размывался и окрашивал поток воды. Точность измерений составляла 5 секунд, что и определяло основную погрешность измерения скорости транзита.

Измерения скорости горизонтального перемещения талой воды в коре таяния выполнены методом окрашивания. Раствор красителя объёмом 0.1 л выливался на поверхность льда и окрашивал воду в порах коры таяния. Движение воды в порах и след красителя фиксировался на расстоянии от 1 до 8 м. Толщину коры таяния рассчитывали путем вырубания лунок в верхнем слое пористого льда до уровня сплошного льда. Уровень воды в лунке указывал на слой воды в пористом льду и определялся с точностью до 0.5 см. Плотность пористого льда коры таяния измерена взвешиванием кусков льда и определением их объёма способом вытеснения объёма воды в колбе (перед погружением куски льда обернуты тонкой пленкой).

Высотное понижение температуры воздуха рассчитывали на основе установленного высотного градиента температуры равного –0.7°С. Скачок температуры при переходе на ледниковую поверхность принят равным 1.0°С (Сидорова и др., 2019; Чернов и др., 2019).

Поверхностный сток с ледника в летние периоды 2019 и 2020 гг. рассчитывали с применением коэффициента таяния равного 9.5 мм в.э. на 1° тепла, который получен экспериментально на уровне 200 м. Усредненная скорость подъёма снеговой линии за период с 1 июля по 31 августа принята равной 6.0 м/сут. При этом принималось, что 1 июля снеговая линия располагалась на нижней границе ледника, а в конце августа она поднималась до уровня 400 м. Расчёт площади ледника, покрытого сезонным снегом в указанный период, проводили с учётом ширины ледника, соответствующей уровню положения снеговой линии. Принято, что величина поверхностного стока за сутки соответствует суточному таянию в зоне, покрытой сезонным снегом, и в зоне открытого льда, для руслового и не руслового стока, соответственно. Условия внутреннего питания ледника не учитываются, так как с 2015 г. ледник не имеет фирновой области, а область ледяного питания на нем мала. Наложенный лёд под снежным покровом, образованный весной, стаивает в течение нескольких суток после схода снега.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В период активного снеготаяния на поверхности ледника быстро развивается сеть ледниковых водотоков. Небольшие водотоки формируются около снеговой границы, так как получают питание непосредственно от водонасыщенного снежного покрова и снежных болот. Пологие участки на леднике, где образуются снежные болота – исток крупных водотоков. На исследуемом леднике их положение определено областью повышенного снегонакопления в верховьях ледника (Вшивцева, Чернов, 2016).

Полевые измерения гидросети носят фрагментарный характер, где можно выделить характерную особенность развития гидросети в летний период – по мере подъёма снеговой линии гидросеть на леднике деградирует. В 2015 г. в первой

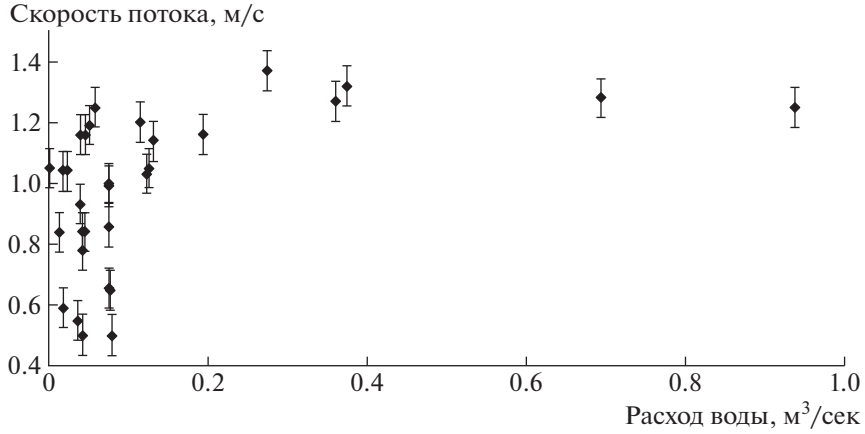

Рис. 2. Скорость транзита воды в водотоках в зависимости от расхода воды.
Fig. 2. The rate of water transit in streams depending on the water flow.

декаде августа суммарный расход воды в водотоках составлял около 3 $м^3/с$ на уровне 220 м. На профиле измерено 30 ледниковых водотоков с расходом свыше 50 л/с, из них более 70% объёма воды протекает в пяти водотоках с расходом более 100 л/с, остальная часть относится к многочисленным небольшим водотокам. В 2017–2019 и 2021 гг. во второй половине августа суммарный расход в водотоках на том же уровне был заметно ниже. Гидросеть представлена лишь тремя крупными водотоками с суммарным расходом воды в них менее 1 $м^3/с$. Снеговая линия находилась на уровне около 400 м, поэтому таяние снега, питающее сеть водотоков, было меньше. Водотоки с небольшим расходом воды фактически отсутствовали в нижней части ледника на удалении от источника питания – снеговой линии.

Другая особенность развития гидросети связана с формированием формы русел во льду в зависимости от расхода воды в них. Всего в разные периоды измерено 80 водотоков. Диапазон величины расхода воды в водотоках очень широк, от 1 до 10^3 л/с, при ширине русел от 0.1 до 1.2 м. Скорость потока воды лежит в диапазоне от 0.6 м/с (для небольших водотоков) до 2.2 м/с для крупных водотоков шириной более 1 м. Глубина русел изменялась от нескольких сантиметров до 0.5 м. Предположительно, различие в геометрических параметрах русел и скоростях потока воды должны обуславливать заметные различия в скорости транзита воды вниз по леднику. В действительности, скорость транзита воды по руслам различается мало, так как степень меандрирования водотоков разного масштаба различна.

Меандрирование русел ледниковых водотоков, обусловленное диссипацией кинетической энергии, в наибольшей степени выражено у крупных водотоков. Удлинение петель русел приводит к тому, что водный поток проходит более длинный путь между высотными уровнями, и чем крупнее водоток, тем более протяженны его петли в направлении, перпендикулярном уклону. По данным 2015 г. измерения скорости транзита талой воды в зависимости от расхода воды показаны на рис. 2.

Величина скорости транзита воды в небольших водотоках с малым расходом имеет значительный разброс. В крупных водотоках скорость транзита асимптотически приближается к значению 1.2 м/с, что определено оптимальными значениями диссипации энергии водного потока в ледяных каналах. Для небольших водотоков с расходами в пределах 100–200 л/с среднее значение скорости транзита равно 0.98 ± 0.25 м/с. Разброс значений определен точностью метода и возможным несоответствием геометрии канала и суточного расхода воды в нем. Для гидрологических расчетов интерес представляет скорость транзита крупных водотоков, так как они переносят основную часть руслового стока.

Принципиально отличается от руслового стока движение талой воды в коре таяния. Оно скрыто в её толще, но регистрируется методом окрашивания на всех уровнях ледника, где происходит её образование. Кора таяния получает свое максимальное развитие в ясные дни при отсутствии осадков, но образуется и при пасмурной погоде. Наблюдения на леднике Восточный Гренфьорд показывают, что вследствие неравномерного таяния микрорельеф поверхности льда имеет бугры высотой от 0.1 до 0.5 м. Они в большей степени выражены в центральной части ледника, чем на языке. С некоторого уровня в дневные часы в ложбинах между буграми собирается талая вода, которая высачивается из коры таяния, образуя микроручьи. Появление микроручьев указывает на то, что на отдельных участках происходит водонасыщение коры таяния.

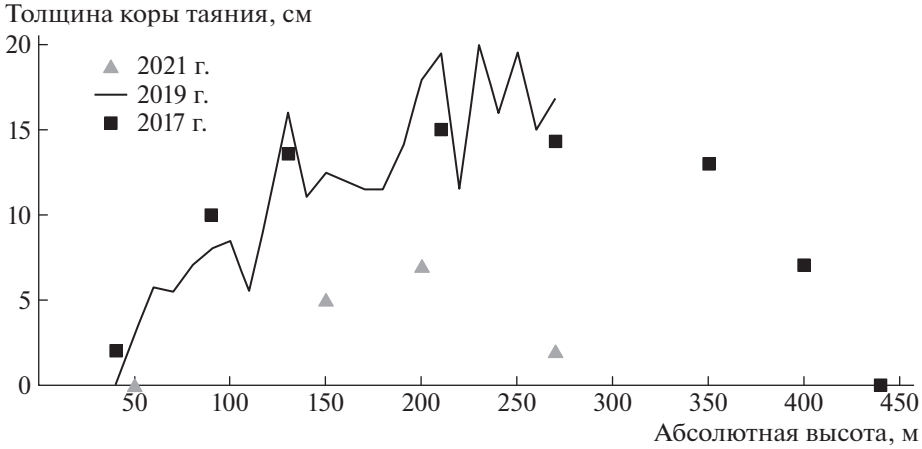

Рис. 3. Толщина коры таяния на леднике Восточный Гренфьорд в зависимости от высоты.
Fig. 3. The thickness of the weathering crust on the Eustre Grønfjordbreen Glacier depending on the height.

Толщина коры таяния измерена на разных высотах ледника в отдельных точках (по три замера на каждой точке) по оси ледника. Измерения 18 августа 2019 г. показали, что в условиях переменной облачности и в отсутствии осадков толщина коры таяния достигает 20 см. Толщина коры таяния возрастает с высотой (рис. 3) из-за уменьшения суточного таяния по мере роста высоты. Схожие результаты получены в середине августа 2017 г. при близких погодных условиях. В конце августа 2021 г. была пасмурная и дождливая погода; вследствие этого кора таяния на леднике оказалась слаборазвитой, а в верхней части ледника она фактически отсутствовала (см. рис. 3).

В ходе измерений отмечено, что толщина коры таяния заметно отличается в соседних точках, что определено бугристым рельефом поверхности. Поэтому в 2019 г. толщину коры таяния измеряли на отдельных горизонтальных профилях длиной 100 м с шагом 5 м. На высотах 60, 150 и 277 м средние значения этой величины составили 5.7, 12.5 и 16.8 см соответственно. Полученные средние значения вполне соответствуют измерениям на высотных профилях при стандартной ошибке измерений 2.8 см. Отмечено, что при значительной изменчивости в пространстве толщины коры уровень воды в ней оставался всегда небольшим и составлял 3–5 см. Талая вода заполняет нижний пористый слой коры таяния менее чем наполовину.

Методом взвешивания измерена плотность льда в коре таяния. Монолитный лёд имел плотность в среднем 0.88 г/см^3, плотность нижнего слоя пористого льда изменялась в диапазоне 0.65–0.75 г/см^3, что совпадает с оценками других авторов (Голубев, 1976). Отсюда пористость льда составляет 15–26% и по нашей оценке в среднем равна 20%. Поскольку уровень воды в лунках не превышает 5 см, максимальный запас воды в пористом льду составляет 10 мм в.э. Предположено, что запас воды в коре может меняться в течение суток в зависимости от погодных условий, но эти изменения невелики.

Величина запаса воды в коре таяния оказалась меньше, чем значение суточного таяния на большей части поверхности ледника. Избыток талой воды приводит к её горизонтальному движению, высачиванию в ложбины между буграми и образованию микроручьев. Движение воды в микроручьях усиливает сток в коре таяния на нижней части ледника. Ледниковые водотоки получают из коры таяния лишь небольшую часть воды, дренируя ледяные берега; на основной площади ледника эти системы стока существуют независимо. Лишь на языке ледника потоки микроручьев среди островков коры таяния переносят часть воды в крупные водотоки, чему способствует уклон поверхности в сторону каньонов.

Поскольку область абляции льда во второй половине лета непрерывно расширяется и образуется кора таяния, движение воды в ней представляет особый интерес. С помощью окрашивания мы определили скорости перемещения талой воды в коре таяния (6–8 опытов на точке) на трёх уровнях. Средняя скорость движения воды на высоте 150, 202 и 340 м была равна 0.42, 0.41 и 0.46 см/сек соответственно. Диапазон изменений этой величины составил от 0.15 до 0.60 см/с, а средняя скорость перемещения воды в коре таяния равнялась 0.0042 м/с. Эта величина принята для расчета поверхностного стока в коре таяния без учета микроручьев. Предположительно, образование микроручьев – это эффективный механизм усиления стока в коре таяния, когда происходит её насыщение водой. При этом запас воды в коре непосредственно связан с величиной суточной абляции льда и скоростью перемещения воды в порах.

Абляция льда на леднике описывается высотной зависимостью, близкой к линейной функции (Чернов и др., 2019; Сидорова и др., 2019). Для оценочного расчета абляции определен модуль среднесуточной величины высотного градиента абляции – 0.06 мм в.э./м за сутки, или 0.06 кг/м за сутки. Значение суточной абляции на некоторой высоте ледника h можно оценить линейной функцией:

$$A = Ao + a \cdot H, \quad (1)$$

где H – перепад высот между высотой снеговой линии в данный момент и h (м); Ao – величина суточной абляции на уровне снеговой линии, выраженная в количестве талой воды, образующейся на площади в 1 м^2 за сутки, принятой равной 7 мм в.э., или 7 кг для уровня 400 м (из расчета средней величины абляции на этой высоте).

Масса талой воды движется по леднику, и её величина должна увеличиваться нелинейно, так как на более низких уровнях величина абляции больше. Масса талой воды, протекающей через 1 погонный метр на высоте h, должна соответствовать суммарному суточному таянию льда выше по линии тока, в противном случае талая вода должна накапливаться на поверхности льда. Интегрируя (1), получим выражение для массы воды на высоте h или, иначе, количество воды, протекающей на этом уровне через 1 погонный метр поперечного профиля за сутки:

$$Pa = Ao \cdot H + 1/2 \cdot a \cdot H^2 \quad (2)$$

Масса воды, текущей в коре таяния, равна произведению водозапаса в коре таяния и средней скорости движения воды в ней – mv, где m – водозапас (кг), v – скорость движения воды (м/с). Однако избыток воды высачивается в виде микроручьев в ложбины между ледяными буграми, поэтому сток за сутки в микроручьях $P_{руч}$ равен разности массы воды от таяния льда за сутки (2) и массы воды, протекшей через кору таяния за сутки $m \cdot v \cdot$ t (кг·м/сут). Здесь величина t – сутки (сек).

$$P_{руч} = Ao \cdot H + 1/2 \cdot a \cdot H^2 - m \cdot v \cdot t \quad (3)$$

Суточный расход воды, протекающий в микроручьях на 1 пог. метр за сутки, равен отношению $P_{руч}$ и плотности воды ρ (ρ = 1000 кг/м^3). Таким образом, по мере удаления от снеговой линии расход воды в микроручьях будет расти пропорционально H^2. При этом увеличение водозапаса в коре таяния m снижает величину стока в микроручьях, так как часть воды продолжает медленно двигаться в порах коры. Расчёт доли суточного стока воды в микроручьях в зависимости от запаса воды в коре таяния показан на рис. 4. При возрастании величины суточной абляции на уровне снеговой линии в два раза (до 14 мм в.э.) доля стока в микроручьях увеличивается в среднем на 20%. При развитой коре таяния и значительном запасе воды в ней (см. рис. 4, кривые *1* и *2*) заметное влияние на сток обнаруживается лишь в нижней части ледника на его языке. В центральной и верхней частях ледника поверхностный сток полностью идёт в толще коры таяния. Именно это состояние ледника наблюдалось в конце августа 2017 и 2019 гг. (см. рис. 3), когда на большей части ледниковой поверхности отсутствовали микроручьи. Они отмечены лишь на языке ледника, где толщина коры таяния уменьшается, а количество воды в ней превысило величину её водозапаса. В условиях слаборазвитой коры таяния (см. рис. 3, 2021 г.) талая вода движется преимущественно в микроручьях (см. рис. 4, кривые *4* и *5*).

Расчёты показали важные различия характера движения талой воды в двух системах поверхностного стока. Однако они не дают представления о соотношении величины стока между ними. В конце летнего сезона по мере сокращения площади ледника, покрытого снежным покровом, происходит деградация гидросети. Предположено, что величина стока в коре таяния увеличивается с расширением площади открытого льда при отступании снеговой линии. Расчёт таяния снега и льда по мере подъёма снеговой линии с учётом изменения площади, покрытой снегом, проведён на основе данных о температуре воздуха над ледником, приведенной к высоте 200 м. Предположено, что суточное таяние тождественно суточному стоку. Это вполне очевидно для руслового стока, так как при средней скорости транзита талой воды в руслах около 1 м/с время добегания талой воды составляет 1–1.5 часа, но лишь приближенно соответствует суточному стоку в коре таяния и микроручьях, где скорости движения талой воды меньше. В последнем случае, величина суточного стока в коре таяния определяется погодными условиями предыдущих дней.

Расчёт поверхностного стока представлен на рис. 5. Величина суточного таяния и соответственно поверхностного стока рассчитана с учётом коэффициента таяния, который получен экспериментально на высоте 200 м по измерениям температуры воздуха логгером, абляции льда и влажного снега. В расчёте плотность влажного снега принята равной 0.45 г/см^3 (по измерениям в летний период), что почти вдвое меньше плотности ледникового льда.

Результаты показывают, что в июле преобладает русловой сток, так как велика площадь ледника, закрытого сезонным снегом. В августе растёт величина стока в коре таяния, площадь которой пропорциональна открытой площади ледника. Суммарный поверхностный сток за два летних месяца на 15–17% меньше величины летней абляции на

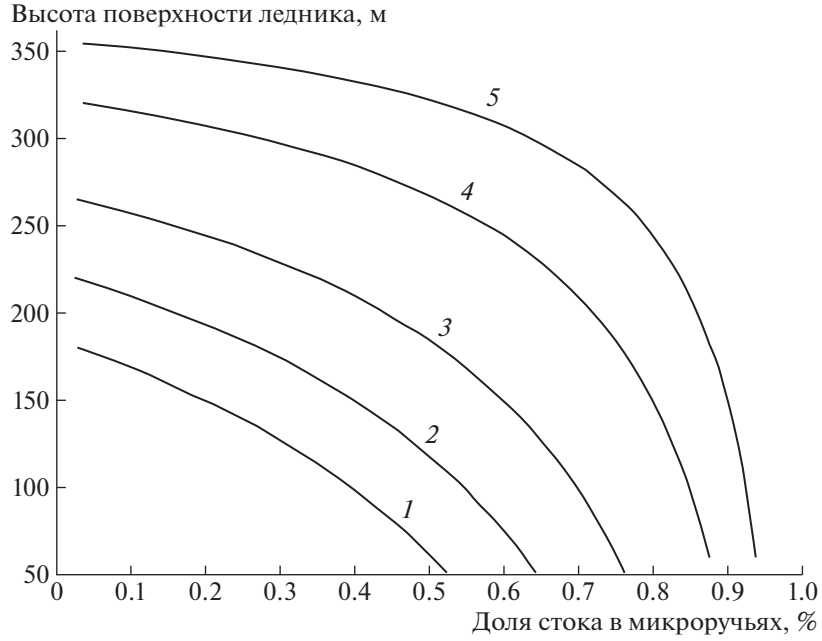

Рис. 4. Доля микроручьев в поверхностном стоке в зависимости от высоты поверхности ледника для разного запаса воды в коре таяния: *1* – 8 мм; *2* – 6 мм; *3* – 4 мм; *4* – 2 мм; *5* – 1 мм.

Fig. 4. The proportion of microstreams in the surface runoff depending on the height of the glacier surface for different water reserves weathering crust: *1* – 8 mm; *2* – 6 mm; *3* – 4 mm; *4* – 2 mm; *5* – 1 mm.

леднике, установленной гляциологическими методами. Этот результат выглядит правдоподобным, так как в расчёте не учитывается таяние, которое продолжается в сентябре и не учтена небольшая величина стока по внутренним каналам ледника, которая составляет (2–3%).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В условиях Западного Шпицбергена летние дни с ясной погодой сравнительно редки, формирование мощного слоя коры таяния на ледниках наблюдается часто. Измерения толщины коры таяния выявило заметные различия в оценках, приведённых ранее в отечественной литературе для ледников умеренных широт (Гляциологический словарь, 1984). На вершинах бугров толщина коры таяния часто превышала 20 см. По-видимому, уровень рассеянной солнечной радиации в условиях продолжительного светового дня – важный фактор для формирования мощного слоя пористого льда (см. рис. 3).

Открытым вопросом остаётся водосодержание этого слоя, так как редкие измерения уровня воды в нем дают лишь приближенную оценку. Тем не менее, величина пористости коры таяния не вызывает сомнений, так как измерения совпадают со значениями других авторов (Голубев, 1976; Cooper et al., 2018). Даже если на отдельных участках микрорельефа кора таяния будет полностью наполнена водой до поверхности льда, при средней толщине коры около 15 см запас воды в коре таяния не превысит 30 мм. Отмечено, что водозапас в коре таяния и скорость горизонтального перемещения воды через кору таяния слабо различаются на разных высотах ледника, то есть эта составляющая поверхностного стока в типичных условиях сравнительно стабильна.

Значительные изменения этой величины могут наблюдаться лишь в периоды продолжительных дождей, когда кора таяния не формируется на леднике и исчезает в течение нескольких суток. Тогда поверхностный сток в области абляции выглядит иначе, в отсутствии коры таяния происходило зарождение небольших русел водотоков непосредственно на льду. Талая вода формировала новую гидросеть в ложбинах между ледяными буграми. В остальных случаях возникновение новых русел фактически всегда связано со структурными неоднородностями на поверхности ледника, препятствующими стоку, как, например, сомкнутыми трещинами.

Питание водой из коры таяния гидросети несущественно, что может быть особенностью исследуемого ледника – широкого и пологого. Поступление воды из коры таяния может заметно повлиять лишь на расход воды в малых водотоках, так как вполне очевидно, что водотоки дренируют свою береговую зону и забирают воду из коры таяния. Расчёт показывает, что за счёт дренирова-

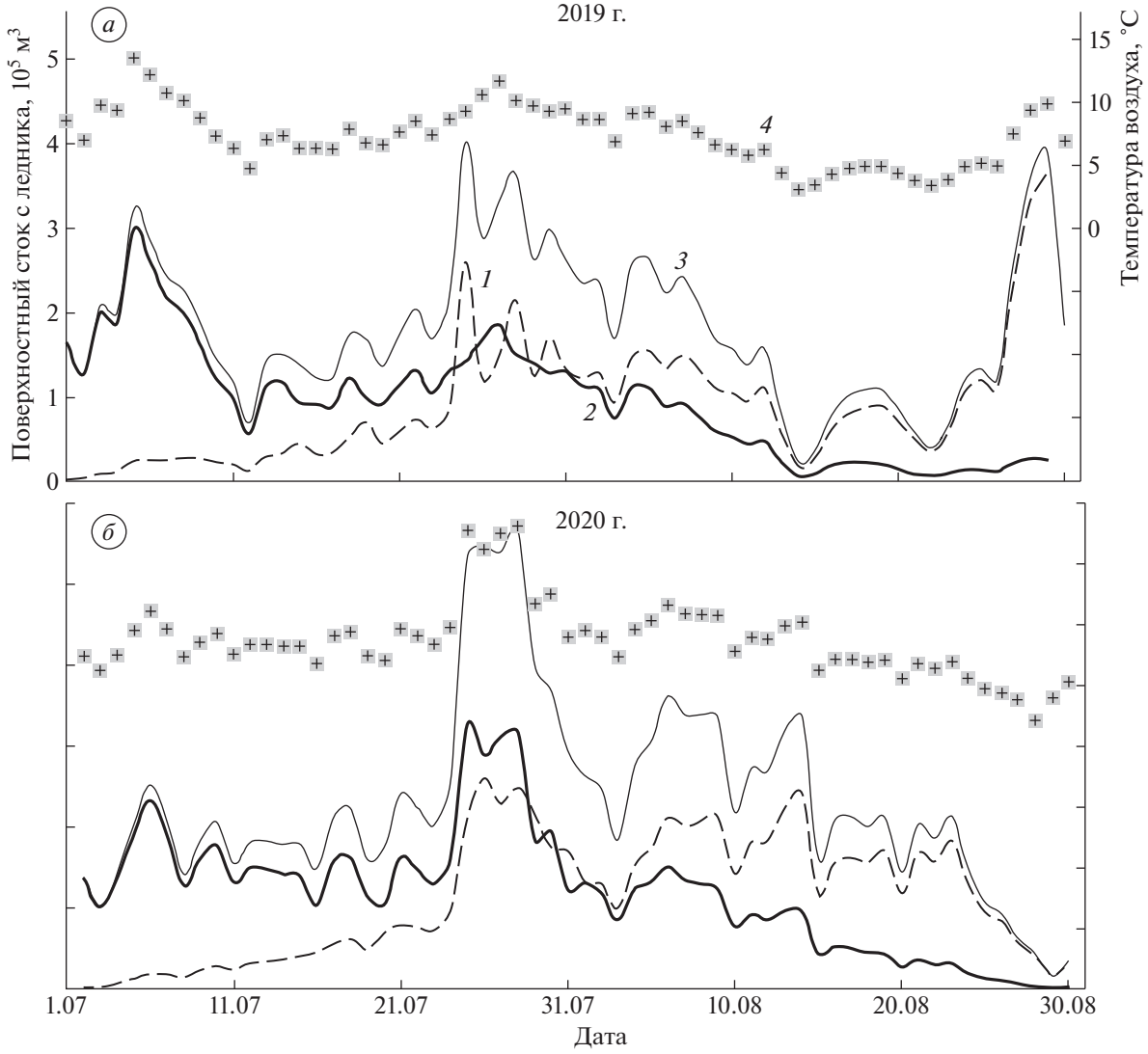

Рис. 5. Поверхностный сток ледника Восточный Гренфьорд и температура воздуха (пос. Баренцбург): *1* – поверхностный сток в коре таяния; *2* – в гидросети; *3* – суммарный сток; *4* – средняя суточная температура воздуха (Баренцбург).
Fig. 5. Surface runoff of the East Grenfjord Glacier and air temperature (Barentsburg settlement): *1* – the weathering crust; *2* – hydronetwork; *3* – total runoff; *4* – average daily air temperature (Barentsburg).

ния берегов расход воды в водотоке длиной 2–3 км (с расходом около 200 л/сут) увеличивается лишь на 2–3%. Для крупных водотоков этот фактор фактически не значим.

Отмечено, что гидросеть водотоков формируется в период активного снеготаяния и по мере подъёма снеговой линии и исчезновения снеговых болот постепенно деградирует. К концу лета на языке ледника фактически отсутствуют небольшие водотоки, так как суточная абляция льда приводит к понижению поверхности ледника на 2–3 см в сутки, поэтому русла водотоков, не обеспеченных водой, исчезают достаточно быстро, в течение нескольких суток. При этом крупные водотоки сохраняются на протяжении всего лета, так как они выработали себе глубокие русла в период летних паводков (см. рис 1, *в*). В отличие от русловой сети водотоков, кора таяния формируется постоянно и ежесуточно обновляется вместе с понижением поверхности ледника при воздействии погодных условий.

Представления о поверхностном стоке в двух системах, дренирующих разные зоны ледника, позволяют провести сравнения их режима стока. Результаты расчёта поверхностного стока показывают, что пока идёт активное снеготаяние, преобладает русловой сток (см. рис. 5). В июле величина поверхностного стока в руслах в среднем составляет 150000 м^3/сут, а в пике достигает 300000 м^3/сут. В конце июля–начале августа соотношение пло-

щадей ледника, покрытого снежным покровом и открытого льда, изменяются настолько, что поверхностный сток в коре таяния начинает преобладать.

По сообщению гидролога К.В. Ромашова (ААНИИ) в 2019/20 г. максимальные величины стока наблюдались в периоды резкого повышения температуры воздуха в последней декаде июля. После этого русловой сток постепенно снижался к концу августа до малых значений. Подобную картину качественно отображает график поверхностного стока (см. рис. 5). Общая величина стока соответствует гляциологическим данным – изменениям стока в гидросети на леднике (см. рис. 5). 20 августа 2019 г. расход воды в реке у ледника не превышал 0.5–0.7 м^3/с, что соответствует расчётной величине суточного стока в этот день.

Отмечено, что в конце летнего периода гидросеть водотоков деградирует, и значительная масса талой воды движется вниз по леднику в коре таяния и микроручьях. Поверхность ледника представляет собой огромное пространство с редкими водотоками, которое аккумулирует воду на всей площади. Так как характер движения талой воды изменяется в течение сезона, то для гидрологических расчётов важны изменения режима поверхностного стока на полярных ледниках.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрены характеристики стока талой воды на поверхности ледника Восточный Гренфьорд (Западный Шпицберген), который представлен двумя системами – гидросетью ледниковых водотоков и корой таяния. Они обеспечивают отток талой воды из различных областей ледника. Водотоки отводят талую воду от границы снеговой линии и дренируют снежные болота. Сток в коре таяния определяется перемещением воды в толще пористого слоя льда, в микроручьях на поверхности ледника и охватывает область открытой поверхности ледника ниже снеговой линии.

В период активного таяния в ледниковых водотоках скорость транзита воды в значительной степени регулируется меандрированием их русел и для водотоков различного масштаба она находится в узком диапазоне 1.0–1.2 м/с. Сток непосредственно в коре таяния происходит с небольшой скоростью около 0.004 м/с; на основе полевых измерений не выявлено заметных пространственных различий этой величины. Поверхностный сток на льду должен непрерывно увеличиваться по мере движения талой воды вниз по леднику пропорционально росту абляции. Показано, что в зависимости от возможного максимального запаса воды в коре таяния, с определенного уровня на поверхности ледника формируются микроручьи, которые дренируют избыток талой воды в коре таяния. Их доля в стоке увеличивается вниз по леднику и становится преобладающей на языке ледника. Оценка величины поверхностного стока в обеих системах указывает, что соотношение объёмов суточного стока изменяется в течение лета по мере подъёма снеговой линии и изменения интенсивности суточного таяния. В июле объём стока определяется преимущественно гидросетью водотоков, но в конце летнего сезона, когда снеговая линия поднимается в верховья ледника, сток в коре таяния становится преобладающим.

Благодарности. Полевые работы проводились в рамках комплексных исследований гляциологической экспедиции Института географии РАН на Шпицбергене. Анализ данных выполнен в рамках темы государственного задания Института географии РАН 0148-2019-0004/АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) “Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменениях климата“. Автор благодарит за помощь в проведении полевых исследований сотрудника ААНИИ О.Р. Сидорову.

Acknowledgments. Field work was carried out as part of a comprehensive study of the glaciological expedition on Svalbard of the Institute of Geography of the RAS. The data analysis was carried out within the framework of the state task of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences 0148-2019-0004/AAAA-A19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004). The author would like to thank O.R. Sidorova (AARI) for her help in conducting field research.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисик А.Л., Новиков А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Веркулич С.Р. Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 26–37. https://doi.org/10.31857/S2076673421010069

Вшивцева Т.В., Чернов Р.А. Пространственное распределение снежного покрова и поле температур в верхнем слое политермического ледника // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 373–380. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-373-380

Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: Изд-во ГЕОС, 2014. 528 с.

Гляциологический словарь. Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 527 с.

Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 247 с.

Загороднов В.С., Зотиков И.А. Внутриледниковые каналы // МГИ. 1981. № 41. С. 200–202.

Мавлюдов Б.Р. Особенности дренажных систем некоторых ледников Шпицбергена // МГИ. Вып. 95. 2003. С. 141–147.

Ромашова К.В., Чернов Р.А., Василевич И.И. Исследование ледникового стока рек в бассейне залива Гренфьорд (Западный Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 1. С. 34–45. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45

Сидорова О.Р., Тарасов Г.В., Веркулич С.Р., Чернов Р.А. Изменчивость поверхностной абляции горных ледников Западного Шпицбергена // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 4. С. 438–448. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-438-448

Соловьянова И.Ю., Мавлюдов Б.Р. Некоторые особенности распространения поверхностных водотоков на ледниках о. Западный Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. 2004. Вып. 4. С. 216–229.

Ходаков В.Г., Гохман В.В. Механизм формирования русел водотоков во льду // МГИ. 1984. № 51. С. 63–66.

Чернов Р.А. О развитии поверхностных водотоков на ледниках Западного Шпицбергена // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Изд-во Кольского науч. центра РАН. 2003. № 3. С. 151–155.

Чернов Р.А., Кудиков А.В., Вшивцева Т.В., Осокин Н.И. Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Гренфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 59–66.

Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472

Chernov R.A., Muraviev A.Ya., Topoleva A.N. Degradation of the mountain glaciation of Prins Karls Forland (Svalbard) // Earth`s Cryosphere. 2019. V. XXIII. № 5. P. 62–69. https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-5

Colgan W., Rajaram H., Anderson R., Phillips T., Joughin I. The annual glaciohydrology cycle in the ablation zone of the Greenland ice sheet: Part 1.Hydrology model. 2011. Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 204. P. 697–709.

Cooper M.G., Smith L.C., Rennermalm A.K., Miege C., Pitcher L.H., Ryan J.C., Yang K., Cooley S.W. Meltwater storage in low-density near-surface bare ice in the Greenland ice sheet ablation zone // Journ. of Cryosphere. 2018. № 12. P. 955–970. https://doi.org/10.5194/tc-12-955-2018

Fountain A.G., Walder J.S. Water flow through temperature glaciers // Rev. Geophys. 1998. № 36 (3). P. 299–328.

Karlstrom L., Gajjar P., Manga M. Meander formation in supraglacial streams // Journ. of Geophys. Research. Earth surface. 2013. V. 118. P. 1–11.

Knighton A.D. Channel form and flow characteristics of supraglacial streams, Austre Okstindbreen, Norway // Arctic and Alpine Research. 1981. № 13 (3). P. 295–306.

Mcgrath D., Colgan W., Steffen K., Lauffenburger P., Balog J. Assessing the summer water budget of a moulin basin in the Sermeq Avannarleq ablation region, Greenland ice sheet // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. № 205. P. 954–963.

Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwanden A. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 1603–1621.

Parker G. Meandering of supraglacial melt streams // Water Resources. 1975. № 11 (4). P. 551–552.

Shreve R.L. Movement of water in glaciers // Journ. of Glaciology. 1972. № 11. P. 205–214.

Weather in Barentsburg // Электронный ресурс. URL: http://rp5.ru/ (дата обращения: 01.10.2021).

Citation: Chernov R.A. Study of characteristics of the supraglacial runoff of the Austre Grønfjordbreen, Spitsbergen. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (1): 48–59 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010040

Study of Characteristics of the Supraglacial Runoff of the Austre Grønfjordbreen, Spitsbergen

R. A. Chernov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

e-mail: rob31@mail.ru

Surface runoff on the glacier is represented by two aquifers: a hydro-network of streams and a porous layer of melting crust in which meltwater moves. The first one transfers water from the snowmelt zone, and the second one drains the ablation area. Data on the state of the melting crust at various levels of the glacier and the speed of water movement in it had been obtained. The water store in the melting crust were estimated, the effect of daily ablation on the runoff in the pores and micro-streams was shown. With a limited water supply in the melting crust, the increase in runoff takes place due to the formation of micro-streams having no channels. As the distance from the snow line increases and the ablation becomes more intensive, the portion of streams becomes greater. Observations on the glacier made at different levels showed a qualitative agreement with our estimates. As for the hydro-network, water discharges in watercourses of various sizes and the rate of water transit in them were estimated. It is shown that the meandering of the channels results in regulation of the rate of water transit. For small streams with water flow rate smaller than 200 l/s, this speed turned out

to be 0.98 ± 0.25 m/s, for larger streams it was equal to 1.20 ± 0.11 m/s. Calculations of snow and ice melt based on the air temperature above the glacier made possible to estimate the channel runoff in both, the hydro-network, and the weathering crust. During the period of active snowmelt, when the snow line moves lower, the main contribution to the surface runoff is made by the hydro-network of watercourses. As the snow line rises and the area of open ice increases, the share of runoff in the weathering crust increases. By the end of the summer period, runoff in the weathering crust becomes predominant.

Keywords: Glacier, surface meltwater runoff, supraglacial streams, meandering, meltwater transit rate, weathering crust, microstreams

REFERENCES

Borisik A.L., Novikov A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Verkulich S.R. The structure and dynamics of the Aldegonda glacier (Western Spitsbergen) according to the data of repeated georadar studies in 1999, 2018 and 2019. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021, 61 (1): 26–37 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673421010069.

Vshivtseva T.V., Chernov R.A. Spatial distribution of snow cover and temperature in the upper layer of a polythermal glacier. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (3): 373–380 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-373-380

Glazovsky A.F., Macheret U.Y. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].

Kotlyakov V.M. Ed. *Glyaciologicheskij slovar'*. Glaciological dictionary. Leningrad: Hidrometeoizdat, 1984: 527 p. [In Russian].

Golubev G.N. Gidrologiya lednikov. Hydrology of glaciers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1976: 247 p. [In Russian].

Zagorodnov V.S., Zotikov I.A. Intraglacial channels. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1981, 41: 200–202 [In Russian].

Mavludov B.R. Features of drainage systems of some Svalbard glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 95: 141–147 [In Russian].

Romashova K.V., Chernov R.A., Vasilevich I.I. Study of the glacial runoff of rivers in the Grönfjord basin (Western Svalbard). *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2019, 65 (1): 34–45 [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45

Sidorova O.R., Tarasov G.V., Verkulich S.R., Chernov R.A. Variability of surface ablation of mountain glaciers in Western Svalbard. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2019, 65 (4): 438–448 [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-438-448

Solovyanova I.Yu., Mavlyudov B.R. Some features of the distribution of surface streams on the glaciers of West Spitsbergen. *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpicbergena*. Comprehensive studies of the nature of Svalbard. 2004, 4: 216–229 [In Russian].

Khodakov V.G., Gokhman V.V. Mechanism of formation of water streams in ice. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1984, 51: 63–66 [In Russian].

Chernov R.A. On the development of surface streams on the glaciers of Western Svalbard. *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpicbergena.* Comprehensive studies of the nature of Svalbard. Proc. of the Russian Academy of Sciences. 2003, 3: 151–155 [In Russian].

Chernov R.A., Kudikov A.V., Vshivtseva T.V., Osokin N.I. Estimation of the surface ablation and mass balance of Austre Grønfjordbreen (Spitsbergen). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019, 59 (1): 59–66 [In Russian].

Chernov R.A., Muraviev A.Y. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjold Land (Svalbard). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (4): 462–472 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472.

Chernov R.A., Muraviev A.Ya., Topoleva A.N. Degradation of the mountain glaciation of Prins Karls Forland (Svalbard). Earth`s Cryosphere. 2019, XXIII (5): 62–69. https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-5(62-69).

Colgan W., Rajaram H., Anderson R., Phillips T., Joughin I. The annual glaciohydrology cycle in the ablation zone of the Greenland ice sheet: Part 1. Hydrology model. 2011. Journ. of Glaciology. 2011, 57 (204), 697–709.

Cooper M.G., Smith L.C., Rennermalm A.K., Miege C., Pitcher L.H., Ryan J.C., Yang K., Cooley S.W. Meltwater storage in low–density near-surface bare ice in the Greenland ice sheet ablation zone. Journ. of Cryosphere. 2018, 12: 955–970. https://doi.org/10.5194/tc-12-955-2018.

Fountain A.G., Walder J.S. Water flow through temperature glaciers. Rev. Geophysics. 1998, 36 (3): 299–328.

Karlstrom L., Gajjar P., Manga M. Meander formation in supraglacial streams. Journ. of Geophys. Research: Earth surface. 2013, 118: 1–11.

Knighton A.D. Channel form and flow characteristics of supraglacial streams, Austre Okstindbreen, Norway. Arctic and Alpine Research, 1981, 13 (3): 295–306.

Mcgrath D., Colgan W., Steffen K., Lauffenburger P., Balog J. Assessing the summer water budget of a moulin basin in the Sermeq Avannarleq ablation region, Greenland ice sheet. Journ. of Glaciology. 2011, 57 (205): 954–963.

Nuth C., Kohler J., König M., Deschwanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. The Cryosphere. 2013, 7: 1603–1621.

Parker G. Meandering of supraglacial melt streams. Water Resources. 1975, 11 (4): 551–552.

Shreve R.L. Movement of water in glaciers. Journ. of Glaciology. 1972, 11: 205–214.

Weather in Barentsburg: http://rp5.ru/ (last access: 01.10.2021).

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 60–70

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 550.42

ГЕОБИОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ В 2021 И 2022 гг.

© 2023 г. Е. И. Котова[1,*], В. Ю. Топчая[1], Ю. В. Новикова[2]

[1] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

[2] Федеральный центр комплексного изучения Арктики им. Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск, Россия

**e-mail: ecopp@yandex.ru*

Поступила в редакцию 06.10.2022 г.
После доработки 30.11.2022 г.
Принята к публикации 06.03.2023 г.

Исследован снежный покров прибрежной зоны Онежского и Двинского заливов Белого моря на содержание главных ионов (Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+, Ca^{2+}, K^+), биогенных элементов (фосфор, кремний, азот), его альгологический состав. Показано, что морские аэрозоли даже в зимний период оказывают значительное влияние на окружающую среду прибрежных районов.

Ключевые слова: снег, прибрежная зона, ионный состав, биогены, альгологический состав

DOI: 10.31857/S207667342301009X, **EDN:** MABLAC

ВВЕДЕНИЕ

В Арктике снежный покров – связующее звено для ключевых физических, химических и микробиологических процессов, влияющих на окисление, биоразнообразие, радиацию и климат Арктики (Mortazavi et al., 2019). Состав снежного покрова – один из факторов, воздействующих на гидрохимический режим территории. Снег накапливает значительное количество твёрдых и растворённых веществ, поступающих из атмосферы, которые высвобождаются во время весеннего таяния, в том числе в форме ионного импульса (Filippa et al., 2010; Виноградова, Котова, 2016). Снежный покров влияет на круговорот азота и потоки парниковых газов, в том числе в условиях изменения климата (Brina et al., 2018, Iwataa et al., 2018). Проведённые работы по изучению взаимодействия между снежным покровом и почвой (Brooks, Williams, 1999; Coelho et al., 2012; Freppaza et al., 2018) показали влияние снежного покрова и процесса снеготаяния на состав и структуру почвы. Таким образом, исследование состава снежного покрова и его воздействие на подстилающую поверхность позволит оценить нагрузки на экосистему, а также выявить закономерности процессов перераспределения вещества в арктических районах. На территории побережье Белого моря, где устойчивый снежный покров сохраняется более четырёх месяцев, актуальность анализа состава снежного покрова несомненна.

Прибрежные зоны представляют собой переходные районы тесного взаимодействия суши и моря. В прибрежной зоне значимую роль в процессе формирования состава компонентов окружающей среды играют морские аэрозоли (Дроздова, 1964; Шевченко, 2006; Котова и др., 2012). Несмотря на то, что в западной части российской Арктики в зимний период большая часть акваторий покрыта льдом, морской аэрозоль поступает от незамерзающих акваторий Баренцева моря, через трещины и полыньи. Как следует из литературных источников (Шевченко, 2011; Стародымова, 2020) основное внимание исследователи уделяли содержанию и составу нерастворённого вещества снега рассматриваемой территории. Однако работ, посвященных содержанию растворённых веществ и микроводорослей в снеге прибрежных территорий Белого моря, недостаточно. Для оценки масштабов воздействия морских аэрозолей проведён анализ ионного состава снежного покрова.

Свойства снежного покрова как системы взаимодействия химических веществ и микроорганизмов, которая постоянно подвержена изменениям под воздействием внутренних и внешних факторов, ещё мало изучены. Доказана роль микроорганизмов в динамике биогенных веществ (Hodson et al., 2008). Исследования биоты ледяного и снежного покрова в регионе носят несистематичный и фрагментарный характер (Мельников и др., 2005; Сажин и др., 2011).

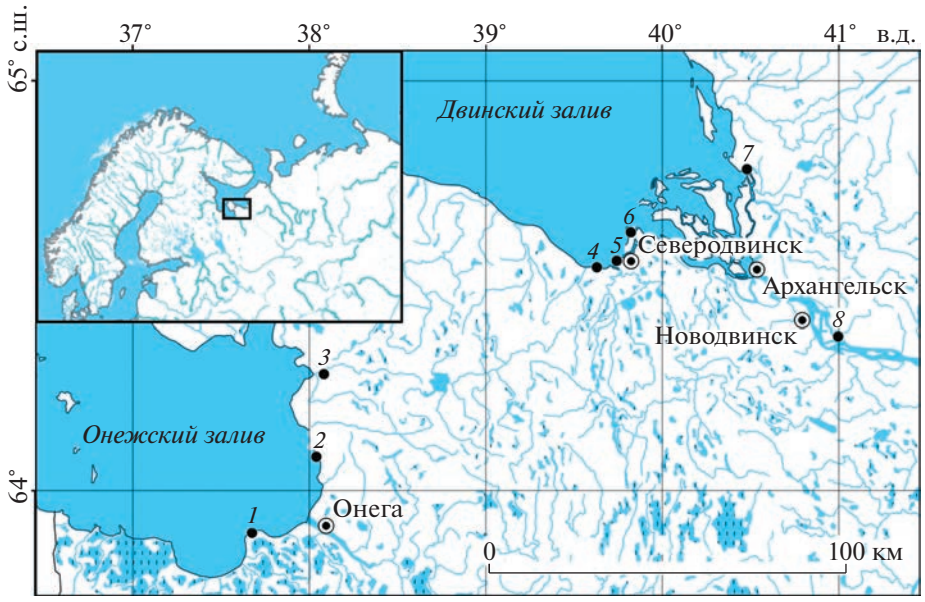

Рис. 1. Схема расположения точек отбора проб снега: *1* – село Ворзогоры; *2* – Каменный ручей; *3* – пос. Кянда; *4* – р. Солза; *5* – залив Параниха; *6* – о. Ягры; *7* – пос. Лапоминка; *8* – р. Лявля. На врезке – район работ.

Fig. 1. Scheme of positions of the sampling sites of snow: *1* – Vorzogory village; *2* – Kamennyy ruchey; *3* – Kyanda village; *4* – Solza River; *5* – Paranikha Bay; *6* – Yagry Island; *7* – Lapominka village; *8* – Lyavlya River. The inset shows the area of work.

Для исследуемого района характерно наличие осушек – участков дна, непосредственно прилегающих к берегу и обнажающихся во время отлива. При таянии снега, в том числе в период оттепелей, вещества поступают в первую очередь на территории осушки в донные отложения, а затем только в морские воды. Увеличение числа микроводорослей в снежном покрове может генерировать дополнительный приток органического углерода в прибрежные районы и в морские воды и сформировать тенденцию к его накоплению в донных осадках Белого моря.

Цель исследования – анализ характера залегания снега и состава снежного покрова побережья Белого моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Отбор проб снежного покрова проводился в семи районах на побережье Двинского и Онежского заливов Белого моря. Одна точка располагалась в устье р. Северная Двина (рис. 1). Отбор проб проводился в период максимального снегонакопления, в марте 2021/22 гг. Снег собирали в пластиковую тару с помощью пластикового пробоотборника на всю глубину залегания (исключая самый нижний пятисантиметровый слой). Одновременно с отбором проб определяли характеристики залегания снега (толщину снежного покрова, влагозапас и плотность снега) и свойства отложенного снега в соответствии с Международной классификаций сезонно-талого снега (Fierz et al., 2009).

В лаборатории пробы растапливали при комнатной температуре и фильтровали через предварительно взвешенные мембранные фильтры диаметром 47 мм с диаметром пор 0.45 мкм. Количественный химический анализ анионного состава проб проводили методом ионной хроматографии (ФР.1.31.2005.01724, ПНД Ф 16.1.8-98). Погрешность определения не превышает 20%.

Для определения фитопланктона пробы концентрировались методом седиментации. Фиксация проводилась раствором Люголя. Определение видового состава и численности микроводорослей проводили стандартными методами (Руководство по гидробиологическому мониторингу..., 1992). Концентрированные пробы просматривали и проводили идентификацию под микроскопом “БиОптик С-300” при увеличении х400. Таксономическая принадлежность организмов приведена в соответствии с глобальной базой данных AlgaBase (https://www.algaebase.org/). Фотографии сделаны при увеличении х400.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Характер залегания снега. Толщина снежного покрова меняется в широком диапазоне. Её минимальное значение (11 см) зафиксировано в 2022 г. на побережье Двинского залива у р. Солза (т. *4*). Максимум (65 см) отмечен в 2022 г. на восточном побережье Онежского залива у села Ворзогоры (т. *1*), где берег высокий (38 м) и крутой. Это приводит к тому, что в результате ветрового переноса толщина снега на коренном берегу Се-

верной Двины в устьевой её части (т. *8*) больше (63 см), чем в русле реки. На более открытых пространствах – на побережье Двинского залива или в русле реки, подверженных воздействию ветра, толщина снега меньше.

На побережье Онежского залива в 2022 г. толщина снежного покрова была выше, чем в 2021 г., что вызвано большим количеством осадков, выпавших в зимний период в 2022 г. На побережье Двинского залива, наоборот, в 2022 г. толщина снежного покрова в среднем была меньше из-за наблюдавшихся здесь оттепелей.

Итоговая толщина снежного покрова зависит от многих факторов, в числе которых и оттепели, приводящие к уплотнению снега. Поэтому более показательной характеристикой снежного покрова считается запас воды в снеге (снегозапас). Так, на побережье Двинского залива в 2021/22 г. его среднее значение составило 6 мм. И количество осадков в данном районе в 2022 г. было больше лишь в 1.2 раза. На побережье Онежского залива снегозапас составлял 7 мм в 2021 г. и 12 мм в 2022 г. Количество выпавших в зимний период осадков в 2022 г. оказалось в 1.5 раза выше. При этом несколько возросла плотность снега: с 0.18–0.21 г/см^3 в 2021 г. до 0.23–0.24 г/см^3 в 2022 г. Этому способствовали положительные температуры воздуха, доходившие в феврале 2022 г. до 3°С. В 2021 г. потеплений в зимний период не было, зима была холодной, температура воздуха в январе–феврале была почти вдвое ниже, чем в 2022 г. Структура снежной толщи подтверждает отсутствие оттепелей в 2021 г., тогда как в 2022 г. в снежной толще отмечены ледяные корки.

Уровень pH талых вод на побережье Белого моря изменялся от 4.5 до 6.1. В 2022 г. средние значения pH составляли 4.9, а в 2021 г. – 5.9. Более высокие значения в оба года получены в пробах, отобранных у Каменного ручья (5.8–6.1), вблизи карьера по добыче гранита, и в районе залива Параниха (5.2–5.9), расположенном ближе к городу. Считается (Xue et al., 2020; Макаров, Торговкин, 2021), что снежный покров вблизи промышленных источников обладает более щелочными свойствами. Кроме того увеличению уровня pH способствуют продукты горения (Шестеркин и др., 2009) и деятельность горнодобывающих карьеров (Бахмет и др., 2021). В 2022 г. отмечены низкие значения pH (4.5) в пробах, отобранных на побережье Онежского залива в местечках Ворзогоры (т. *1*) и Кянда (т. *3*) вдали от гранитного карьера и промышленных источников.

Минерализация. Значения минерализации талых вод на побережье Двинского залива не опускаются ниже 20 мг/л. Вблизи залива Параниха (т. *5*) в оба года снежный покров отличался высокой минерализацией – 140–204 мг/л, что вызвано повышенным содержанием морских ионов в снеге. Для побережья Онежского залива характерна низкая минерализация талой фазы снежного покрова – всего 8–12 мг/л. Однако в 2022 г. значение минерализации в пробе, отобранной у Каменного ручья (т. *2*), составило 680 мг/л из-за поступления морских аэрозолей. Минерализация талых вод в устьевой части низкая – в среднем 10.1–12.9 мг/л.

Ионный состав. По соотношению ионов в снежном покрове точки наблюдений можно разделить на две группы (табл. 1). Первая группа включает точки отбора непосредственно на побережье (т. *1–6*), а вторая группа содержит точки в устьевой части рек (т. *7–8*).

В пробах снега, отобранных на побережье, в ионном составе хлориды преобладают над сульфатами, а также натрия над кальцием и магнием. Такое соотношение ионов характерно для приморских территорий (Дроздова и др., 1964). В пробах снежного покрова залива Параниха (т. *5*) ежегодно регистрируется значительное содержание хлорид-ионов (38–52 мг/л), ионов натрия (18–30 мг/л) и магния (2.7–5.0 мг/л). В 2022 г. в районе Каменного ручья также определено высокое содержание хлоридов – 335 мг/л, сульфатов – 47 мг/л, ионов натрия – 166 мг/л, магния – 25 мг/л, кальция – 11 мг/л. Причина заключается в выходе морской воды на лед вследствие нагонных явлений и приливов. При поступлении морской воды возможно подтаивание снежного покрова, уменьшение водозапаса и толщины снега, но этого не было зафиксировано.

В устьевой части рек (т. *7–8*) преобладающим анионом служит сульфат-ион. Его среднее содержание составляет 1.52 мг/л. Среди катионов преобладают ионы кальция (в среднем 0.97 мг/л). В зонах влияния техногенных выбросов городов Архангельск, Новодвинск и Северодвинск отмечено увеличение содержания сульфат-ионов, ионов кальция и магния. Увеличению концентрации ионов кальция и сульфатов в снежном покрове может способствовать присутствие судов в порту Архангельск (Zhan et al., 2014). Содержание хлоридов в снеге устьевых областей не превышало значения 1.2 мг/л, ионов натрия – 0.96 мг/л.

Биогенные элементы. Азот, фосфор и кремний лимитируют развитие живых организмов. Содержание растворённого кремния в талых водах было высоким в русле р. Северная Двина (т. *8*): 39.6 мкгSi/л (табл. 2), где заметно влияние урбанизации (города Архангельск и Новодвинск), а также атмосферных выбросов Архангельского целлюлозно-бумажного комбината. Высокими также были концентрации у Каменного ручья (т. *2*) – 23.0 мкгSi/л и в районе залива Параниха (т. *5*) – 20.4 мкгSi/л. В первом случае основным источником загрязнения снега служит минеральная пыль от гранитного карьера, расположенного в 7 км,

Таблица 1. Содержание основных ионов в снежном покрове, мг/л

Район	Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
Село Ворзогоры (т. *1*)	0.9*	0.7	0.7	0.4	0.1
Каменный ручей (т. *2*)	112.3	16.1	55.8	4.0	8.3
Пос. Кянда (т. *3*)	0.5	0.6	0.4	0.5	0.1
Река Солза (т. *4*)	2.9	1.1	1.9	0.6	0.4
Залив Параниха (т. *5*)	44.8	6.0	24.1	2.1	3.9
Остров Ягры (т. *6*)	8.2	2.2	4.7	0.8	0.8
Пос. Лапоминка (т. *7*)	0.5	0.9	0.4	0.5	0.1
Река Лявля (т. *8*)	0.5	1.7	0.6	1.1	0.3
Побережье Белого моря	0.2–335** / 18 ± 30	0.5–47 / 3.5 ± 4.1	0.2–166 / 9.5 ± 15	0.3–11 / 1.3 ± 1.1	0.1–25 / 1.5 ± 2.2
Приморский край (Кондратьев и др., 2017)	5.2	4.9	2.7	2.5	0.4
Гренландия (цит. по Василенко, 1985)	0.04–0.6	0.1–0.25	0.02–0.13	0.006–0.1	0.005–0.02
Вблизи арктической Аляски (Krnavek et al., 2012)	12.53	0.86	5.78	0.36	0.85

*Средние значения для района за весь период наблюдения. **В числителе указано максимальное – минимальное наблюденное значение, в знаменателе – среднее значение из всех наблюденных значений ± среднее квадратичное отклонение.

Таблица 2. Химический состав снежного покрова

№ точки	pH, ед. pH	M, мг/л	N_{NO_2}, мкгN/л	N_{NO_3}, мкгN/л	$N_{общ.}$ мгN/л	Si, мкгSi/л	$P_{общ.}$ мкгP/л	$P_{орг.}$ мкгP/л
Село Ворзогоры (т. *1*)	5.1*	12.2	0.3	266.6	0.7	2.6	12.9	7.5
Каменный ручей (т. *2*)	5.8	233.7	3.2	244.8	0.6	23.0	7.5	7.3
Пос. Кянда (т. *3*)	5.0	9.2	0.4	218.9	0.7	3.8	20.5	11.6
Река Солза (т. *4*)	5.2	21.8	1.2	233.6	0.6	12.8	8.0	5.3
Залив Параниха (т. *5*)	5.6	172.0	2.4	219.1	0.7	20.4	7.0	4.6
Остров Ягры (т. *6*)	5.1	41.4	0.8	247.3	0.6	14.0	11.5	5.3
Пос. Лапоминка (т. *7*)	4.9	10.3	0.4	236.2	0.7	6.4	7.2	4.4
Река Лявля (т. *8*)	5.7	12.5	5.9	248.2	0.7	39.6	11.9	6.0
Побережье Белого моря	4.5–6.7** / 5.4 ± 0.6	6.4–680 / 53 ± 67	0.3–5.9 / 1.5 ± 1.2	202–287 / 241 ± 22	0.6–0.9 / 0.7 ± 0.1	1.3–40 / 11 ± 7	6.3–20.5 / 10.6 ± 3	2.4–11.7 / 6.0 ± 1.7
Водосбор Белого моря (Шевченко, 2021; 2022)	5.37–7.68	2–57	0.12–8.97	89–197	0.27–0.87	7.8–83.6	1–47.3	–

*Средние значения для района за весь период наблюдения; **В числителе указано максимальное – минимальное наблюденное значение, в знаменателе – среднее значение из всех наблюденных значений ± среднее квадратичное отклонение.

и скальные обнажения данной части побережья Онежского залива, а во втором — пылевое воздействие города Северодвинска. При росте толщины снежного покрова содержание кремния в нем снижается (коэффициент корреляции –0.5) из-за "разбавления" концентрации кремния снегом.

Содержание общего азота в талых водах снежного покрова составило 0.6–0.9 мгN/л (см. табл. 2). В отличие от содержания нитратной формы азота, содержание азота нитритного характеризуется большей пространственной изменчивостью. Минимальные значения 0.3–0.4 мкгNO_2/л определены на побережье Онежского залива (т. *1, 3*) и в устье р. Лапа (т. *7*). Высокое содержание нитритного азота (5.9 мкгNO_2/л) получено в т. *8*, расположенной в дельте р. Северная Двина, подверженной антропогенному воздействию близлежащих городов Архангельска и Новодвинска. По данным

(Mayewski et al., 1990; Eichler et al., 2009) источником антропогенного азота в снеге считаются выбросы автотранспорта и производство энергии. Повышенное содержание нитритного азота отмечено в снежном покрове залива Параниха (т. *5*) – 2.4 мкгNO_2/л, и у Каменного ручья (т. *2*) – 3.2 мкгNO_2/л, где получены высокие значения минерализации и содержания морских ионов.

Фоновые концентрации фосфора определены теми же факторами, что и поступление аммонийного и нитритного азота. Среднее содержание фосфора общего составило 10.6 мкг$P_{общ}$/л, органического – 6.0 мкг$P_{орг}$/л. Максимальные значения обоих форм фосфора, 20.5 и 11.7 мкгР/л соответственно, определены в районе пос. Кянда (т. *3*). Здесь расположены фермерские хозяйства, которые могут быть дополнительным источником фосфора в атмосферном воздухе, так как мелкие растительные остатки, споры, пыльца и иные продукты метаболизма растений могут давать существенное увеличение сезонных концентраций фосфора в атмосфере сельских районов (Савенко, Савенко, 2007).

Доля органического фосфора в составе общего фосфора изменяется в широком диапазоне. В районе устья р. Лапа (т. *7*) доля органического фосфора минимальна – 0.38, здесь же в 2022 г. определены и минимальные концентрации форм фосфора: 2.4 мкг$P_{орг}$/л и 6.3 мкг$P_{общ}$/л. На побережье Онежского залива (т. *2*) доля органического фосфора составила 0.95. Содержание общего фосфора здесь также было невелико – 7.5 мкг$P_{общ}$/л. Корреляционный анализ данных показал увеличпение содержания форм фосфора выше при росте снегозапасов (коэффициент корреляции – 0.4–0.7).

Сравнение уровня ионов и элементов с последними исследованиями. В снежном покрове побережья Белого моря (см. табл. 1–2) отмечено более высокое среднее содержание хлоридов и натрия по сравнению с другими прибрежными территориями (Василенко,1985; Кондратьев и др., 2017), в том числе арктическими (Krnavek et al., 2012). Это связано с поступлением морских аэрозолей в незамерзающих территории Баренцева моря. Сравнение данных о содержании биогенных элементов в снежном покрове прибрежной зоны Белого моря и всего водосборного бассейна этого моря (см. табл. 2) показало, что в прибрежной зоне ниже содержание нитритной формы азота, кремния и фосфора общего, но выше содержание нитратной формы азота.

Микроводоросли. За рассматриваемый период в пробах снега обнаружено 14 таксонов микроводорослей (виды и надвидовые таксоны), относящихся к отделу *Bacillariophyta* (диатомовые) (табл. 3). В 2021 г. снег был заселен типичными представителями альгофлоры северных морей – *Rhizosolenia setigera*, а также обитателями пресноводных экосистем – *Tabellaria fenestrata*. В этом году неретический бореальный вид *Rhizosolenia setigera* (рис. 2) доминировал во всех районах исследования, за исключением района Солза (см. табл. 3). Его численность по разным станциям варьировала от 0.063 тыс. кл./л на станции Ворзогоры до 0.008 тыс. кл./л на станции Ягры. На обеих станциях *Rhizosolenia setigera* – единственный обнаруженный вид водорослей. В 2022 г. представители этого вида не обнаружены ни в одной пробе. В 2022 г. в пробах снега доминировали *Naviculasp.* (т. *6*–7), *Aulacoseira granulata* (т. *4*) и *Melosira arctica* (т. *2*).

В 2022 г. в большинстве проб обнаружены пресноводные виды фитопланктона, типичные для северо-западного региона. В западной части Двинского залива (Параниха и Солза) обнаружены арктические виды: *Melosira arctica* (см. рис. 2) и *Nitzschia frigida*. *Melosira arctica* – диатомовая колониальная микроводоросль, морской арктический вид, встречающийся в толще арктических плавучих льдов. Этот вид, как правило, обитает на нижней поверхности двухлетнего и многолетнего льда, образуя буро-зелёные длинные цепочковидные колонии. *Nitzschia frigida* массово размножаются средних и верхних слоях толщи таких льдин. *Nitzschia frigida* – арктический неретический вид диатомовых микроводорослей; обитает среди льдов и на льдах, при таянии льда формирует начальную фазу “цветения” (Сапожников и др., 2019). Важную роль в этих процессах играют различия в гидрометеорологических условиях года, влияющих на характер залегания снега. Для 2022 г. характерны оттепели, благоприятные для развития микроводорослей.

Общая численность микроводорослей в снежном покрове в оба года наблюдений самой большой была в районе залива Параниха (т. *5*), где наиболее велико содержание в снеге ионов морского происхождения (в 2022 г. 1.293 тыс. кл./л). Здесь же зафиксировано и наибольшее видовое разнообразие водорослей – шесть видов и надвидовых таксонов. На побережье Онежского залива в 2022 г. (т. *1*–*2*) водоросли в пробах снега обнаружены не были. Особенно странно это для точки *2*, где определены высокие значения минерализации талых вод.

Анализ данных показал, что численность водорослей в снежном покрове не зависит от минерализации и содержания главных ионов (Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+, Ca^{2+}, K^+). Важное значение имеет обеспеченность водорослей азотом, фосфором и кремнием, которые активно включаются в образование основных компонентов клетки. Лимитирующий фактор – соотношение форм азота. При увеличении числа особей альгофлоры снижается концентрация нитратов. Большее количество

Таблица 3. Видовой состав и численность водорослей в пробах снежного покрова

Таксономическая группа, вид	Отдел	Численность в 2021/22 г., тыс. кл./л	Общая численность в 2021/22 г., тыс. кл./л
Параниха (т. 2)			
Rhizosolenia setigera Brightwell, 1858	Bacillariophyta	0.045/–	0.073/1.293
Navicula sp.	Bacillariophyta	0.018/0.217	
Hantzschia sp.	Bacillariophyta	0.009/–	
Melosira arctica Dickie, 1852	Bacillariophyta	–/0.465	
Aulacoseira granulata (Ehrenberg) Simonsen, 1979	Bacillariophyta	–/0.341	
Nitzschia frigida Grunow, 1880	Bacillariophyta	–/0.255	
Pinnularia sp.	Bacillariophyta	–/0.008	
Synedra sp.	Bacillariophyta	–/0.008	
Ворзогоры (т. 1)			
Rhizosolenia setigera Brightwell, 1858	Bacillariophyta	0.063/–	0.063/–
Лапоминка (т. 7)			
Rhizosolenia setigera Brightwell, 1858	Bacillariophyta	0.018/–	0.045/0.127
Navicula sp.	Bacillariophyta	0.018 /0.039	
Tabellaria fenestrata (Lyngbye) Kützing, 1844	Bacillariophyta	0.009/–	
Aulacoseira granulata (Ehrenberg) Simonsen, 1979	Bacillariophyta	–/0.029	
Nitzschia sp.	Bacillariophyta	–/0.020	
Cocconeis sp.	Bacillariophyta	–/0.039	
Каменный ручей (т. 2)			
Rhizosolenia setigera Brightwell, 1858	Bacillariophyta	0.025/–	0.034/–
Diploneis sp.	Bacillariophyta	0.008/–	
Солза (т. 4)			
Cyclotella sp.	Bacillariophyta	0.007/–	0.030/0.303
Achnanthes sp.	Bacillariophyta	0.015/–	
Navicula sp.	Bacillariophyta	0.007/0.021	
Aulacoseira granulata (Ehrenberg) Simonsen, 1979	Bacillariophyta	–/0.230	
Melosira arctica Dickie, 1852	Bacillariophyta	–/0.021	
Nitzschia sp.	Bacillariophyta	–/0.031	
Ягры (т. 6)			
Rhizosolenia setigera Brightwell, 1858	Bacillariophyta	0.008/–	0.008/0.003
Navicula sp.	Bacillariophyta	–/ 0.003	

особей определено в снеге, где повышено содержание нитритов. Обусловлено это тем, что эта форма азота – наиболее потребляемая в природных водах (наряду с азотом аммиака и мочевины) для построения клеток фитопланктона (Mc Carthy, 1972). В пробах с более высоким содержанием кремния присутствовало большее число особей. Рост числа представителей диатомовых приводит к снижению содержания фосфора. Для построения клеток диатомовые водоросли извлекают из воды кремний и фосфор в равном соотношении (Виноградов, 1935), таким образом можно предположить, что в данном случае количество кремния в снеге было достаточно для развития фитопланктона или его концентрации превышали потребление.

ВЫВОДЫ

По полученным данным, снежный покров на побережье Белого моря был неоднороден: в районе Онежского залива в 2022 г. снега было больше, чем в 2021, а в Двинском заливе, наоборот, в 2022 г. меньше. Причина заключалась в большом количестве осадков на побережье Онежского залива и оттепелях в период залегания снега на террито-

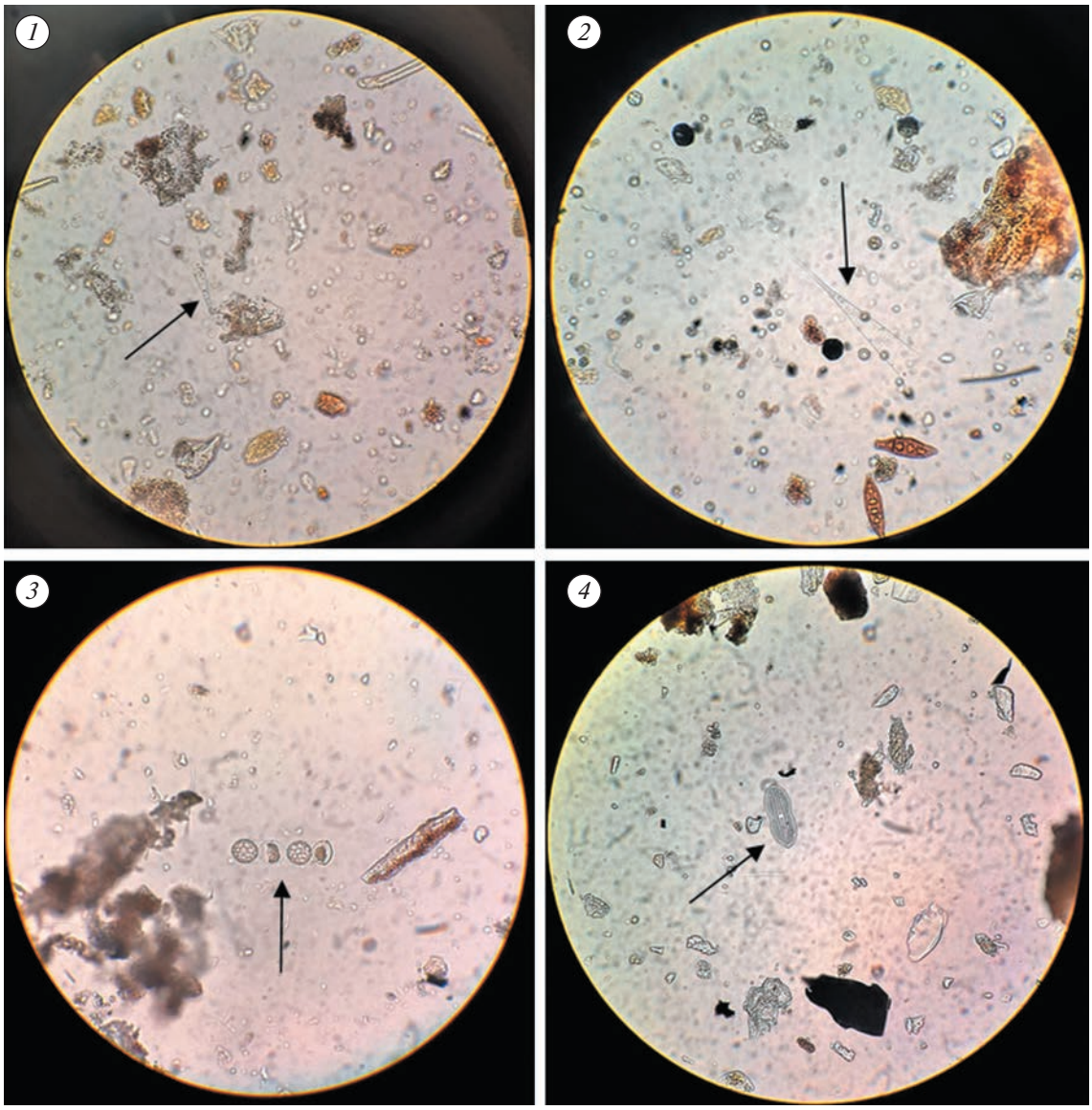

Рис. 2. Микроводоросли в снеге побережья Белого моря (увеличение 400×): *1* – Rhizosolenia setigera (о. Ягры, март 2021 г.); *2* – Rhizosolenia setigera (залив Параниха, март 2021 г.); *3* – Melosira arctica (залив Параниха, март 2022 г.); *4* – Diploneis sp. (Каменный ручей, март 2021 г.).

Fig. 2. Microalgae in the snow of the White Sea coast (magnification 400×): *1* – Rhizosolenia setigera (Yagry Island, March 2021)*; 2* – Rhizosolenia setigera (Paranikha Bay, March 2021)*; 3* – Melosira arctica (Paranikha Bay, March 2022)*; 4* – Diploneis sp. (Kamennyy ruchey, March 2021).

рии Двинского залива. На побережье Белого моря снег имеет слабокислую реакцию (среднее значение pH 5.4); уровень pH талой фазы снега в 2021–2022 гг. изменялся в диапазоне 4.5–6.1, в 2022 г. значения pH были ниже, чем в 2021 г. В эти годы минерализация снежного покрова на побережье Двинского залива была значительно выше (140–204 мг/л) по сравнению с побережьем Онежского залива (8–12 мг/л). Ионный состав снега прибрежной зоны характеризуется повышенным содержанием Cl^- и Na^+, а в устьевой части рек – SO_4^{2-} и Ca^{2+}. Повышенное содержание морских ионов и значения минерализации в прибрежных районах Белого моря объясняются ежегодным выходом на лед морской воды в результате нагонных явлений, то есть морские аэрозоли оказывают значительное влияние на окружающую среду прибрежных районов в зимний период. Перенос пыли из зон урбанизации (Архангельск, Новодвинск и Северодвинск) и с гранитного карьера на побережье Онежского залива приводят к увеличению содержания растворённого кремния в талых водах снежного покрова в близлежащих районах. Выпадающие осадки снижают концен-

трацию кремния в снежном покрове, а при увеличении снегозапасов содержание форм фосфора растет.

Численность водорослей в снеге не зависит от минерализации и содержания главных ионов (Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+, Ca^{2+}, K^+). Дополнительным источником фосфора в снежном покрове служат фермерские хозяйства; лимитирующим фактором служит соотношение форм азота. Содержание нитритного азота в районе исследований характеризуется большой пространственной изменчивостью; его максимальное содержание в снежном покрове характерно для Онежского залива – 3.2 мкгNO_2/л в 2022 г. Большее количество особей альгофлоры характерно для снега с повышенным содержанием нитритов; развитию водорослей в снежном покрове способствуют также оттепели.

Благодарности. Результаты обобщены и интерпретированы за счёт гранта Российского научного фонда № 22-77-10074.

Acknowledgements. The results were summarized and interpreted at funded by the Russian Science Foundation (No. 22-77-10074).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бахмет О.Н., Солодовников А.Н., Дубина-Чехович Е.В. Влияние аэротехногенного загрязнения на химический состав снежного покрова агроландшафта // Российская сельскохозяйственная наука. 2021. № 2. С. 49–53.

Виноградов А.П. Химический элементарный состав организмов моря // Тр. Биохимич. лаборатории АН СССР. 1935. Т. 6. С. 1–215.

Виноградова А.А., Котова Е.И. Металлы в атмосферных осадках и в водах озер на северо-западе России // Экологическая химия. 2016. Т. 25. № 1. С. 52–61.

Дроздова В.М., Петренчук О.П., Селезнева В.С., Свистов П.Ф. Химический состав атмосферных осадков на европейской территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1964. 209 с.

Кондратьев И.И., Муха Д.Э., Болдескул А.Г., Юрченко С.Г., Луценко Т.Н. О химическом составе атмосферных осадков и снежного покрова в Приморском крае // Метеорология и гидрология. 2017. № 1. С. 91–100.

Котова Е.И., Коробов В.Б., Шевченко В.П. Особенности формирования ионного состава снежного покрова в прибрежной зоне западного сектора Арктических морей России // Современные проблемы науки и образования. 2012. № 6. С. 631.

Макаров В.Н., Торговкин Н.В. Эколого-геохимическая оценка снежного покрова Якутска // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 420–430.

Мельников И.А., Дикарев С.Н., Егоров В.Г., Колосова Е.Г., Житина Л.С. Структура прибрежной экосистемы льда в зоне взаимодействия река-море // Океанология. 2005. Т. 45. № 4. С. 542–550.

Руководство по гидробиологическому мониторингу пресноводных экосистем / Под ред. В.А. Абакумова. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 318 с.

Савенко В.С., Савенко А.В. Геохимия фосфора в глобальном гидрологическом цикле. М.: ГЕОС, 2007. 248 с.

Сажин А.Ф., Сапожников Ф.В., Ратькова Т.Н., Романова Н.Д., Шевченко В.П., Филиппов А.С. Население весеннего льда, воды и грунтов Белого моря в устьевой зоне Северной Двины // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 307–318.

Стародымова Д.П., Поповичева О.Б., Шевченко В.П., Кобелев В.О., Новигатский А.Н. Региональное распределение загрязняющих веществ в снежном покрове индустриального арктического региона // Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды. Экосистемы и климат Арктической зоны: Расширенные тезисы докладов. Москва: Институт глобального климата и экологии имени академика Ю.А. Израэля, 2020. С. 110–112.

Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.

Шевченко В.П., Белоруков С.К., Булохов А.В., Коробов В.Б., Лохов А.С., Стародымова Д.П., Чульцова А.Л., Яковлев А.Е. Геохимические особенности снежного покрова водосборов Онежского, Двинского и Мезенского заливов Белого моря в феврале–марте 2020 г. // География: развитие науки и образования. Т. 1. Сб. статей по материалам междун. науч.-практич. конф. LXXIV Герценовские чтения. СПб.: Российский гос. пед. ин-т имени А.И. Герцена, 2021. С. 196–200.

Шевченко В.П., Стародымова Д.П., Белоруков С.К., Боев А.Г., Коробов В.Б., Котова Е.И., Лохов А.С., Чульцова А.Л., Яковлев А.Е. Геохимия снежного покрова Приморского района Архангельской области в марте 2021 г. // География: развитие науки и образования. Т. II. Сб. статей по материалам ежегодной междун. науч.-практич. конф. (к 225-летию Герценовского ун-та). СПб.: Российский гос. пед. ин-т имени А.И. Герцена, 2022. С. 141–145.

Шестеркин В.П., Шестеркина Н.М., Форина Ю.А. Влияние торфяных пожаров на химический состав снежного покрова и поверхностных вод // География и прир. ресурсы. 2009. № 1. С. 49–54.

Brina L.D., Goyera C., Zebartha B.J., Burtonb D.L., Chantignyc M.H. Changes in snow cover alter nitrogen cycling and gaseous emissions in agricultural soils // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2018. V. 258. P. 91–103.

Brooks P.D., Williams M.W. Snowpack controls on N cycling and export in seasonally snow covered catchments // Hydrological Processes. 1999. № 13. P. 2177–2190.

Coelho B.B., Lapen D., Murray R., Topp E., Bruin A., Khan B. Nitrogen loading to offsite waters from liquid swine manure application under different drainage and tillage practices // Agricultural Water Management. 2012. № 104. P. 40–50.

Edwards A.C., Scalenghe R., Freppaz M. Changes in the seasonal snow cover of alpine regions and its effect on soil processes: a review // Quaternary International. 2007. № 162. P. 172–181.

Eichler A., Brütsch S., Olivier S., Papina T., Schwikowski M. A 750 year ice core record of past biogenic emissions from Siberian boreal forests // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L18813. https://doi.org/10.1029/2009GL038807

Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Green E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground: IHP–VII Technical Documents in Hydrology №83: IACS Contribution № 1. Paris: UNESCO–IHP, 2009. P. 1–90.

Filippa G., Freppaz M., Williams M., Zanini E. Major element chemistry in inner alpine snowpacks (Aosta valley region, NW Italy) // Cold Regions Science and Technology. 2010. № 64. P. 158–166.

Freppaza M., Pintaldia E., Magnania A., Vigliettia D., Williamsc M.W. Topsoil and snow: a continuum system // Applied Soil Ecology. 2018. V. 123. P. 435–440.

Hodson A., Anesio A.M., Tranter M., Fountain A., Osborn M., Priscu J., Laybourn-Parry J., Sattler B. Glacial ecosystems // Ecol. Monographie. 2008. V. 78. P. 41–67.

Iwataa Yu., Yanaia Yo., Yazakia T., Hirotab T. Effects of a snow-compaction treatment on soil freezing, snowmelt runoff, and soil nitrate movement: A field-scale paired-plot experiment // Journ. of Hydrology. 2018. V. 567. P. 280–289.

Krnavek L., Simpson W.R., Carlson D., Domine F., Douglas T.A., Sturm M. The chemical composition of surface snow in the Arctic: Examining marine, terrestrial, and atmospheric influences // Atmospheric Environment. 2012. V. 50. P. 349–359.

Mayewski P., Lyons W., Spencer M., Twickler M., Buck C., Whitlow S. An ice-core record of atmospheric response to anthropogenic sulphate and nitrate // Nature. 1990. V. 346. P. 554–556.

Mc Carthy J.J. The uptake of urea by natural population of marine phytoplankton // Limnology and Oceanography. 1972. V. 17. № 5. P. 738–748.

Mortazavi R., Ariya P.A., Attiya S. Diversity of metals and metal-interactive bacterial populations in different types of Arctic snow and frost flowers: Implications on snow freeze-melt processes in a changing climate // The Science of the Total Environment. 2019. V. 690. P. 277–289.

Wang X., Pu W., Zhang X.Y., Ren Y., Huang J.P. Water-soluble ions and trace elements in surface snow and their potential source regions across north-eastern China // Atmosphere Environment. 2015. V. 114. P. 57–65.

Williams M.W., Seibold C., Chowanski K. Storage and release of Solutes from a subalpine seasonal snowpack: soil and stream water response Niwot Ridge, Colorado // Biogeochemistry. 2009. № 95 (1). P. 77–94.

Xue H., Chen W., Li M., Liu B., Li G., Han X. Assessment of major ions and trace elements in snow: A case study across northeastern China, 2017–2018 // Chemosphere. 2020. V. 251. P. 126328.

Zhan J., Gao Y., Li W., Chen L., Lin H., Lin Q. Effects of ship emissions on summertime aerosols at Ny–Alesund in the Arctic // Atmospheric Pollution Research. 2014. V. 5. P. 500–510.

Citation: Kotova E.I., Topchaya V.Yu., Novikova Yu.V. Geobiochemical characteristics of the snow cover of the White Sea coast in 2021 and 2022. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (1): 60–70 [In Russian]. doi 10.31857/S207667342301009X

Geobiochemical Characteristics of the Snow Cover of the White Sea Coast in 2021 and 2022

E. I. Kotova[a,#], V. Yu. Topchaya[a], and Yu. V. Novikova[b]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[b] *N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, Russia*

[#] *e-mail: ecopp@yandex.ru*

For two years (2021 and 2022) snow sampling carried out in the coastal zone of the Onega and Dvina Bays of the White Sea during the period of maximum snow accumulation (March). The snow was analyzed for the content of the main ions (Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+, Ca^{2+}, K^+); biogenic elements (phosphorus, silicon, nitrogen), pH and mineralization were determined. The algological composition of the snow cover was also studied. The results showed that the snow was slightly acidic (average pH 5.4). Cl^- and Na^+ were the main ions in the coastal zone; SO_4^{2-} and Ca^{2+} in the estuary zone. The high content of marine ions and mineralization were determined near the Paranikha Bay (Dvina Bay), where the release of sea water onto the ice is noted annually. Compared to previous studies, in which snow samples were taken in the costal zone, the content of marine ions in the territory under consideration is an order of magnitude higher. As a result of the influence of marine aerosols, the values of snow cover mineralization can reach 140–680 mg/L. The content of dissolved silicon in melt water is increased in the zone of influence of atmospheric emissions from urbanized territories

(Arkhangelsk, Novodvinsk, Severodvinsk), as well as near the granite quarry on the coast of Onega Bay. During the study period, 14 taxa of microalgae (species and supraspecific taxa) belonging to the division *Bacillariophyta* were found in snow samples. The maximum value of the total number of microalgae (1.293 thousand cells/L.) in the snow cover was determined in 2022.

Keywords: snow, coastal zone, ionic composition, nutrients, algological composition

REFERENCES

Bahmet O.N., Solodovnikov A.N., Dubina-Chehovich E.V. Influence of aerotechnogenic pollution on the chemical composition of the snow cover of the agricultural landscape. *Rossiyskaya sel'skokhozyaystvennaya nauka*. Russian Agricultural Science. 2021, 2: 49–53 [In Russian].

Vinogradov A.P. Chemical elementary composition of sea organisms. *Trudy Biohimicheskoj laboratorii Akademii Nauk SSSR*. Proc. of the Biochemical Laboratory of the Academy of Sciences, 1935, 6: 1–215 [In Russian].

Vinogradova A.A., Kotova E.I. Metals in atmospheric precipitation and in lakes waters in the north-west of Russia. *Ekologicheskaya himiya*. Ecological chemistry. 2016, 25 (1): 52–61 [In Russian].

Drozdova V.M., Petrenchuk O.P., Selezneva V.S., Svistov P.F. Chemical composition of atmospheric precipitation in the European territory of the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1964: 209 p. [In Russian].

Kondrat'ev I.I., Mukha, D.E., Boldeskul A.G., Yurchenko S.G., Lutsenko, T.N. Chemical composition of precipitation and snow cover in the Primorsky Krai. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2017, 1: 91–100 [In Russian].

Kotova E.I., Korobov V.B., Shevchenko V.P. Features of the formation of the ionic composition of the snow cover in the coastal zone of the western sector of the Arctic Seas of Russia. *Sovremennye problemy nauki i obrazovaniya*. Modern problems of science and education. 2012, 6: 631 [In Russian].

Makarov V.N., Torgovkin N.V. Ecological and geochemical assessment of the snow cover of Yakutsk. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (3): 420–430 [In Russian].

Melnikov I.A., Dikarev S.N., Egorov V.G., Kolosova E.G., Zhitina L.S. Structure of coastal ice ecosystem in the zone of river-sea interaction. *Okeanologiya*. Oceanology. 2005, 45 (4): 542–550 [In Russian].

Rukovodstvo po gidrobiologicheskomu monitoringu presnovodnyh ekosistem. Guidelines for hydrobiological monitoring of freshwater ecosystems. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1992: 318 p. [In Russian].

Savenko V.S., Savenko A.V. Geohimiya fosfora v global'nom gidrologicheskom cikle. Phosphorus geochemistry in the global hydrological cycle. Moscow: GEOS, 2007: 248 p. [In Russian].

Sazhin A.F., Sapozhnikov F.V., Ratkova T.N., Romanova N.D., Shevchenko V.P., Filippov A.S. Population of spring ice, water and soils of the White Sea in the mouth zone of the Northern Dvina. *Okeanologiya*. Oceanology. 2011, 51 (2): 307–318 [In Russian].

Starodymova D.P., Popovicheva O.B., Shevchenko V.P., Kobelev V.O., Novigatsky A.N. Regional distribution of pollutants in the snow cover of the industrial Arctic region. *Monitoring sostoyaniya i zagryazneniya okruzhayushchej sredy. Ekosistemy i klimat Arkticheskoj zony: Rasshirennye tezisy dokladov.* Monitoring of the state and pollution of the environment. Ecosystems and climate of the Arctic zone: Extended abstracts. Moscow: Institute of Global Climate and Ecology named after Academician Yu.A. Israel. 2020: 110–112 [In Russian].

Shevchenko V.P. Vliyanie aerozolej na sredu i morskoe osadkonakoplenie v Arktike. Influence of aerosols on the environment and marine sedimentation in the Arctic. Moscow: Nauka. 2006: 226 [In Russian].

Shevchenko V.P., Belorukov S.K., Bulokhov A.V., Korobov V.B., Lokhov A.S., Starodymova D.P., Chultsova A.L., Yakovlev A.E. Geochemical features of the snow cover in the watersheds of the Onega, Dvina and Mezen bays of the White Sea in February – March 2020. *Geografiya: razvitie nauki i obrazovaniya. T.1. Sbornik statej po materialam mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoj konferencii LXXIV Gercenovskie chteniya*. Geography: Development of science and education. Vol.1. Collection of articles based on the materials of the international scientific and practical conference LXXIV Herzen readings. St. Petersburg: Russian State Pedagogical University. A.I. Herzen. 2021, 1: 196–200 [In Russian].

Shevchenko V.P., Starodymova D.P., Belorukov S.K., Boev A.G., Korobov V.B., Kotova E.I., Lokhov A.S., Chultsova A.L., Yakovlev A.E. Geochemistry of the snow cover of the Primorsky district of the Arkhangelsk region in March 2021. *Geografiya: razvitie nauki i obrazovaniya. T. II. Sbornik statej po materialam ezhegodnoj mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoj konferencii (k 225-letiyu Gercenovskogo universiteta)*. Geography: the development of science and education: Collection of articles based on the materials of the annual international scientific and practical conference (on the 225th anniversary of Herzen University). St. Petersburg: Russian State Pedagogical University. A.I. Herzen. 2022, 1: 141–145 [In Russian].

Shesterkin V.P., Shesterkina N.M., Forina Ju.A. Influence of peat fires on the chemical composition of snow cover and surface fires. *Geografija i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2009, (1): 49–54 [In Russian].

Brina L.D., Goyera C., Zebartha B.J., Burtonb D.L., Chantignyc M.H. Changes in snow cover alter nitrogen cycling and gaseous emissions in agricultural soils. Agriculture, Ecosystems and Environment. 2018, 258: 91–103.

Brooks P.D., Williams M.W. Snowpack controls on N cycling and export in seasonally snow covered catchments. Hydrological Processes. 1999, 13: 2177–2190.

Coelho B.B., Lapen D., Murray R., Topp E., Bruin A., Khan B. Nitrogen loading to offsite waters from liquid swine manure application under different drainage and tillage practices. Agricultural Water Management. 2012, 104: 40–50.

Edwards A.C., Scalenghe R., Freppaz M. Changes in the seasonal snow cover of alpine regions and its effect on soil processes: a review. Quaternary International. 2007, 162: 172–181.

Eichler A., Brütsch S., Olivier S., Papina T., Schwikowski M. A 750 year ice core record of past biogenic emissions from Siberian boreal forests. Geophys. Research Letters. 2009, 36: L18813. https://doi.org/10.1029/2009GL038807

Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Green E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground: IHP–VII Technical Documents in Hydrology № 83: IACS Contribution № 1. Paris: UNESCO–IHP. 2009: 1–90.

Filippa G., Freppaz M., Williams M., Zanini E. Major element chemistry in inner alpine snowpacks (Aosta valley region, NW Italy). Cold Reg. Science and Technology. 2010, 64: 158–166.

Freppaza M., Pintaldia E., Magnania A., Viglietta D., Williamsc M.W. Topsoil and snow: a continuum system. Applied Soil Ecology. 2018, 123: 435–440.

Hodson A., Anesio A.M., Tranter M., Fountain A., Osborn M., Priscu J., Laybourn-Parry J., Sattler B. Glacial ecosystems. Ecolog. Monography. 2008, 78: 41–67.

Iwataa Yu., Yanaia Yo., Yazakia T., Hirotab T. Effects of a snow-compaction treatment on soil freezing, snowmelt runoff, and soil nitrate movement: A field-scale paired-plot experiment. Journ. of Hydrology. 2018, 567: 280–289.

Krnavek L., Simpson W.R., Carlson D., Domine F., Douglas T.A., Sturm M. The chemical composition of surface snow in the Arctic: Examining marine, terrestrial, and atmospheric influences. Atmospheric Environment. 2012, 50: 349–359.

Mayewski P., Lyons W., Spencer M., Twickler M., Buck C., Whitlow S. An ice-core record of atmospheric response to anthropogenic sulphate and nitrate. Nature. 1990, 346: 554–556.

Mc Carthy J.J. The uptake of urea by natural population of marine phytoplankton. Limnology and Oceanography. 1972, 17 (5): 738–748.

Mortazavi R., Ariya P.A., Attiya S. Diversity of metals and metal-interactive bacterial populations in different types of Arctic snow and frost flowers: Implications on snow freeze-melt processes in a changing climate. The Science of the Total Environment. 2019, 690: 277–289.

Wang X., Pu W., Zhang X.Y., Ren Y., Huang J.P. Water-soluble ions and trace elements in surface snow and their potential source regions across north-eastern China. Atmos. Environment. 2015, 114: 57–65.

Williams M.W., Seibold C., Chowanski K. Storage and release of Solutes from a subalpine seasonal snowpack: soil and stream water response Niwot Ridge, Colorado. Biogeochemistry. 2009, 95 (1): 77–94.

Xue H., Chen W., Li M., Liu B., Li G., Han X. Assessment of major ions and trace elements in snow: A case study across northeastern China, 2017–2018. Chemosphere. 2020, 251: 126328.

Zhan J., Gao Y., Li W., Chen L., Lin H., Lin Q. Effects of ship emissions on summertime aerosols at Ny–Alesund in the Arctic. Atmospheric Pollution Research. 2014, 5: 500–510.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 71–84

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.328:551.324

МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА ГИГАНТСКОЙ АНМАНГЫНДИНСКОЙ НАЛЕДИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ (1962–2021 гг.)

© 2023 г. А. А. Землянскова[1,*], В. Р. Алексеев[2], А. Н. Шихов[3], А. А. Осташов[1,2,4], Н. В. Нестерова[1,4], О. М. Макарьева[1]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

[2] Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

[3] Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

[4] Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия

**e-mail: anastasiazemlanskova@gmail.com*

Поступила в редакцию 13.06.2022 г.
После доработки 19.08.2022 г.
Принята к публикации 06.03.2023 г.

Приводятся материалы о многолетней и сезонной изменчивости морфометрических характеристик гигантской наледи в долине реки Анмангында на Северо-Востоке России. Показано, что за последние 60 лет максимальная площадь тарына сократилась на 25%, а объём на 33%. Период абляции ледяного массива уменьшился на 34 дня, наледь из разряда перелетовывающей перешла в категорию сезонных образований.

Ключевые слова: гигантские наледи (тарыны), динамика наледей, сезонное оледенение, изменение климата, Анмангындинская наледь

DOI: 10.31857/S2076673423010167, **EDN:** INRTPO

ВВЕДЕНИЕ

Наледи подземных вод – своеобразная форма сезонного, а в ряде мест и многолетнего конжеляционного оледенения земной поверхности. Они давно привлекают внимание исследователей и специалистов-практиков, прежде всего, как естественные ресурсы воды и льда, индикаторы водообменных циклов и опасные явления природы. Основная часть гигантских наледей-тарынов расположена в горных районах криолитозоны, поэтому их изучение сопряжено с большими трудностями. В региональном масштабе оно возможно лишь с помощью дистанционных методов исследования.

Первая крупномасштабная работа по систематизации сведений о гигантских наледях проведена в 1940–1950 гг. на Северо-Востоке СССР. В её задачи входили: аэровизуальная съёмка территории; дешифрирование наледей по собранному материалу; определение размеров наледных полян и их характеристик (площадь, длина, ширина, площадь льда на дату снимка); картирование полученных материалов. Окончательно работа завершена и опубликована в 1958 г. А.С. Симаковым и З.Г. Шильниковской в виде карты и кадастра наледей Северо-востока СССР, в которых помещена информация о 7448 ледяных массивах площадью от 0.01 до 81.1 км^2 (Симаков, Шильниковская, 1958; Шильниковская, 1958). Эти материалы сыграли важную роль в оценке ресурсов подземных вод Северо-Востока, связи динамики формирования наледей с многолетней мерзлотой, рельефом, речной сетью, метеорологическими условиями и другими факторами (Гидрогеология..., 1972; Толстихин, 1974; Соколов, 1975; Корейша, 1991). В монографиях “Гидрогеология СССР” приведена оценка запасов подземных вод для разных территорий, основанная в том числе на данных об объёмах наледей подземных вод (Гидрогеология..., 1972). Так, динамические запасы наледного льда, образующегося при намораживании родниковых вод на территории России, оцениваются в 50 км^3 (Алексеев и др., 2021), что составляет 45 км^3 воды. Эта величина соизмерима с объёмом крупнейших по площади водохранилищ в стране. Актуален вопрос уточнения наледных ресурсов в современном климате, в том числе, на основе натурных наблюдений.

Изучению наледей посвящено множество работ, как российских, так и зарубежных, но большинство полевых наблюдений ограничиваются единичным обследованием ледяного поля, некоторые работы продолжаются в течение 3–5 лет (Шульгин, 1968; Шепелев, 1972–1973; Кравчен-

ко, 1981; Yoshikawa, 2007, Gagarin et al., 2020). Это связано со сложностью их реализации в суровых климатических условиях. Результаты исследований составляют сведения о площади оледенения, рядах метеорологических данных, анализ проб воды и льда на гидрохимический и изотопный состав. Ключевые параметры – дебит источников, формирующих наледь и объём образовавшегося льда часто остаются неизученными, хотя и представляют значительный интерес. Эти сведения могут применяться для расчета запасов подземных вод, оценки роли наледей в формировании речного стока и других задач.

Анмангындинский тарын – единственный в мире наледный полигон, где динамика наледных процессов изучалась в течение 30 лет, начиная с 1962 г. В отдельные годы ледяной массив перелетовывал, то есть часть льда не стаивала и включалась в очередной цикл намораживания. По своим морфологическим характеристикам и условиям формирования тарын признан репрезентативным для всей горной части Северо-Востока России (Толстихин, 1974). Наблюдения на полигоне проводились сотрудниками специально созданной гидрографической партии Колымского управления Гидрометеорологической службы СССР (Магадан). Основная цель исследований в указанный период заключалась в изучении процессов наледного регулирования подземного и речного стока. Для этого измерялись площадь и объём наледи, уровень и расход воды в створах выше и ниже наледной поляны, отбирались пробы воды на гидрохимический анализ, фиксировались сопутствующие мерзлотные явления. Материалы многолетних наблюдений обобщены в работах (Букаев, 1969; Лебедев, 1969; Лебедев, Ипатьева, 1980, Алексеев и др., 2012; Бояринцев, 2015). Однако характерные черты внутригодовой динамики в исторический период и многолетней изменчивости тарына в современном климате остаются неосвещенными. Между тем возникла острая необходимость применения этих данных и продолжения работ для оценки наледных ресурсов региона и их влияния на водообменные циклы в криолитозоне, подстилающие горные породы и криогенные ландшафты в целом.

В последние 20–25 лет разработаны более совершенные методы дистанционных и наземных исследований, усовершенствовалась приборная база и пр. Появилась возможность применения серийных космических снимков, беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) (Gagarin et al., 2020), радиолокационных съёмок (Terry et al., 2020; Liu et al., 2021) и пр. Все это побудило авторов статьи возобновить режимные наблюдения за развитием Анмангындинской наледи на новом информационно-технологическом уровне (Makarieva et al., 2021).

Задачи работы – формирование базы данных морфометрических характеристик Анмангындинской наледи с применением исторических материалов из первичных источников за период с 1962 по 2021 г., результатов анализа данных дистанционного зондирования (2000–2021) и собственных полевых исследований (2020–2021); проведение сравнительного анализа полученных данных, оценка сезонной и многолетней динамики наледи за период с 1962 по 2021 г. и обнаружение соотношений морфометрических показателей тарына и их изменчивость в течение последних шестидесяти лет.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АНМАНГЫНДИНСКОЙ НАЛЕДИ

Анмангындинская наледь расположена в бассейне одноименной реки (на современных картах она называется Анманнандя), впадающей в р. Детрин, правый приток р. Колымы. По историческим данным, площадь наледи в период максимального развития достигала 6.8 км^2. Это один из самых крупных тарынов Магаданской области, в непосредственной близости которого пролегает Тенькинская автомобильная дорога, обеспечивающая круглогодичный доступ к объекту исследования. Ближайший населенный пункт – пос. Усть-Омчуг, где более 70 лет функционирует метеорологическая станция, в 30 км от наледного полигона.

Бассейн р. Анмангында располагается в пределах Охотско-Колымского нагорья, в замыкающем створе ниже наледной поляны “159 км Тенькинской трассы”, занимает площадь 376 км^2 с абсолютными высотами от 700 до 1850 м. От истока на протяжении 17 км река течёт на север, слабо изгибаясь в узкой, шириной 300–700 м долине, затем резко поворачивает на северо-запад и в середине прямого 15-километрового участка шириной 1200–2000 м разбивается на сеть мелководных ветвящихся проток, дренирующих современную наледную поляну.

Территория бассейна сложена осадочно-метаморфическими горными породами верхнего триаса, юры и мела, которые в депрессиях рельефа перекрыты толщей четвертичных валунно-галечных и песчано-щебенистых отложений. Бóльшая часть их промерзла до глубины 100–300 м. Талики формируются под руслами рек (Букаев, 1969).

Территория исследования характеризуется суровым, резко континентальным климатом. По данным метеорологической станции Усть-Омчуг (1967–2021 гг.), температура воздуха в наиболее холодные месяцы (декабрь–январь) составляет −35...−40°С с абсолютным минимумом −57°С, в тёплые (июль) 11.7°С с абсолютным мак-

симумом 33.6°С. Осадки выпадают неравномерно, среднемесячная сумма в мае, июне, июле и августе составляет 23, 49, 60 и 65 мм соответственно, средняя годовая достигает 342 мм (Метеорологический..., 2021).

Площадь Анмангындинской наледной поляны, по современным оценкам, составляет 7.6 км^2 (2% от площади водосбора 376 км^2) (Makarieva et al., 2021), по данным Кадастра (Шильниковская, 1958) – 8.65 км^2. Рельеф наледного ложа плоский, слабонаклонный, средняя абсолютная высота – 750 м. Наледь формируется в виде двух округлых ледяных массивов, соединенных небольшим перешейком. Мощность верхнего массива перед началом снеготаяния достигает 4–5 м, нижнего – 2.0–2.5 м. Происхождение питающих наледь родников до сих пор не выяснено.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Динамика Анмангындинской наледи изучалась на основе данных, полученных в исторический и современный периоды. Наблюдения гидрографической партии Колымского УГМС представлены в отчетах за 1962–1991 гг. (НТО..., 1967 г.; Отчёт..., 1977 г.; Отчёт..., 1981–1991 гг.). Наблюдения в этот период проводились методом регулярных наледных съёмок по системе измерительных реек, расположенных рядами на расстоянии 200 м друг от друга по ширине наледи и 100 м по её длине. Всего было установлено 272 рейки. Результаты измерений отражались на картограммах, на которых фиксировались граница ледяного массива на дату съёмки и сопутствующие явления – промоины, вода на льду, вода под снегом, бугры пучения и др. Площадь наледи определялась планиметрированием по данным наземных наблюдений, объём – расчётом через площади сечения ледяного покрова по всем поперечным профилям.

С 1962 по 1967 г. наледные съёмки проводились ежедекадно, с ноября 1967 по сентябрь 1970 г. – ежемесячно, а в 1971–1978 гг. – только в период стаивания, начиная с даты начала снеготаяния. В 1978–1990 гг. измерения сократились до двух раз в год: в период максимального (в конце апреля – начале мая) и минимального (в конце сентября) развития наледи. В данных наблюдений присутствуют пропуски, а также материалы пониженной точности, которые при анализе не учитывались.

В современный период площадь наледи в тёплый сезон года определялась по космическим снимкам Landsat 2000–2017 гг. и Sentinel периода 2018–2021 гг. При обработке космических снимков применялся автоматический метод выделения границ ледяного поля, описанный в работе (Макарьева и др., 2019), с ручным контролем полученных результатов. Расчёт морфометрических характеристик наледи выполнен лишь по снимкам, полученным в тёплый период года, когда снежный покров на окружающей территории полностью растаял. Наличие облачности затрудняет дешифрирование, поэтому в 2000–2017 гг. количество снимков Landsat, выбранных для анализа, изменялось от 1 в 2005/06 г. и до 10 в 2012 г. Из комплекта снимков Sentinel за 2018–2021 гг. применялись от 10 в 2021 г. и до 15 в 2019 г. источников информации. В общей сложности проанализировано 83 снимка Landsat и 52 – Sentinel. Для анализа динамики максимальной площади наледи выбирались снимки, полученные в даты, близкие к переходу среднесуточной температуры воздуха по метеорологической станции Усть-Омчуг (30 км от Анмангындинской наледи) через 0°С в сторону положительных значений.

Для определения динамики толщины льда проводились наземные круглогодичные измерения толщины льда по трём характерным профилям длиной 680, 1510 и 1570 м (рис. 1, *а, в*) с помощью нивелира. Вертикальная точность измерений в дискретных точках составляет 1.9 мм. Расстояние между наблюдательными точками измерений в пределах каждого профиля, составляет от 10 до 70 м, общее количество точек на трёх профилях – 140. С сентября 2020 г. по май 2021 г. выполнено 17 съёмок с помощью нивелира.

С 14 мая 2021 г. для определения высот поверхности наледи стала применяться RTK-съёмка на базе GNSS (Global Navigation Satellite System). GNSS оборудование представляет собой два приёмника, один из которых работает в режиме базовой станции, а другой – в режиме ровера (Real Time Kinematic). В каждой точке профиля выполняются измерения плановых и высотных координат, точность абсолютных вертикальных отметок составляет до 5 см.

Проведено сравнение данных, полученных двумя методами одновременно (нивелировка и RTK-съёмка), результат оказался удовлетворительным – разница между значениями составила от 0 до 3.8 см, в среднем 1.7 см. Поэтому все последующие наблюдения за толщиной наледи проводились менее трудозатратным методом – RTK-сьемкой. Всего проведено 15 съёмок.

Для оперативного определения морфометрических характеристик наледи (в тёплый период года) и наледных явлений (круглогодично) применялись данные съёмок БПЛА. В период с июля 2020 г. по февраль 2022 г. съёмка проводилась ежемесячно в стадию формирования тарына и более двух раз в месяц – в стадию его разрушения, всего выполнено 18 съёмок. С 25 мая 2021 г. на БПЛА установлена GNSS антенна, которая позволила по девяти съёмкам оценить не только площадь, но и объём ледяного массива. Методика обработки материалов БПЛА основана на фотограм-

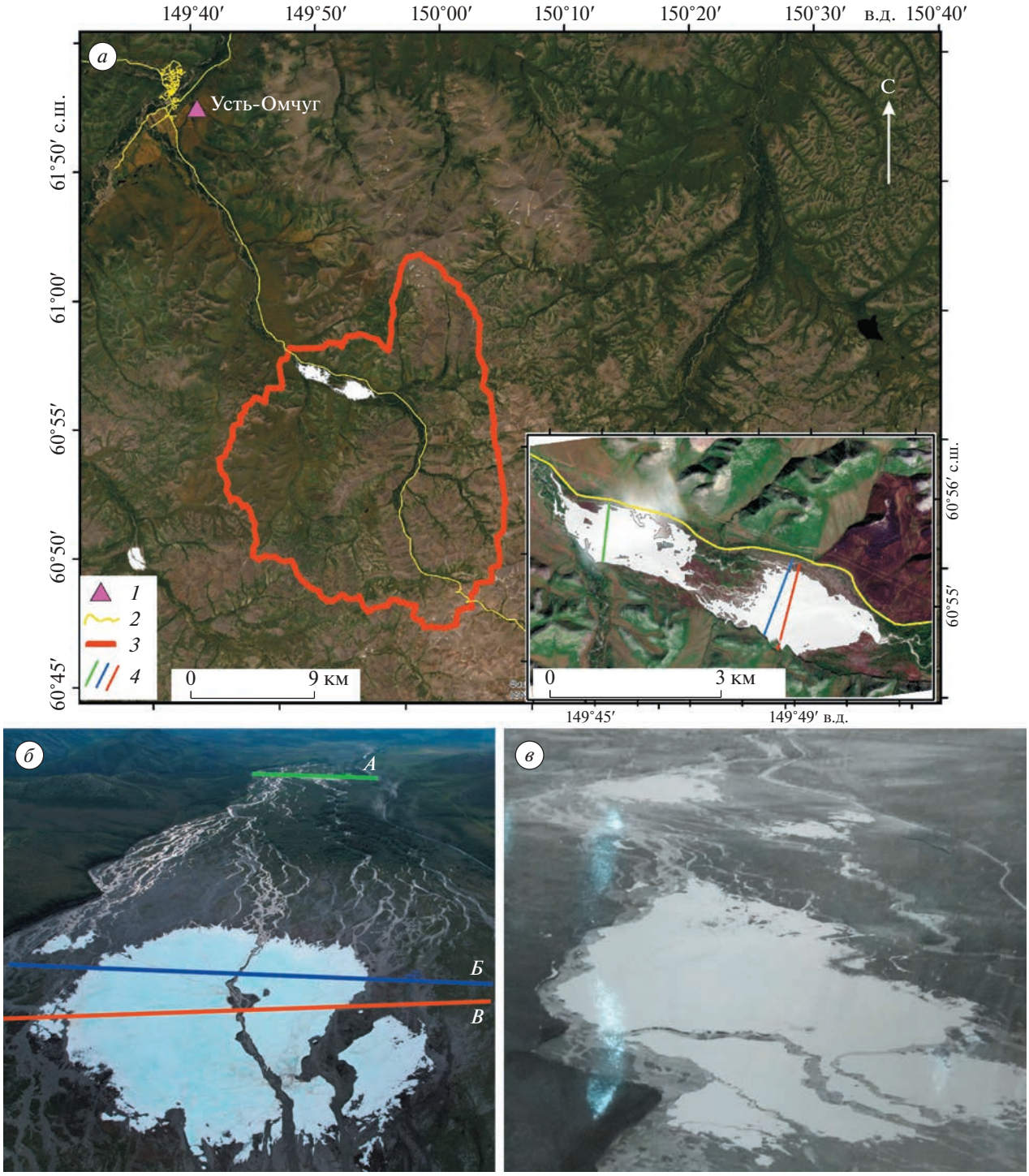

Рис. 1. Анмангындинский наледный полигон: *а* – схема объекта исследования: *1* – метеорологическая станция Усть-Омчуг, *2* – Тенькинская трасса, *3* – граница бассейна р. Анмангында (площадь 376 км^2), *4* – профили для наблюдений за толщиной наледи; *б* – снимок наледи с БПЛА от 12.07.2021 (площадь льда на дату съёмки 0.45 км^2), на фото показаны профили для наблюдений за толщиной наледи (см. рис. 3); *в* – снимок наледи с высоты 1400 м от 15.07.1963 (площадь льда на дату съёмки ≈1.40 км^2) (Научно-технический отчёт..., 1967).

Fig. 1. The scheme of the Anmangynda aufeis: *a* – the scheme of research object: *1* – Ust-Omchug meteorological station, *2* – Tenkinskiy highway, *3* – the boundary of the catchment area of the Anmangynda river is 376 km^2, *4* – the profiles for observing the ice depth; *б* – a photo of the Anmangynda aufeis from an unmanned aerial vehicle from 12.07.2021 (the aufeis area at the date of the survey is 0.45 km^2), the photo shows the profiles for observing the ice depth (see fig. 3); *в* – a photo of the Anmangynda aufeis from a height of 1400 m from 15.07.1963 (the aufeis area at the date of the survey is ≈1.40 km^2) (Nauchno-tehnicheskii..., 1967).

метрическом анализе, сопоставлении данных GNSS приемника и антенны беспилотника, а также уточнении координат центров снимков по наземным опознавательным знакам. Обработанные данные БПЛА сравнивались с данными наземных круглогодичных измерений мощности льда по 140 точкам трёх характерных нивелирных профилей. В дискретных точках разница высотных отметок льда варьировалась от −1.4 до +0.2 м, а в среднем составила +0.16 м (данные БПЛА превышают значения наземных наблюдений).

Максимальный объём наледи за современный период рассчитан на основе эмпирической зависимости:

$$W = aS^n, \quad (1)$$

где W – объём льда (тыс. м^3); S – площадь льда, тыс. м^2; a, n – коэффициенты. Значения a и n существенно меняются в зависимости от генетического типа наледи (источника наледеобразования), рельефа местности (подстилающего ложа), величины твёрдых осадков (снежного покрова), температуры воздуха и некоторых других факторов, так как они отражают непосредственно сведения о толщине льда (Соколов, 1975; Толстихин, 1975; Соколов, Саркисян, 1981).

Объём Анмангындинской наледи рассчитывался по формуле (1), при этом учитывались эмпирические коэффициенты: 1) $a = 0.364$ и $n = 1.167$, рассчитанные на основе анализа данных по результатам натурных измерений объёмов и площади Анмангындинского тарына за 1963–1990 гг. (рис. 2; кривая *2*); 2) $a = 0.96$, $n = 1.094$, полученные (Соколов, 1975) на 310 объектах криолитозоны России (см. рис. 2, кривая *3*); 3) $a = 0.75$, $n = 1.12$, полученные (Соколов, Саркисян, 1981) по данным 1200 наледей, расположенных в разных условиях, в том числе в Канаде и Монголии (см. рис. 2, кривая *4*). Средняя квадратичная ошибка составляет 34.7% для отдельно взятой наледи (Соколов, Саркисян, 1981); 4) $a = 0.511$, $n = 1.146$, рассчитанные (Толстихин, 1975) по данным полевых наблюдений на пяти наледях, в том числе Анмангындинской наледи (см. рис. 2, кривая *5*).

Анализ результатов расчёта за исторический период (1963–1990 гг.) показал, что параметры a и n, представленные в работах (Толстихин, 1974; Соколов, 1975; Соколов, Саркисян, 1981), существенно завышают фактические значения объёма Анмангындинской наледи (см. рис. 2). В то же время среднее абсолютное отклонение рассчитанных по формуле (*1*) значений от наблюденных с использованием коэффициентов ($a = 0.364$ и $n = 1.167$), полученных на основе данных натурных наблюдений 1963–1990 гг., в среднем составила 10%.

За период 2000–2021 гг. величина средней толщины ледяного массива на дату максимального развития тарына рассчитана как частное от объёма наледи, полученного по формуле (*1*), к площади наледи по спутниковым и БПЛА снимкам. Сезонная динамика изменения толщины льда за период 2020–2021 гг. оценивалась на основе анализа величины K на трёх профилях:

$$K = \frac{H_2 - H_1}{T}, \quad (2)$$

где H_2 – среднее арифметическое толщины льда на всех точках профиля, м; H_1 – средняя толщина льда на дату предыдущего измерения, м; T – интервал времени между измерениями (сут), K – скорость изменения толщины льда (м/сут). Также анализировалось абсолютное значение максимальной толщины льда на каждом профиле.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалы, полученные методами наземных и дистанционных съёмок в современный период в совокупности с данными анализа исторических материалов, позволили выявить ряд характерных особенностей развития Анмангындинской наледи в сезонных и многолетних циклах развития.

Динамика наледи в стадию нарастания. В 2020 г. формирование наледи началось в начале октября с наступлением устойчивых морозов, когда средняя суточная температура воздуха перешла через 0°С (2.10.2020). Обычно вначале лёд образуется на поверхности русловых отложений в пределах осушенных каналов стока, а также вдоль берегов и на льду промерзающих мелководных потоков. Затем лед постепенно распространяется на всю пойму, занимая пространство от борта до борта долины. В периоды потепления рост льда прекращается или значительная часть его стаивает при воздействии солнечной радиации и термомеханического воздействия речных вод. В первые месяцы зимы площадь наледи растёт значительно быстрее, чем её объём, так как вышедшая на поверхность вода свободно растекается по поверхности наледной поляны, долго не замерзая. С усилением морозов длина пути наледеобразующих вод до места её полной кристаллизации сокращается, в результате чего вода намерзает преимущественно вблизи очагов разгрузки, что приводит к неоднородности распределения мощности ледяного массива.

Обычно на ледяном поле к весне формируется несколько таких аномальных зон, часть из которых год от года смещается без определенной закономерности. В конце декабря наледь занимает примерно 50%, а её объём – лишь 10–15% от максимальных в году значений. В январе скорости нарастания площади и объёма выравниваются, а с февраля увеличение объёма преобладает над

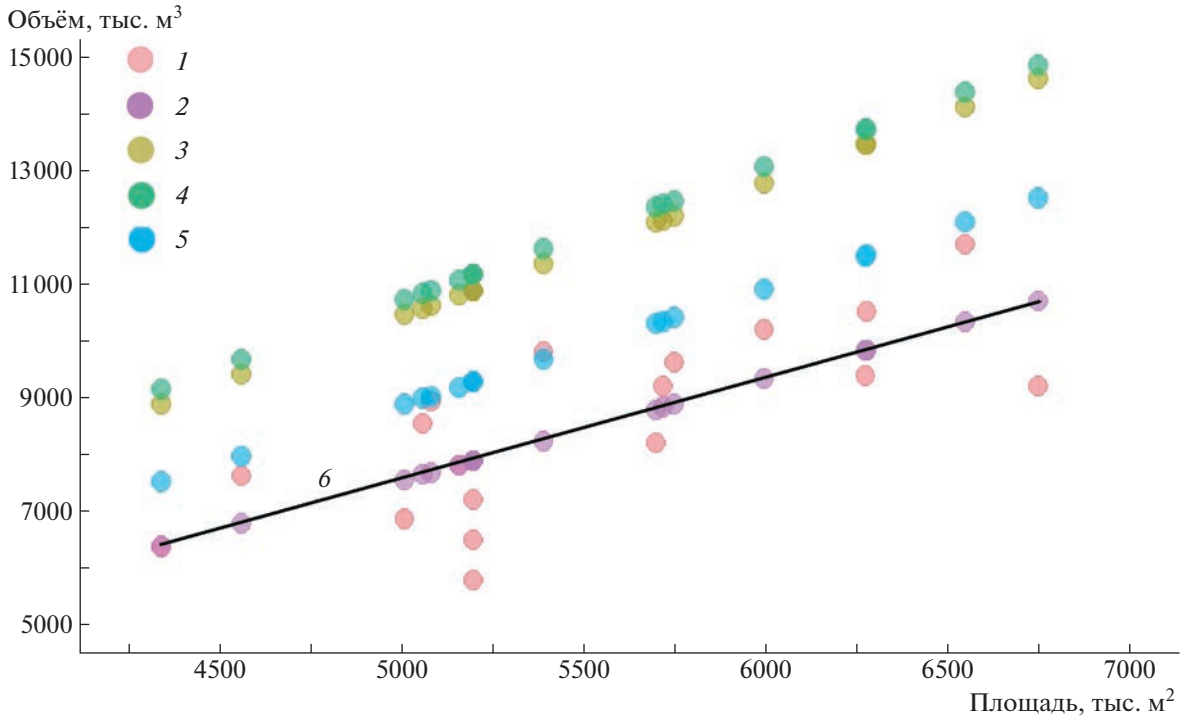

Рис. 2. Связь максимальных объёмов и площадей Анмангындинской наледи за период 1963–1990 гг. по наблюденным и расчётным данным из разных источников: *1* – по материалам Колымского управления гидрометеорологической службы (КУГМС), собранных за период 1963–1990 гг.; расчёт объёма Анмангындинской наледи по формуле $W = aS^n$, где W – объём льда (тыс. м^3), S – площадь льда, тыс. м^2 (наблюденные данные КУГМС в 1963–1990 гг.), *a, n* – коэффициенты, отражающие особенности природных условий, получены разными исследователями на основе различных источников информации; *2* – на основе связи объёма и площади наледи, полученной по данным КУГМС 1963–1990 гг.: $a = 0.364$ и $n = 1.167$; *3* – на основе связи объёма и площади 310 наледей, исследованных в 1934–1975 гг. (Б.Л. Соколов, 1975): $a = 0.96$, $n = 1.094$; *4* – на основе связи объёма и площади 1200 наледей, исследованных в 1934–1980 гг. (Б.Л. Соколов и В.О. Саркисян, 1981): $a = 0.75$, $n = 1.12$; *5* – на основе связи объёма и площади пяти тарынов, исследованных в 1961–1974 гг. (О.Н. Толстихин, 1974): $a = 0.511$, $n = 1.146$; *6* – связь площади и объёма наледи по данным КУГМС 1963–1990 гг., выраженная линейным трендом.

Fig. 2. The relation between the maximum volume and area of the Anmangynda aufeis for the period 1963–1990 according to the observed and calculated data from various sources: *1* – observed data (1963–1990) of the Kolyma Department of the Hydrometeorological Service; the Anmangynda aufeis volume was calculated by formula $W = aS^n$, where W is the volume of ice (thousand m^3), S is the area of ice, thousand m^2 (observed data, 1963–1990), *a, n* are the coefficients reflecting the features of natural conditions were obtained by different authors on the basis of various sources of information; *2* – the relationship between the volume and area of aufeis obtained in 1963–1990, so $a = 0.364$ and $n = 1.167$; *3* – Sokolov (1975) proposed $a = 0.96$, $n = 1.094$ (analysis of information about 310 aufeis for 1934–1975); *4* – Sokolov and Sarkisyan (1981) proposed $a = 0.75$, $n = 1.12$ (analysis of information about 1200 aufeis studied in 1934–1980); *5* – O.N. Tolstikhin (1974) proposed $a = 0.511$, $n = 1.146$ (analysis of information about five aufies for 1961–1974); *6* – the relationship between the area and the volume of aufeis according to the monitoring data 1963–1990, expressed by a linear trend.

увеличением площади. Перед началом снеготаяния прирост объёма и средней мощности льда стабилизируется, в отдельные годы даже прекращается, но затем вновь увеличивается за счёт намораживания атмосферных осадков и талых снеговых вод. Максимальных размеров наледь достигает в период с 24 апреля по 22 мая (в среднем 4 мая).

Режим наледеобразования существенно меняется с течением времени (рис. 3). В качестве примера приведём сведения по некоторым годам исторического и современного периодов. В 1962–1967 гг. до середины октября наблюдалось то образование, то разрушение льда. Так, 10 октября средняя толщина наледи составляла 0.68 м, на 20 октября – 0.85 м; в конце октября за счёт неравномерного увеличения площади и объёма толщина льда стала значительно меньше – 0.47 м. В ноябре происходило очень медленное увеличение мощности ледяного покрова – в среднем до 0.50 м. В декабре–феврале наблюдался активный прирост льда с максимумом в январе. Средняя толщина наледи в эти месяцы составила 0.73, 1.10 и 1.37 м соответственно. В марте процесс наледеобразования замедлился, в апреле возник второй пик прироста льда. Средняя толщина льда в марте, апреле и мае составила 1.50, 1.69 и 1.79 м.

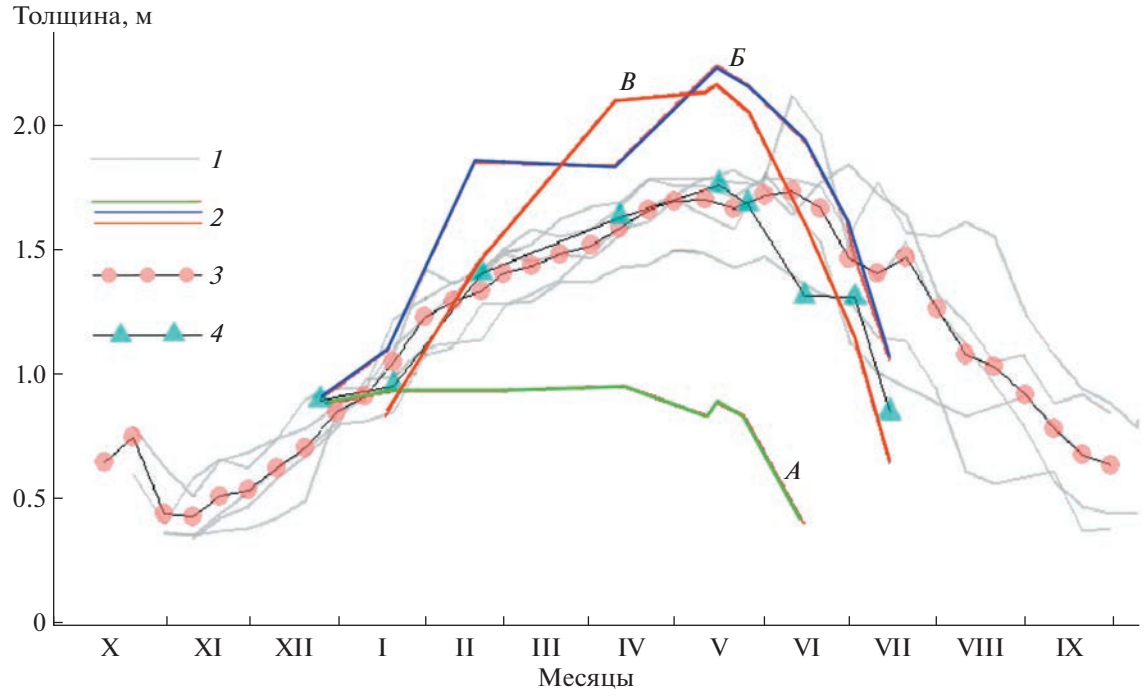

Рис. 3. Внутригодовая динамика средней толщины Анмангындинской наледи. *1* – данные наблюдений 1963–1967 гг.; *2* – средняя толщина льда по характерным профилям (см. рис. 1, *б*), измеренная в 2020/21 г.; *3* – средняя толщина льда осредненная по 140 наблюденным точкам за 2020/21 г.; *4* – средняя толщина льда осредненная за исторический период 1963–1967 гг.

Fig. 3. Intra-annual dynamics of the average ice depth of the Anmangynda aufeis. *1* – observed data 1963–1967; *2* – average ice thickness according to characteristic profiles (see fig. 1, *б*), measured in 2020/21; *3* – average ice depth averaged over 140 observed points for 2020/21; *4* – average ice depth averaged over the historical period 1963–1967.

В октябре 2020 г. формирование наледи протекало медленно, в конце декабря средняя толщина льда достигла 0.89 м с максимальной величиной 2.04 м. В середине января 2021 г. среднее значение толщины льда составило 0.96 м при максимуме 2.57 м. В феврале наблюдался активный прирост льда в верхней части наледной поляны, сопровождающийся образованием бугров пучения; в нижней части ледяной массив остался практически без изменений. Средняя толщина наледи за этот месяц составила 1.41 м, а максимум достиг 3.76 м. В марте наледь находилась в относительном покое. В начале апреля активизировался выход подземных вод на поверхность льда; в одном из бугров пучения скорость изливающегося потока воды составила 0.3 м/с. Средняя толщина льда в этом месяце достигла 1.63 м при максимуме 4.09 м. После перехода средней суточной температуры воздуха через 0°С в конце апреля началось таяние льда, однако несмотря на это в ночное время на некоторых участках продолжалось нарастание мощности ледяного массива. В результате 14 мая средняя толщина льда составила 1.76 м, а максимум достиг 4.44 м. Уменьшение мощности ледяного покрова по всем профилям было зафиксировано по наблюдениям 25 мая.

Динамика наледи в стадию разрушения. До 1990 г. Анмангындинская наледь была перелетовывающей – до 10% её площади (в среднем 1–4%) не успевала разрушиться и включалась в новый цикл наледеобразования. Например, 30 августа 1965 г. площадь наледи составляла 0.68 км^2, 15 сентября 1968 г. – 0.3 км^2. Период существования наледи со дня начала таяния до полного исчезновения составлял в среднем 144 дня. В XX веке наледная поляна, согласно данным, полученным по космическим снимкам, полностью освобождалась ото льда в конце августа–начале сентября. Период разрушения ледяного массива сократился в среднем на 34 дня. Это связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, в 1963–1970 гг. средняя максимальная площадь наледи составляла 5.9 км^2, а в 2000–2021 гг. – 4.7 км^2 (на 20% меньше). Во-вторых, за последние 50 лет температура воздуха в мае–августе повысилась на 1.3, 0.6, 1.2 и 0.8°С соответственно (м/с Усть-Омчуг, 1967–2021 гг.). При этом дата перехода температуры воздуха через ноль градусов в сторону положительных значений практически не изменилась, хотя диапазон её смещения достигал 30 дней – от 24 апреля в 1986 г. до 22 мая в 1987 г. В среднем дата начала таяния ледяного покрова приходится на 5 мая.

Таблица 1. Характеристики Амангындинской наледи на даты её максимального развития в период 1963–2021 гг.

Дата максимального развития наледи*	Площадь, км^2	Объём, млн м^3	Средняя толщина льда, м	Дата самого раннего весеннего снимка**	Площадь, км^2	Объём, млн м^3	Средняя толщина льда, м
29.04.1963	5.99	10.19	1.70	07.05.2000	5.40	8.24	1.53
30.04.1964	6.27	9.39	1.50	13.05.2002	5.23	7.95	1.52
20.05.1965	5.39	9.81	1.82	25.05.2003	5.24	7.96	1.52
10.05.1966	5.08	8.95	1.75	29.05.2008	4.24	6.23	1.47
10.05.1967	6.55	11.70	1.79	25.05.2009	4.32	6.36	1.47
30.04.1968	5.75	9.61	1.67	26.04.2010	5.34	8.14	1.53
16.05.1970	6.28	10.50	1.67	08.05.2012	5.22	7.92	1.52
06.05.1977	5.72	9.20	1.61	12.05.2013	5.02	7.59	1.51
08.05.1978	6.75	9.20	1.36	15.05.2014	4.92	7.40	1.50
11.05.1979	5.16	7.80	1.51	18.05.2015	4.88	7.34	1.50
25.04.1981	5.05	8.54	1.69	16.05.2016	5.00	7.54	1.51
25.04.1982	4.56	7.62	1.67	01.05.2017	3.54	5.05	1.42
27.04.1983	5.20	7.20	1.38	08.05.2018	3.97	5.76	1.45
24.04.1984	5.70	8.20	1.44	11.05.2019	4.35	6.42	1.47
26.04.1985	5.20	6.50	1.25	15.05.2020	3.87	5.59	1.45
30.05.1986	5.20	5.80	1.12	07.05.2021	4.86	7.30	1.50
28.04.1987	5.01	6.86	1.37	24.05.2021	3.64***	5.21	1.43
24.05.1990	4.34	6.38	1.47			4.85***	1.33***

*Даты с наибольшей площадью наледи за год наблюдений. ** Даты с наибольшей площадью наледи в тёплый период после схода снежного покрова, она приближена к максимальному значению за год. ***Данные съёмки Анмангындинской наледи с БПЛА.

В первые 15 дней от начала таяния потери льда составляли примерно 10% от максимальной площади. Интенсивное разрушение льда происходило в основном по периферии тарына, где радиационное воздействие усиливается адвективными потоками воздуха с прилагающих склонов. В конце мая–начале июня площадь и объём наледи резко сократились под влиянием талых наледных вод и вод речного половодья, которые прорезали ледяной массив в разных местах, эродировали его с боков и снизу и расчленяли на крупные блоки. В это время разрушается от 30 до 50% объёма льда. В июле–августе, несмотря на более высокую среднюю месячную температуру воздуха, процесс абляции замедляется в связи с тем, что блоки льда осушаются и их термомеханическое разрушение уже не происходит.

Сложность изучения и формализации динамики морфометрических характеристик Анмангындинской наледи в тёплый период года определяется, с одной стороны, влиянием метеорологических факторов, а с другой – непредсказуемым термоэрозионным воздействием мигрирующих потоков подземных, талых наледных и речных вод половодья и паводков. На рис. 4 показано изменение площади тарына в процессе его разрушения за годы натурных наблюдений. Видно, что диапазон величин на определенную дату от начала таяния очень широк. При этом средние их значения близки к кривой распределения, полученной Б.Л. Соколовым при обобщении материалов измерений по всем наледным регионам России и Северной Америки.

Многолетняя изменчивость максимальных размеров наледи. В 1963–1990 гг. максимальная площадь Анмангындинской наледи изменялась от 4.3 до 6.8 км^2, средняя величина составила 5.5 км^2, коэффициент вариации – 0.11. Максимальный объём ледяного массива изменялся от 5.3 до 11.7 млн м^3, средняя величина составила 8.5 млн м^3, а коэффициент вариации – 0.18. Средняя толщина наледи варьировала от 1.29 до 2.28 м. Максимальная толщина льда в отдельные годы достигала 8 м (Алексеев, 2016), в 2021 г. она составила 5.9 м. В 2000–2021 гг. максимальная площадь Анмангындинской наледи колебалась в пределах 3.5–5.4 км^2, средняя величина составила 4.7 км^2, коэффициент вариации 0.12, объём 5.0–8.2 млн м^3 (среднее 7.1 млн м^3, коэффициент вариации 0.13).

Анализ изменения морфометрических характеристик наледи за весь 60-летний период показал их значительное сокращение (табл. 1, рис. 5). Максимальная площадь уменьшилась на 25%, а максимальный объём – на 33%.

За период 1963–1990 гг. средняя толщина льда на дату максимального развития наледи изменялась от 1.12 до 1.82 м, в среднем составила 1.54 м,

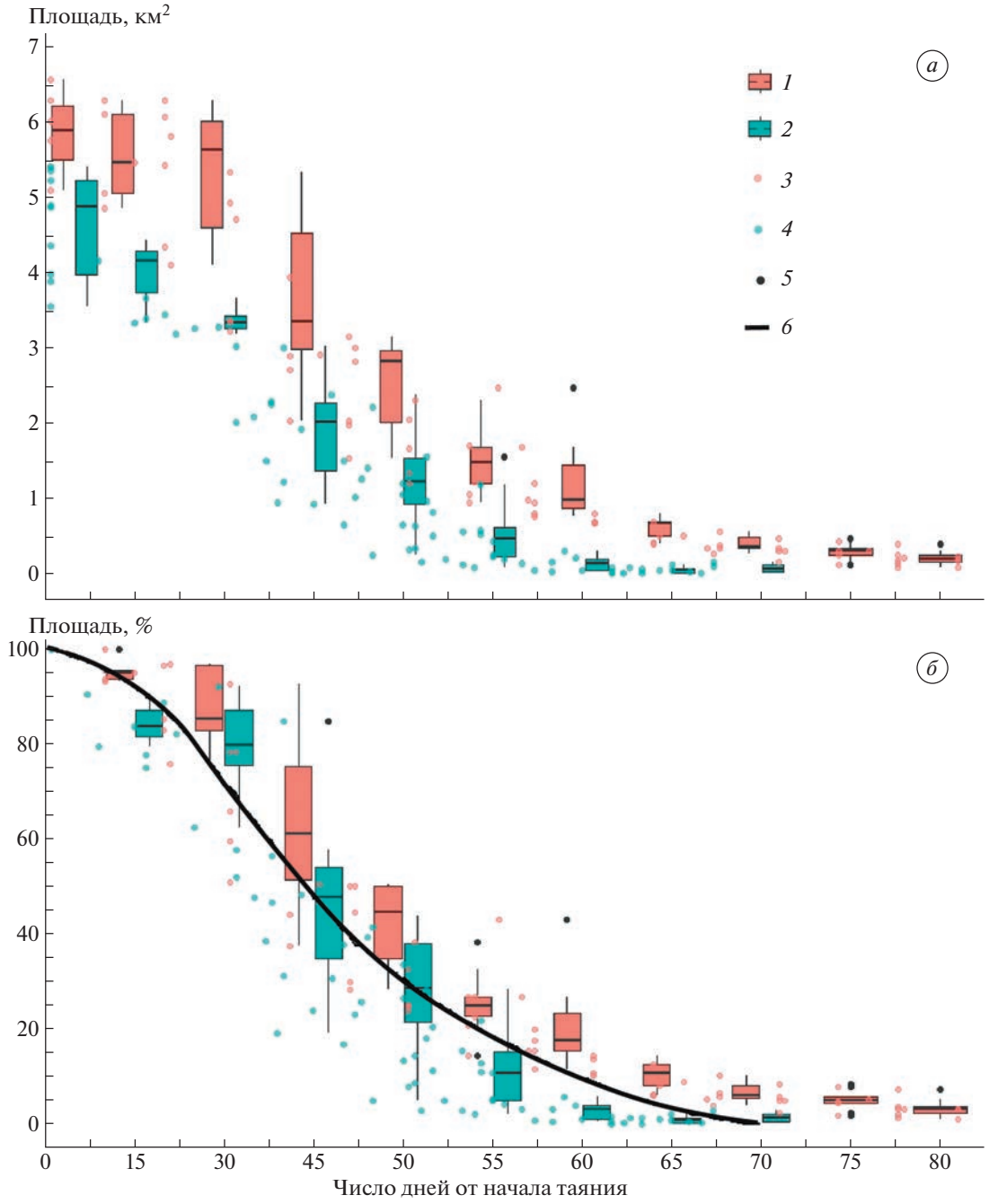

Рис. 4. Динамика площади Анмангындинской наледи в тёплый период года, выраженная в абсолютных (*а*) и относительных (*б*) значениях: *1* – исторические данные (1963–1968 гг.), сгруппированные по 15 суток; *2* – современные данные (2000–2021 гг.), сгруппированные по 15 суток; *3* – данные полевых наблюдений за 1963–1968 гг.; *4* – данные по современным спутниковым снимкам (2000–2021 гг.). "Ящик с усами" (*1, 2*) представляет собой сведения о размерах наледи в течении 15 суток. Нижний и верхний края "ящика с усами" – первый и третий квартили соответственно; центральная линия – медиана; "усы" соответствуют минимальному и максимальному значениям, не более полутора межквартильных размахов; *5* – выбросы (измерения, выходящие за данный интервал); *6* – кривая сокращения относительной площади для наледей размерами 0.6–23.0 км^2 до начала таяния (Соколов, 1975).

Fig. 4. Boxplot of the Anmangynda aufeis area magnitude in warm season expressed in absolute (km^2) (*a*) and relative (%) (*б*) values: *1* – historical data (1963–1968) grouped by 15 days; *2* – recent satellite imagery data (2000–2021) grouped by 15 days; *3* – historical data (1963–1968); *4* – recent satellite imagery data (2000–2021). The "boxplot" (*1, 2*) presents the information about the aufeis area grouped by 15 days. Lower and upper edges of the "boxplot" – the first and third quartiles, respectively; the central line – the median; "whiskers" correspond to the minimum and maximum values, but not more than 1.5 interquartile range; *5* – outliers (measurements beyond this interval); *6* – relative area reduction curve for aufeis with a size of 0.6–23.0 km^2 (Sokolov, 1975).

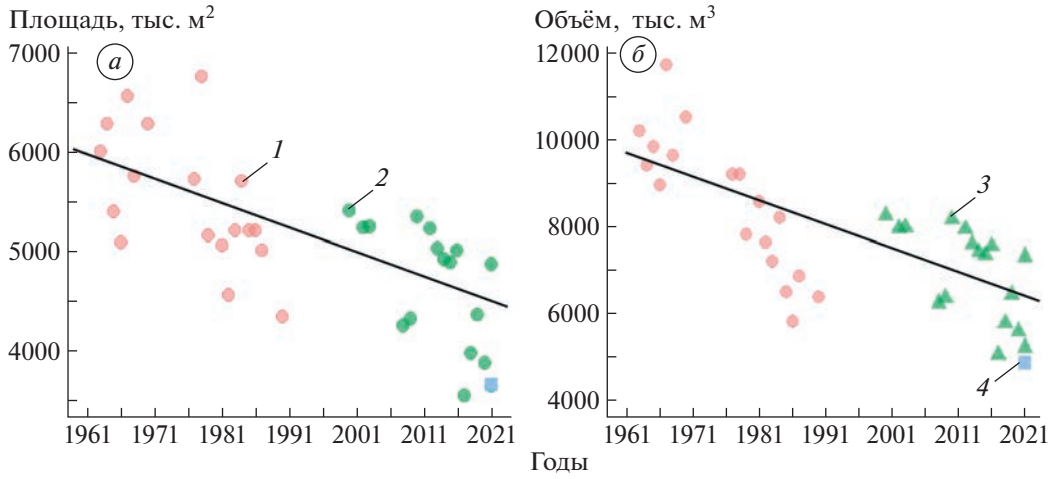

Рис. 5. Многолетняя динамика максимальной площади (*а*) и объёма (*б*) Анмангындинской наледи за период 1963–2021 гг., на основе данных из разных источников: *1* – исторические данные 1963–1991 гг.; *2* – данные по спутниковым снимкам за период 2000–2021 гг.; *3* – данные съёмки с БПЛА, 2021 г.; *4* – данные объёма, рассчитанные по формуле *1*.

Fig. 5. Long-term dynamics of the maximum area (*а*) and volume (*б*) of the Anmangynda aufeis for the period 1963–2021, based on data from different sources: *1* – observed data 1963–1991; *2* – satellite imagery data for 2000–2021; *3* – data of an unmanned aerial vehicle, 2021; *4* – data of volume calculated according to formula *1*.

коэффициент вариации 0.12. Максимальная толщина льда к началу периода абляции составляла от 4.0 до 5.2 м, в среднем 4.6 м. В некоторые годы (1967–1968 гг.) происходило асинхронное сокращение площади и объёма наледи, в таком случае средняя толщина льда в некоторые периоды абляции увеличивается. Например, к 10 июня 1967 г. максимальная площадь льда с 30 апреля 1967 г. сократилась уже в 2 раза (с 6.55 до 3.34 км^2), а объём уменьшился только на 40% (с 11.7 до 7.09 млн м^3), за счёт этого средняя толщина наледи составила 2.12 м, превысив среднюю толщину на дату максимального развития (1.79 м) на 0.33 м.

В 2000–2021 гг. значения толщины льда колебались от 1.42 до 1.55 м при среднем значением 1.49 м (коэффициент вариации 0.05).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Многолетняя динамика морфометрических характеристик Анмангындинской наледи и их связь с температурой воздуха и атмосферными осадками за осенний период 1963–1990 гг. ранее рассмотрена в работах (Алексеев и др., 2012, Бояринцев, 2015, Алексеев, 2016). Наибольшая вариация размеров наледи (до 30%) наблюдалась с 1962 по 1976 г., позднее составляла 10–15%. За 30 лет средняя месячная температура воздуха и сумма осадков в октябре и ноябре повысилась на 3.8°С и 40 мм соответственно, что вызвало уменьшение глубины сезонного промерзания аллювиальных отложений и, как следствие, увеличение транзитного стока подземных вод, которые ранее расходовались на образование наледи. Вследствие этого объём льда за указанный период сократился вдвое. Наши исследования в 2000–2021 гг. подтвердили общую тенденцию уменьшения объёмов наледи, причем их отклонения от максимума 1967 г. достигли 40% (в периоды до 1970 г. они составляли 16%, а до 1990 г. – 35%). Средняя многолетняя сумма осадков за 1992–2021 гг. по сравнению с предыдущим периодом увеличилась на 52 мм (основной вклад внесли значения за август), но количество осадков за октябрь и ноябрь изменилось незначительно – уменьшилось на 0.7 и увеличилось на 5.8 мм, при этом средняя месячная температура воздуха увеличилась на 1.3 и 2.9°С соответственно (м/с Усть-Омчуг, 1967–2021 гг.).

Выявленный тренд сокращения объёма Анмангындинского тарына в целом согласуется с данными по динамике других гигантских наледей Северо-Востока России (Атлас..., 2021). Так, на водосборе р. Улахан-Саккырыр (бассейн р. Яна) площадь наледей в современный период, определенная по космическим снимкам, оказалась почти в 3 раза меньше, чем суммарная площадь наледных полян, указанная в Кадастре (Симаков, Шильниковская, 1958; Шильниковская, 1958). Такие же изменения зафиксированы в бассейнах рек Ильгувеем и Люлювеем на Чукотском полуострове. Однако есть и исключения. Например, перелетовывающая наледь Сюрюктяхская в бассейне р. Индигирка и многолетний тарын на р. Адыча в бассейне р. Яна остались в границах 1973–1974 гг. и соответствуют данным, указанным в Кадастре А.С. Симакова и З.Г. Шильниковской. Более того, некоторые ледяные массивы, например, наледи в бассейнах рек Сугун и Танюрер (системы Колымы и Анадыря) в совре-

менном климате занимают площади даже бóльшие, чем хорошо выраженные наледные поляны.

В работе (Алексеев, 2016) освещена многолетняя динамика наледей Аляски, Южной Якутии, Забайкалья, Прибайкалья, Чукотки и Восточных Саян. Во всех указанных регионах наблюдается уменьшение размеров родниковых наледей-тарынов, хотя статистически значимая зависимость объёмов льда от температуры воздуха и количества атмосферных осадков не выражена. Аналогичные процессы наблюдаются и в Северной Америке. Например, на северо-западной части территории Канады по данным, полученным при изучении космических снимков Landsat за период с 1985 по 2014 г. наибольший пик оледенения пришелся на 2002 и 2004 гг., после чего наблюдается сокращение размеров наледей (Morse, Wolfe, 2015).

Несмотря на общую тенденцию уменьшения объёма льдов на земном шаре, влияние изменения климата на наледные процессы не однозначно и требует дальнейших исследований этого феномена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ данных, полученных методами наземных и дистанционных съёмок в течение 1962–2021 гг., указал на существенные изменения в сезонных и многолетних циклах развития гигантской Анмангындинской наледи. Результаты исследования свидетельствуют, что в период 1963–1991 гг. максимальная площадь наледного массива изменялась в пределах 4.3–6.8 км^2 при среднем значении 5.5 км^2, в 2000–2021 гг. эти величины сократились до значений 3.5–5.4 км^2 (среднее 4.7 км^2), уменьшившись на 25%. Объём наледи составлял 5.3–11.7 млн м^3 (среднее 8.5 млн м^3), в 2000–2021 гг. он сократился на 33% и изменялся от 5.0 до 8.2 млн м^3 (среднее 7.1 млн м^3). Средняя толщина наледи за 1963–1991 гг. уменьшилась примерно на 40 см (23%). Существенно изменился внутригодовой режим формирования ледяного массива. Период наиболее активного прироста льда сместился с января на февраль, на 34 дня сократился период абляции. Наледь из категории многолетней перешла в разряд сезонных образований. Анмангындинский тарын отражает “типовые” условия формирования гигантских наледей подземных вод в криолитозоне Северо-Востока России. Учитывая транспортную доступность, многолетний ряд наблюдений продолжительностью 60 лет и перспективы хозяйственного освоения региона, Анмангындинская наледь рекомендуется в качестве научно-исследовательского стационара для постановки долгосрочных мониторинговых наблюдений.

Благодарности. Приобретение высокоточного оборудования для проведения измерений осуществлялось при поддержке РФФИ (проекты № 20-05-00666, 19-55-80028), междисциплинарные исследования выполняются при финансовой поддержке Санкт-Петербургского государственного университета (проект № 75295776, 92670123).

Acknowledgements. Acquisition of high-precision equipment for measurements was made available with the support of the Russian Foundation for Basic Research (projects No. 20-05-00666, 19-55-80028), interdisciplinary research is supported by St. Petersburg State University (project No. 75295776, 92670123).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.Р. Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 73–93.

Алексеев В.Р., Бояринцев Е.Л., Довбыш В.Н. Многолетняя динамика размеров Амангындинской наледи в условиях изменений климата / Современные проблемы стохастической гидрологии и регулирования стока. Тр. Всерос. науч. конф., посвящ. памяти выдающегося ученого-гидролога А.В. Рождественского. 10–12 апреля 2012 г. М.: Ин-т водных проблем РАН, 2012. С. 298–305.

Алексеев В.Р., Макарьева О.М., Шихов А.Н., Нестерова Н.В., Осташов А.А., Землянскова А.А. Атлас гигантских наледей-тарынов Северо-Востока России / Отв. ред. В.В. Шепелев, М.Н. Железняк. Ин-т мерзлотоведения им. П.И. Мельникова. Новосибирск: СО РАН, 2021. 302 с. ISBN 978-5-6046428-2-5

Бояринцев Е.Л. Влияние гидрометеорологических факторов на динамику Анмангындинской наледи // Актуальные вопросы аграрной науки. Иркутск: Иркутский гос. аграрный ун-т, 2015. № 17. С. 19–26.

Букаев Н.А. Основные закономерности режима гигантских наледей в верховьях р. Колымы (на примере Анмангындинской наледи) // Наледи Сибири. М.: Наука, 1969. С. 62–78.

Гидрогеология СССР. Т. 26: Северо-Восток СССР. М.: Недра, 1972. 297 с.

Корейша М.М. Оледенение Верхоянско-Колымской области. М.: Междувед. геофиз. комитет при Президиуме АН СССР, 1991. 143 с.

Кравченко В.В. Режим наледей в верховьях р. Уды (Восточный Саян) и их роль в формировании водных ресурсов // Наледи Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. С. 145–156.

Лебедев В.М. Стационарные наблюдения за наледью в бассейне р. Анмангында // Сб. работ Магаданской ГМО. Вып. 2. Магадан, 1969. С. 122–138.

Лебедев В.М., Ипатьева А.И. Анмангындинская наледь, её режим и роль в водном балансе речного бассейна // Тр. Дальневост. НИГМИ. Вып. 84. Гидрологические исследования и прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. С. 86–93.

Метеорологический ежемесячник. Вып. 33 / ГУГМС. Колымское управление гидрометслужбы. Магаданская гидромет. обсерватория. Магадан: 1963.

Макарьева О.М., Шихов А.Н., Осташов А.А., Нестерова Н.В. Наледи бассейна р. Индигирка по современным снимкам Landsat и историческим данным // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 201–212. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-388

Симаков А.С., Шильниковская З.Г. Карта наледей Северо-Востока СССР. Краткая объяснительная записка. Северо-Восточное геологическое управление Главного управления геологии и охраны недр при Совете Министров РСФСР. Магадан, 1958. 40 с.

Соколов Б.Л. Наледи и речной сток. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 190 с.

Соколов Б.Л., Саркисян В.О. Подземное питание горных рек. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 239 с.

Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР // Изучение и охрана водных ресурсов. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.

Шепелев В.В. Формирование и режим наледей Восточной Якутии. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Л.: Ленингр. горный ин-т им. Г.В. Плеханова, 1972. 20 с.

Шепелев В.В. Режим наледей Северо-Востока СССР // Проблемы наледеобразования. Вып. 92. 1973. С. 45–47.

Шильниковская З.Г. Кадастр к Карте наледей Северо-Востока СССР масштаба 1 : 2 000 000 / Ред. А.С. Симаков, З.Г. Шильниковский. Магадан: Северо-Восточное территориальное геологическое управление. Центральная комплексная тематическая экспедиция, 1958. 398 с.

Шульгин М.Ф. Типы и динамика наледей на Восточном Саяне // Проблемы регионального зимоведения. Вып. 2. Чита, 1968. С. 95–96.

Gagarin L., Qingbai W., Melnikov A., Volgusheva N., Tananaev N., Jin H., Zhang Z., Zhizhin V. Morphometric analysis of groundwater icings: Intercomparison of estimation techniques // Remote Sensing. 2020. V. 12. № 4. P. 692. https://doi.org/10.3390/rs12040692

Liu W., Fortier R., Molson J., Lemieux J.-M. A conceptual model for talik dynamics and icing formation in a river floodplain in the continuous permafrost zone at Salluit, Nunavik (Quebec), Canada // Permafrost and Periglacial Processes. 2021. P. 1–16. doi: . 2111 https://doi.org/10.1002/ppp

Makarieva O.M., Nesterova N.V., Ostashov A.A., Zemlyanskova A.A., Tumskoy V.E., Gagarin L.A., Ekaykin A.A., Shikhov A.N., Olenchenko V.V., Khristoforov I.I. Perspectives of the development of complex interdisciplinary hydrological and geocryological research in the North-East of Russia // Vestnik of SPbSU. Earth Sciences. 2021. V. 66. № 1. P. 74–90. https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.105

Morse P.D., Wolfe S.A. Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada // Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2015. № 120. P. 1670–1686. https://doi.org/10.1002/2015JF003534

Terry N., Grunewald E., Briggs M., Gooseff M., Huryn A.D., Kass M.A., Tape K.D., Hendrickson P., Lane J.W. Seasonal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Inferred from Geophysical Methods // Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2020. V. 3125. № 3. P. e2019JF005345. https://doi.org/10.1029/2019jf005345

Yoshikawa K., Hinzman L.D., Kane D.L. Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range, Alaska // Journ. of Geophys. Research. 2007. V. 112. № 1: G04S43. https://doi.org/10.1029/2006JG000294

Citation: Zemlianskova A.A., Alekseev V.R., Shikhov A.N., Ostashov A.A., Nesterova N.V., Makarieva O.M. Long-term dynamics of the huge Anmangynda aufeis in the North-East of Russia (1962–2021). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (1): 71–84 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010167

Long-Term Dynamics of the Huge Anmangynda Aufeis in the North-East of Russia (1962–2021)

A. A. Zemlianskova[a,#], V. R. Alekseev[b], A. N. Shikhov[c], A. A. Ostashov[a,b,d], N. V. Nesterova[a,d], and O. M. Makarieva[a]

[a] *Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

[b] *Melnikov Permafrost Institute, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia*

[c] *Perm State University, Perm; Russia; 4State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia*

[d] *Государственный гидрологический институт, St. Petersburg, Russia*

[#] *e-mail: anastasiazemlanskova@gmail.com*

The huge Anmangynda aufeis is located in the valley of the river of the same name in the Magadan region in North-East of Russia. This is the only in the world aufeis site with a 30-years period of ground-based observations (1962–1991). The materials of these observations were supplemented with data obtained from the analysis of Landsat and Sentinel satellite images for the period 2000–2021, as well as the results of field investigations carried out in 2020–2021. The long-term variability of the maximum area, volume and average thickness of ice, the dynamics of formation and destruction of the aufeis ice in the cold and

warm periods of the year were analyzed. It was found that the maximum values of the area and volume of ice on the dates before the start of ablation decreased by 25 and 33%, respectively. In 2000–2021, the average values of the aufeis characteristics are estimated as 4.7 km^2 and 7.1 million m^3, while in 1962–1991 – 5.5 km^2 and 8.5 million m^3. The analysis of the intra-annual dynamics revealed that the Anmangynda aufeis being earlier the perennial formation has transformed to the seasonal one. Further researches of the Anmangynda aufeis will make possible to assess the influence of various factors, including climatic ones, on the processes of an aufeis formation and to forecast their changes in the future for the cryolitic zone of the North-East of our country.

Keywords: huge aufeis (taryn), aufeis dynamics, seasonal glaciation, climate change, the Anmangynda aufeis

REFERENCES

Alekseev V.R. Long-term variability of the spring taryn-aufeis. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 73–92 [In Russian].

Alekseyev V.R., Boyarintsev E.L., Dovbysh V.N. Long-term dynamics of dimensions of the Amangynda aufeis in conditions of climate changes. *Sovremennye problemy stohasticheskoj gidrologii i regulirovaniya stoka*. Current problems of stochastic hydrology and runoff regulation. Proceedings of the All-Russia scientific conference devoted to the memory of A.V. Rozhdestvensky, outstanding hydrology researcher. Moscow: WPI RAN, 2012: 298–305 [In Russian].

Atlas of giant aufeis-taryns of the North-East of Russia / V.R. Alekseev, O.M. Makarieva, A.N. Shikhov, N.V. Nesterova, A.A. Ostashov, A.A. Zemlyanskova; editors V.V. Shepelev, M.N. Zheleznyak; Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, Melnikov Permafrost Institute. Novosibirsk: SB RAS, 2021: 302 p. ISBN 978-5-6046428-2-5 [In Russian].

Boyarintsev E.L. Long-term dynamics of Anmanginda icing size in the conditions of changes of climate. *Aktual'nye voprosy agrarnoj nauki*. Actual issues of agrarian science. Irkutsk: Irkutsk State Agrarian University named after A.A. Ezhevsky. 2015, 17: 19–26 [In Russian].

Bukaev N.A. Main peculiarities of regime of giant aufeis in the upper part of Kolyma River (the Anmangynda aufeis as an example). *Naledi Sibiri*. Aufeis of Siberia. Moscow: Nauka, 1969: 62–78 [In Russian].

Gidrogeologyia SSSR. Vipusk XXVI. Severo-Vostok SSSR. Hydrogeology of the USSR. Volume XXVI. North-East of the USSR. Moscow: Nedra, 1972: 297 p. [In Russian].

Koreisha M.M. Oledenenie Verhoyansko-Kolymskoj oblasti. Glaciation of the Verkhoyansk-Kolyma region. Moscow: Interdepartmental Geophysical Committee under the Presidium of the USSR Academy of Sciences, 1991: 143 p. [In Russian].

Kravchenko V.V. The regime of aufeis in the upper reaches of the Uda River (Eastern Sayan) and their role in the formation of water resources. *Naledi Sibiri i Dalnego Vostoka*. Aufeis of Siberia and the Far East. Novosibirsk: Nauka, 1981: 145–156 [In Russian].

Lebedev V.M. Monitoring of aufeis in the Anmangynda river basin. *Magadan GMO collection of works.* Collection of works of the Magadan hydrometeorological observatory. Magadan: Kolyma UGMS, 1969, 2: 122–137 [In Russian].

Lebedev V.M., Ipatieva A.I. The Anmangynda aufeis, its regime and role in the water balance of the river basin. Trudy DVNIGMI. Proc. of the Far East Hydrometeorological Institute. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1980, 84: 86–93 [In Russian].

Meteorologicheskij ezhemesyachnik. Meteorological monthly publication. Is. 33. The Main Directorate of the Hydrometeorological Service under the Council of Ministers of the USSR. Kolyma Department of hydrometeorological service. Magadan Hydrometeorological Observatory. Magadan: 1963 [In Russian].

Makarieva O.M., Shikhov A.N., Ostashov A.A., Nesterova N.V. Icings of the Indigirka River basin according to the recent Landsat satellite images and historical data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (2): 201–212 [In Russian].
https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-388

Simakov A.S., Shilnikovskaya Z.G. Karta naledej Severo-Vostoka SSSR. Kratkaya ob"yasnitel'naya zapiska. Map of ice in the North-East of the USSR. Brief explanatory note. The North-Eastern Geological administration of the Main Directorate of Geology and Subsoil Resources Protection under the Council of Ministers of the RSFSR, 1958: 40 p. [In Russian].

Sokolov B.L. Naledi i rechnoy stok. Aufeis and river runoff. Leningrad: Hidrometeoizdat, 1975: 190 p. [In Russian].

Sokolov B.L., Sarkisyan V.O. Podzemnoe pitanie gornyh rek. Underground nutrition of mountain rivers. Leningrad: Hidrometeoizdat, 1981: 239 p. [In Russian].

Tolstikhin O.N. Naledi i podzemnye vody Severo-Vostoka SSSR. Aufeis and Underground Water in the North-Eastern Regions of the USSR. Novosibirsk: Nauka. USSR Academy of Sciences, 1974: 164 p. [In Russian].

Shepelev V.V. Formirovanie i rezhim naledei Vostochnoi Yakutii. Formation and regime of ice in Eastern Yakutia: Abstract. PhD –thesis. Leningrad: Plekhanov Leningrad Mining Institute, 1972: 20 p. [In Russian].

Shepelev V.V. The regime of aufeis in the North-East of the USSR. *Problemy naledeobrazovaniya.* Problems of aufeis formation. 1973, 92: 45–47 [In Russian].

Shilnikovskaya Z.G. Kadastr k Karte naledej Severo-Vostoka SSSR masshtaba 1:2 000 000. Cadastre to the Map of the ice of the North-East of the USSR scale 1:2 000 000 / Ed. A. S. Simakov, Z. G. Shilnikovsky.

Magadan: North-Eastern Territorial Geological Department. Central complex thematic expedition, 1958: 398 p. [In Russian].

Shulgin M.F. Types and dynamics of ice on the Eastern Sayan. *Problemy regional'nogo zimovedeniya*. Problems of regional winter science. Chita, 1968, 2: 95–96 [In Russian].

Gagarin L., Qingbai W., Melnikov A., Volgusheva N., Tananaev N., Jin H., Zhang Z., Zhizhin V. Morphometric analysis of groundwater icings: Intercomparison of estimation techniques. Remote Sensing. 2020, 12 (4): 692. https://doi.org/10.3390/rs12040692

Liu W., Fortier R., Molson J., Lemieux J.-M. A conceptual model for talik dynamics and icing formation in a river floodplain in the continuous permafrost zone at Salluit, Nunavik (Quebec), Canada. Permafrost and Periglac Process. 2021: 1–16. https://doi.org/10.1002/ppp. 2111

Makarieva O.M., Nesterova N.V., Ostashov A.A., Zemlyanskova A.A., Tumskoy V.E., Gagarin L.A., Ekaykin A.A., Shikhov A.N., Olenchenko V.V., Khristofo-rov I.I. Perspectives of the development of complex interdisciplinary hydrological and geocryological research in the North-East of Russia. Vestnik of SPbSU. Earth Sciences. 2021, 66 (1): 74–90. https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.105

Morse P.D., Wolfe S.A. Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada. Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2015, 120: 1670–1686. https://doi.org/10.1002/2015JF003534

Terry N., Grunewald E., Briggs M., Gooseff M., Huryn A.D., Kass M.A., Tape K.D., Hendrickson P., Lane J.W. Seasonal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Inferred from Geophysical Methods. Journ. of Geophys. Research: Earth Surface. 2020., 3125 (3): e2019-JF005345. https://doi.org/10.1029/2019jf005345

Yoshikawa K., Hinzman L.D., Kane D.L. Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range, Alaska. Journ. of Geophys. Research. 2007, 112 (1: G04S43). https://doi.org/10.1029/2006JG000294

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 85–92

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 550.461

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЬДА ПЕЩЕР АСКИНСКАЯ И КИНДЕРЛИНСКАЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2023 г. Ю. Н. Чижова[1,*], Е. В. Трофимова, Е. О. Дубинина[1], С. А. Коссова[1]

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрологии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

**e-mail: eacentr@yandex.ru*

Поступила в редакцию 19.05.2022 г.
После доработки 22.06.2022 г.
Принята к публикации 06.03.2023 г.

Оценены вариации изотопного ($\delta^{18}O$, δD) состава наледного льда в пещерах Аскинская и Киндерлинская (Южный Урал). Установлено, что источником льда были инфильтрационные воды длительного пребывания в порово-трещинном пространстве карбонатных пород, питание которых происходит преимущественно за счёт атмосферных осадков осенне-зимнего периода.

Ключевые слова: стабильные изотопы кислорода и водорода, пещерный лёд, инфильтрационные воды, Южный Урал

DOI: 10.31857/S2076673423010064, **EDN:** LZPQPA

ВВЕДЕНИЕ

Из известных пещер со льдом Аскинская и Киндерлинская пещеры находятся на самых низких абсолютных отметках: 260 и 208 м соответственно. Аскинская пещера впервые исследована в 1902 г., а Киндерлинскую открыли в 1974 г. Пещерный лёд часто встречается в низкогорье средних широт, в основном, где среднегодовая температура воздуха составляет около 0°С (Kern et al., 2009), но с холодными зимами и специфическими условиями циркуляции воздуха в пещере. Лёд в пещерах имеет различный генезис: конжеляционный, сублимационный и осадочно-метаморфический. Источником пещерных льдов могут быть инфильтрационная вода, водяные пары и снег.

Конжеляционные льды характерны для пещер с суровым температурным режимом. Они делятся на наледи, к которым относятся покровы, сталактиты, сталагмиты, гребешки, каскады, драпировки и ансамбли – сочетания простых форм, а также льды, образовавшиеся из брызг воды – "экраны", "коры обледенения" на полу и стенах пещер. *Сублимационные льды* формируются при охлаждении воздуха в ветровых (динамических) пещерах. На поверхности охлажденных горных пород и на льду образуются такие сублимационные формы, как иней, изморозь, кристаллы. *Осадочно-метаморфические льды* формируются из снега, попадающего в пещеру. Скопления снега возникают только в подземных полостях с большими входами. Часто пещерный лёд образован не только снегом, но и смесью снега и талых вод, которые замерзают в порах снега и фирна.

Несмотря на поиски возможностей использования льда пещер как палеоклиматических архивов (Clausen et al., 2006; Bădăluţa et al., 2020), эти льды остаются малоизученным компонентом криосферы. Большинство современных исследований пещерного льда проводилось в нескольких областях Альп (Luetscher et al., 2007; May et al., 2011; Morard et al., 2010) и Карпат (Fórizs et al., 2004; Kern et al., 2010; Perşoiu, Pazdur, 2011). В исследованиях пещерного льда основное внимание сосредоточено на установлении источников питания, а также поисках связи изотопного состава кислорода/водорода льда с температурой воздуха (Kern et al., 2009). Показано, что зимние осадки вносят определяющий вклад в формирование льда в пещере Фокуль Виу, Румыния (Fórizs et al., 2004), Добшинской пещере в Словакии (Clausen et al., 2006), пещере Вукусич в Хорватии (Kern et al., 2010), пещере Винтер Вандефул, США (Munroe, 2021), а участие летних и среднегодовых осадков отмечено для ледяных пещер Скэришоара в Румынских горах (Perşoiu, Pazdur, 2011), Монлези в Швейцарии (Luetscher et al., 2007), Бортиг в Румынии (Kern et al., 2009), а также в верхних горизонтах льдов в пещере Мамутхеле в Австрии (Kern et al., 2011). Исследования пещеры Каверн де Люрс в Канаде (Lacelle et al., 2009) показали, что сезонный лёд на дне пещеры, как и сталактиты, и сталагмиты, сформирован из инфильтрационных вод, аккумулируемых в перекрывающих отложениях (эпикарстовой зоне).

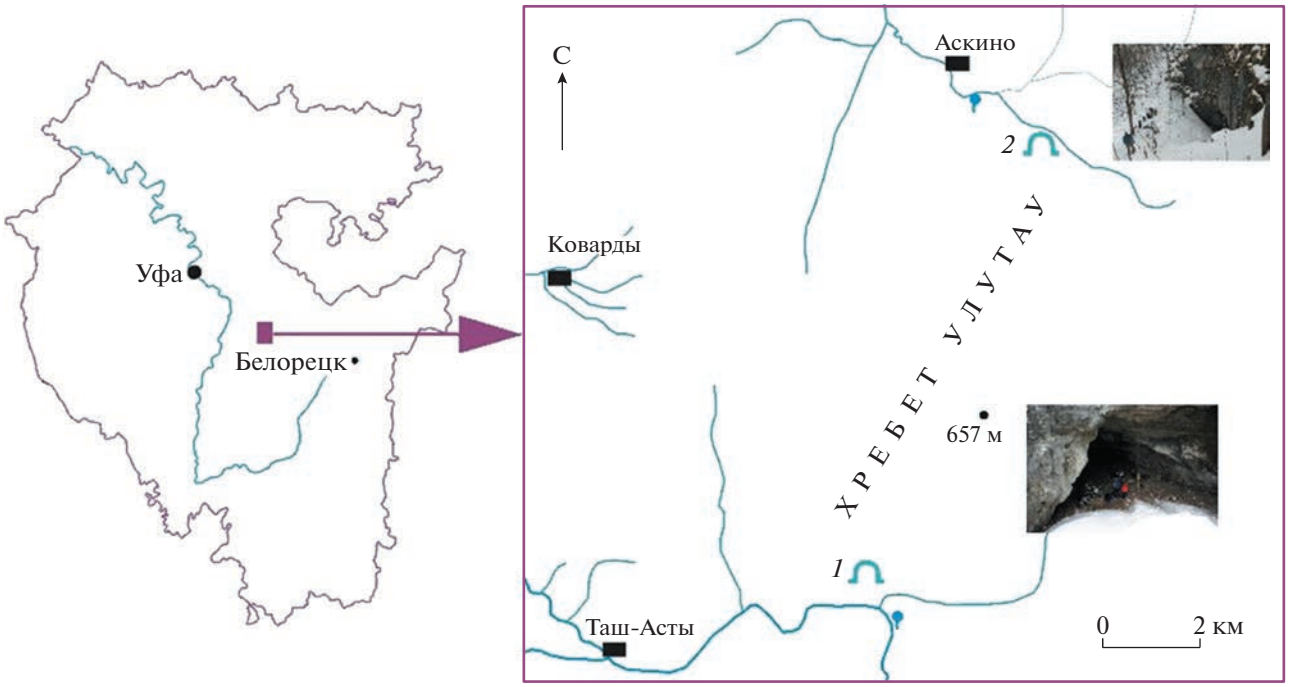

Рис. 1. Местоположение пещер: *1* – Киндерлинская, *2* – Аскинская.
Fig 1. Location of caves: *1* – Kinderlinskaya, *2* – Askinskaya.

Задача работы – установление механизмов образования многолетнего льда в Аскинской и Киндерлинской пещерах Южного Урала, а также источника вод и процессов, ответственных за формирование изотопных параметров пещерных льдов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследований. Аскинская (54°14′, с.ш., 56°54′ 10 в.д.) и Киндерлинская (54°9′ с.ш., 56°51′ в.д.) пещеры расположены в 100 км на юго-восток от города Уфа (Республика Башкортостан) в пределах горного хребта Улутау, максимальная абсолютная высота которого составляет 657 м (рис. 1). Аскинская пещера находится на высоте 60 м над руслом р. Каранъюрт, а Киндерлинская – на высоте 70 м над руслом р. Большая Киндерля. Таким образом, относительные превышения над уровнем дренирования у этих пещер различаются мало. Входы в пещеры расположены на верхних участках склонов речных долин. Вход в Аскинскую пещеру длиной более 20 м и высотой около 9 м обращен на северо-восток, а вход в Киндерлинскую имеет высоту 12 м и ширину около 7 м и выходит на юг. Обе пещеры расположены в отложениях известняков верхнего девона. Климат территории – континентальный: средняя годовая температура воздуха составляет 2.2°С при годовой амплитуде 36°С, в год выпадает 740–750 мм осадков, из которых около 30% приходится на холодный период года. В регионе формируется устойчивый снежный покров, толщина которого достигает 0.7–0.8 м. Для обеих пещер характерно широкое распространение таких снежно-ледовых образований как наледи-покровы, ледяные сталактиты, ледяные сталагмиты, ледяные кристаллы и снежники (Кудряшов, 1965; Vakhrushev, 1972; Соколов, 2008). Сезонные льды формируются около входов в подземные полости или в их внутренних частях под трещиноватыми или расположенными близко к дневной поверхности сводами, где летние температуры поднимаются выше 0°С. Многолетние льды приурочены к тем участкам пещер, где среднегодовые температуры отрицательны, а летние – близки к 0°С. Пещера Аскинская относится к статическому микроклиматическому типу (Luetscher, Jeannin, 2004; Trofimova, 2019). Это – одна из крупнейших на Южном Урале подземная полость мешкообразного типа с наледью. Площадь наледи около 5 тыс. м^2, толщина её изменяется от 60–62 см в центре зала до 2 м в его северо-западной части.

Киндерлинская пещера – крупнейшая по длине и амплитуде горизонтальная пещера Южного Урала. Многолетняя наледь расположена у основного входа, её длина составляет около 120 м при ширине 6–12 м, толщина льда изменяется от нескольких сантиметров у входа до 7–8 м в центральной части наледи. Сбоку от основной наледи опробован ледяной колодец, представляющий собой круто падающую вниз ледяную стенку.

С нижнего уровня пещеры этот колодец выглядит как подводная часть корабля, поэтому назван Летучий голландец.

Отбор образцов. В летний период 2019 г. в пещерах Аскинская и Киндерлинская ручным механическим ледовым буром ПИ-8 лёд пробурен до глубины 2 м. В Аскинской пещере бурение велось в северо-западной, наиболее мощной выровненной части наледного тела, в 25 м от входа в пещеру в несколько этапов. В Киндерлинской пещере бурение льда было организовано в районе плоской площадки, расположенной в середине уступа высотой около 4 м и в 30 м от входа. Ледяные керны разрезались на отдельные части длиной 20 см, которые упаковывались в двойные zip-пакеты. В стационарных условиях лёд расплавляли, отстаивали восемь часов, а затем талую воду переливали в стерильные пробирки объёмом 15 мл с завинчивающейся крышкой (производство компании Corning) и герметизировали парафиновой лентой.

Изотопный анализ кислорода и водорода. Определения изотопного состава кислорода и водорода в отобранных пробах были выполнены в Лаборатории геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Изотопный состав кислорода определяли методом изотопного уравновешивания в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) с использованием масс-спектрометра DELTA V+ (Thermo Co., Germany), совмещенного с GasBench-II периферией. Изотопный состав водорода измеряли методом разложения пробы на металлическом хроме с использованием периферии H/Device и масс-спектрометра DELTA-plus (Thermo Co., Germany). Все измеренные значения $\delta^{18}O$ и δD калибровались в шкале V–SMOWV–SLAP, точность измерений составила ±0.05 и ±0.3‰ соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для всех изученных образцов пещерного льда характерен узкий диапазон значений $\delta^{18}O$ и δD с незначительными вариациями относительно среднего значения: $\delta^{18}O = -12.14 \pm 0.25$ и $-12.5 \pm \pm 0.22$‰ (Аскинская пещера) и $\delta D = -89.1 \pm 1.8$ и -92.8 ± 1.5‰ (Киндерлинская пещера) (рис. 2, табл. 1). Близость изотопных параметров указывает на общий источник воды для формирования льда в этих пещерах. Кроме того, полученные составы близки к среднемноголетним среднегодовым значениям $\delta^{18}O$ и δD атмосферных осадков региона. Согласно данным многолетних наблюдений сети GNIP на ближайшей к району исследований метеостанции в городе Пермь (WMO code 2822500), среднегодовые значения $\delta^{18}O$ осадков для семи лет наблюдений варьировали от -10.84 до -14.48‰ при вариациях среднегодовых значений δD (для трёх лет наблюдений) от -87 до -96.6‰. Несмотря на ограниченное число данных, имеющихся в базе GNIP, они дают общее представление об изотопных параметрах средневзвешенных атмосферных осадков региона, что позволяет уверенно считать, что лёд данных пещер сформирован именно за счёт атмосферных осадков.

Таблица 1. Изотопные параметры ($\delta^{18}O$, δD и d_{exc}) пещерных льдов

Номер пробы	Глубина, см	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	d_{exc}, ‰
Аскинская пещера				
А–1	0–20	–12.27	–90.31	7.8
А–2	20–40	–12.13	–88.70	8.3
А–3	40–60	–12.42	–89.84	9.5
А–4	60–80	–12.19	–89.65	7.8
А–5	100–120	–12.63	–92.73	8.3
А–6	120–140	–11.42	–83.79	7.6
А–7	140–160	–11.75	–87.48	6.5
А–8	160–180	–12.27	–90.89	7.3
А–9	180–200	–12.18	–88.46	9.0
А–10	Сталагмит	–11.61	–85.57	7.3
А–11	Дождь	–5.07	–44.71	–4.2
Киндерлинска пещера				
К–1	0–20	–12.31	–90.79	7.7
К–2	20–40	–12.87	–93.75	9.2
К–3	40–60	–12.89	–95.74	7.4
К–4	60–80	–12.53	–93.08	7.1
К–5	80–100	–12.73	–94.28	7.6
К–6	100–120	–12.26	–90.60	7.5
К–7	120–140	–12.34	–91.22	7.5
К–8	140–160	–12.56	–93.52	7.0
К–9	160–180	–12.14	–91.21	5.9
К–10	180–200	–12.37	–93.59	5.4
К–11	Сталагмит	–11.26	–84.05	6.1
К–12	Дождь	–8.83	–59.81	10.8
К–13	Летучий голландец (в разных частях ледяной стенки)	–11.30	–84.67	5.7
К–14		–10.58	–77.88	6.7
К–15		–11.29	–83.72	6.6
К–16		–12.42	–91.65	7.8
К–17		–10.36	–81.69	1.2
К–19	Инфильтрат	–13.01	–95.78	8.3

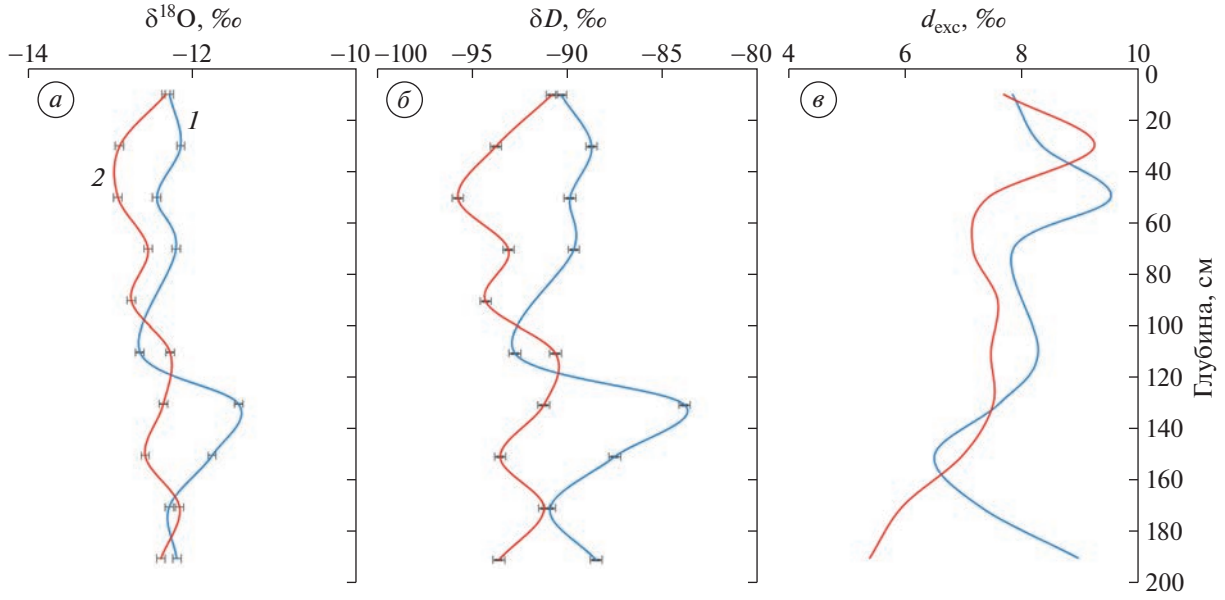

Рис. 2. Распределение значений: *а* – $\delta^{18}O$; *б* – δD; *в* – величины дейтериевого эксцесса (d_{exc}) льда по глубине; *1* – Аскинская пещера; *2* – Киндерлинская пещера.

Fig. 2. Distribution values: *а* – $\delta^{18}O$; *б* – δD; *в* – deuterium excess (d_{exc}) of ice over the depth; *1* – Askinskaya cave; *2* – Kinderlinskaya cave.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обоснование инфильтрационной природы источника пещерного льда. Величины $\delta^{18}O$ и δD льда Аскинской и Киндерлинской пещер соответствуют среднегодовым значениям $\delta^{18}O$ и δD осадков региона. К составу атмосферных осадков близки изотопные параметры инфильтрата, собранного в пещерах, который несет метку осредненных атмосферных осадков. Таким образом, как уже отмечалось, можно считать, что именно инфильтрующиеся атмосферные воды – источник льда в этих пещерах, а данный вид пещерного льда – классическая конжеляционная наледь. Отметим, что в изотопных параметрах пещерного льда не проявлены экстремальные сезонные сигналы атмосферных осадков. С ноября по март осадки в данном районе характеризуются следующими среднемесячными величинами: согласно OIPC (https://wateriso.utah.edu) $-\delta^{18}O = -15.5...-19.2‰$ и $\delta D = -111...-140‰$; согласно GNIP (https://nucleus.iaea.org/wiser) – $-16.6...-19.5‰$ и $-127.5...-141.6‰$ соответственно. Летние осадки имеют такие значения: согласно OIPC – $\delta^{18}O = -6.2...-9.2$ и $\delta D = -36...-65‰$; согласно GNIP $-7.76...-11.3‰$ и $-61...-72‰$ соответственно. Однако все измеренные величины $\delta^{18}O$ и δD пещерного льда варьируют в крайне узких пределах, что указывает на высокую степень гомогенизации изотопного сигнала атмосферных осадков и, следовательно, или на большой объём подземного резервуара, или на большое время пребывания вод в подземном коллекторе. Эти данные показывают, что зимний снег, попадающий в пещеры через большие открытые входы (например, в Киндерлинской, где наледь расположена непосредственно у входа), не участвует в образовании льда.

Формирование изотопных параметров льда. На конжеляционную природу изученных наледей указывают наклоны на δD–$\delta^{18}O$ диаграмме, характерные для льда обеих пещер (рис. 3). При конжеляционном льдообразовании объём воды ограничен, и система близка к закрытой, в которой величины $\delta^{18}O$ и δD образующегося льда описываются уравнением рэлеевского исчерпания (Souchez, Jouzel, 1984):

$$\delta_i = (\delta_0 + 1000) f^{(\alpha - 1)} - 1000,$$

где δ_i – значения $\delta^{18}O$ образованного льда; δ_0 – значения $\delta^{18}O$ начальной воды; f – доля остающейся воды; α – коэффициент фракционирования в системе вода–лёд.

При этом наклон линии на δD–$\delta^{18}O$ диаграмме будет меньше, чем при равновесном льдообразовании в открытой системе (Lacelle, 2011). Для замерзающего инфильтрата с изотопными параметрами $\delta^{18}O = -13$ и $\delta D = -76‰$ расчётный наклон линии в координатах δD–$\delta^{18}O$ составляет 6.6. Для Аскинской и Киндерлинской пещер составы льда лежат вдоль расчётной линии рэлеевского исчерпания при замерзании воды с изотопными параметрами инфильтрата (см. рис. 3).

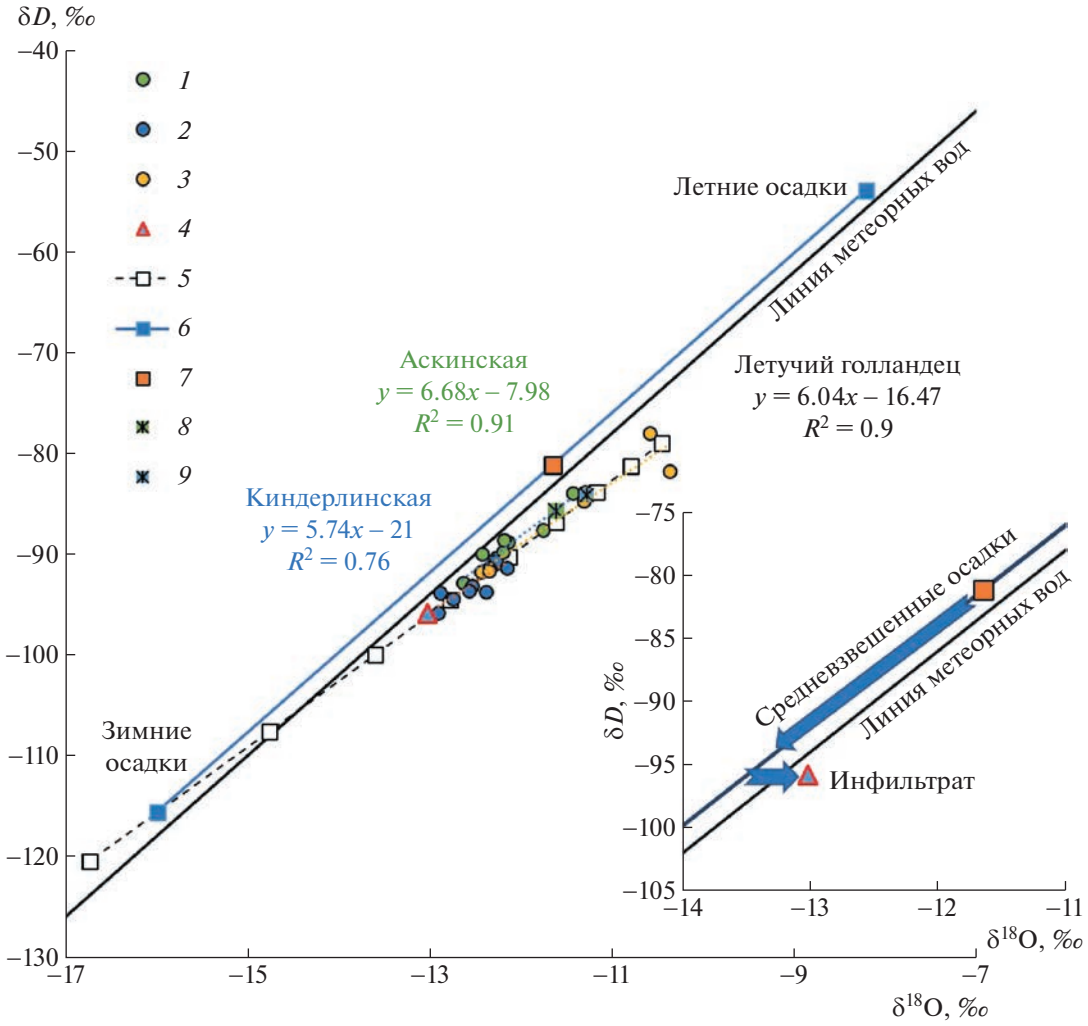

Рис. 3. Изотопные характеристики опробованных льдов и расчётные значения $\delta^{18}O$ и δD конжеляционного льда, кристаллизующегося из инфильтрата в закрытой системе: *1* – лёд Аскинской пещеры; *2* – лёд Киндерлинской пещеры; *3* – ледяной колодец Летучий голландец; *4* – инфильтрат; *5* – расчёт рэлеевской кристаллизации в закрытой системе; *6* – средневзвешенные осадки; *7* – среднегодовые осадки; *8* – ледяной сталагмит в Аскинской пещере; *9* – ледяной сталагмит в Киндерлинской пещере.

Fig. 3. Isotopic parameters of ice and the calculated $\delta^{18}O$ and δD values of congelation ice crystallizing from the infiltrate in a closed system: *1* – ice body of Askinskaya cave; *2* – ice body of Kindrelinskaya cave; *3* – ice well Flying Dutchman; *4* – infiltrate; *5* – calculation of Rayleigh crystallization in a closed system; *6* – mean weighted precipitation; *7* – mean annual precipitation; *8* – ice stalagmite in Askinskaya cave; *9* – ice stalagmite in the Kinderlinskaya cave.

Некоторые отклонения от расчётной линии связаны с разной мощностью слоя намерзающего льда за сезон (Lacelle et al., 2009) и разной скоростью льдообразования (Souchez et al., 1987; 2000). Например, для классической наледи в верховьях р. Фирт, Северный Юкон (Clark, Lauriol, 1997), установлено три цикла намерзания льда в закрытой системе и точно определены коэффициенты изотопного фракционирования вода–лёд. Для каждого цикла эти коэффициенты оказались разными, что авторы связали с разной скоростью и толщиной слоя промерзающей воды (Clark, Lauriol, 1997). Прямые наблюдения за порциями конжеляционного льда и остающейся водой в пещере Скэришоара (Румыния) позволили установить величины коэффициентов фракционирования вода–лёд (1.0018–1.0013 для изотопов кислорода и 1.008–1.013 для изотопов водорода, Persoiu et al., 2011), которые существенно ниже экспериментально определенных равновесных коэффициентов фракционирования – 1.0031 и 1.021 соответственно (Lehmann, Siegenthaler, 1991). Многолетние наледи в пещерах Киндерлинская и Аскинская, судя по небольшому диапазону величин $\delta^{18}O$ и δD, формировались за счёт прироста тонких слоев воды, промерзающих с высокой скоростью.

В Аскинской пещере эффекты конжеляционного льдообразования в закрытой системе ярко

выражены для льда ледяного колодца Летучий голландец. Для подобных ледяных структур характерно медленное образование льда в условиях, близких к реализации изотопного равновесия в системе вода–лёд. Для льда этого колодца наклон линии корреляции в координатах δD–$\delta^{18}O$ близок к теоретическому наклону рэлеевского исчерпания при замерзании инфильтрата с параметрами $\delta^{18}O = -13‰$ и $\delta D = -76‰$ (см. рис. 3). Изотопные характеристики двух сталагмитов, опробованных в обеих пещерах, лежат в области тренда рэлеевского исчерпания и представляют собой первые порции замерзающего инфильтрата: инфильтрационные воды попадают на поверхность наледи, стекая по поверхности сталагмитов, где формируются тонкие слои льда, а оставшаяся вода капает вниз и замерзает, образуя наледь.

Формирование изотопных характеристик воды инфильтрата. Как уже отмечалось, изотопные характеристики изученного пещерного льда указывают на его инфильтрационное происхождение. Изотопный состав инфильтрата, изученного нами, отвечает среднегодовым значениям осадков δD и $\delta^{18}O$, указывая на усреднение воды атмосферных осадков в порово-трещинном пространстве пород-коллекторов. Однако изотопные параметры осредненных (средневзвешенных) атмосферных осадков региона ($\delta^{18}O = -11.6$ и δD −81.1‰) отличаются от состава инфильтрата ($\delta^{18}O = -13$ и $\delta D = -76‰$). Для оценки средневзвешенных изотопных параметров атмосферных осадков региона применен онлайн OIPC-калькулятор (https://wateriso.utah.edu), позволивший рассчитать среднемесячные величины $\delta^{18}O$ и δD осадков для координат и абсолютных высот каждой из пещер с учетом количества выпадающих осадков за последние пять лет по данным ближайшей метеостанции (город Стерлитамак).

Координаты точки инфильтрата на δD–$\delta^{18}O$ изотопной диаграмме не соответствуют точке среднегодовых средневзвешенных атмосферных осадков и не лежат на линии смещения летних и зимних осадков. Инфильтрат имеет более низкие величины $\delta^{18}O$ и δD по сравнению со среднегодовыми атмосферными осадками. Это указывает на превалирование в составе инфильтрата атмосферных осадков зимнего периода. Согласно расчету по OIPC-калькулятору, изотопные параметры зимних (ноябрь–апрель) осадков составляют $\delta^{18}O = -16$ и $\delta D = -115.5‰$, а летних – $\delta^{18}O = -8.2$ и $\delta D = -53.8‰$ (май–октябрь). Согласно изотопному балансу, состав инфильтрата соответствует вкладу 68% осадков зимнего периода и 32% летнего. Расчёт проведен по величине δD, которая ведет себя нейтрально при взаимодействии вода–порода. Полученное соотношение 2:1 показывает, что подземный коллектор пополняется в большей степени за счёт талых снеговых вод, чем за счёт летних осадков. К похожему результату привело изучение изотопного состава кислорода сталагмитов Киндерлинской пещеры (Baker et al., 2017). Действительно, летние атмосферные осадки в зоне континентального климата существенно подвержены испарению и попадают в подземные коллектора лишь частично.

Проведенный балансовый расчёт позволяет объяснить отклонение состава инфильтрата от точки среднегодовых осадков, но он не объясняет того факта, что точка состава инфильтрата не лежит на линии атмосферных осадков региона и отклоняется от нее вправо, в сторону возрастания величины $\delta^{18}O$ на 0.5‰ (см. рис. 3). Вероятно, это связано с проявлением эффекта взаимодействия инфильтрационных вод с материалом вмещающих пород-коллекторов. Данный процесс часто выражен в районах карбонатного карста, к которому принадлежат обе пещеры. Как в Аскинской, так и в Киндерлинской пещерах отмечалось присутствие криогенного кальцита и криогенной муки на поверхности льда (Кадебская, 2016), что указывает на участие окружающих карбонатных пород в формировании солевого состава инфильтрационных вод в этих пещерах. С таким выводом согласуется и длительное время пребывания воды в закарстованных породах, приводящее к эффективной гомогенизации изотопного сигнала атмосферных осадков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Лёд Аскинской и Киндерлинской пещер характеризуется узким диапазоном значений $\delta^{18}O$ и δD с очень незначительными их вариациями по глубине: −11.42...−12.89‰ и −83.8...−95.7‰ соответственно. Инфильтрат, опробованный в Киндерлинской пещере, близок по составу к данному диапазону ($\delta^{18}O = -13$, $\delta D = -76‰$). Как для Аскинской, так и для Киндерлинской пещер составы льда лежат вдоль расчётной линии рэлеевского исчерпания в закрытой системе при замерзании воды с изотопными параметрами данного инфильтрата. Таким образом, инфильтрационное происхождение льдов Киндерлинской и Аскинской пещер можно считать доказанным. Многолетние наледи в этих двух пещерах, судя по небольшому диапазону величин $\delta^{18}O$ и δD, формировались за счёт прироста тонких слоев воды, промерзающих с высокой скоростью. Изотопные параметры льда колодца Летучий голландец ($\delta^{18}O = -10.36...-12.42‰$; $\delta D = -77.9...-91.6‰$) наиболее полно соответствуют модели изотопного рэлеевского исчерпания, характерного для образования льда в закрытой системе. Это свидетельствует о медленном образовании льда в условиях, близких к реализации изотопного равновесия в системе вода–лёд.

Изотопные характеристики инфильтрационных вод, поступающих в пещеры, указывают на высокую степень осреднения изотопного сигнала атмосферных осадков в порово-трещинном пространстве пород. В составе инфильтрата преобладают осадки зимнего сезона: соотношение зимних и летних осадков составляет около 2:1. Кроме того, в изотопных характеристиках инфильтрата прослеживается влияние процессов взаимодействия с карбонатным материалом пород-коллекторов, что приводит к изотопно-кислородному сдвигу от состава локальных атмосферных осадков на 0.5‰. Это наблюдение служит дополнительным аргументом в пользу длительного пребывания инфильтрационных вод в порово-трещинном пространстве пород-коллекторов до момента их разгрузки в виде пещерного инфильтрата. Инфильтрационный тип питания пещерных льдов, а также свидетельства длительного осреднения изотопного сигнала атмосферных осадков исключают возможность использования пещерных льдов в качестве климатического (палео)архива.

Благодарности. Работы выполнены в рамках государственного задания ИГЕМ РАН и государственного задания Института географии РАН (№ 0148–2019–0005).

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of the State Assignment of the IGEM RAS and the State Assignment of the Institute of Geography RAS (№ 0148–2019–0005).

Citation: Chizhova Ju.N., Trofimova E.V., Dubinina E.O., Kossova S.A. Investigation of isotopes of ice in the Askinskaya and Kinderlinskaya caves (Southern Urals). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (1): 85–92 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010064

Investigation of Isotopes of Ice in the Askinskaya and Kinderlinskaya Caves (Southern Urals)

Ju. N. Chizhova[a,#], E. V. Trofimova, E. O. Dubinina[a], and S. A. Kossova[a]

[a] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

[#] *e-mail: eacentr@yandex.ru*

The aim of this work was to determine mechanisms of formation of perennial ice in caves of the Southern Urals, as well as to find sources of water and processes responsible for the formation of isotopic parameters of the cave ice. Isotopes $\delta^{18}O$ and δD were investigated. The caves Askinskaya and Kinderlinskaya are the most famous ones in the Southern Urals located at the lowest levels a.s.l. (260 and 208 m, respectively). In the summer of 2019, samples of perennial ice and infiltration water were taken in both caves. Ices of the Askinskaya and Kinderlinskaya caves are characterized by a narrow range of $\delta^{18}O$ and δD values with very slight variations in depth: −11.42...−12.89‰ and −83.8...−95.7‰, respectively. Values the isotopes in the infiltration water sampled in the Kinderlinskaya cave are: $\delta^{18}O = -13$ and $\delta D = -76$‰. For both Askinskaya and Kinderlinskaya caves, the isotopic parameters of ice correspond to the calculated line of Rayleigh crystallization in a closed system when water with the isotopes freezes. The narrow range of values $\delta^{18}O$ and δD suggests that aufeises (naleds) existing in caves for many years are the congelation (hydrogenic) ice formed by the growth of thin water layers freezing through at a high rates. Infiltration waters are formed mainly due to the precipitation of the winter seasons. The ratio between winter and summer precipitation is about 2:1. The infiltration type of the cave ice alimentation as well as evidence of long time of averaging of the isotopic signal in the atmospheric precipitation do not allow to use the cave ices as a climatic (paleo)archive.

Keywords: stable isotopes of oxygen and hydrogen, cave ice, infiltration waters, Southern Urals

REFERENCES

Badaluta C.A., *Persoiu A.*, *Ionita M.*, *Piotrowska N.* Stable isotopes in cave ice suggest summer temperatures in east-central Europe are linked to Atlantic Multidecadal Oscillation variability. Climate of the Past. 2020, 16: 2445–2458.

Baker J.L., *Lachniet M.S.*, *Chervyatsova O.*, *Asmerom Y.*, *Polyak V.J.* Holocene warming in western continental Eurasia driven by glacial retreat and greenhouse forcing. Nature Geoscience. 2017, 10 (6): 430–435.

Clark I., *Lauriol B.* Aufeis of the Firth River Basin, Northern Yukon, Canada: Insights into Permafrost Hydrogeology and Karst. Arctic and Alpine Research. 1997, 29 (3): 240–252.

Clausen H., *Varna K.*, *Hansen S.*, *Larsen L.*, *Baker J.*, *Sigaard-Andersen M.-L.*, *Sjolte J.*, *Landholm S.* Continental ice body in Dobşina Ice Cave – results of chemical and isotopic study. Proc. of the 2nd Intern. Workshop on Ice Caves. Demanovska Dolina. 2006: 29–37.

Fórizs I., *Kern Z.*, *Szántó S.*, *Nagy B.*, *Palcsu L.*, *Molnár M.* Environmental isotope study on perennial ice in the

Focul Viu Ice Cave, Bihor Mountains, Romania. Theoretical and Applied Karstology. 2004, 17: 61–69.

Kern Z., Bočić N., Horvatinčić N., Fórizs I., Nagy B., László P. Palaeoenvironmental records from ice caves of Velebit Mountains – Ledena Pit and Vukušić Ice Cave, Croatia. The Cryosphere Discussions. 2010, 4: 1561–1591.

Kadebskaya O.I. Mineral'nyye i geokhimicheskiye indikatory prirodnykh protsessov v podzemnykh karstovykh landshaftakh Urala. Dissertatsiya na soiskaniye uchenoy stepeni doktora geograficheskikh nauk. Mineral and geochemical indicators of natural processes in the underground karst landscapes of the Urals. Dissertation for the degree of Doctor of Geographical Sciences. Perm, Perm. state nat. research university, 2016: 295 p. [In Russian]

Кадебская О.И. Минеральные и геохимические индикаторы природных процессов в подземных карстовых ландшафтах Урала. Дис. на соиск. уч. степ. д-ра геогр. наук. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2016. 295 с.

Kern Z., *Fórizs I.*, *Pavuza R.*, *Molnár M.*, *Nagy B.* Isotope hydrological studies of the perennial ice deposits of Saarhalle, Mammuthöhle, Dachstein Mts, Austria. Journ. of Cryosphere. 2011, 5: 291–298.

Kern Z., *Fórizs I.*, *Perşoiu A.*, *Nagy B.* Stable isotope study of water sources and an ice core from Borţig Ice Cave (România). Data of glaciological studies. 2009, 107: 175–182.

Kudryashov I.K. Askinskaya ledyanaya peshchera. Askinskaya Ice Cave. Guide-book for Bashkiria. Ufa: Bashknigoizdat, 1965: 425–430 [In Russian].

Кудряшов И.К. Аскинская ледяная пещера // Путеводитель по Башкирии. Уфа: Башкнигоиздат, 1965. С. 425–430.

Lacelle D. On the delta O-18, delta D and D-excess Relations in Meteoric Precipitation and During Equilibrium Freezing: Theoretical Approach and Field Examples. Permafrost and Periglacial Processes. 2011, 22: 13–25.

Lacelle D., *Lauriol B.*, *Clark I.D.* Formation of seasonal cave ice and associated cryogenic carbonates in Caverne de l'Ours, Quebec, Canada. Kinetic isotope effects and pseudo-biogenic crystal structures. Journ. of Cave and Karst Studies. 2009, 71 (1): 48–62.

Lehmann M., *Siegenthaler U.* Equilibrium oxygen and hydrogen isotope fractionation between ice and water. Journ. of Glaciology. 1991, 37 (125): 23–26.

Luetscher M., *Bolius D.*, *Schwikowski M.*, *Schotterer U.*, *Smart P.* Comparison of techniques for dating of subsurface ice from Monlesi Ice Cave, Switzerland. Journ. of Glaciology. 2007, 53 (182): 374–384.

Luetscher M., *Jeannin P.Y.* A process-based classification of alpine ice caves. Theoretical and Applied kasrtology. 2004, 17: 5–10.

May B., *Spotl C.*, *Wagenbach D.*, *Dublyansky Y.*, *Liebl J.* First investigations of an ice core from Eisriesenwelt cave (Austria). The Cryosphere. 2011, 5: 81–93.

Morard S., *Bochud M.*, *Delaloye R.* Rapid changes of the ice mass configuration in the dynamic Diablotins ice cave – Fribourg Prealps, Switzerland. The Cryosphere Discussions. 2010, 4: 489–500.

Munroe J.S. First investigation of Perennial Ice in Winter Wonderful Cave, Uinta Mountains, Utah, USA. The Cryosphere. 2021, 15: 863–881.

Perşoiu A., *Onac B.P.*, *Wynn J.G.*, *Bojar A.V., Holmgren K.* Stable isotope behavior during cave ice formation by water freezing in Scărişoara Ice Cave, Romania. Journ. of Geophys. Research. 2011, 116: D02111.

Perşoiu A., *Pazdur A.* Ice genesis and its long-term dynamics in Scărişoara Ice Cave, Romania. Journ. of Geophys. Research. Atmos. 2011, 4: 1909–1929.

Souchez R., *Jouzel J.* On the isotopic composition in δD and $\delta^{18}O$ of water and ice during freezing. Journ. of Glaciology. 1984, 30 (106): 369–372.

Sokolov Yu.V. Led v peshcherakh Bashkortostana. Ice in caves of Bashkortosan. *Biologicheskoye raznoobraziye, speleologicheskiye ob''yekty i istoriko-kul'turnoye naslediye okhranyayemykh prirodnykh territoriy Respubliki Bashkortostan*. Biological diversity, speleological objects and historical-cultural heritage of the protected areas of the Republic Bashkortostan. V. 3. Ufa: Informreklama, 2008: 184–196 [In Russian].

Соколов Ю.В. Лёд в пещерах Башкортостана // Биологическое разнообразие, спелеологические объекты и историко-культурное наследие охраняемых природных территорий Республики Башкортостан. Вып. 3. Уфа: Информреклама, 2008. С. 184–196.

Souchez R., *Tison J.L.*, *Jouzel J.* Freezing rate determination by the isotopic composition of the ice. Geophys. Research Letter. 1987, 14: 599–602.

Souchez R., *Jouzel J.*, *Lorrain R.*, *Sleewaegen S.*, *Stiévenard M.*, *Verbeke V.* A kinetic isotope effect during ice formation by water freezing. Geophys. Research Letter. 2000, 27: 1923–1926.

Trofimova E.V. Ice caves of the Siberia: genesis and morphological features. Journ. of Environ. Earth Sci. 2019, 78 (3): 2134–2149

Vakhrushev G.V. Ice caves in carbonate rocks of Bashkiria. Caves. 1972: 12: 108–117.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 93–103

ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЯ

УДК 551.345:544.02

РЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДНЕЯНВАРСКОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ НА ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЧУКОТКИ

© 2023 г. Н. А. Буданцева[1,*], А. А. Маслаков[1], Ю. К. Васильчук[1], А. К. Васильчук[1], Л. П. Кузякин[1]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

**e-mail: nadin.budanceva@mail.ru*

Поступила в редакцию 19.07.2022 г.
После доработки 12.11.2022 г.
Принята к публикации 06.03.2023 г.

Формирование полигонального торфяника на поверхности третьей морской террасы в районе села Лорино на восточном побережье Чукотки началось в конце позднего дриаса и завершилось в начале голоцена. Среднеянварская температура воздуха в первой половине гренландского периода голоцена, реконструированная на основе данных изотопного состава повторно-жильных льдов, возраст которых не моложе 10–9 тыс. кал. лет назад, в среднем на 3°С ниже современной и варьировала от –23 до –27°С.

Ключевые слова: повторно-жильный лёд, восточная Чукотка, торфяники, изотопы кислорода, изотопы водорода, голоцен, палеотемпературные реконструкции, радиоуглеродный возраст

DOI: 10.31857/S2076673423010039, **EDN:** НХОРЕМ

ВВЕДЕНИЕ

Традиционно считается, что наиболее активное развитие торфяников в пределах криолитозоны связано со временем, называемым “голоценовый оптимум” или “термический максимум” и датируемым серединой голоцена. Это представление связано с хорошо изученными полигональными торфяниками Западной Сибири, где они, чаще всего, активно росли 5–9 тыс. лет назад (Vasil’chuk, Vasil’chuk, 2016). В ряде регионов активное накопление торфяников началось раньше, то есть 9–10 тыс. лет назад, как, например, случилось с древними аласными торфяниками в низовьях р. Колымы (Vasil’chuk, Budantseva, 2022). Чукотские полигональные торфяники изучаются сравнительно недавно, но уже первые результаты показали, что они нередко начинали формироваться более 10–11 тыс. лет назад (Романенко и др., 2011; Буданцева и др., 2020). Также есть данные о том, что на арктических островах: архипелаг Хайда Гуай в Британской Колумбии, Канада (Lacourse et al., 2012) и о. Свердрупа (Тарасов и др., 1995) полигональные торфяники начали формироваться в начале гренландского периода голоцена. Заметим, что это также районы, находившиеся в голоцене под влиянием морского климата.

Цель работы – определить время и особенности формирования торфяника с сингенетическими повторно-жильными льдами в районе села Лорино на восточном побережье Чукотки по результатам радиоуглеродного датирования торфа, а также оценить зимние температурные условия в течение формирования ледяных жил на основе данных изотопно-кислородного состава льда.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Село Лорино (65°30′00″ с.ш., 171°43′00″ з.д.) расположено на берегу Мечигменской губы Берингова моря, считается крупнейшим национальным селом на территории Чукотского полуострова (рис. 1). По данным ближайшей метеостанции в селе Уэлен, за период наблюдений 1929–2020 гг. среднегодовая температура воздуха варьировала от –4 до –6°С. Самый холодный месяц года – январь, среднемноголетнее значение среднеянварской температуры воздуха ($T_{ср.янв.}$) составляет –19.3°С, при этом $T_{ср.янв.}$ изменяется более чем на 20°С – от –6.5 до –29.2°С (http://meteo.ru/data/156-temperature).

Исследуемый район расположен в области сплошного распространения многолетнемёрзлых пород, талики встречаются только под крупными реками и озёрами. Широко распространён полигональный рельеф и связанные с ним повторно-жильные льды. Голоценовые повторно-жильные льды изучались в торфяниках близ села Лорино с 2015 по 2021 г.; исследованы также жилы в торфяниках сопряжённых районов восточной Чукотки на пойме оз. Коолень, в пределах морских террас

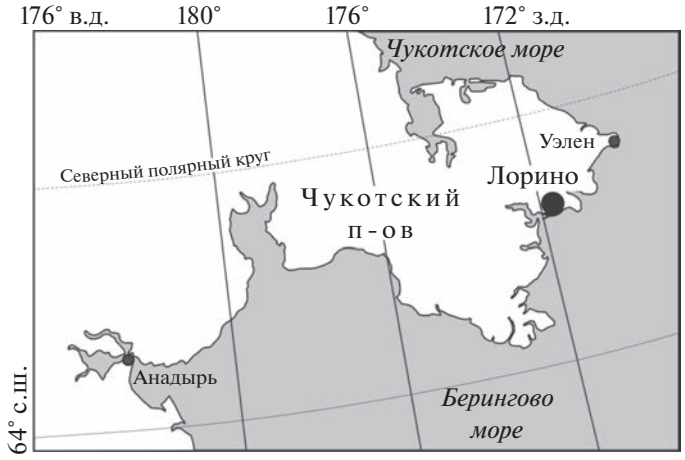

Рис. 1. Расположение села Лорино на восточном побережье Чукотки.
Fig. 1. Location of Lorino settlement on the eastern coast of Chukotka.

в районе г. Анадырь, сёл Лаврентия и Уэлен. Молодые жилки и ростки, внедряющиеся в жилы голоценового возраста, указывают на продолжающийся современный рост жил в данном регионе (Vasil'chuk et al., 2018; Буданцева и др., 2020).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Повторно-жильные льды, вскрытые в обнажениях торфяника в районе села Лорино, детально опробованы для определения изотопного состава кислорода и водорода. При хорошем вскрытии жил лёд из них отбирался как вдоль вертикального профиля в центре жилы, так и вдоль горизонтального профиля в верхней части жилы (рис. 2). Такой подход к отбору льда из жил позволяет получить наиболее полный диапазон изотопных значений, так как только при горизонтальном отборе не учитывается лёд из нижних фрагментов жил. Всего из жил отобрано 155 образцов льда. Лёд растапливался в полиэтиленовых пакетах при температуре не выше 20°С, затем вода переливалась в пластиковые флаконы, дополнительно крышка флакона обматывалась парафильмом для минимизации испарения. До изотопных определений флаконы с образцами хранились в холодильнике при температуре +3°С.

Определения изотопного состава кислорода и водорода во льду жил выполнялись в лаборатории стабильных изотопов географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на масс-спектрометре Delta–V Plus с применением комплекса газ-бенч. Для калибровки измерений были использованы международные стандарты V–SMOW, GRESP и SLAP. Погрешность определений составила ±1‰ для δ^2H и ±0.4‰ для $\delta^{18}O$. Значения $\delta^{18}O$ и δ^2H выражены в промилле относительно VSMOW. Дейтериевый эксцесс d_{exc} рассчитан по формуле В. Дансгора (Dansgaard, 1964): $d_{exc} = \delta^2H - 8\delta^{18}O$.

Для радиоуглеродного датирования отобраны образцы органики из вмещающего жилы торфа (11 образцов, см. рис. 2). Датирование образцов выполнено в Институте истории материальной культуры РАН (индекс Ле) и в ЦКП "Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии" Института географии РАН (индекс ИГАН). Калибровка датировок проведена с применением программы Oxcal 4.4 на основе базы данных IntCal20 (Bronk Ramsey, 2009; Reimer et al., 2020), даты приведены в виде тысяч калиброванных лет назад (тыс. кал. лет назад).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Голоценовые повторно-жильные льды в районе села Лорино описаны в обнажении останца третьей морской террасы высотой 22–25 м (см. рис. 2, *А*). В обнажениях, исследованных в 2015–2017 гг., жилы залегали в торфянике мощностью от 2 до 4 м, подстилаемом песками различной крупности с линзами и прослоями серых суглинков и супесей с включениями гальки. Ширина жил варьировала от 1.5 до 3.5 м (при нефронтальном вскрытии), высота – от 2 до 3 м (см. рис. 2, *Б*: *а–д*). Лёд жил вертикально-слоистый, с включениями пузырьков воздуха до 10 мм в диаметре. При фронтальном вскрытии жил отмечено изгибание слоёв вмещающего торфа вверх, что свидетельствует о сингенетическом росте жилы. Также в обнажении 2017 г. прослеживалась ярусность жил (см. рис. 2, *Б*: *д*), что указывает на их формирование одновременно с накоплением торфа. Над голоценовыми жилами в ряде случаев отме-

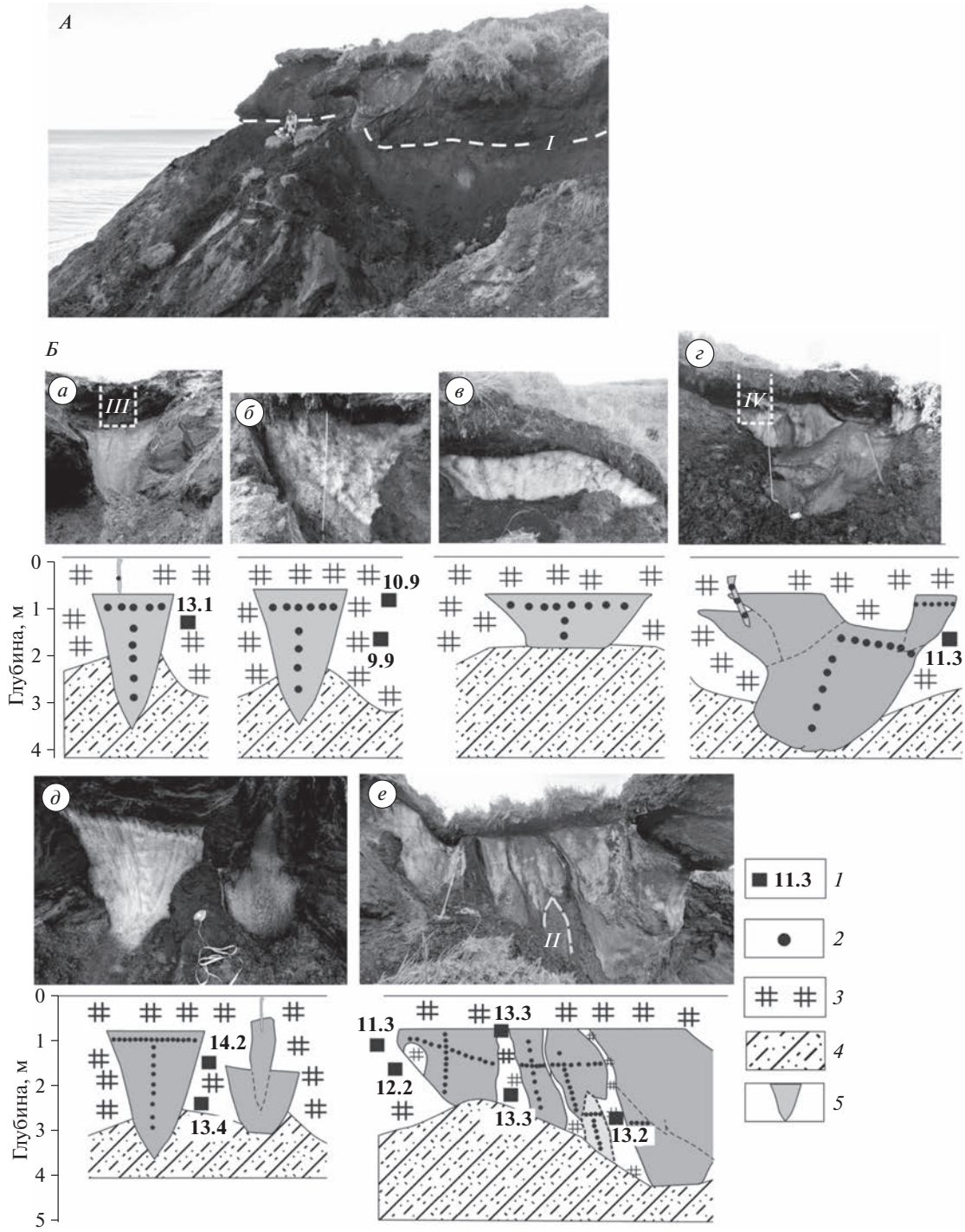

Рис. 2. Обнажение торфяника с повторно-жильными льдами в районе села Лорино (*А*) и фрагменты торфяника, исследованные в период с 2015 по 2021 г. (*Б*), ^{14}C датировки вмещающих жилы отложений (*1*) и схемы отбора жильного льда на изотопный анализ (*2*).

Фрагменты торфяника: *а–в* – исследованные в 2015 г. (ПЖЛ 1–3Л–15), *г* – исследованный в 2016 г. (ПЖЛ 4Л–16), *д* – исследованный в 2017 г. (ПЖЛ 5Л–17), *е* – исследованный в 2021 г. (ПЖЛ 6Л–21); *I* – нижняя граница торфяника, *II* – фрагмент позднеплейстоценовой жилы (ПЖЛ 7Л–21), *III* – современный жильный росток (ПЖЛ 8Л–15), *IV* – современный жильный росток (ПЖЛ 9Л–16); *3* – торф; *4* – пески с прослоями суглинков и супесей; *5* – повторно-жильные льды.

Fig. 2. Exposure of the peatland with ice wedges near Lorino settlement (*А*) and peatland fragments studied from 2015 to 2021 (*Б*), ^{14}C dates of enclosing sediments (*1*) and schemes of sampling of ice wedges for the stable isotope analysis (*2*).

Peatland fragments: *а–в* – studied in 2015 (ПЖЛ 1–3Л–15), *г* – studied in 2016 (ПЖЛ 4Л–16), *д* – studied in 2017 (ПЖЛ 5Л–17), *е* – studied in 2021 (ПЖЛ 6Л–21); *I* – the base of the peatland, *II* – fragment of the Late Pleistocene ice wedge (ПЖЛ 7Л–21), *III* – modern ice veinlet (ПЖЛ 8Л–15), *IV* – modern ice veinlet (ПЖЛ 9Л–16); *3* – peat; *4* – sand with layers of loam and sandy loam; *5* – ice wedges.

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст торфяника с ПЖЛ в районе села Лорино

Полевой номер фрагмента	Лабораторный номер образца*	Глубина отбора, м	^{14}C дата, лет назад	Среднее значение, калиброванные годы
ПЖЛ 1–3Л–15 (2015 г.)				
1Л-15	Ле – 11262	1.2	11 230 ± 100	13 140
2Л-15	Ле – 11260	0.9	9550 ± 170	10 870
	Ле – 11259	1.5	8800 ± 80	9850
ПЖЛ 4Л–16 (2016 г.)				
4Л-16	Ле – 11730	1.3	9860 ± 140	11 340
ПЖЛ 5Л–17 (2017 г.)				
5Л-17	Ле – 11722	1.6	12 180 ± 180	14 190
	Ле – 11723	2.5	11 530 ± 200	13 410
ПЖЛ 6Л–21(2021 г.)				
6Л-21	ИГАН – 9662	0.4	11 410 ± 100	13 290
	ИГАН – 9661	1.0	9870 ± 100	11 330
	ИГАН – 9660	1.5	10 320 ± 100	12 150
	ИГАН – 9659	2.1	11 450 ± 100	13 330
	ИГАН – 9663	2.5	11 250 ± 100	13 160

*Датировки получены в радиоуглеродных лабораториях: Ле – Институт истории материальной культуры РАН; ИГАН – ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН.

чены современные жильные ростки шириной до 10 см, высотой до 15 см (см. рис. 2, *Б*: *а, г*), которые формировались в течение последних 100–120 лет (Васильчук, 1992).

В 2021 г. вскрыто обнажение с ледяными жилами в приустьевой части крупного оврага. Ширина обнажения около 7.0 м, высота – 2.5 м. Скорее всего, в этом обнажении вскрыто пересечение двух жил (см. рис. 2, *Б*: *е*). Вмещающие отложения представлены торфом, с линзами серого суглинка, с сетчатой и редкошлировой криотекстурой. Жилы залегали на глубине около 0.5 м, непосредственно под сезонно-талым слоем. Лёд жил мутный, субвертикально слоистый за счёт прослоев пылеватого грунта, содержит пузырьки воздуха. Фрагменты жилы разделены субвертикальными прослоями торфа с включениями веток, корней и песка. Жилы голоценового возраста внедряются в более узкие жилы нижнего яруса, залегающие под торфяником; скорее всего, они позднеплейстоценовые.

Радиоуглеродное датирование, определение возраста отложений и повторно-жильных льдов. Все полученные радиоуглеродные датировки находятся в диапазоне от 9.85 до 14.2 тыс. кал. лет назад (табл. 1), что указывает на древний возраст торфяника и залегающих в них повторно-жильных льдов.

По фрагментам торфяника, вскрытым в 2015 г., получены датировки 9.85, 10.9 и 13.1 тыс. кал. лет. По торфу рядом с головой жилы в соседнем фрагменте торфяника, вскрытом годом позже, в 2016 г., получена датировка 11.3 тыс. кал. лет назад. Торф между двумя ледяными жилами во фрагменте торфяника, вскрытом в 2017 г. датирован 14.2 и 13.4 тыс. кал. лет назад, при этом более древняя датировка расположена примерно на 1 м выше более молодой. Детальнее всего датирован фрагмент обнажения торфяника, вскрытого в 2021 г. – по вмещающему ледяные жилы торфу получено 5 ^{14}C датировок от 11.3 до 13.3 тыс. кал. лет назад, при этом наиболее древние даты получены по вертикальным прослоям торфа, разделяющим фрагменты жилы (см. табл. 1).

Вариации стабильных изотопов кислорода и водорода в голоценовых и современных жилах. В каждом из изученных фрагментов торфяника для анализа стабильных изотопов опробовано от 1 до 3 ледяных жил (ПЖЛ).

Фрагмент ПЖЛ 1–3Л–15 (2015 г.). Исследованы три жилы, получены вариации значений $\delta^{18}O$ (табл. 2, рис. 3): в жиле 1Л–15 – от −15.9 до −16.9‰ вдоль горизонтальной оси и от −16.3 до −18.0‰ вдоль вертикальной оси; в жиле 2Л–15 – от −14.0 до −16.6‰ по горизонтали и от −15.6 до −16.3‰ – по вертикали, в жиле 3Л–15, скорее всего, нефронтально вскрытой, отмечены незначительные вариации от −16.2 до −17‰, что, скорее всего, указывает на то, что отобран лёд примерно одного возраста.

Фрагмент ПЖЛ 4Л–16 (2016 г.). Исследована одна жила, значения $\delta^{18}O$ варьировали от −14.2 до −17.9‰ по горизонтали и от −16.3 до −18.0‰ по

Таблица 2. Значения $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ и d_{exc} в голоценовых ПЖЛ, позднеплейстоценовых и современных ледяных жилках в районе села Лорино

Полевой номер фрагмента ПЖЛ	Число проб	$\frac{\delta^{18}O/\delta^{2}H}{d_{exc},‰}$		
		min	mid	max
ПЖЛ 1–3Л–15 (2015 г.)				
1Л – 15	10	–18.0	–16.7	–15.9
2Л – 15	10	–16.6	–15.5	–14.0
3Л – 15	10	–17.0	–16.4	–16.2
ПЖЛ 4Л–16 (2016 г.)				
4Л – 16	17	$\frac{-18.0/-139.9}{3.8}$	$\frac{-16.7/-125.1}{8.7}$	$\frac{-14.2/-105.4}{12.6}$
ПЖЛ 5Л–17 (2017 г.)				
5Л – 17	25	$\frac{-18.4/-135.7}{6.5}$	$\frac{-17.2/-126.4}{11.1}$	$\frac{-16.2/-118.4}{16.8}$
ПЖЛ 6Л-21(2021 г.), фрагмент голоценовой жилы				
6Л – 21	62	$\frac{-17.9/-134.7}{3.9}$	$\frac{-16.8/-125.6}{9}$	$\frac{-15.1/-106.9}{16.2}$
ПЖЛ 7Л-21 (2021 г.), фрагмент позднеплейстоценовой жилы				
7Л – 21	17	$\frac{-21.0/-155.9}{4.7}$	$\frac{-19.5/-145.6}{10.7}$	$\frac{-18.1/-133}{17.9}$
Современные ледяные жилы				
8Л – 15	1	–	–16.8	–
9Л – 16	3	$\frac{-13.2/-99.8}{5.4}$	$\frac{-13.1/-99}{5.7}$	$\frac{-12.9/-97.7}{6.3}$

вертикали; значения $\delta^{2}H$ варьировали от –105.4 до –139.9‰ (см. табл. 2, рис. 3).

Фрагмент ПЖЛ 5Л–17 (2017 г.). Исследована одна жила, получены вариации значений $\delta^{18}O$ от –15.5 до –18.0‰ вдоль горизонтального профиля и от –16.2 до –18.4‰ вдоль вертикального профиля; значения $\delta^{2}H$ варьировали от –118.4 до –135.7‰ (см. табл. 2, рис. 3).

Наибольший массив изотопных данных (62 определения) получен по нескольким фрагментам жил, вскрытых в 2021 г. (точка ПЖЛ 6Л–21), в которых выполнен отбор вдоль нескольких горизонтальных и вертикальных профилей. Значения $\delta^{18}O$ варьировали от –15.1 до –19.4‰ вдоль горизонтальных профилей и от –15.8 до –17.8‰ вдоль вертикальных профилей. Значения $\delta^{2}H$ варьировали от –106.9 до –134.7‰. В жиле, вскрытой под торфяником (ПЖЛ 7Л–21), отмечены более низкие значения $\delta^{18}O$ (в среднем ниже на 2–3‰) – от –19.1 до –20.2‰ по горизонтали и от –18.1 до –21.0‰ по вертикали; значения $\delta^{2}H$ варьировали от –133.0 до –155.9‰ (см. табл. 2, рис. 3).

Значения дейтериевого эксцесса во льду голоценовых жил варьируют в диапазоне от 3.8 до 17.9‰, однако бóльшая часть значений d_{exc} находится в диапазоне от 6 до 12‰.

По современным ледяным росткам получены в целом более высокие значения $\delta^{18}O$ – от –12.9 до –16.8‰. Сопоставление значений $\delta^{18}O$ по голоценовым жилам показывает, что диапазон значений в каждой из них не превышает 4‰, средние значения $\delta^{18}O$ по жилам отличаются не более чем на 2‰ (см. рис. 3, табл. 2).

Точки парных значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ по жилам расположены вблизи глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ) (рис. 4, *А*). Наклон линии соотношения $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ во льду жил варьирует от 6.1 до 8. По двум жилам получены наклоны линий соотношения $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$, равные 7.3 (для ПЖЛ 6Л–21; см. рис. 4, *В*) и 8 (для ПЖЛ 4Л–16; см. рис. 4, *Г*), что близко к ГЛМВ и говорит о хорошей сохранности изотопного сигнала зимних осадков в жильном льду и слабом влиянии процессов изотопного фракционирования. Для жилы фрагмента 5Л–17 получен наклон линии соотношения

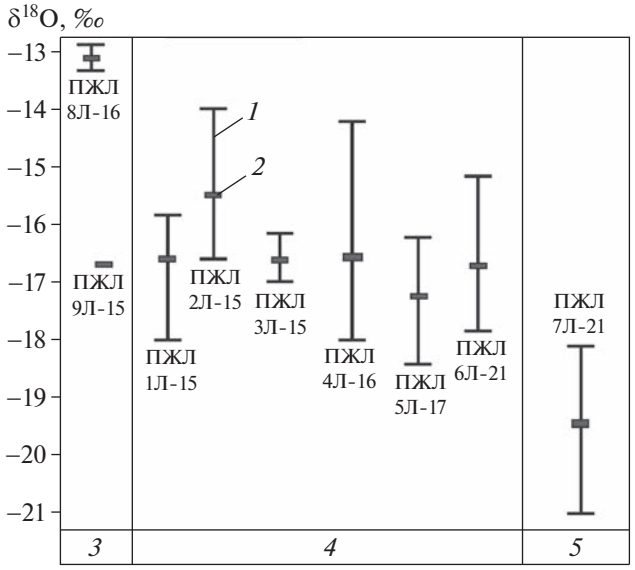

Рис. 3. Вариации значений $\delta^{18}O$ в ПЖЛ (*1* – диапазон, *2* – среднее значение) в современных ростках (*3*), в ледяных жилах, датированных раннегренландским периодом голоцена от 11.7 до 9.9 тыс. лет назад (*4*) и в позднеплейстоценовой жилы (*5*).

Fig. 3. Variations of $\delta^{18}O$ values in ice wedges (*1* – range, *2* – mean value) in modern ice veinlets (*3*), in ice wedges dated to early Greenlandian stage of the Holocene, from 11.7 to 9.9 ka BP (*4*) and in the Late Pleistocene ice wedges (*5*).

$\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$, равный 6.1 при коэффициенте линейной аппроксимации $R^2 = 0.7$ (см. рис. 4, *Б*). Возможно, в формировании этой жилы принимали участие воды сезонно-талого слоя, либо снег подвергался изотопному фракционированию в процессе испарения или заполнения морозобойных трещин.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Калиброванный радиоуглеродный возраст начала формирования торфяников на северо-востоке криолитозоны России. Полученный массив новых радиоуглеродных датировок по фрагментам торфяника в районе села Лорино указывает на начало накопления торфа в этом районе в конце позднего дриаса – наиболее древние датировки старше 13 тыс. кал. лет назад. Выраженной особенностью торфяника считаются инверсии ^{14}C датировок. Подобные инверсии отмечены ранее при датировании полигонального торфяника на побережье залива Онемен вблизи Анадыря, где в нижней части торфяника отмечены возрастные инверсии: над датировкой 8.9 тыс. кал. лет назад получены датировки 9.7 и 9.4 тыс. кал. лет назад (Буданцева, Васильчук, 2019). В целом переотложение органики в криолитозоне обычное явление, так как в синкриогенных толщах органика очень хорошо сохраняется и при их размыве выносится и переоткладывается в более молодые отложения. Поэтому в толщах с инверсиями ^{14}C датировок следует тщательно отбраковывать заведомо более древние образцы (запредельные датировки, которые обычно в полигонально-жильных комплексах получены по переотложенному материалу). Ближе всего к истинному времени седиментации и синкриогенного промерзания отложений в северных районах криолитозоны обычно будет самая молодая датировка из всей серии полученных из того или иного горизонта дат (Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2017).

На настоящий момент отсутствуют достаточные данные, чтобы оценить меру аллохтонности изученного торфяника, поскольку следы переотложения органических остатков отсутствуют, визуально остатки растений определяются как "*in situ*". Если допустить преимущественно автохтонный характер накопления лоринского торфяника и определить время его накопления приблизительно от 14 до 9.9 тыс. кал. лет назад, то для сравнения можно привести данные (как по сопредельным районам восточной Чукотки, так и по более отдаленным регионам) о начале накопления торфяников до официально принятого начала голоцена – 11.7 тыс. кал. лет назад – и об их активном формировании в первой половине гренландского периода голоцена. По торфянику на крайнем востоке Чукотки в районе селения Уэлен получены датировки 12–13 тыс. кал. лет назад (Романенко 2011; Буданцева и др., 2020); по торфянику в районе полярной станции Валькарай, расположенной на севере Чукотки, на побережье Восточно-Сибирского моря, получены датировки 11.77 и 10.94 тыс. лет назад. Столь раннее начало накопления торфа вступает в определенное противоречие с положением о том, что начало голоцена фиксируется началом аккумуляции торфяников, на это обратил внимание М.И. Нейштадт (1983).

Начало формирования торфяников ранее 11–12 тыс. лет назад в районах с морским климатом обусловлено тем, что похолодание позднего дриаса (определяемое приблизительно от 12.6 до 13 тыс. лет назад) присуще зимним сезонам и не проявилось в летние сезоны. Уже в течение этого периода происходило развитие болот, сопровождавшееся аккумуляцией торфа, а палинологические данные указывают на появление древесной растительности (Макеев и др., 1989; Микишин и др., 2010; Lozhkin et al., 2011).

П. Андерсон и А.В. Ложкин (1996) установили отсутствие признаков похолодания позднего дриаса в палиноспектрах осадков оз. Глухое близ Магадана. Первый максимум пыльцы березы, соответствующий переходу от плейстоценовых условий к голоценовым, датирован

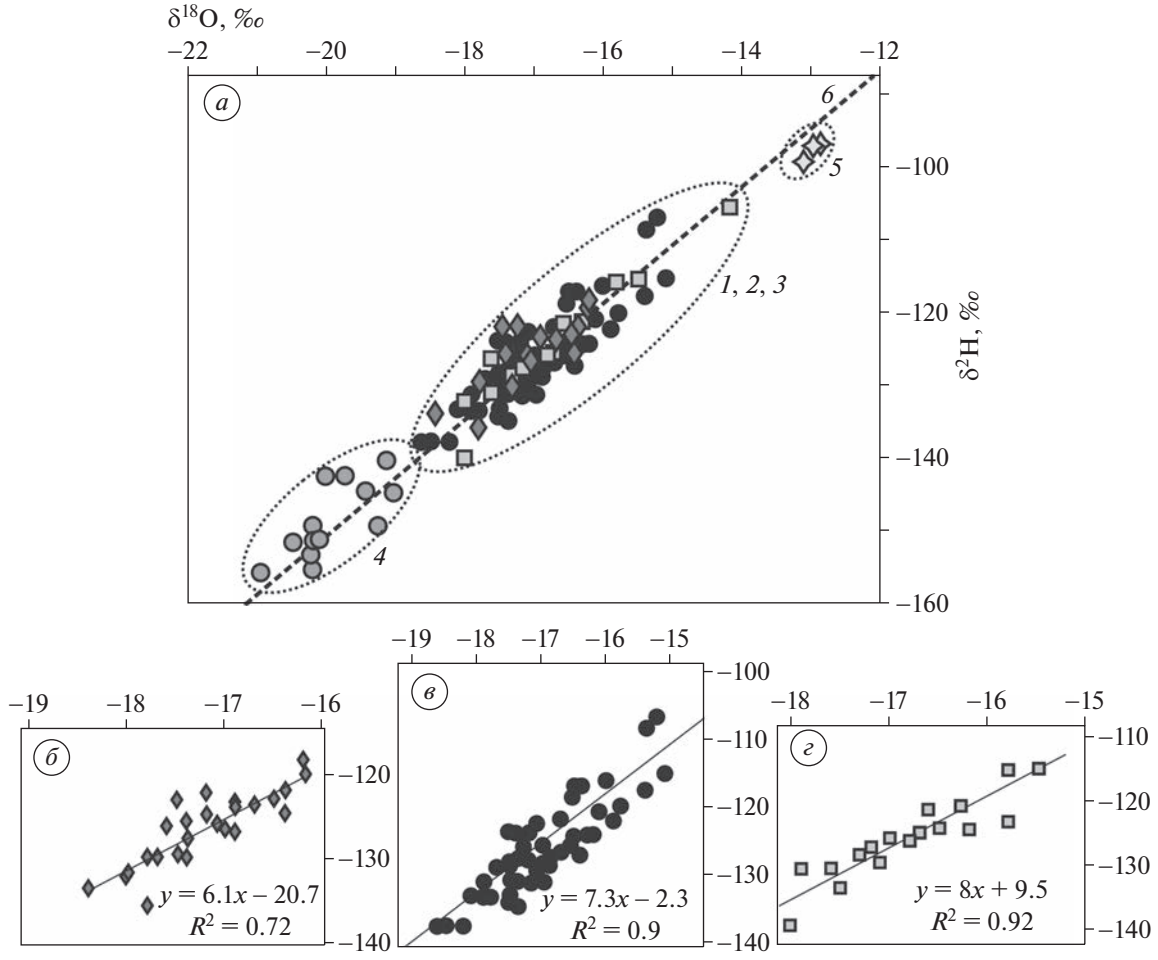

Рис. 4. *А* – соотношение значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ в голоценовых повторно-жильных льдах обнажений 4Л–16 (*1*), 5Л–17 (*2*), 6Л–21 (*3*), в позднеплейстоценовой ПЖЛ, фрагмент 7Л–21 (*4*) и современной жилке, фрагмент 9Л–16 (*5*) и расположение изотопных значений относительно глобальной линии метеорных вод (*6*); *Б–Г* – соотношение значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ в голоценовых повторно-жильных льдах и уравнения для линий наклона $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$: ПЖЛ 5Л–17 (*Б*), ПЖЛ 6Л–21 (*В*), ПЖЛ 4Л–16 (*Г*).

Fig. 4. *А* – ratio of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values in Holocene ice wedges (IW) of peatland fragments 4Л–16 (*1*), 5Л–17 (*2*), 6Л–21 (*3*), in Late Pleistocene IW of the fragment 7Л–21 (*4*) and modern ice veinlet IW in the fragment 8Л–16 (*5*) and location of isotope values relative to global meteoric water line (6); *Б–Г* – ratio of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values in the Holocene ice wedges and equations for ratio lines $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$: IW 5Л–17 (*Б*), IW 6Л–21 (*В*), IW 4Л–16 (*Г*).

ими 12450 ± 50 лет (МАГ-616), то есть 14960–14300 кал. лет назад. В других районах Дальнего Востока постледниковый термический максимум прослеживается примерно между 13 и 8.7 тыс. кал. лет назад, при этом похолодание позднего дриаса, судя по палинологическим данным, на севере Дальнего Востока также не отмечено. Возраст торфяных отложений указывает на то, что на Дальнем Востоке торф начал накапливаться в раннем голоцене (Lozhkin et al., 2011). Временные границы этого теплого интервала отличаются от других районов Сибири, где термический оптимум относится к периоду 10–4 тыс. кал. лет назад (MacDonanld et al., 2000).

Отсутствие признаков похолодания в позднем дриасе подтверждается также палинологическими данными по торфяникам Сахалина. Первое раннеголоценовое потепление климата, отвечающее аллереду, согласно модифицированной шкале периодизации голоцена Блитта–Сернандера–Нильсона, на о. Сахалин (Микишин и др., 2010) датировано 14–13 тыс. кал. лет назад по радиоуглеродным датировкам торфа в основании торфяников как в центральной части о. Сахалин, так и на побережьях. В этот период на о. Сахалин распространились лиственничные и лиственнично-березовые леса, потеснившие кедровый стланик, ольховник и кустарниковые виды берез. Впервые в составе голоценовых палиноспектров появи-

лась пыльца ели. Одновременно с формированием торфяников в регионе формировались почвы, датированные в интервале 13–12 тыс. кал. лет назад (Микишин и др., 2010).

На о. Котельный (75°24′ с.ш., 140°32′ в.д.) появление пыльцы древесных пород в позднеплейстоценовых террасовых отложениях в долине р. Балыктах до 40% от общего количества фиксируется около 14420 кал. лет назад (12320 ± 30 лет) после практически полного её отсутствия (Макеев и др., 1989, с. 63). На о. Свердрупа (74°30′ с.ш., 79°30′ в.д.) начало накопления торфяника датировано 11640 ± 40 лет (ГИН-7625) или 13500 кал. лет назад (Тарасов и др., 1995), то есть аккумуляция торфа началась в аллереде.

Поскольку древние датировки получены по торфяникам прибрежных районов и островов, можно предположить, что именно в условиях морского климата похолодание позднего дриаса не проявилось, и накопление торфа, начавшееся в аллереде, продолжилось в гренландский период голоцена. Однако зимние условия в позднем дриасе были более суровыми, чем в голоцене. На это может указывать более легкий изотопный состав сохранившегося фрагмента доголоценовой жилы в исследованном торфянике в районе села Лорино. Значения $\delta^{18}O$ в этом фрагменте варьируют от −18.5 до −21.0‰, что близко к значениям $\delta^{18}O$ (от −18.6 до −22.8‰) в позднеплейстоценовой жиле, исследованной в районе города Анадырь (Васильчук, 1992). Это может говорить о том, что зимние условия позднего дриаса близки к зимним условиям позднего плейстоцена.

Реконструкция среднеянварской температуры воздуха в районе села Лорино в раннем голоцене. Соотношение $\delta^{18}O$–$\delta^{2}H$ во льду жил, исследованных в обнажении торфяника вблизи села Лорино, показывает хорошую сохранность изотопного сигнала зимних осадков и позволяет применять значения $\delta^{18}O$ для палеотемпературных реконструкций.

Для расчёта приблизительной среднеянварской температуры воздуха применено уравнение зависимости, предложенное Ю.К. Васильчуком (Vasil'chuk,1991): $T_{ср.янв} = 1.5\delta^{18}O_{ПЖЛ} \pm 3°C$ (1), основанное на зависимости значений $\delta^{18}O$ во льду жил от среднеянварской температуры. Для района исследований показана корректность применения данной зависимости на основе сопоставления значений $\delta^{18}O$ в современных ледяных ростках (от −12.9 до −16.8‰) и значениях $T_{ср.янв.}$, фиксируемых на метеостанции селения Уэлен за последние 90 лет (от −6.5 до −29.2°C). Расчёт по уравнению (1) даёт значения $T_{ср.янв.}$ от −19.4 до −25.2°C, которые находятся внутри диапазона реальных значений $T_{ср.янв.}$ на метеостанции, а также позволяют говорить о том, что морозобойное растрескивание и рост ледяных жил происходит в более холодные зимы.

Учитывая, что основная часть значений $\delta^{18}O$ по исследованным жилам голоценового возраста находится в диапазоне от −15.5 до −18.0‰, расчёт по уравнению (1) показал, что среднеянварская температура воздуха в начале голоцена в районе села Лорино варьировала от −23.3 до −27°C. Более древние доголоценовые жилы (по одной из которых получены значения $\delta^{18}O$ от −18.1 до −21.0‰) формировались в условиях более суровых зим, когда среднеянварская температура воздуха изменялась от −27.2 до −31.5°C.

Возможно, в позднем плейстоцене и раннем голоцене более суровые зимние климатические условия на восточном побережье Чукотки обусловлены большей удаленностью от открытой акватории океана – источника влагонесущих масс. Косвенно на это могут указывать более высокие значения дейтериевого эксцесса во льду голоценовых жил и фрагмента позднеплейстоценовой жилы (средние значения d_{exc} = 8.7–11.1‰). В настоящее время влияние океанических воздушных масс в регионе более заметно: северный сектор Тихого океана обеспечивает от 40 до 60% осадков, выпадающих на востоке Чукотки в течение года, что объясняет и более низкие значения d_{exc} (от 4 до 6‰) в современных жилках в районе сел Лорино, Уэлен и города Анадырь (Vasil'chuk et al., 2018; Буданцева и др., 2020).

Для сравнения можно привести данные об изотопном составе голоценовых и современных жил, а также в снеге в более континентальном секторе Чукотки, в районе оз. Эльгыгытгын (Schwamborn et al., 2006). Жильный лёд здесь в целом изотопически более легкий: средние значения $\delta^{18}O$ в голоценовых жилах варьируют от −22.4 до −23.5‰, в современном жильном ростке значение $\delta^{18}O$ составляет −20.4‰; в жильном льду средние значения d_{exc} изменяются от 8.2 до 9.1‰; в современном снеге оно составляет 6.3‰. Низкие значения $\delta^{18}O$ и высокие – d_{exc} (по сравнению с прибрежными районами Чукотки) объясняются удаленностью от океана и более низкими зимними температурами воздуха.

ВЫВОДЫ

Зафиксировано раннее начало формирования полигонального торфяника близ села Лорино – ранее 12 тыс. кал. лет назад, что превышает принятый возраст нижней границы голоцена (11.7 тыс. кал. лет назад) и относится к концу позднего дриаса. Торфяник формировался между 14 и 9.9 тыс. кал. лет. Аккумуляция торфа происходила при активном привносе древнего органического материала, поступавшего в результате размыва насыщенных органикой более древних

отложений, располагавшихся гипсометрически выше.

Повторно-жильные льды в торфянике начали появляться в конце позднего дриаса, однако наиболее интенсивно жилы формировались в первой половине гренландского периода голоцена. Изотопный состав в сохранившемся фрагменте доголоценовой жилы заметно легче, чем в голоценовых повторно-жильных льдах, значения $\delta^{18}O$ в реликтовом фрагменте варьируют от −18.5 до −21‰.

Диапазон вариаций значений $\delta^{18}O$ во льду исследованных раннеголоценовых жил не превышает 3‰, а средние значения – от −15.5 до −18‰. Для современных ледяных жилок и ростков получены немного более высокие значения $\delta^{18}O$ – от −13.1 до −16.8‰, подтверждена корреляция изотопно-кислородного состава современных жилок со среднеянварской температурой воздуха. Приблизительная оценка палеотемпературного сигнала на основе полученных данных по значениям $\delta^{18}O$ в исследованных повторно-жильных льдах дает основание полагать, что среднеянварская температура воздуха в раннегренландский период голоцена варьировала от −23 до −27°С.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 20-05-00782, изотопные определения), в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды” и госбюджетной темы 1.4. “Антропогенная геохимическая трансформация компонентов ландшафтов”, № ЦИТИС 121051400083-1.

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant no. 20-05-00782, stable isotope analysis), the Development program of the Interdisciplinary Scientific and Educational School of M.V. Lomonosov Moscow State University “Future Planet and Global Environmental Change” and state budget theme 1.4. “Anthropogenic geochemical transformation of the components of landscapes” (Center for Information Technologies and Systems number 121051400083-1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андерсон П.М., Ложкин А.В. Изменение растительности и климата Северного Приохотья на границе плейстоцена и голоцена // Доклады Академии наук. 1996. Т. 348. № 3. С. 403–406.

Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К. Реконструкция зимней температуры воздуха в голоцене по стабильным изотопам из ледяных жил в районе города Анадырь // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 93–102. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-93-102

Буданцева Н.А., Маслаков А.А., Васильчук Ю.К., Баранская А.В., Белова Н.Г., Васильчук А.К., Романенко Ф.А. Реконструкция зимней температуры воздуха раннего и среднего голоцена по изотопному составу ледяных жил восточного побережья полуострова Дауркина // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 251–262. https://doi.org/10.31857/S2076673420020038

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): в 2 т. М.: изд. Отдел теоретических проблем РАН, МГУ, ПНИИИС, 1992. Т. 1. 420 с.; Т. 2. 264 с.

Макеев В.М., Арсланов Х.А., Барановская О.Ф., Космодамианский А.В., Пономарева Д.П., Тертычная Т.В. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельного // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1989. Вып. 58. С. 58–69.

Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г., Петренко Т.И. Ранний голоцен Сахалина // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. 2010. № 12. С. 432–437.

Нейштадт М.И. К вопросу о некоторых понятиях в разделении голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 2. С. 103–108.

Романенко Ф.А., Николаев В.И., Архипов В.В. Изменения изотопного состава природных льдов побережья Восточно-Сибирского моря: географический аспект // Лёд и Снег. 2011. № 1. С. 93–104.

Тарасов П.Е., Андреев А.А., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д. Палиностратиграфия верхнечетвертичных отложений острова Свердруп (Карское море) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1995. Т. 3. №. 2. С. 98–104.

Bronk Ramsey C. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates // Radiocarbon. 2009. V. 51. Is. 1. P. 337–360.

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. № 16. P. 436–468. https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x

Lacourse T., Delepine J.M., Hoffman E.H., Mathewes R.W. A 14000 year vegetation history of a hypermaritime island on the outer Pacific coast of Canada based on fossil pollen, spores and conifer stomata // Quaternary Research. 2012. V. 78. P. 572–582.

Lozhkin A.V., Anderson P.M., Vazhenina L.N. Younger Dryas and Early Holocene Peats from northern Far East Russia // Quaternary International. 2011. V. 237. Is. 1–2. P. 54–64. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.01.009

MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski C.V., Borisova O.K., Goleva A.A., Andreev A.A., Cwynar L.C., Riding R.T., Forman S.L., Edwards T.W.D., Aravena R., Hammarlund D., Szeicz J.M., Gattaulin V.N. Holocene Treeline History and Climate Change Across Northern Eurasia // Quaternary Research. 2000, 53 (3) 302–311. https://doi.org/10.1006/qres.1999.2123

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C.,

van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntge U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020, 62 (4): 725–757.
https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytgyn Impact Crater, NE Siberia // Quaternary Research. 2006. № 66. P. 259–272.
https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.06.007

Vasil'chuk Y.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // Water Resources. 1991. V. 17. № 6. P. 640–647.

Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A. Holocene ice wedges of the Kolyma Lowland and January paleotemperature reconstructions based on oxygen isotope records // Permafrost and Periglacial Processes. 2022. V. 33. Is. 1. P. 3–17.
https://doi.org/10.1002/ppp.2128

Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Farquharson L., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova J.N. Isotopic evidence for Holocene January air temperature variability on the East Chukotka Peninsula // Permafrost and Periglacial Processes. 2018. V. 29. № 4. P. 283–297.
https://doi.org/10.1002/ppp.1991

Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. Thick polygonal peatlands in continuous permafrost zone of West Siberia // Earth's Cryosphere. 2016, XX (4): 3–13.
https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-4(3-15)

Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. Validity of radiocarbon ages of Siberian yedoma // GeoRes. Journ. 2017. V. 13. P. 83–95.
https://doi.org/10.1016/j.grj.2017.02.004

Meteo Publications // Электронный ресурс. http://meteo.ru/data/156-temperature (Дата обращения: 20.09.2022).

Citation: Budantseva N.A., Maslakov A.A., Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Kuzyakin L.P. Reconstruction of the mean January air temperature in the Early Holocene on the eastern coast of Chukotka. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (1): 93–103 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010039

Reconstruction of the mean January Air Temperature in the Early Holocene on the Eastern Coast of Chukotka

N. A. Budantseva[a,#], A. A. Maslakov[a], Yu. K. Vasil'chuk[a], A. C. Vasil'chuk[a], and L. P. Kuzyakin[a]

[a] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[#] *e-mail: nadin.budanceva@mail.ru*

The investigation is concerned with the Early Holocene syngenetic massive wedge ice exposed in the outcrop of a polygonal peatland in the upper part of the third marine terrace near Lorino settlement on the eastern coast of Chukotka. Based on the obtained radiocarbon dates of peat, it was found that the formation of a peatland in the area began about 14–13 cal ka BP, at the end of the Younger Dryas, while the termination of the active stage of peat accumulation was dated to about 10–9 cal ka BP. The beginning of peat accumulation at the end of the Younger Dryas, earlier the officially accepted limit of the lower boundary of the Holocene (11.7 cal ka BP), and the termination of its formation by the middle of the Greenlandian Holocene period is not a rare phenomenon in Russian permafrost zone, although it is traditionally assumed that the most active formation of peatlands has been going on during the thermal maximum in the middle of the Holocene. The age inversions noted in the peat vertical profiles are the most likely indicative of the processes of re-deposition of ancient organic material due to erosion by water of the third marine terrace sediments and the separation of the allochthonous peat. During the period from 2015 to 2021, six fragments of peatland exposures with the ice wedges were studied. Analysis of the obtained data on the content of stable oxygen isotopes in the ice show that $\delta^{18}O$ values vary within the range from −15.5 to −18‰. These values are in good agreement with the data for Early Holocene ice wedges earlier obtained in other areas of the eastern coast of Chukotka (Anadyr town, Uelen settlement), where authors report the $\delta^{18}O$ values from −16 to −19.4‰. This suggests that the ice wedge growth as well as the peat accumulation were the most active in Early Holocene. The highest $\delta^{18}O$ values (from −13.1 to −16.8‰) were obtained for the modern ice veinlets. The ratio $\delta^{2}H$–$\delta^{18}O$ in the ice wedges, in general, is indicative of a good preservation of isotope signature of winter precipitation. It has been found that approximate mean January air temperature in the Early Greenlandian period varied from −23 to −27°C, which is, on average, 3°C below than the present-day ones.

Keywords: ice wedges, eastern Chukotka, peatlands, oxygen isotopes, hydrogen isotopes, Holocene, paleotemperature reconstructions, radiocarbon age

REFERENCES

Anderson P.M., Lozhkin A.V. Changes in the vegetation and climate of the Northern Okhotsk region at the boundary of the Pleistocene and Holocene. *Doklady Akademii Nauk SSSR.* Reports of the USSR Academy of Sciences. 1996, 348 (3): 403–406 [In Russian].

Budantseva N.A., Vasil'chuk Y.K. Winter air temperature in Holocene reconstructed from the ice wedges stable water isotopes near Anadyr town. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 93–102 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/20766734-2019-1-93-102

Budantseva N.A., Maslakov A.A., Vasil'chuk Yu.K., Baranskaya A.V., Belova N.G., Vasil'chuk A.C., Romanenko F.A. Winter air temperature in the early and middle Holocene on the eastern coast of Daurkin Peninsula, Chukotka, reconstructed from stable isotopes of ice wedges. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (2): 251–262 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673420020038

Vasil'chuk Y.K. Oxygen isotope composition of ground ice (application to paleogeocryological reconstructions). Moscow: Theoretical Problems Department Academy of Sciences and Lomonosov Moscow University Publications. 1992, 1: 420, 2: 264 [In Russian].

Makeev V.M., Arslanov H.A., Baranovskaya O.F., Kosmodamianskij A.V., Ponomareva D.P., Tertychnaya T.V. Stratigraphy, geochronology and paleogeography of the Late Pleistocene and Holocene of Kotelny Island. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period. 1989, 58: 58–69 [In Russian].

Mikishin Y.A., Gvozdeva I.G., Petrenko T.I. Early Holocene of Sakhalin. *Aktual'nye problemy gumanitarnyh i estestvennyh nauk*. Actual problems of humanities and natural sciences. 2010, 12: 432–437 [In Russian].

Neishtadt M.I. On the question of some concepts for the Holocene division. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Seriya geograficheskaya*. Proc. of Russian Academy of Sciences. Geographical series. 1983, 2: 103–108 [In Russian].

Romanenko F.A., Nikolaev V.I., Arkhipov V.V. Changes in the isotopic composition of natural ice on the East Siberian Sea coast: a geographical aspect. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 1: 93–104 [In Russian].

Tarasov P.E., Andreev A.A., Romanenko F.A., Sulerzhitsky L.D. Palinostratigraphy of upper quaternary deposits of Sverdrup Island (Kara Sea). *Stratigrafiya, geologicheskaya korrelyaciya*. Stratigraphy, geological correlation. 1995, 3 (2): 98–104 [In Russian].

Bronk Ramsey C. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. Radiocarbon. 2009, 51 (1): 337–360.

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus.* 1964, 16: 436–468. doi: 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x.

Lacourse T., Delepine J.M., Hoffman E.H., Mathewes R.W. A 14 000 year vegetation history of a hypermaritime island on the outer Pacific coast of Canada based on fossil pollen, spores and conifer stomata. *Quaternary Research*. 2012, 78: 572–582.

Lozhkin A.V., Anderson P.M., Vazhenina L.N. Younger Dryas and Early Holocene Peats from northern Far East Russia. *Quaternary International.* 2011, 237 (1–2): 54–64. 1 https://doi.org/0.1016/j.quaint.2011.01.009.

MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski C.V., Borisova O.K., Goleva A.A., Andreev A.A, Cwynar L.C., Riding R.T., Forman S.L., Edwards T.W.D., Aravena R., Hammarlund D., Szeicz J.M., Gattaulin V.N. Holocene Treeline History and Climate Change Across Northern Eurasia. *Quaternary Research.* 2000, 53 (3) 302–311. https://doi.org/10.1006/qres.1999.2123.

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntge U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon.* 2020, 62 (4): 725–757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41.

Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytgyn Impact Crater, NE Siberia. *Quaternary Research*. 2006, 66: 259–272. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.06.007.

Vasil'chuk Y.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone. *Water Resources.* 1991, 17 (6): 640–647.

Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A. Holocene ice wedges of the Kolyma Lowland and January paleotemperature reconstructions based on oxygen isotope records // Permafrost and Periglacial Processes. 2022, 33 (1): 3–17. https://doi.org/10.1002/ppp.2128.

Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Farquharson L., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova J.N. Isotopic evidence for Holocene January air temperature variability on the East Chukotka Peninsula. *Permafrost and Periglacial Processes.* 2018, 29 (4): 283–297. https://doi.org/10.1002/ppp.1991.

Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. Thick polygonal peatlands in continuous permafrost zone of West Siberia. *Earth's Cryosphere.* 2016, XX (4): 3–13. https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2016-4(3-15).

Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. Validity of radiocarbon ages of Siberian yedoma. *GeoRes. Journal.* 2017, 13: 83–95. https://doi.org/10.1016/j.grj.2017.02.004.

Meteo Publications. Электронный ресурс. http://meteo.ru/data/156-temperature (Last access: 20 September 2022).

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 104–115

МОРСКИЕ, РЕЧНЫЕ И ОЗЁРНЫЕ ЛЬДЫ

УДК 551.322 (282.256.341)

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГИДРОКРИОГЕННОЙ СИСТЕМЫ: СНЕГ НА ЛЬДУ–ЛЁД–ПОДЛЁДНАЯ ВОДА ОЗЕРА БАЙКАЛ

© 2023 г. И. Б. Воробьева[1,*], Н. В. Власова[1], И. А. Белозерцева[1]

[1] *Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия*

**e-mail: irina-vorobyeva@yandex.ru*

Поступила в редакцию 23.03.2022 г.
После доработки 27.10.2022 г.
Принята к публикации 06.03.2023 г.

Представлены результаты исследований гидрокриогенной системы: снег на льду–лёд–подлёдная вода, полученные в зимний период 2016/17 г. на акватории озера Байкал. Показаны особенности химического состава, распределение водородного показателя, минерализации, ионный состав и основные закономерности миграции макро- и микроэлементов гидрокриогенной системы снег на льду–лёд–подлёдная вода.

Ключевые слова: гидрокриогенная система, снег, лёд, подлёдная вода, ионный состав, коэффициент вовлечения, микроэлементы, коэффициент миграции, озеро Байкал

DOI: 10.31857/S2076673423010155, **EDN:** MAVNNX

ВВЕДЕНИЕ

Интенсивное рекреационное освоение территории озера Байкал в зимний и летний периоды и связанное с ним антропогенное воздействие на все компоненты ландшафта увеличили интерес учёных к проблеме рационального использования и сохранения. В настоящее время усиливается техногенный пресс на все компоненты ландшафтов Байкала, что определяет актуальность исследования химического состава снега в акватории озера, льда и подлёдной воды.

На Байкальской природной территории снежный покров находится 5–6 месяцев в году. Снежный покров является одним из компонентов окружающей среды, оказывающим непосредственное влияние на водный режим. Накопленные в виде снега атмосферные осадки питают поверхностные и грунтовые воды, режим которых в значительной мере зависит от распределения снежного покрова, его физических свойств и характера снеготаяния. Исследования Воейкова А.И. еще в 1885 г. показали, что снежный покров, являясь продуктом климата, сам становится мощным климатообразующим фактором.

С середины прошлого века, в связи с развитием промышленности и процессами урбанизации, большое внимание стали уделять экологической направленности в исследованиях снежного покрова, то есть снежный покров изучается, как депонирующая поверхность(Воейков, 1949; Прокачева, Усачев, 1989; Сает и др., 1990; Дончева, 1992 и др.). Снег захватывает загрязнения из атмосферы и откладывает их на земной поверхности на протяжении всего зимнего периода. В снежном покрове накапливаются естественные и техногенные компоненты. Исследования взаимодействия снежного покрова с другими компонентами и закономерности их взаимного влияния в настоящее время чрезвычайно актуальны как реакция на воздействие комплекса климатических и антропогенных факторов. Особенно важно понимание загрязненности снега в зоне влияния промышленных предприятий и населенных пунктов, что оказывает локальное воздействие на окружающую среду.

Исследования последних лет рассматривают различные компоненты – снежный и ледяной покровы, поверхностные воды – на отдельных территориях (Воропай, Власов, 2017; Карнаухова, 2018; Парадина и др., 2019; Блинов и др., 2019). Близкие по тематике работы проводились на морских льдах, минеральных озерах и ледниках (Немировская, 2004; Звалинский и др., 2016; Смахтин, 2018; Захарченко и др., 2020). Подход авторов отличается от общепринятого тем, что изучаемая гидрокриогенная система рассматривается как цельная система, в которой все компоненты изучаются единовременно.

Озеро Байкал расположено, в центре евроазиатского материка и является самым большим природным хранилищем пресной воды. Объём воды в Байкале около 23 тыс. км^3, что составляет 20% мировых и 90% российских запасов пресной воды. Ежегодно экосистема Байкала воспроизво-

дит около 60 км^3 прозрачной, насыщенной кислородом воды.

На протяжении десятилетий антропогенный пресс на водную часть экосистемы озера недопустимо высок. В 2015 г., по сравнению с 2014 г. количество загрязняющих веществ, поступивших на акваторию озера Байкал, увеличилось в Байкальске на 13%, на острове Ольхон и п. Хужир на 10% (Обзор состояния и загрязнения..., 2016). По данным Государственного доклада о состоянии и охране окружающей среды Иркутской области в 2016/17 г., общая масса загрязняющих веществ, поступивших в оз. Байкал, составила 362.47 т (в 2014 г. – 288.09 т, в 2015 г. – 360.91 т). В 2016 г. со сточными водами поступило больше, чем в 2015 г., сульфатов, хлоридов, взвешенных веществ, нитратов, нитритов, аммонийного азота, фосфатов. Хлорид- и сульфат-ионы и азот аммонийный возросли соответственно от 0.3 до 38%. Основные источники загрязнения – промышленные предприятия и населенные пункты на побережье, порты южной и северной частей озера, устьевые части рек Тыя, Кичера, Верхняя Ангара, Баргузин и Селенга.

Цель исследования – изучить современное состояние гидрокриогенной системы снег–лёд–подлёдная вода в акватории озера, показать закономерности миграции макро- и микроэлементов в гидрокриогенной системе в текущих условиях. Для достижения этой цели сформулированы следующие задачи: дать характеристику климатических условий формирования снежного покрова в зимний период 2016/17 г.; определить колебания величины pH и количество взвешенного вещества, минерализацию и ионный состав, содержание микроэлементов в гидрокриогенной системе: снег на льду–лёд–подлёдная вода; установить специфичность распределения веществ между льдом и подлёдной водой по коэффициенту вовлечения (Кв); представить по полученным результатам химический состав гидрокриогенной системы: снег на льду–лёд–подлёдная вода озера Байкал.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом детальных геохимических исследований послужила гидрокриогенная система: снег на льду–лёд–подлёдная вода в акватории озера (табл. 1). Ледяной покров на озере Байкал изучали с начала XX века (Шостакович, 1908; Сокольников, 1957; 1960; 1967; Шимараев, 1977). Ледостав на Байкале наступает гораздо позднее, чем на других водоемах. Причиной этого является колоссальная водная масса озера, требующая длительного периода для своего охлаждения, а также ветровая деятельность, которая преимущественно проявляется в осенне-зимний период. Формирование устойчивого ледяного покрова первоначально происходит в мелководных заливах и приурочено ко второй декаде ноября. В глубоководных частях северной и средней котловин озера ледостав наступает в первых числах января, а в южной котловине – 10–14 января. Толщина льда в день ледостава колеблется от 10 до 40 см, а затем быстро увеличивается, причем нарастание ледяного покрова на бесснежных участках происходит быстрее, так как теплопроводность льда на порядок выше теплопроводности снега. Максимальной мощности лёд достигает в конце марта, изменяясь по акватории Байкала в среднем от 70 до 115 см. Наименьшая толщина льда наблюдается на южном Байкале, где выпадает больше всего снега. На северном Байкале из-за более низких температур и на Малом Море из-за частого отсутствия снежного покрова толщина льда достигает максимальных значений (Беркин и др., 2009).

Образцы снега отбирались снегомером ВС-43 по всей толще с определением высоты и плотности (веса) для изучения распределения снежного покрова на территории исследования и определения запасов содержащейся в нём воды и взвешенных веществ. Пробы льда (верхняя часть, которая не соприкасается с подлёдной водой) отбирались на глубину 0–50 см; пробы подлёдной воды отбирались стеклянной бутылью и батометром.

Пробы переводили в талую воду при комнатной температуре. Время таяния снега при комнатной температуре составляет 6–12 часов, что соответствует “быстрому таянию”, применяемому в целях минимизации сорбции вещества пробы на стенках сосуда и уменьшению перехода взвешенных веществ в растворимые формы (Глазовский и др., 1983).

Исследование снега предполагает раздельный анализ снеговой воды и твёрдого осадка, который состоит из атмосферной пыли, осажденной на поверхность снежного покрова. Нерастворимая фаза выделяется путем фильтрации на беззольном фильтре (синяя лента); просушиванием при комнатной температуре, просеиванием для освобождения от посторонних примесей и взвешивания. Разница в массе фильтра до и после фильтрования характеризует массу пыли в пробе. Количество выпадающего со снегом твёрдого осадка характеризует запыленность территории, а фильтрат талого снега отражает степень загрязнения воздушного бассейна растворимыми формами элементов (Ажаев, 2007).

Химические анализы выполнены в лаборатории геохимии ландшафтов и географии почв и химико-аналитическом центре Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН по стандартным методикам. Величину pH, содержание фторидов, хлоридов, гидрокарбонатов, фосфатов, аммония, нитритов, взвешенных веществ в воде определяли в полевых условиях с помощью полевой ком-

Таблица 1. Местоположение и координаты станций отбора проб: снег на льду–лёд–подлёдная вода в акватории оз. Байкал

№ п/п	Местоположение	№ точки	Координаты
1	п. Листвянка, зал. Лиственничный	41	N 51°51′21.5″, E 104°51′35.1″
2	п. Большое Голоустное, мыс Ушканий	Г8	N 52°03′39.3″, E 105°28′22.8″
3	п. Бугульдейка	14–17	N 52°31′27.7″, E 106°02′19.4″
4	пр. Ольхонские Ворота	9–17	N 53°01′08.2″, E 106°54′02.7″
5	д. Сарма	12–17	N 53°05′30.1″, E 106°50′02.0″
6	Малое Море, 3 км севернее р. Курма	1–17	N 53°12′03.6″, E 107°00′14.8″
7	южнее с. Байкальское	26–17	N 55°18′16.3″, E 109°11′24.8″
8	г. Северобайкальск	36–17	N 55°37′38.2″, E 109°21′11.3″
9	о. Ярки, центральная часть	18–17	N 55°45′34.1″, E 109°42′07.2″
10	середина озера, напротив губы Давша	38–17	N 54°14′15.3″, E 109°25′03.6″
11	зал. Чивыркуйский	39–17	N 53°39′47.8″, E 109°00′38.5″
12	с. Максимиха	46–17	N 53°16′11.6″, E 108°43′39.3″
13	10 км севернее с. Горячинск	49–17	N 53°13′35.7″, E 108°30′19.6″
14	9 км южнее с. Турка	53–17	N 52°53′02.6″, E 108°06′46.3″
15	зал. Провал	55–17	N 52°20′40.2″, E 106°50′18.0″
16	с. Посольское	64–17	N 52°01′37.8″, E 106°10′57.4″
17	г. Бабушкин	67–17	N 51°43′15.3″, E 105°51′05.8″
18	п. Танхой	68–17	N 51°33′45.8″, E 105°08′21.3″
19	г. Байкальск	70–17	N 51°31′45.50″, E 104°09′01.35″

плексной химической лаборатории с дополнительным оборудованием (pH-метр, фотоколориметр и др.) непосредственно в день отбора проб по стандартным общепринятым методикам с учетом требований ГОСТов (Алекин и др., 1973: ГОСТ 17.1.5.05-85, 1986; ГОСТ 2874-82, 1995). Химические элементы определяли на приборе Optima 2000DV – оптическом эмиссионном спектрометре с индукционной плазмой и компьютерным управлением (фирма Perkin Elmer LLC, США), с чувствительностью от 0.001 до 50000 мг/дм^3 (для микро- и макроэлементов). Пробы воды для определения концентрации тяжёлых металлов консервировались соляной кислотой и хранились в стеклянной посуде не более 5 суток.

Коэффициент водной миграции рассчитывали по общеизвестной формуле, предложенной А.И. Перельманом (1999):

$$K_x = \frac{m_x \times 100}{a \times n_x},$$

где m_x – содержание элемента x в воде, мг/дм^3; n_x – содержание элемента x в породах, %; a – сумма минеральных веществ, растворенных в воде, мг/дм^3.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследования проведены в зимний период 2016/17 г. в первой декаде марта в период максимального снегонакопления и устойчивого ледяного покрова. По данным Доклада об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2017 г. этот год стал четвёртым среди самых тёплых с 1936 г. Экстремально тепло было в азиатской части России – восточнее Енисея повсеместно отмечались 95%-ные экстремумы; в целом по региону 2017 год, а также весенний сезон были рекордно тёплыми (аномалии +2.27°C и +3.69°C – исторические максимумы). Зимой 2016/17 г. отмечены аномалии (+3–5°C) в южных и центральных районах азиатской части России. Самым тёплым месяцем зимы был февраль, температуры выше нормы отмечены практически всюду, особенно в центре и на юге Восточной Сибири. В 2017 г. средняя годовая сумма осадков составила 111% нормы – вторая величина после рекордного 2013 г. на территории азиатской части России.

В январе–марте на территории северного и среднего побережья оз. Байкал, количество выпавших осадков было меньше нормы (30–70%), а в южной части осадки превысили средние многолетние значения в 1.5–2.5 раза. Толщина снежно-

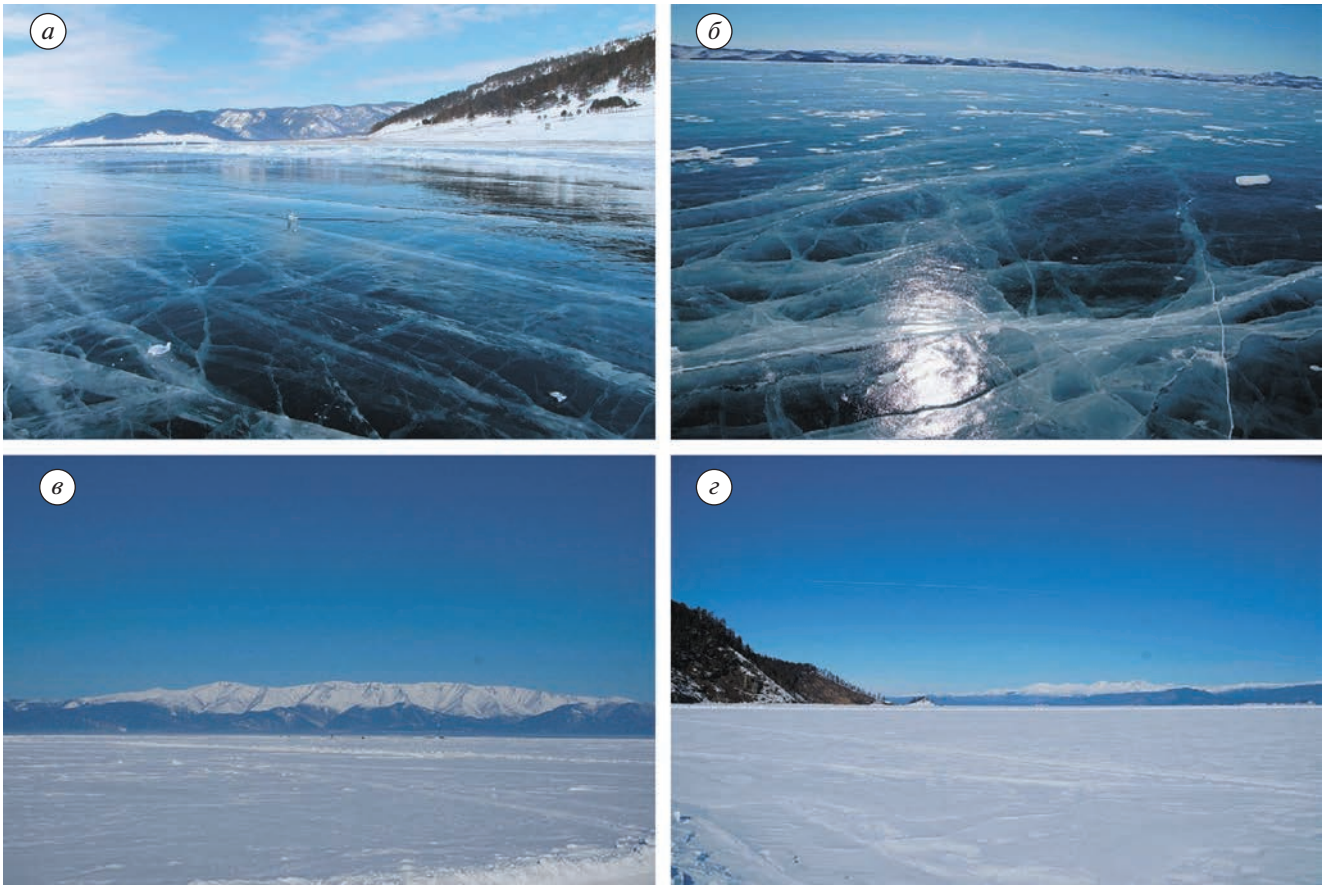

Рис. 1. Снежный покров на поверхности льда оз. Байкал, зима 2016/17 г.: *а* – поверхность льда у п. Большое Голоустное; *б* – лёд на Малом Море; *в* – северный Байкал у п. Нижненегарск; *г* – зал. Чивыркуйский. Фото И.Б. Воробьевой.
Fig. 1. Snow cover in the water area of Lake Baikal, winter 2016/17: *а* – ice surface near Bolshoye Goloustnoye settlement; *б* – ice on the Small Sea; *в* – northern Baikal near the settlement of Nizhnenyegarsk; *г* – Chivyrkuisky Bay. Photo by I.B. Vorobyeva.

го покрова достигла максимальных значений в середине февраля–начале марта: на большей части территории она составляла 30–50 см. Разрушение устойчивого снежного покрова произошло в конце марта–начале апреля, на бóльшей части территории на 7–15 дней раньше, а в западной и южной части – в сроки, близкие к обычным (Доклад "О состоянии озера Байкал...", 2018).

Сроки ледостава меняются по годам, колебания их достигают 40 дней. Например, на южном Байкале крайние даты замерзания приходятся на 18 декабря–1 февраля (Байкал, атлас, 1993). В зимний период 2016/17 г. процессы образования льда на Байкале замедлились из-за теплой погоды в декабре 2016 г. и первой декаде 2017 г.; лёд установился в южной части Байкала на 7–10 дней позже нормы, в средней части на 5–7 дней, а на севере – в сроки близкие к норме. Среднегодовая температура воздуха в 2016 г. на 1–2°С превысила многолетние значения из-за положительных температурных аномалий, отмечавшихся большую часть года, вследствие чего гигантская масса воды оз. Байкала долго сохраняла тепло, и замерзание сдвинулось на более поздние сроки (Доклад "О состоянии озера Байкал...", 2017).

Как показали полевые исследования, снежный покров в акватории озера был неоднороден, достигал разной высоты и плотности, а в некоторых районах полностью отсутствовал, например, в п. Бугульдейка и Большое Голоустное, а также на Малом Море (рис. 1). Там, где снежный покров присутствовал, его толщина колебалась от 5 до 11 см при среднем значении 7 см. Только в зал. Чивыркуйском толщина снега достигала 27–29 см. Плотность снега менялась от 0.45 до 0.82 г/см^3.

Величина pH и взвешенное вещество. Установлено, что концентрация ионов водорода в гидрокриогенной системе: снег на льду–лёд–подлёдная вода имела идентичный вид на всей акватории озера – минимальные значения pH в снегу, амплитуда колебаний от 5.59 до 7.39; средние во льду – 6.01–7.50, максимальные в подлёдной воде – 7.42–8.50 (рис. 2). Размах колебаний изменялся от максимального в снеге до минимального в воде –

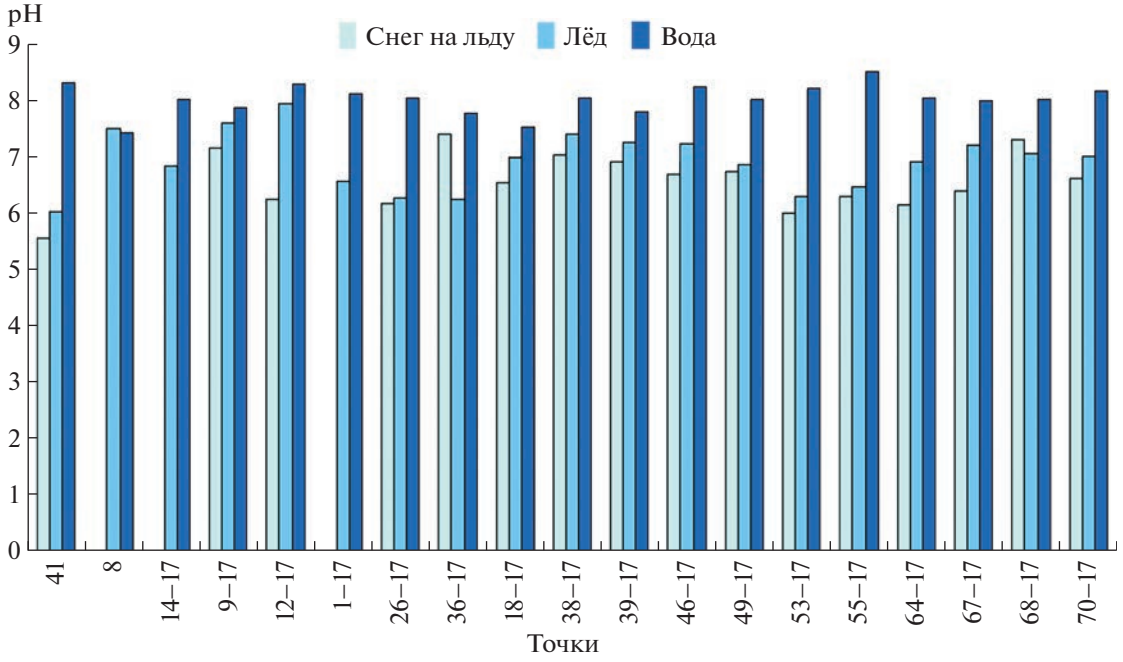

Рис. 2. Изменения величины pH гидрокриогенной системы: снег на льду–лёд–подлёдная вода. Точки с координатами обозначены в табл. 1.

Fig. 2. Changes in the pH value of the hydrocryogenic system: snow on ice–ice–ice water. Points with coordinates are indicated in Table 1.

1.8, 1.49 и 1.08 соответственно. В отдельных точках (36 и 68), напротив г. Северобайкальска и п. Танхой, значения pH в снегу достигали величин 7.39 и 7.30 – больше, чем во льду (6.25 и 7.06), что связано с влиянием населенных пунктов.

Взвешенные вещества в снежном покрове по всей акватории озера распределяются неравномерно. Наиболее высокие показатели отмечены около населенных пунктов – тт. 36, 67, 68 и 70 (1.0–9.5 г/м^2). На снежную и ледяную поверхность попадают продукты сжигания топлива от печного отопления в посёлках, а также частицы терригенных аэрозолей, которые поднимаются в атмосферу с земной поверхности ветром. В основном они представляют собой частицы почвы и песка. Подъем ветром подобных частиц наиболее интенсивен в зимний период на территориях, где почва не покрыта снегом – тт. 8, 9, 39, 55 (1.5–10.6 г/м^2).

Минерализация и ионный состав. По литературным данным установлено, что общая минерализация снега колеблется в пределах от 10 до 30 мг/дм^3. В образцах выявлены изменения минерализации талой снеговой воды от 11.41 до 36.89, при среднем значении 15.23 мг/дм^3. Максимальные концентрации обнаружены на акватории озера недалеко от центральной части о. Ярки – намывной песчаной косы, образованной выносами рек Кичера и Верхняя Ангара – т. 18 (36.89). С острова происходят надувы песка на снежную поверхность.

Минерализация льда изменяется от 3.36 до 23.97, при среднем значении 13.77 мг/дм^3. Минерализация подлёдной воды в среднем составляет 96.6 мг/дм^3. Максимальные значения выявлены в устьевой части р. Сармы (т. 12), зал. Чивыркуйском (т. 39) и Провал (т. 55) – 114.91, 111.1 и 204.98, мг/дм^3 соответственно (рис. 3). Для этих мест характерны маленькие глубины (1.5–8 м) и хорошее летнее прогревание с активизацией процессов минерализации.

Исследования показали, что концентрации химических элементов во льду в 7 раз ниже, чем в льдообразующей воде. К такому распределению приводит адсорбция, адсорбционная окклюзия, окклюзия льдообразующей воды, дифференциация ионов под влиянием электрических потенциалов. Основная масса вещества остается в жидкой фазе, концентрация веществ в которой по мере кристаллизации возрастает (Иванов, 1993, 1998).

При исследовании ионного состава льда и подлёдной воды зафиксирована высокая дифференциация между ледовой и жидкой фазой. Интенсивность вовлечения в лёд растворенных веществ вместе с льдообразующей водой характеризуется коэффициентом вовлечения ($K_в$) (Иванов, 1993). Этот коэффициент отражает специфичность распределения веществ между льдом и водой. Расчеты показали, что его величина изменя-

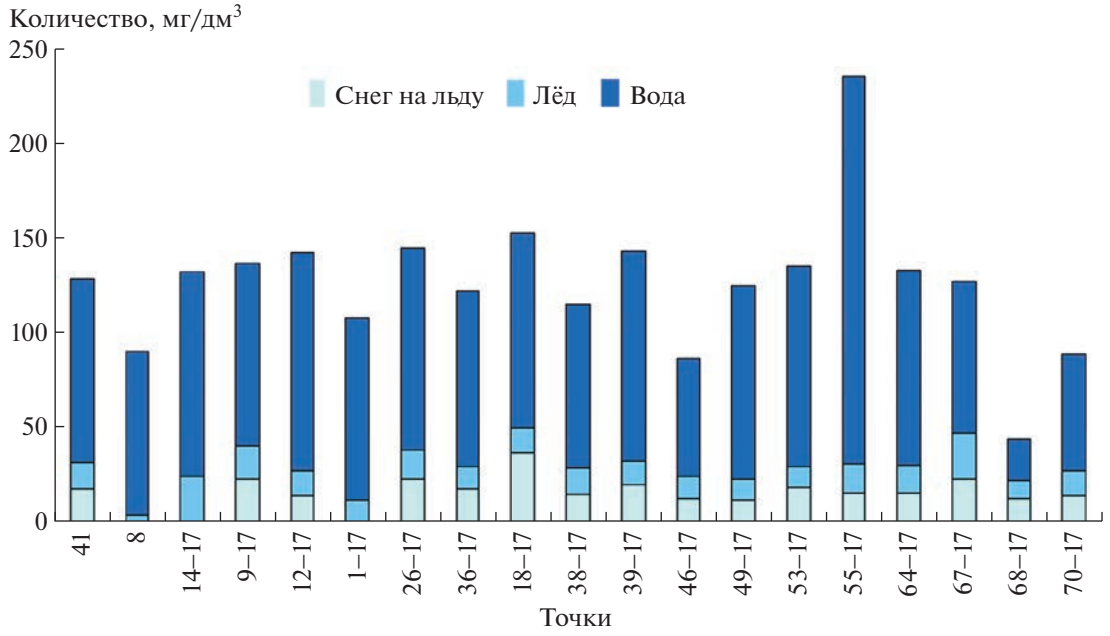

Рис. 3. Изменения минерализации гидрокриогенной системы: снег на льду–лёд–подлёдная вода. Точки с координатами обозначены в табл. 1.

Fig. 3. Changes in the mineralization of the hydro-cryogenic system: snow on ice–ice–ice water. Points with coordinates are indicated in Table 1.

ется в широких пределах, но, как правило, меньше единицы. Для каждого иона значения $K_в$ индивидуальны и различаются на разных водоёмах (Вотинцев, Григорьева, 1973; Анисимова, Роговская, 1974; Сабылина, Ефремова, 2018; Сабылина и др., 2020). Обнаружены общие закономерности, характерные для пресноводных озер. Так, концентрации ионов во льду по отношению к их содержанию в исходных растворах уменьшается в ряду: $NO_2^- > Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-$. Амплитуда колебаний $K_в$ для каждого иона имеет свои значения на всей территории озера. Максимальный размах установлен у сульфат-иона – изменения в 3.5 раза; далее идут нитрит-ион – 2.5; гидрокарбонат-ион – 1.8 и хлорид-ион – 1.6 раза. Для катионов чёткого распределения в величинах $K_в$ не выявлено. Обращает на себя внимание значения $K_в$ для калия: он поступает в лёд очень интенсивно ($K_в$ около 1), что указывает на избирательность вовлечения K^+ из воды льдом. Такое явление, согласно представлениям А.В. Иванова (Иванов, 1998), связано с организующей способностью иона калия по отношению к гидратной оболочке. Установлено, что в лёд интенсивно вовлекаются ионы K^+, Na^+ и слабо Ca^{2+} и Mg^{2+}: коэффициент вовлечения ионов кальция и магния значительно ниже 1 и составляют 0.01–0.04 и 0.02–0.06 соответственно. Подобная закономерность установлена ранее на акватории оз. Байкал в зал. Лиственничный, у п. Листвянка (Воробьева и др., 2007, 2009, 2010). Это объясняется тем, что благодаря избирательному вовлечению в первом кристаллическом слое оказывается больше тех ионов, которые обладают бóльшим коэффициентом распределения, зависящем от подвижности ионов и от их структурирующего действия на замерзающий раствор. Возникновение на границе льдообразующей воды и льда разности потенциалов влечёт за собой дифференциацию катионов и анионов между твёрдой и жидкой фазами. Концентрация компонентов химического состава и суммарное содержание их во льду ниже, чем в льдообразующей воде.

Многими авторами (Тарасов, Кореновская, 1966; Власов, Павлова, 1969; Иванов и др., 1976; Иванов, 1989 и др.) экспериментально установлено, что если в замерзающем растворе концентрации солей невысоки, то их насыщенность во льду намного ниже исходной ($K_в$ ниже 1). Ледовая фаза обогащается ионами аммония – это подтверждают наши исследования на оз. Байкал, вне влияния населенных пунктов. Около поселений и на мелководье количество солей во льду может быть близко или равно их количеству в воде. Полученные данные согласуются с исследованиями В.А. Оболкина и др. (Obolkin et al., 2019). Это характерно для ионов Cl^-, SO_4^{2-} и азотсодержащих, что свидетельствует об антропогенном влиянии на химический состав льда.

Снежный покров на льду характеризуется более низкими значениями pH, чем лёд и подлёдная вода (5/59–6/01–8/30 соответственно). Концен-

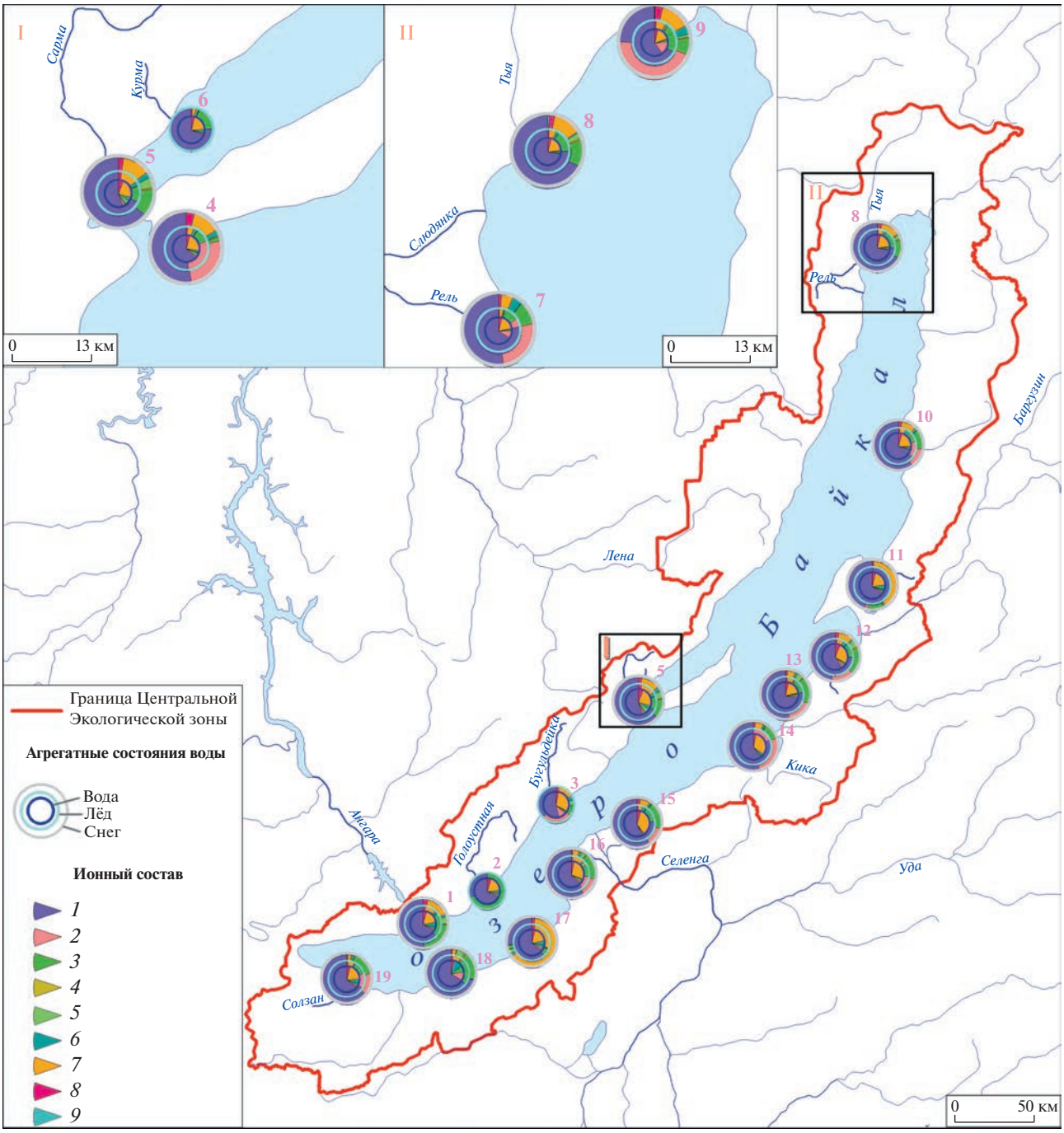

Рис. 4. Изменения ионного состава гидрокриогенной системы: снег на льду–лёд–подлёдная вода. Ионный состав: *1* – HCO_3^-; *2* – SO_4^{2-}; *3* – Cl^-; *4* – NO_2^-; *5* – NO_3^-; *6* – $K^+ + Na^+$; *7* – Ca^{2+}; *8* – Mg^{2+}; *9* – NH_4^+. Местоположение и координаты станций отбора проб (*1–19*) представлены в табл. 1.

Fig. 4. Changes in the ionic composition of the hydrocryogenic system: snow on ice–ice–ice water. Ionic composition: *1* – HCO_3^-; *2* – SO_4^{2-}; *3* – Cl^-; *4* – NO_2^-; *5* – NO_3^-; *6* – $K^+ + Na^+$; *7* – Ca^{2+}; *8* – Mg^{2+}; *9* – NH_4^+. The location and coordinates of the sampling stations (*1–19*) are shown in the table 1.

трации ионов K^+, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} и HCO_3^- в снегу также меньше, чем во льду и подлёдной воде (рис. 4). В некоторых точках исследования на акватории оз. Байкал установлены достаточно высокие содержания сульфат- и хлорид-ионов в снеге по отношению ко льду и воде, что свидетельствует о поступлении соединений серы и хлора из атмосферы, аэрозоли которых оседают на поверхности (см. рис. 4) (точки на рисунке: 41 – залив Лиственничный, пос. Листвянка, содержа-

ние Cl^- в снеге 4/2 мг/дм^3, во льду – 3.15, в подлёдной воде – 2.3; 12 – устьевая часть р. Сарма, п. Сарма, 36 – акватория озера у г. Северобайкальск, 64 – с. Посольское, 68 – п. Танхой и 70 – г. Байкальск, содержание Cl^- в снеге 2.14 мг/дм^3, во льду – 1.50, в подлёдной воде – 1.78; SO_4^{2-} – в снеге 2.0 мг/дм^3, во льду – 1.8, в подлёдной воде – 1.2). На снежную поверхность побережья попадают продукты сжигания топлива, что чётко прослеживается по содержанию твёрдого вещества, которого в снежном покрове больше, чем во льду и подлёдной воде.

Микроэлементы. Для расчёта интенсивности миграции химических элементов в водах рассчитан коэффициент водной миграции (K_x). Для избежания ошибочных выводов из-за глубины озера и разности подстилаемых пород озера при расчете K_x процентное содержание элемента в водовмещающих породах было заменено кларком земной коры, согласно рекомендациям (Перельман, Касимов, 1999).

Полученные значения K_x разделили химические элементы на две группы – подвижные и слабоподвижные элементы. К первым относятся Ca, Cu, Sr, Mg, Co, Zn и Cd, их показатели по местоположениям изменяются, но K_x больше 1. Элементы Ba, Mn, Si, Fe, Al, Ti, Ni, Cr, P и K составляют полярную группу. Благодаря природно-климатическим факторам и достаточно интенсивному антропогенному воздействию в нескольких точках отбора проб отмечается изменение интенсивности миграционной способности свинца от 1.22 до 11.0.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённые исследования позволили обнаружить особенности химического состава гидрокриогенной системы: снег на льду–лёд–подлёдная вода в акватории оз. Байкал и показать основные закономерности миграции макро- и микроэлементов в условиях изменения климата.

1. Установлено, что среднегодовая температура воздуха в 2016 г. на 1–2°C превысила многолетние значения из-за положительных температурных аномалий, отмечавшихся бóльшую часть года и первую декаду 2017 г., поэтому сроки ледостава сдвинулись на более позднее время. Снежный покров на акватории озера в зимний период 2016/17 г. отличался неоднородностью, достигал высоты 5–11 см при среднем значении – 7 см и имел плотность от 0.45 до 0.82 г/см^3.

2. Концентрации ионов водорода состава гидро-криогенной системы: снег на льду–лёд–подлёдная вода характеризовались едиными закономерностями по всей акватории озера: минимальные значения pH в снегу 5.59–7.39; средние во льду – 6.01–7.50, максимальные в подлёдной воде – 7.42–8.50. Повышенные количества взвешенных веществ и увеличение pH снега зафиксированы около населенных пунктов, что объясняется антропогенным влиянием поселений. Такие же изменения выявлены в снежном покрове на акватории озера там, где частицы терригенных аэрозолей, представленные частицами почвы и песка, поднимаются в атмосферу ветром с прибрежных территорий, где почва не покрыта снегом.

3. Установлены диапазоны изменения минерализации в талой снеговой воде: от 11.41 до 36.89 мг/дм^3 при среднем значении 15.23, а также льда: от 3.36 до 23.97 мг/дм^3 при среднем значении 13.77. Концентрация ионов во льду по отношению к их содержанию в исходных растворах уменьшается в ряду: NO_2^-–Cl^-–SO_4^{2-}–HCO_3^-. Каждый ион содержит свои колебания коэффициента вовлечения ($K_в$) на всей акватории озера. Так, наибольшие колебания выявлены для сульфат-иона – 3.5 раза, нитрит-иона – 2.5; гидрокарбонат-иона – 1.8 и хлорид-иона – 1.6. Для катионов чёткого распределения в величинах $K_в$ не выявлено. Установлено, что в лёд интенсивно вовлекаются ионы K^+, Na^+ и слабо Ca^{2+} и Mg^{2+}. Поступление ионов калия в лёд очень интенсивное ($K_в$ около 1), что указывает на избирательность вовлечения K^+ из воды льдом. Коэффициент вовлечения ионов кальция и магния значительно ниже 1 и составляют 0.01–0.04 и 0.02–0.06 соответственно.

4. Около поселений и на мелководье количество солей и азотсодержащих соединений во льду может быть близко или равно их количеству в подлёдной воде, что свидетельствует об антропогенном воздействии на химический состав льда.

5. Вычисленный коэффициент водной миграции (K_x) распределил химические элементы на две группы – подвижные и слабоподвижные элементы. К первым относятся Ca, Cu, Sr, Mg, Co, Zn и Cd ($K_x > 1$), ко второй группе – Ba, Mn, Si, Fe, Al, Ti, Ni, Cr, P, K.

В целом исследования, выполненные в акватории оз. Байкал, позволили расширить представления о химическом составе гидрокриогенной системы снег на льду–лёд–подлёдная вода.

Благодарности. Исследование выполнено за счёт средств государственного задания: “Пространственно-временные закономерности вещественного состояния ландшафтов Сибири в изменяющихся условиях среды” (№ FWEM-2021-0002), номер госрегистрации: АААА-А21-121012190055-7.

Acknowledgments. The study was carried out at the expense of the state task: “Spatial and temporal patterns of the material state of Siberian landscapes in changing environmental conditions” (no. FWEM-2021-0002), state registration number: АААА-А21-121012190055-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ажаев Г.С. Оценка экологического состояния г. Павлодара по данным геохимического изучения жидких и пылевых атмосферных выпадений. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Павлодар: Павлодарский гос. пед. ин-т, 2007. 111 с.

Алекин О.А., Семенов А.Д., Скопинцева Б.А. Руководство по химическому анализу вод суши. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 269 с.

Анисимова Н.П., Роговская Л.Г. Изменение химического состава озерного льда во времени // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 128–137.

Байкал (Атлас) / Ред. Г.И. Галазий. М.: Изд-во Роскартография, 1993. 160 с.

Беркин Н.С., Макаров А.А., Русинек О.Т. Байкаловедение: учеб. пособие. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 2009. 291 с.

Блинов В.В., Гнатовский Р.Ю., Жданов А.А., Гранин Н.Г. Оценка повышения минерализации в подлёдном слое вод Южного Байкала // Метеорология и гидрология. 2019. № 10. С. 60–66.

Власов Н.А., Павлова Л.И. Влияние процессов замораживания на состав гидрокарбонатных увод // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185. № 3. С. 675–678.

Войеков А.И. Воздействие человека на природу / Избранные статьи. М.: Гос. изд-во геогр. литературы, 1949. 269 с.

Воробьева И.Б., Напрасникова Е.В., Власова Н.В. Эколого-геохимическая оценка системы: снег на льду–лёд–подлёдная вода оз. Байкал // Тр. Всерос. конф. “Ледовые и термические процессы на водных объектах России”. Архангельск, Северное УГМС, 28–31 августа 2007 г. М., 2007. С. 87–90.

Воробьева И.Б., Напрасникова Е.В., Власова Н.В. Эколого-геохимические особенности снега, льда и подлёдной воды южной части озера Байкал // Геоэкология. Инженерная геология. Геокриология. 2009. № 1. С. 54–60.

Воробьева И.Б., Напрасникова Е.В., Власова Н.В. Исследование гидрокриогенных компонентов юго-западного побережья Байкала (эколого-геохимический аспект) // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 56–60.

Воропай Н.Н., Власов В.К. Особенности распределения снежного покрова на побережье озера Байкал // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 355–364. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-355-364

Вотинцев К.К., Григорьева Э.Н. К характеристике химического состава льда и подлёдной воды озёр Северного Казахстана // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 6. С. 1405–1407.

Глазовский Н.Ф., Злобина А.И., Учватов В.П. Химический состав снежного покрова некоторых районов Верхнеокского бассейна // Региональный экологический мониторинг. М.: Наука, 1983. С. 67–86.

ГОСТ 17.1.5.05-85. Общие требования к отбору проб поверхностных и морских вод, льда и атмосферных осадков. М.: 1985. // Электронный ресурс. https://files.stroyinf.ru/Index2/1/4294847/4294847484.htm (Дата обращения: 13.07.2022).

ГОСТ 2874-82. Вода питьевая. Гигиенические требования и контроль за качеством. М.: 1995. // Электронный ресурс. http://gostvoda.ru/d/677526/d/4-gost-2874-82.pdf (Дата обращения: 13.07.2022).

Государственный доклад “О состоянии озера Байкал и мерах по его охране в 2016 году”. Иркутск: ИНЦХТ, 2017. 374 с.

Государственный доклад “О состоянии озера Байкал и мерах по его охране в 2017 году”. Иркутск: АНО “КЦ Эксперт”, 2018. 340 с.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2017 год. М.: 2018. 69 с.

Дончева А.В., Казаков Л.К., Калуцков В.Н. Ландшафтная индикация загрязнения природной среды. М.: Экология, 1992. 254 с.

Захарченко А.В., Тигеев А.А., Пасько О.А., Колесниченко Л.Г., Московченко Д.В. Региональный и локальный геохимические переносы веществ, депонированные в снеговом покрове // М.: Геоэкология. 2020. № 6. С. 41–53. https://doi.org/10.31857/S0869780920060119

Звалинский В.И., Марьяш А.А., Тищенко П.Я., Сагалаев С.Г., Тищенко П.П., Швецова М.Г., Чичкин Р.В., Михайлик Т.А., Колтунов А.М. Продукционные характеристики эстуария реки Раздольной в период ледостава // Владивосток: Изв. ТИНРО. 2016. Т. 185. С. 155–174.

Иванов А.В., Трофимова Л.Н., Власов Н.А., Кашин Н.П. Особенности распределения фосфатов во льду водоемов // Геохимия зоны гипергенеза и техническая деятельность человека. Владивосток. 1976. С. 73–86.

Иванов А.В. Формирование химического состава конжеляционных льдов // Гляциологические и криогенные гидрол. процессы. Владивосток. 1989. С. 5–51.

Иванов А.В. Гляциогенный круговорот веществ. Хабаровск: Изд-во ИВЭП ДВО РАН. 1993. 94 с.

Иванов А.В. Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Хабаровск: Дальнаука, 1998. 164 с.

Карнаухова Г.А. Изменение гидрохимического состава воды в процессе эксплуатации Иркутского водохранилища // Метеорология и гидрология. 2018. № 7. С. 87–96.

Немировская И.А. Углеводороды в океане. М.: Научный мир. 2004. 318 с.

Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2015 год. М.: Росгидромет, 2016. 200 с.

Парадина Л.Ф., Хахураев О.А., Сутурин А.Н. Изменение антропогенной нагрузки на снежный покров южного Байкала в связи с закрытием Байкальского целлюлозно-бумажного комбината // Междунар. науч.-исслед. журнал. 2019. Т. 79. № 1. С. 90–94. https://doi.org/10.23670/IRJ.2019.79.1.016

Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астрея-2000, 1999. 768 с.

Прокачева В.Г., Усачев В.Ф. Снежный покров в сфере влияния города. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 176 с.

Сабылина А.В., Ефремова Т.А. Химический состав льда и подлёдной воды Онежского озера (на примере Петрозаводской губы) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58.

№ 3. С. 417–428.
https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-417-428

Сабылина А.В., Ефремова Т.А., Икко О.И. Химический состав гидрокриогенной системы озер Мунозеро и Урозеро (Республика Карелия, Россия) // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 592–600.
https://doi.org/10.31857/S2076673420040063

Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П., Смирнова Р.С., Башаркевич И.Л., Онищенко Т.Л., Павлова Л.Н., Трефилова Н.Я., Ачкасов А.И., Саркисян С.Ш. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.

Смахтин В.К. Ледовый режим озер Забайкалья в условиях современного потепления // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 225–230.
https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-225-230

Сокольников В.М. Некоторые закономерности формирования и роста ледяного покрова на примере озера Байкал. Тр. Байкальской лимнологич. станции". 1957. Т. 15. С. 58–64.

Сокольников В.М. Вертикальные и горизонтальные смещения и деформации сплошного ледяного покрова Байкала // Тр. Байкальской лимнологич. станции. 1960. Т. 18. С. 291–350.

Сокольников В.М. Особенности отдачи Байкалом тепла и влаги перед ледоставом / Четвертая науч. конф. Новосибирского ин-та аэроклиматологии. Новосибирск, 1967. С. 121–123.

Тарасов Н.М., Кореновская И.М. Сравнительная характеристика химического состава льда и воды некоторых водоемов Северного Кавказа // Гидрохимия материалов. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. Т. 42. С. 196–210.

Шимараев М.Н. Элементы теплового режима озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1977. 150 с.

Шостакович В.Б. Лёд на озере Байкал. СПб.: Изд-во Глав. гидрограф. управления, 1908. С. 331–346.

Obolkin V.A., Volkova E.A., Ohira S.I., Toda K., Netsvetaeva O.G., Chebunina N.S., Nosova V.V., Bondarenko N.A. The role of atmospheric precipitation in the under-ice blooming of endemic dinoflagellate Gymnodinium baicalense var. minor Antipova in Lake Baikal. // Limnology and Freshwater Biology. 2019. № 6. P. 345–352.
https://doi.org/10.31951/2658-3518-2019-A-6-345

Citation: Vorobyeva I.B., Vlasova N.V., Belozertseva I.A. Chemical composition of the hydro-cryogenic system of the Lake Baikal: "snow on ice–ice–water under-ice". *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (1): 104–115 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010155

Chemical Composition of the Hydro-Cryogenic System of Lake Baikal: "Snow on Ice–Ice–Water Under-Ice"

I. B. Vorobyeva[a,#], N. V. Vlasova[a], and I. A. Belozertseva[a]

[a] *V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia*

[#] *e-mail: irina-vorobyeva@yandex.ru*

The results of studies of the chemical composition and the basic regularities of migration of macro- and microelements within the hydro-cryogenic system "snow on ice–ice–water under ice" obtained in the winter of 2016/17 in the waters of Lake Baikal are presented. Such investigation over the Lake area was carried out for the first time. It has been found that due to climatic conditions, dates of freeze-up (formation of the ice on the Lake) differ by 7–10 days from North to South, and the depth of snow on ice and its density change over the Lake area by 2 times, however there are some parts without snow. It was found that the changes in the pH indexes were identical across the whole Lake area – minimum pH values are present in the snow (from 5.59 to 7.39), average values – in the ice (6.01–7.50), and maximum values are noted in the water under ice (7.42–8.50). For the most part, increased quantities of suspended matter and an increase in the pH of snow were recorded near settlements, which is obviously a result of the anthropogenic influence. It was determined that the concentration of ions in the ice in relation to their content in the initial solutions decreases within the series: $NO_2^- > Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-$. Among the cations, K^+, Na^+ ions are involved into the ice intensively, while the Ca^{2+} and Mg^{2+} – weakly. The ice phase is enriched with ammonium ions outside the settlements. Near settlements and in shallow water, quantity of salts in the ice may be close to or equal to their concentration in the water under ice. The coefficient of migration in the water (Kx) divide the chemical elements into two groups – the mobile ones and slow-moving elements. The first group includes Ca, Cu, Sr, Mg, Co, Zn, and Cd (Kx >1), the second one contains Ba, Mn, Si, Fe, Al, Ti, Ni, Cr, P, and K.

Keywords: hydro cryogenic system, snow, ice, ice water, ionic composition, coefficient of involvement, trace elements, migration coefficient, lake Baikal

REFERENCES

Azhaev G.S. Evaluation of the ecological state of the city of Pavlodar according to the geochemical study of liquid and dust atmospheric precipitation. PhD. Pavlodar, 2007: 111 p. [In Russian].

Alekin O.A., Semenov A.D., Skopinceva B.A. Rukovodstvo po himicheskomu analizu vod sushi. Guide to the chemical analysis of land waters. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1973: 269 p. [In Russian].

Anisimova N.P., Rogovskaya L.G. Changes in the chemical composition of lake ice over time // *Ozyora kriolitozony Sibiri.* Lakes of the permafrost zone of Siberia. Novosibirsk: Nauka, 1974: P. 128–137 [In Russian].

Bajkal (Atlas) / Ed. G.I. Galazy. Moscow: Roskartography, 1993: 160 p. [In Russian].

Berkin N.S., Makarov A.A., Rusinek O.T. Bajkalovedenie: ucheb. posobie. Baikal studies: textbook. Irkutsk: Irkutsk University Press, 2009: 291 p. [In Russian].

Blinov V.V., Gnatovskij R.Yu., Zhdanov A.A., Granin N.G. Assessment of increase in mineralization in subglacial waters of South Baikal. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2019, 10: 60–66 [In Russian].

Vlasov N.A., Pavlova L.I. Influence of freezing processes on the composition of hydrocarbonate withdrawals. Doklady Akademii Nauk SSSR. Reports of the Academy of Sciences. 1969, 185 (3): 675–678 [In Russian].

Vojekov A.I. Vozdejstvie cheloveka na prirodu. Human impact on nature. Selected articles. Moscow: Gosudarstvennoye izdatel'stvo geographical literatury, 1949: 269 p. [In Russian].

Vorob'eva I.B., Naprasnikova E.V., Vlasova N.V. Ecological-geochemical assessment system: snow on ice – ice – subglacial water lake. Baikal. *Trudy Vseroscijskoj konferencii "Ledovye i termicheskie processy navodnyh ob"ektah Rossii"*. Proc. of the All-Russian Conference "Ice and thermal processes of flood facilities in Russia". Arkhangelsk. Severnoye UGMS, August 28–31, 2007. Moscow: 2007: 87–90 [In Russian].

Vorob'eva I.B., Naprasnikova E.V., Vlasova N.V. Ecological and geochemical features of snow, ice and subglacial water of the southern part of Lake Baikal. *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya. Geokriologiya*. Geoecology. Engineering geology. Geocryology. 2009, 1: 54–60 [In Russian].

Vorob'eva I.B., Naprasnikova E.V., Vlasova N.V. Investigation of hydrocryogenic components of the South-West coast of Baikal (ecological-geochemical aspect). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2010, 2 (110): 56–60 [In Russian].

Voropaj N.N., Vlasov V.K. Features of the distribution of snow cover on the coast of Lake Baikal *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (3): 355–364 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-355-364

Votincev K.K., Grigor'eva E.N. Characteristics of the chemical composition of the ice water of the Northern Kazakhstan lake. *Doklady Akademii Nauk SSSR.* Reports of the Academy of Sciences. 1973, 211 (6): 1405–1407 [In Russian].

Glazovskij N.F., Zlobina A.I., Uchvatov V.P. Chemical composition of the snow cover of some regions of the Verkhneok basin. *Regional'nyj ekologicheskij monitoring.* Regional ecological monitoring. Moscow: Nauka, 1983: 67–86 [In Russian].

GOST 17.1.5.05-85. General requirements for sampling of surface and sea water, ice and atmospheric precipitation. Moscow: 1985. Retrieved from: https://files.stroyinf.ru/Index2/1/4294847/4294847484.htm (Last access: 13.07.2022) [In Russian].

GOST 2874-82. The water is potable. Hygienic requirements and quality control. Moscow: 1995. Retrieved from: http://gostvoda.ru/d/677526/d/4-gost-2874-82.pdf (Last access: 13.07.2022) [In Russian].

Gosudarstvennyj doklad *"O sostoyanii ozera Bajkal i merah po ego ohrane v 2016 godu"*. State report "On the state of Lake Baikal and measures for its protection in 2016". Irkutsk: INSHT, 2017: 374 p. [In Russian].

Gosudarstvennyj doklad *"O sostoyanii ozera Bajkal i merah po ego ohrane v 2017 godu"*. State report "On the state of Lake Baikal and measures for its protection in 2017". Irkutsk: ANO "KC Expert", 2018: 340 p. [In Russian].

Doklad ob osobennostyah klimata na territorii Rossijskoj Federacii za 2017 god. Report on the peculiarities of the climate in the territory of the Russian Federation for 2017. Moscow: 2018: 69 p. [In Russian].

Doncheva A.V., Kazakov L.K., Kaluckov V.N. Landshaftnaya indikaciya zagryazneniya prirodnoj sredy. Landscape indication of pollution of the natural environment. Moscow: Ecology, 1992: 254 p. [In Russian].

Zaharchenko A.V., Tigeev A.A., Pas'ko O.A., Kolesnichenko L.G., Moskovchenko D.V. Regional'nyj i lokal'nyj geohimicheskie perenosy veshchestv, deponirovannyj v snegovom pokrove. Regional and local geochemical transport of substances deposited in the snow cover. Moscow: Geoecology, 2020 (6): 41–53 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S0869780920060119

Zvalinskij V.I., Mar'yash A.A., Tishchenko P.Ya., Sagalaev S.G., Tishchenko P.P., Shvecova M.G., Chichkin R.V., Mihajlik T.A., Koltunov A.M. Production characteristics of the estuary of the Razdolnaya River during the ice age. Vladivostok: Izvestiya TINRO, 2016 (185): 155–174 [In Russian].

Ivanov A.V., Trofimova L.N., Vlasov N.A., Kashin N.P. Features of the distribution of phosphates in the ice of reservoirs. *Geohimiya zony gipergeneza i tekhnicheskaya deyatel'nost'cheloveka.* Geochemistry of the hypergenesis zone and human technical activity. Vladivostok. 1976: 73–86 [In Russian].

Ivanov A.V. Formation of the chemical composition of congelation ice. *Glyaciologicheskie i kriogennye gidrologicheskie processy*. Glaciological and cryogenic hydrological processes. Vladivostok. 1989: 5–51 [In Russian].

Ivanov A.V. Glyaciogennyj krugovorot veshchestv. Glaciogenic cycle of substances. Khabarovsk: IVEP DVO RAN, 1993: 94 p. [In Russian].

Ivanov A.V. Kriogennaya metamorfizaciya himicheskogo sostava prirodnyh l'dov, zamerzayushchih i talyh vod. Cryogenic metamorphism of the chemical composition of natural ice, freezing and thawing waters. Khabarovsk: Dalnauka, 1998: 164 p. [In Russian].

Karnauhova G.A. Changes in the hydrochemical composition of water during the operation of the Irkutsk reservoir. Moscow: *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology, 2018 (7): 87–96 [In Russian].

Nemirovskaya I.A. Uglevodorody v okeane. Hydrocarbons in the ocean. Moscow: Scientific world, 2004: 318 p. [In Russian].

Obzor sostoyaniya i zagryazneniya okruzhayushchej sredy v Rossijskoj federacii za 2015 god. Overview of the state and pollution of the environment in the Russian Federation for 2015. Moscow: Roshydromet, 2016: 200 p. [In Russian].

Paradina L.F., Hahuraev O.A., Suturin A.N. Changes in the anthropogenic load on the snow cover of southern Baikal due to the closure of the Baikal pulp and paper mill. *Mezhdunarodnyj nauchno-issledovatel'skij zhurnal*. Intern. Research Journ. 2019, 79 (1): 90–94 [In Russian]. https://doi.org/10.23670/IRJ.2019.79.1.016

Perel'man A.I., Kasimov N.S. Geohimiya landshafta. Geochemistry in the landscape. Moscow: Astraea-2000, 1999: 768 p. [In Russian].

Prokacheva V.G., Usachev V.F. Snezhnyj pokrov v sfere vliyaniya goroda. Snow cover in the city's sphere of influence. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1989: 176 p. [In Russian].

Sabylina A.V., Efremova T.A. Chemical composition of ice and subglacial water of Lake Onega (on the example of Petrozavodsk Bay). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (3): 417–428 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-417-428

Sabylina A.V., Efremova T.A., Ikko O.I. Chemical composition of the hydrocryogenic system of lakes Munozero and Urozero (Republic of Karelia, Russia). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (4): 592–600 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673420040063

Saet Yu.E., Revich B.A., YAnin E.P., Smirnova R.S., Basharkevich I.L., Onishchenko T.L., Pavlova L.N., Trefilova N.Ya., Achkasov A.I., Sarkisyan S.Sh. Geohimiya okruzhayushchej sredy. Geochemistry of the environment. Moscow: Nedra, 1990: 335 p. [In Russian].

Smahtin V.K. The Ice Regime of Lake Transbaikalia in the Conditions of Modern Warming. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (2): 225–230 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-2-225-230

Sokol'nikov V.M. Nekotorye zakonomernosti formirovaniya i rosta ledyanogo pokrova na primere ozera Bajkal. Some regularities in the formation of ice cover on the example of Lake Baikal. "Work of the Baikal limnological station". 1957, 15: 58–64 [In Russian].

Sokol'nikov V.M. Vertical and horizontal displacements and deformations of the continuous ice cover of Baikal. Trudy *Bajkal'skoj limnologicheskoj stancii*. Proc. of the Baikal Limnological Station. 1960, 18: 291–350 [In Russian].

Sokol'nikov V.M. Osobennosti otdachi Bajkalom tepla i vlagi pered ledostavom. Features of Baikal heat and moisture transfer before freezing. Novosibirsk, 1967: 121–123 [In Russian].

Tarasov N.M., Korenovskaya I.M. Comparative characteristics of the chemical composition of ice and water in some water bodies of the North Caucasus. *Gidrohimiya materialov*. Hydrochemistry of materials. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966, 42: 196–210 [In Russian].

Shimaraev M.N. Elementy teplovogo rezhima ozera Bajkal. An element of the thermal regime of Lake Baikal. Novosibirsk: Nauka, 1977: 150 p. [In Russian].

Shostakovich V.B. Led na ozere Bajkal. Ice on Lake Baikal. Saint Petersburg: Main Hydrographic Department, 1908: 331–346 [In Russian].

Obolkin V.A., Volkova E.A., Ohira S.I., Toda K., Netsvetaeva O.G., Chebunina N.S., Nosova V.V., Bondarenko N.A. The role of atmospheric precipitation in the under-ice blooming of endemic dinoflagellate Gymnodinium baicalense var. minor Antipova in Lake Baikal.

Limnology and Freshwater Biology. 2019, (6): 345–352. https://doi.org/10.31951/2658-3518-2019-A-6-345

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 116–129

МОРСКИЕ, РЕЧНЫЕ И ОЗЁРНЫЕ ЛЬДЫ

УДК 551.326.7(268.45+268.52)

ОЦЕНКА СТАТИСТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ МЕЖДУ ПОЛЯМИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ СЖАТИЙ МОРСКОГО ЛЬДА С РАЗНОЙ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ДЕТАЛИЗАЦИЕЙ

© 2023 г. С. В. Клячкин

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

e-mail: svkl@aari.ru

Поступила в редакцию 20.07.2021 г.
После доработки 01.11.2022 г.
Принята к публикации 06.03.2023 г.

С помощью численной модели эволюции ледяного покрова рассчитаны поля сжатия с разными вариантами пространственной детализации. Выявлена статистическая связь между средним сжатием и пространственной дисперсией сжатия, полученными по моделям с низким и высоким пространственным разрешением. Предложена основа алгоритма оценки экстремального сжатия в масштабе меньшем, чем пространственное разрешение модели. Оговариваются границы применимости предложенного подхода.

Ключевые слова: Баренцево и Карское моря, численное моделирование, сжатие льда, пространственное разрешение, соотношение масштабов, аппроксимация, экстремальные значения, обеспеченность

DOI: 10.31857/S2076673423010088, **EDN:** MABIRX

ВВЕДЕНИЕ

Напряжения в ледяном покрове, обычно обозначаемые термином “сжатия льда” – важнейшее явление, оказывающее существенное влияние на любой вид морской деятельности в замерзающих морях, и их адекватный расчёт или прогноз считается актуальной научно-практической задачей.

Пространственная неоднородность динамики ледяного покрова (включая сжатия) определяется неоднородностью как самого ледяного покрова, так и воздействующих на него внешних сил. Макро- и мезомасштабные неоднородности динамики ледяного покрова (от первых километров до десятков–сотен километров) обусловливаются такими факторами как синоптическая неоднородность полей ветра и течений, конфигурация береговой линии, обширные зоны припая, зоны преобладания льдов того или иного возраста.

Что же касается мелкомасштабных (локальных) неоднородностей динамики, то они определяются прежде всего тем, что реальный ледяной покров состоит из ледяных образований, масштаб которых исчисляется сотнями или даже десятками метров (льдины, торосы, наслоения, сморози, и т.д.), характеризующихся широким разнообразием морфометрических, физико-механических и прочих свойств.

В сплочённых льдах локальная неоднородность динамики проявляется в первую очередь в широком разбросе значений напряжений в ледяном покрове, зачастую достигающих предела прочности льда. Это приводит к откалыванию кусков льда вблизи краев льдин (то есть вблизи линий контакта между льдинами) и образованию торосов, в то время как вдали от линий контакта разломы льдин происходят значительно реже. Этот общеизвестный факт свидетельствует о том, что наибольшие напряжения в сплоченных льдах концентрируются, как правило, именно вблизи линий контактов между льдинами, а по мере удаления от линии контакта к “центру” льдины напряжения обычно ослабевают. Иными словами, реальное поле сжатий в ледяном покрове представляет собой мозаику участков с относительно высокими или относительно низкими напряжениями, причём размеры, конфигурации и расположение участков с высокими напряжениями преимущественно сопряжены с линиями контактов между льдинами.

При исследовании сжатий с помощью натурных наблюдений возникают серьёзные затруднения. Инструментальные измерения напряжений в дрейфующих льдах чрезвычайно трудны с точки зрения логистики, и по этой причине носят эпизодический и локальный характер. Тем не менее, такие наблюдения, пусть и в небольших объёмах, проводились. В частности, в работах (Tucker et al., 1991; Tucker, Perovich, 1992; Richter-Menge, Elder, 1998; Richter-Menge et al., 2002; Lepparanta, 2005)

описываются разнообразные полевые эксперименты по измерению напряжений в дрейфующих льдах, что дало возможность оценить порядки величин напряжений, а также составить определенное представление о некоторых особенностях их пространственной и временно́й изменчивости. Однако именно в силу ограниченности объемов данных эти работы не позволили составить общую картину пространственного распределения напряжений.

Визуальная фиксация сжатий в обязательном порядке входит в программу визуальных авиационных и судовых наблюдений. С середины 30-х до начала 90-х годов XX века такие наблюдения выполнялись в СССР регулярно, и охватывали все арктические моря России, а также часть Центрального Арктического бассейна. В результате был накоплен значительный объём информации, и обобщение полученных данных дало возможность составить определённое представление о характере пространственной изменчивости сжатий. В работе (Воеводин, 1978) предложена оригинальная иерархическая система пространственных масштабов сжатий. Однако визуальные наблюдения, несмотря на достаточно широкий временно́й и географический охват, содержат два существенных недостатка: во-первых, они дают лишь качественную картину, и, во-вторых, достоверность визуальных наблюдений очень сильно зависит от квалификации наблюдателя.

Отмечено, что именно локальные, но сильные всплески сжатий могут оказаться наиболее серьёзной угрозой для инженерных объектов, например, для судов, плавающих во льдах, поскольку судно непосредственно сталкивается не со “средним преобладающим фоном” сжатий, а именно с реальными локальными возмущениями, пространственный масштаб которых сопоставим с размерами судна. По этой причине информация о частоте и интенсивности локальных очагов сжатий считается интересной и актуальной как с научной, так и с практической точки зрения. Цель работы – исследование статистических характеристик полей сжатий ледяного покрова и определение основных подходов к алгоритму, позволяющему оценивать экстремальные сжатия в минимально возможном масштабе.

МЕТОД И ДАННЫЕ

Выше отмечено, что решение такой задачи на основе результатов натурных наблюдений невозможно. Поэтому применяются методы математического моделирования – виртуальная имитация динамики ледяного покрова, включая сжатия льдов.

Расчёт и прогноз сжатий ледяного покрова выполняется с помощью динамических моделей, численная реализация которых обычно предполагает аппроксимацию расчётной области с помощью регулярной сетки. В общем случае более высокая пространственная детализация модели более предпочтительна. Однако применительно к моделям, имитирующим динамику ледяного покрова, нижний предел шага регулярной сетки имеет важное ограничение: шаг сетки должен быть существенно больше, чем характерный размер льдин в данном бассейне. По этой причине шаг сетки для модели динамики ледяного покрова не должен быть меньше 4–5 км, и обычно составляет от 5 до 50 км в зависимости от специфики задачи. Соответственно, сжатия, полученные с помощью численной модели динамики ледяного покрова – это значения, осредненные по площади ячейки сетки, составляющие десятки–сотни квадратных километров.

Такая пространственная детализация вполне приемлема для воспроизведения изменчивости динамики ледяного покрова, обусловленной как региональными макромасштабными факторами (десятки–сотни километров), так и мезомасштабными деталями ледовых условий (километры–первые десятки километров), но во втором случае необходимо применять максимально возможную пространственную детализацию, то есть шаг сетки должен составлять не более 5–10 км.

Как отмечалось выше, характерные размеры ледяных образований (льдин, торосов и т.д.), “ответственных” за сильные локальные возмущения поля напряжений, существенно меньше, чем размер ячейки сетки в любой модели динамики ледяного покрова; отсюда очевидно, что с помощью численной модели мелкомасштабную пространственную неоднородность сжатий воспроизвести невозможно. Оригинальная попытка оценить локальные сжатия, отталкивающаяся от результатов моделирования динамики ледяного покрова с шагом сетки 5.12 км, предпринята в работе (Lemieux et al., 2020).

В этой работе выполнено гидродинамическое моделирование динамики льда “внутри” ячейки сетки с применением средних значений сжатия в четырёх соседних ячейках как граничных условий. Получены оценки пространственной неоднородности сжатия в пределах ячейки сетки, причём местами эти локальные сжатия на порядок превышали среднее значение. Однако особенность этой работы заключается в том, что моделирование локальной динамики внутри ячейки было основано на допущении, что ледяной покров – это сплошная среда, то есть дискретный характер ледяного покрова игнорировался. Такое допущение, в принципе приемлемое при мезомасштабном моделировании, может дать существенные искажения при воспроизведении локальных эффектов динамики. Авторы работы, хорошо понимая эту особенность, опубликовали свое исследование в “дискуссионном” порядке.

В рамках нашей работы решено прибегнуть к статистическому анализу результатов моделиро-

вания динамики ледяного покрова с различным пространственным разрешением. Для этого была применена разработанная в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) численная динамико-термодинамическая модель эволюции ледяного покрова. Эта модель с середины 2000-х годов применяется для составления регулярных краткосрочных ледовых прогнозов в арктических и замерзающих неарктических морях России (одна из последних версий модели описана в работе (Клячкин и др., 2020), и дает вполне удовлетворительные результаты (Клячкин и др., 2015).

В основе модели – система уравнений динамики и термодинамики океана и ледяного покрова с соответствующими начальными и граничными условиями. Океанский блок основан на модели Принстонского университета США, в которой для описания вертикальной структуры океана применяются так называемые σ-координаты, то есть вертикальная структура представлена фиксированным количеством слоев, толщина которых зависит от глубины места. Термические изменения ледяного покрова рассчитываются с помощью уравнения теплового баланса двухслойной среды "лёд–снег" (Николаева, Шестериков, 1970).

Динамика ледяного покрова рассчитывается на основе уравнения движения, где в правой части присутствуют слагаемые, описывающие касательные напряжения на верхней и нижней поверхностях льда, силу Кориолиса, силу, обусловленную наклоном уровня, и силу внутреннего взаимодействия в ледяном покрове.

Напряжения на поверхностях льда, обусловленные воздействием ветра и течений, оцениваются с помощью известного квадратичного закона (Гудкович, Доронин, 2001), при этом коэффициенты трения зависят от торосистости льда. Сила Кориолиса и проекция силы тяжести на поверхность моря задаются традиционно.

В данной модели считается, что ледяной покров проявляет свойства, характерные для вязкопластических сред. Вязкое взаимодействие в ледяном покрове подробно рассмотрено в работе (Аппель, Гудкович, 1992). Согласно этой работе, сила внутреннего взаимодействия пропорциональна дивергенции внутренних напряжений. Внутренние напряжения $\dot{\sigma}_{\xi\xi}$, $\dot{\sigma}_{\chi\chi}$, соответствующие главным осям тензора скоростей деформаций, рассчитываются по формуле:

$$\sigma_{\xi\xi} = K\dot{\varepsilon}_{\xi\xi} \qquad \sigma_{\chi\chi} = K\dot{\varepsilon}_{\chi\chi} \tag{1}$$

Параметр K определяется следующим образом:

1) $K = K_0 H(3N - 2)$ при выполнении каждого из всех следующих условий:

$$\text{а) } N \geq 0.67$$
$$\text{б) } \operatorname{div}\{\vec{W}\} \leq 0 \tag{2}$$
$$\text{в) } \dot{\varepsilon}_{\xi\xi} < 0 \text{ либо } \dot{\varepsilon}_{\chi\chi} < 0$$

2) $K = 0$ при невыполнении хотя бы одного из условий (2).

Здесь $K_0 = 1.2 \times 10^{10}$ кг с$^{-1}$ м$^{-2}$, $\dot{\varepsilon}_{\xi\xi}$, $\dot{\varepsilon}_{\chi\chi}$ – инварианты тензора скоростей деформаций, соответствующие осям $\xi\chi$ эллипса деформаций, N – сплоченность льда, W – скорость дрейфа.

Особенность деформирования пластических сред – наличие порогового механизма, то есть среда деформируется при достаточно больших внешних нагрузках. Если напряжения в ледяном покрове превышают некоторый предел, то в этом случае модель допускает возможность накопления "лишнего" объёма льда в пределах некоторой площади (ячейки сетки), то есть торошения. В данном случае этот предел оценивается как устойчивость ледяной пластины, лежащей на упругом основании, по отношению к продольному изгибу (Хейсин, Ивченко, 1975). Если напряжение недостаточно, то чтобы накопления лишнего объема не происходило, применяется специальный искусственный приём, заключающийся в итеративной коррекции поля дрейфа в соответствии с условием неотрицательной дивергенции. Описанный принцип, по существу, имитирует пластическое поведение ледяного покрова.

Численная реализация модели основана на аппроксимации расчётной области регулярной равноплощадной сеткой. Шаг сетки может варьироваться от 5 до 50 км в зависимости от размеров выбранной расчётной области.

Ледяной покров представлен набором маркеров, каждый из которых характеризуется пространственными координатами в декартовой системе, толщиной, прибавкой толщины за счёт торосов и скоростью. Перемещение и термическое изменение толщины рассчитываются отдельно для каждого маркера. Силы внутреннего взаимодействия, возникающие при дрейфе, считаются одинаковыми в пределах ячейки. Выторашиваемые маркеры исключаются из дальнейшего расчета, а их суммарная толщина равномерно распределяется среди оставшихся маркеров данной ячейки как прибавка толщины за счёт торосов. Соотношение толщины ровного льда и прибавки толщины, обусловленной торосами, определяет торосистость данного маркера, которая, как отмечалась выше, учитывается при расчете тангенциальных напряжений на поверхностях льда.

Для задания начальных условий по термохалинной структуре океана при составлении "нового" прогноза (расчёта) учитываются результаты предыдущего прогноза (расчёта) с применением специальной процедуры согласования расчётных полей температуры и солености с фактическим состоянием ледяного покрова.

Для задания атмосферного форсинга применяются результаты глобальной системы прогно-

зов (Global Forecasting System, GFS) с временным шагом, равным трем часам.

Для задания начальных условий по ледяному покрову применяются электронные ледовые карты ААНИИ в векторном формате “шейп-файл”, в соответствии с международным стандартом SIGRID-3. С помощью специальной процедуры векторная ледовая карта преобразуется в набор матриц, где каждый элемент каждой матрицы означает величину соответствующего параметра ледяного покрова в соответствующей ячейке сетки. Понятно, что сетки с более высоким пространственным разрешением полнее отражают как мелкие подробности ледовых условий, так и мелкие детали конфигурации береговой черты. Это приводит к тому, что при мелкой сетке контрасты ледовых условий между соседними ячейками в среднем оказываются более резкими, и, следовательно, поле напряжений в ледяном покрове, полученное с помощью модели с более детальной сеткой, должно быть менее гладким. Собственно, в природе так оно и есть, только ещё более выражено, поскольку в природе ещё существует совсем мелкомасштабная пространственная неоднородность с характерным масштабом десятки–сотни метров (разнообразные льдины, торосы, и т.д.). Предположено, что различия в результатах моделирования динамики ледяного покрова при применении сеток с различной пространственной детализацией имеют под собой реальную природную основу.

ОПИСАНИЕ РАСЧЁТОВ

С помощью описанной выше модели выполнены имитационные расчеты ледовых условий с пятью вариантами регулярной сетки: сетка с шагом 50 км, охватывающая весь Северный Ледовитый океан, включая арктические моря России; сетка с шагом 25 км, охватывающая восточную половину Баренцева моря и целиком Карское море; сетка с шагом 12.5 км, охватывающая юго-западную часть Карского моря; сетка с шагом 10 км, охватывающая Печорское море; сетка с шагом 5 км, охватывающая Байдарацкую губу с прилегающими с севера подходами.

Таким образом, Байдарацкая губа с подходами попадает в четыре сетки: 50 км, 25 км, 12.5 км и 5 км, а Печорское море попадает в три сетки: 50 км, 25 км и 10 км. Соответственно, именно эти два региона – Байдарацкая губа и Печорское море – играют роль “тестовых полигонов” для исследования статистики сжатий. В зависимости от шага сетки количество ячеек, попадающих в эти тестовые полигоны, различно: в сетке с шагом 50 км – 90 ячеек (из них на Печорское море приходится 69 ячеек и на Байдарацкую губу – 21 ячейка); в сетке с шагом 25 км – 363 ячейки (из них на Печорское море приходится 284 ячейки и на Байдарацкую губу – 79 ячеек); в сетке с шагом 12.5 км – 315 ячеек (все – Байдарацкая губа); в сетке с шагом 10 км – 1749 ячеек (все – Печорское море); в сетке с шагом 5 км – 2052 ячейки (все – Байдарацкая губа). Географический охват сеток и положение тестовых полигонов показаны на рис. 1.

Продолжительность моделирования составила 92 суток – со 2 января по 3 апреля 2018 г. Временна́я дискретность записи результатов составила 1 час, что позволило получить для каждой ячейки каждой сетки 2208 значений сжатия. Выбор такого периода для анализа сжатий с начала января до начала апреля обусловлен тем, что именно в это время в Карском и Баренцевом морях наблюдается “оптимальное” сочетание толщины и подвижности льда. В начале зимы (до января) ещё слишком мала толщина льда, а в конце зимы (после марта) из-за большой толщины снижается мобильность ледяного покрова. На рис. 2 показаны примеры полей сжатия льда за один и тот же момент времени в сетках с разным шагом.

Поскольку расчёты выполнялись для одного и того же региона, но с разной пространственной детализацией, то несложно определить, какие ячейки “мелкой” сетки географически попадают в пределы некоторой заданной ячейки “грубой” сетки. То есть, каждой ячейке “грубой” сетки географически соответствует некоторая группа ячеек “мелкой” сетки. В общей сложности получается восемь вариантов географического соответствия между “грубыми” и “мелкими” сетками. Схематично этот принцип проиллюстрирован на рис. 3.

Таким образом, сжатие в крупной ячейке, определённое по модели с “грубой” сеткой, представляет собой среднее значение, а сжатия в группе малых ячеек, географически соответствующих крупной ячейке, можно интерпретировать как некоторую случайную величину, характеризующую пространственную изменчивость сжатий в пределах данной крупной ячейки.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЁТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ модельных результатов выполнялся следующим образом – рассматривались сетки с шагом 25 км (регион – всё Карское море, восточная часть Баренцева и прилегающая часть Центрального бассейна, всего порядка 4 тыс. ячеек) и 5 км (регион – Байдарацкая губа с подходами, всего порядка 2 тыс. ячеек). По результатам моделирования на некоторый момент времени существуют значения сжатия в каждой ячейке 25 км, и на этот же момент времени – значения сжатия в каждой ячейке 5 км. Из большого региона (Карское и Баренцево моря) выбираются те ячейки сетки, которые попадают в район Байдарацкой губы с подходами (79 ячеек). Для каждой из этих

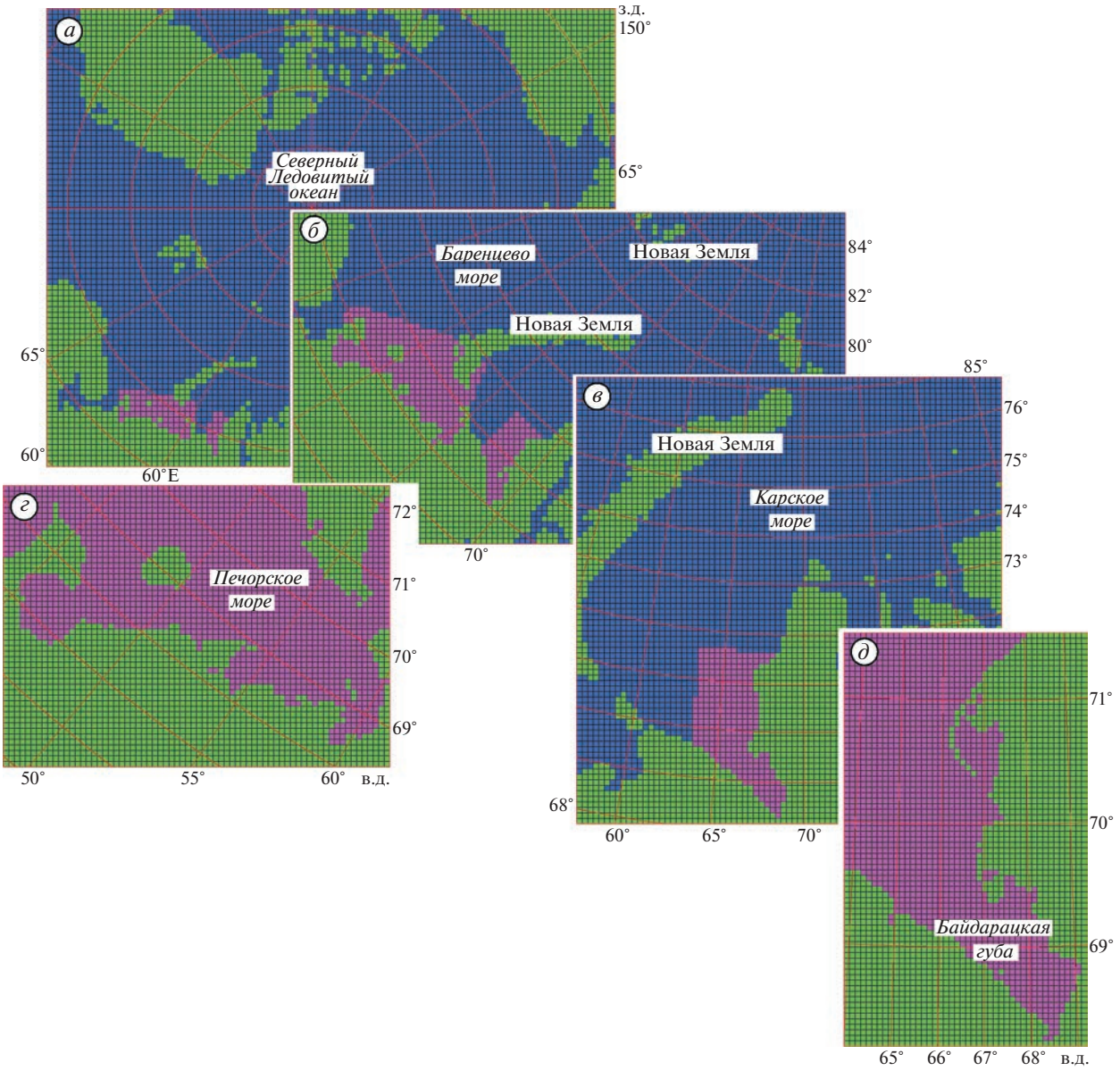

Рис. 1. Схемы пяти расчётных сеток, примененных для модельных расчетов (розовым цветом отмечены ячейки, по которым проводился анализ модельных результатов): *а*) Северный Ледовитый океан, сетка с шагом 50 км; *б*) Баренцево и Карское моря, сетка с шагом 25 км; *в*) юго-западная часть Карского моря, сетка с шагом 12.5 км; *г*) Печорское море, сетка с шагом 10 км; *д*) Байдарацкая губа с северными подходами, сетка с шагом 5 км.

Fig. 1. Diagrams of five model grid nets used for the simulations. Pink color indicates the grid cells used for the analysis: *а*) the Arctic Ocean, grid net with 50 km spatial resolution; *б*) the Barents and Kara Seas, grid net with 25 km spatial resolution; *в*) the south-western Kara Sea, grid net with 12.5 km spatial resolution; *г*) the Pechora Sea, grid net with 10 km spatial resolution; *д*) the Baidara Bay with northern approaches, grid net with 5 km spatial resolution.

79 “больших” ячеек подбирается группа из 25 географически соответствующих “малых” ячеек. По каждой группе (в группе – 25 малых ячеек с шагом 5 км) вычисляются среднее и среднеквадратическое отклонение (СКО). Тогда для каждой из 79 больших 25 км ячеек получается три числа: значение сжатия в большой 25-километровой ячейке (получено непосредственно из модельных расчётов); среднее сжатие в группе из 25 малых 5-километровых ячеек (получено в результате статистической обработки); СКО сжатия в группе из 25 малых 5-километровых ячеек (получено в результате статистической обработки).

Та же процедура повторяется для следующего момента времени, потом – для следующего и т.д. В результате набирается порядка 170 тыс. таких “троек”.

Затем всё множество получившихся значений разделено на три подмножества: случаи “слабо-

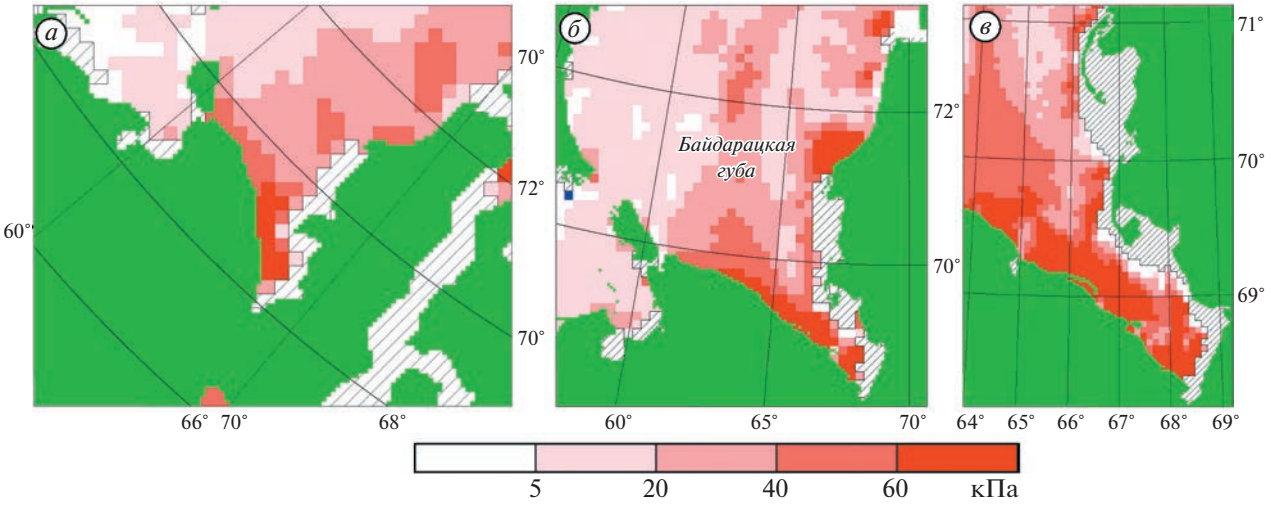

Рис. 2. Примеры полей сжатий в Байдарацкой губе и северных подходах к ней на 02.03.2018 г. 02–00 UTC (Universal Time Corrected), рассчитанных с помощью модели с разным пространственным шагом: *а*) сетка с шагом 25 км; *б*) сетка с шагом 12.5 км; *в*) сетка с шагом 5 км.

Fig. 2. Examples of ice pressure fields in the Baidara Bay and its northern approaches on 02.03.2018 02–00 UTC simulated with the help of model with various spatial resolution: *а*) grid net with 25 km spatial resolution; *б*) grid net with 12.5 km spatial resolution; *в*) grid net with 5 km spatial resolution.

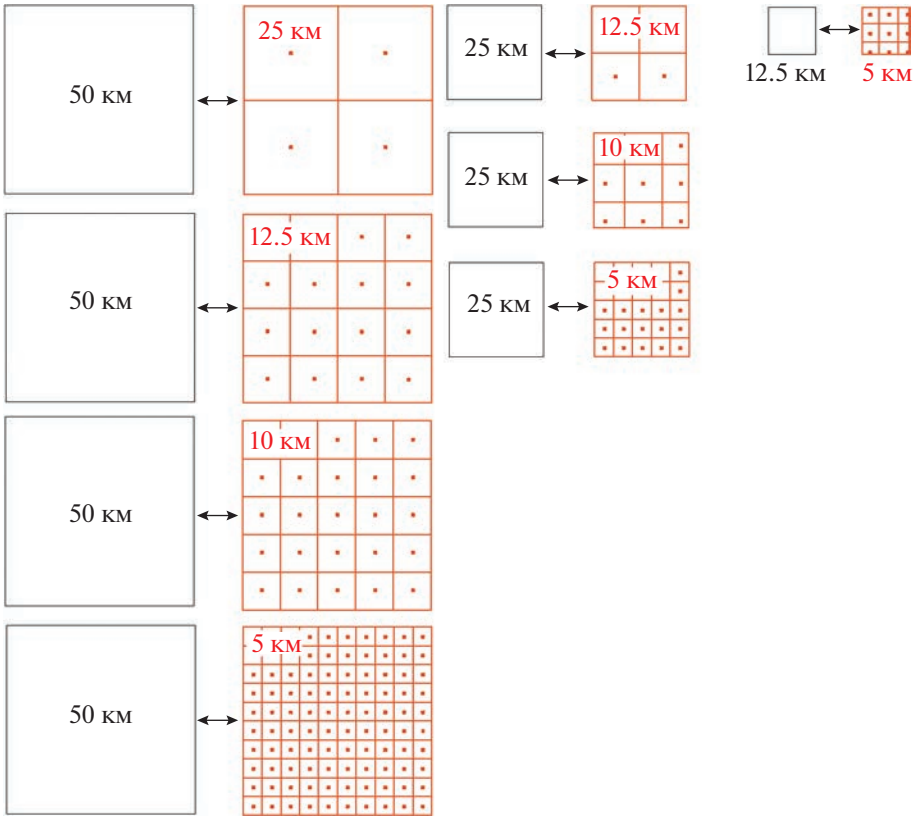

Рис. 3. Варианты географического соответствия между одной ячейкой “грубой” сетки и группой ячеек “мелкой” сетки. “Малая” ячейка соответствует “большой” в случае, если центр “малой” ячейки попадает в пределы площади “большой” ячейки.

Fig. 3. Variants of the geographical correspondence between one cell of “rough” grid net and the group of cells of “detailed” grid net. “Smaller” cell corresponds to “larger” one if the center of “smaller” cell is located within the area of “larger” cell.

го" дрейфа (менее 0.15 м/с), случаи "среднего" дрейфа (от 0.15 до 0.60 м/с) и случаи "сильного" дрейфа (более 0.60 м/с). Для каждого подмножества вычислены следующие статистики: средние сжатия в "больших" ячейках ($P_{сб}$); средние сжатия в группах "малых" ячеек ($P_{см}$); средние СКО сжатия в группах малых ячеек ($\sigma_{Рм}$); коэффициенты корреляции между сжатием в большой ячейке и средним сжатием в группе малых ячеек ($СС_{б/м}$); коэффициенты корреляции между сжатием в большой ячейке и СКО сжатия в группе малых ячеек ($СС_{б/\sigma}$); коэффициенты корреляции между средним сжатием в группе малых ячеек и СКО сжатия в группе малых ячеек ($СС_{м/\sigma}$).

Аналогично весь расчёт повторяется для всех остальных пар сеток (50/25, 50/10, 25/10 и т.д.).

Все перечисленные статистики получены для 8 вариантов сопоставления сжатий в разных сетках и для трёх вариантов скоростей дрейфа, итого получилось 24 набора статистик. Отмечено, что соотношение рассматриваемых пространственных детализаций таково, что группа малых ячеек, соответствующая одной большой ячейке, насчитывает в лучшем случае 100 штук (50/5 км), а в худшем – 4 (50/25 км и 25/12.5 км). Оценка среднего и СКО, полученная по такой малой выборке, не может быть устойчивой. Но поскольку количество выборок исчисляется десятками тысяч, то конечная статистика, обобщающая значения средних и СКО, должна быть вполне надежной. Результаты этих расчетов приведены в табл. 1.

Данные табл. 1 свидетельствуют о следующем. *Во-первых*, сжатия, рассчитанные по большим ячейкам, и средние сжатия по группам малых ячеек в целом достаточно близки между собой. При слабом дрейфе разница в среднем составляет 0.1 кПа (менее 1%), при среднем – 3.3 кПа (чуть выше 11%), и при сильном – 8.9 кПа (около 19%). Это также подтверждается довольно высокими положительными значениями коэффициентов корреляции $СС_{б/м}$ (между сжатиями по большим ячейкам и средними сжатиями по группам малых ячеек). При слабом и среднем дрейфе эти коэффициенты в среднем составляют 0.61, при сильном – 0.53. С усилением дрейфа различия увеличиваются, но общая закономерность не вызывает сомнений: модели с разным шагом сетки в целом дают достаточно похожие картины, что подтверждает адекватность модельных расчётов. *Во-вторых*, среднеквадратическое отклонение сжатия – прямая связь со средним сжатием: с увеличением средних значений сжатий увеличивается и их пространственная неоднородность. Это видно как по средним характеристикам, приведенным в первых трёх строках каждой таблицы, так и по коэффициентам корреляции $СС_{б/\sigma}$ (между сжатиями в больших ячейках и СКО сжатий по группам малых ячеек) и $СС_{м/\sigma}$ (между средними сжатиями по группам малых ячеек и СКО сжатий по группам малых ячеек). Коэффициенты $СС_{б/\sigma}$ в среднем составляют: при слабом дрейфе – 0.50, при среднем – 0.47, при сильном – 0.42. Коэффициенты $СС_{м/\sigma}$ заметно выше: при слабом и среднем дрейфе – 0.67, при сильном – 0.64. Как и в предыдущем случае, с усилением дрейфа связь ослабевает, но в целом закономерность сохраняется: чем в среднем сильнее сжатие, тем оно более неоднородно по пространству.

Чтобы получить количественное описание этой зависимости, для каждого варианта скорости дрейфа значения средних сжатий по большой ячейке и значения СКО сжатий по группе малых ячеек были осреднены по всем 8 вариантам соотношения пространственных масштабов. В результате для каждого варианта скорости дрейфа получились пары обобщённых значений: сжатие по большой ячейке и СКО сжатия по группе малых ячеек: *при слабом дрейфе*: среднее $P_{сб} = 18.50$ кПа, СКО $\sigma_{Рм} = 7.37$ кПа; *при среднем дрейфе*: среднее $P_{сб} = 29.03$ кПа, СКО $\sigma_{Рм} = 9.78$ кПа; *при сильном дрейфе*: среднее $P_{сб} = 47.40$ кПа, СКО $\sigma_{Рм} = 13.37$ кПа.

Эти значения хорошо аппроксимируются зависимостью вида

$$\sigma_{Рм} = C(P_{сб})^{0.5} \quad (3)$$

при значении коэффициента C, равном 1.85 (коэффициент детерминации $R^2 = 0.99$).

Предлагаемая форма аппроксимирующего выражения (3), при всей своей очевидной простоте, обеспечивает соблюдение двух важных условий: по мере увеличения сжатия в большой ячейке также возрастает СКО, причём рост СКО постепенно замедляется; если сжатие в большой ячейке равно нулю, то и СКО тоже становится нулевым.

Такая высокая точность аппроксимации осреднённых характеристик с помощью формулы (3) приводит к построению аналогичных зависимостей (то есть определение коэффициента перед радикалом) для каждого варианта соотношения пространственных масштабов независимо от скоростей дрейфа. В результате данного расчёта сделаны два важных заключения: *во-первых*, точность аппроксимации с помощью формулы (3) более чем удовлетворительна практически для каждого варианта соотношения масштабов. Даже худшие аппроксимации (в случае "50/25 км" $R^2 = 0.62$, и в случае "25/10 км" $R^2 = 0.75$) считаются приемлемыми, а во всех остальных случаях коэффициент детерминации уверенно превышает 0.90; *во-вторых*, изменение коэффициента C в выражении (3) при разных соотношениях масштабов подчиняется такой закономерности – чем больше разница масштабов, тем больше коэффициент. Это даёт возможность найти аппроксимирующее выражение для коэффициента C, где в

Таблица 1. Статистические характеристики сжатий при сопоставлении модельных результатов с разными пространственными шагами сеток

Соотношение шагов сеток, км*	50/25	50/12.5	50/10	50/5	25/12.5	25/10	25/5	12.5/5
При слабом дрейфе (менее 0.15 м/с)								
$P_{сб}$, кПа	14.42	22.01	17.54	22.01	17.88	15.06	17.88	21.20
$P_{см}$, кПа	13.48	22.03	13.95	19.16	20.57	18.96	19.79	20.96
$\sigma_{Рм}$, кПа	5.17	8.29	7.61	11.77	4.84	6.25	9.46	5.54
$CC_{б/м}$	0.58	0.60	0.49	0.55	0.63	0.64	0.62	0.79
$CC_{б/\sigma}$	0.53	0.49	0.41	0.48	0.53	0.53	0.52	0.50
$CC_{м/\sigma}$	0.66	0.66	0.76	0.75	0.60	0.66	0.70	0.58
При среднем дрейфе (0.15–0.60 м/с)								
$P_{сб}$, кПа	19.15	36.24	19.50	36.24	33.96	21.50	33.96	31.66
$P_{см}$, кПа	17.37	27.55	18.57	23.50	35.34	24.48	32.01	27.30
$\sigma_{Рм}$, кПа	5.23	13.08	8.75	19.49	5.88	8.01	13.28	7.50
$CC_{б/м}$	0.60	0.61	0.54	0.54	0.62	0.62	0.64	0.73
$CC_{б/\sigma}$	0.50	0.44	0.42	0.42	0.48	0.51	0.49	0.52
$CC_{м/\sigma}$	0.67	0.64	0.76	0.80	0.54	0.69	0.63	0.63
При сильном дрейфе (более 0.60 м/с)								
$P_{сб}$, кПа	21.69	69.80	26.70	69.80	65.61	15.88	65.61	44.11
$P_{см}$, кПа	22.39	41.62	38.28	27.31	71.41	20.49	53.56	33.03
$\sigma_{Рм}$, кПа	3.87	17.85	13.55	52.48	8.27	5.14	31.09	8.61
$CC_{б/м}$	0.52	0.46	0.46	0.33	0.65	0.63	0.59	0.57
$CC_{б/\sigma}$	0.48	0.28	0.44	0.27	0.40	0.50	0.44	0.51
$CC_{м/\sigma}$	0.71	0.50	0.73	0.84	0.41	0.77	0.48	0.66

*$P_{сб}$ – Среднее сжатие в “больших” ячейках; $P_{см}$ – среднее сжатие в группах “малых” ячеек; $\sigma_{Рм}$ – среднеквадратическое отклонение (СКО) сжатия в группах малых ячеек; $CC_{б/м}$ – коэффициент корреляции между сжатием в большой ячейке и средним сжатием в группе малых ячеек; $CC_{б/\sigma}$ – коэффициент корреляции между сжатием в большой ячейке и среднеквадратическим отклонением сжатия в группе малых ячеек; $CC_{м/\sigma}$ – коэффициент корреляции между средним сжатием в группе малых ячеек и среднеквадратическим отклонением сжатия в группе малых ячеек.

качестве аргументов выступали бы значения масштабов, то есть шаг “грубой” сетки и шаг “мелкой” сетки (табл. 2.)

На рис. 4 данные табл. 2 представлены в виде кружков, при допущении, что при равенстве “большого” и “малого” масштабов коэффициент C равен нулю. Если “большой” и “малый” масштабы равны (то есть “малая” ячейка содержит такой же размер, как “большая”), то СКО сжатия в пределах большой ячейки равно нулю при любом значении среднего сжатия в большой ячейке, то есть коэффициент C в формуле (3) должен быть равен нулю. Кривые на рис. 4, аппроксимирующие значения коэффициента C из табл. (2), построены по формулам вида:

$$C = a_1 \ln(\Delta_м) + a_2, \quad (4)$$

где $\Delta_м$ – масштаб пространственной детализации “мелкой” сетки, a_1 и a_2 – коэффициенты.

Необходимо особо оговорить аппроксимацию для случая, когда шаг “грубой” сетки составляет 12.5 км (зелёные кружки и зелёная кривая на рис. 4). Здесь в качестве аппроксимирующей применена логарифмическая функция, построенная

Таблица 2. Значения коэффициентов перед радикалом в формуле (3) (числитель) и значения коэффициентов детерминации R^2 (знаменатель)

Шаг большой ячейки, км	Шаг малой ячейки, км			
	25	12.5	10	5
50	1.1/0.62	2.1/0.98	2.3/1.00	4.1/0.97
25	–	1.1/0.98	1.5/0.75	3.0/0.93
12.5	–	–	–	1.3/0.98

Прочерк – отсутствие данных.

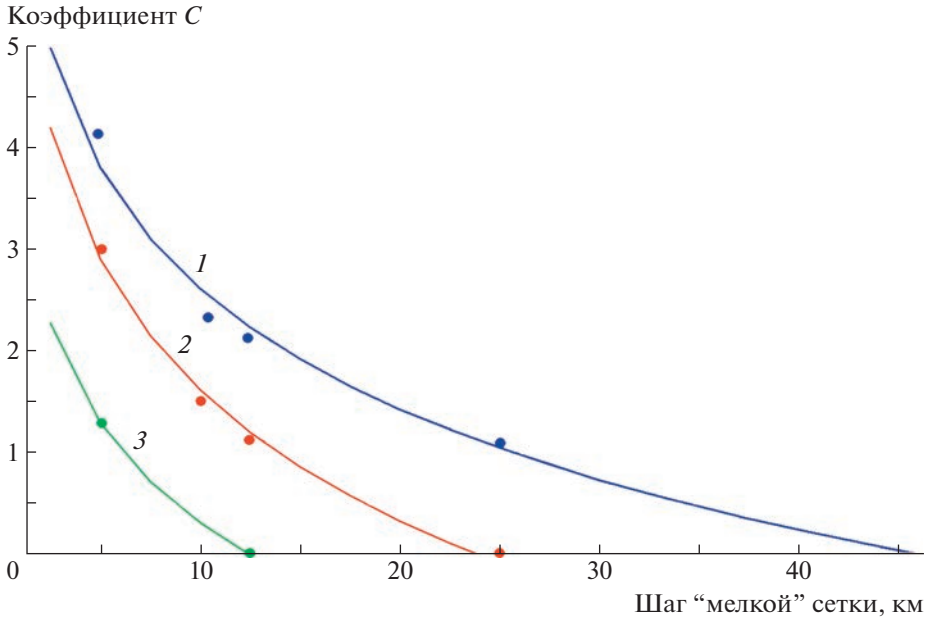

Рис. 4. Значения коэффициента *C* из табл. 2 (кружки) и соответствующие аппроксимации (кривые линии) при разных значениях размера "большой" ячейки. Коэффициент *C* связывает среднеквадратическое отклонение сжатия по группе "малых" ячеек и квадратный корень из среднего сжатия в "большой" ячейке: *1* – при шаге "грубой" сетки 50 км; *2* – при шаге "грубой" сетки 25 км; *3* – при шаге "грубой" сетки 12.5 км.

Fig. 4. Values of the coefficient *C* taken from the Table 2 (circles) and corresponding approximations (curves) at various values of the size of "larger" cell. The coefficient *C* connects the standard deviation of ice pressure in the group of "smaller" cells and the square root of mean ice pressure in the "larger" cell: *1* – "rough" net resolution equals 50 km; *2* – "rough" net resolution equals 25 km; *3* – "rough" net resolution equals 12.5 km.

всего по двум точкам. В математическом смысле выбор именно логарифмической функции для аппроксимации двух точек представляется неубедительным. Как известно, по двум точкам можно подобрать любую элементарную функцию, при условии, что у этой функции есть только два неизвестных коэффициента. Однако учитывая, что и для двух других случаев ("грубая" сетка 25 и 50 км) аппроксимирующая кривая построена на основе логарифмической функции, и что во всех случаях речь идёт об одном и том же феномене, представляется логичным применять аналогичную логарифмическую аппроксимацию и для случая, когда "грубая" сетка содержит шаг 12.5 км.

Для каждой кривой, то есть для каждого варианта "грубой" сетки, подобраны свои значения коэффициентов a_1 и a_2. Коэффициент a_1 определяет форму кривой (по существу – её "крутизну"), а коэффициент a_2 – точку пересечения кривой с осью абсцисс. Из рис. 4 "крутизна" всех трёх кривых примерно одинаковая (коэффициенты a_1 при разных значениях шага "грубой" сетки мало отличаются друг от друга), тогда как положение кривых относительно оси абсцисс существенно меняется при изменении шага "грубой" сетки. Это означает, что без большого ущерба для точности расчета можно принять, что коэффициент a_1 не зависит от шага "грубой" сетки и в среднем равен −1.66, а коэффициент a_2, отвечающий за положение кривой на оси абсцисс, наоборот, зависит. Эта зависимость может быть выражена формулой:

$$a_2 = (\Delta_б)^{0.5}, \quad (5)$$

где $\Delta_б$ – масштаб пространственной детализации "грубой" сетки (показатель точности аппроксимации R^2 составляет 0.84).

Таким образом, формула (4) с учетом формулы (5) преобразуется к виду:

$$C = -1.66\ln(\Delta_м) + (\Delta_б)^{0.5} \quad (6)$$

Расчёт коэффициентов *C* с помощью формулы (6) показал, что данные табл. 2 воспроизводятся с точностью $R^2 = 0.77$, то есть точность аппроксимации вполне удовлетворительная. Соответственно, окончательный вид выражения для оценки СКО сжатия в заданном пространственном масштабе получается путём подстановки правой части выражения (6) в формулу (3):

$$\sigma_{Рм} = (-1.66\ln(\Delta_м) + (\Delta_б)^{0.5})(P_{сб})^{0.5} \quad (7)$$

Поскольку пространственное разнообразие сжатия в рамках ячейки грубой сетки рассматривается как случайная величина, то необходимо оценить её экстремальное значение. Для решения этой задачи можно применить известный метод

Гумбеля (Гумбель, 1965), который позволяет получить оценку экстремума (максимума) заданной обеспеченности по известным значениям среднего арифметического и среднеквадратического отклонения при условии, что в области максимальных значений распределение близко к нормальному или экспоненциальному. В рамках работы специальный анализ закона распределения сжатий в области больших значений не проводился, однако из литературных источников известно, что слабые сжатия (1 балл) встречаются чаще всего, средние (2 балла) – реже, сильные (3 балла) – совсем редко. Об этом свидетельствуют обобщения как авиационных наблюдений (Воеводин, 1978), так и судовых (Клячкин и др., 2010). Таким образом, в области сильных сжатий кривая плотности вероятности асимптотически стремится к нулю, что характерно для экспоненциальных распределений.

Заданная обеспеченность жёстко связана с соотношением рассматриваемых масштабов. Допущено, что из расчётов по численной модели известно сжатие, осредненное в масштабе ячейки сетки с шагом 50 км, а необходимо оценить экстремальное сжатие в масштабе квадрата со стороной 5 км. Поскольку в квадрате размером 50 × 50 км умещается 100 участков (квадратов) размером 5 × 5 км, то, следовательно, обеспеченность оценки такого экстремума составляет 1% (“1 случай из 100”). Отсюда следует весьма важный вопрос: до какого минимального масштаба можно “опускаться” в попытке оценить экстремальное сжатие? С чисто “алгебраической” точки зрения, сам по себе вид формулы (7) каких-либо ограничений на минимальное значение $\Delta_м$ не накладывает, то есть формально в выражение (7) можно подставлять сколь угодно малые значения $\Delta_м$, вплоть до абсурдных. Однако необходимо помнить, что формула (7) получена путём анализа результатов модельных расчётов с шагами сетки, которые во всех случаях больше, чем характерный размер льдин. Ни одна из моделей, применявшихся в рамках настоящего исследования, не учитывала первопричину локального разнообразия сжатий, которая заключается в том, что очаги сжатий преимущественно “привязаны” к линиям контактов между льдинами, а те, в свою очередь, обладают колоссальным разнообразием форм, размеров, толщин и т.д. Отсюда логически следует, что при использовании формулы (7) в качестве “малого” масштаба нельзя брать значения меньшие, чем характерный размер льдин. Представляется, что минимальный масштаб оценки экстремальных сжатий должен быть таков, чтобы в его пределах умещалось бы достаточное количество линий контактов между льдинами. Это позволит избежать методически необоснованной и, следовательно, некорректной оценки сжатия в масштабе, соответствующем одной линии контакта.

Известно, что в морях российской Арктики крайне редко встречаются обширные и гигантские ледяные поля (размером более 2 и более 10 км соответственно). Крупно- и мелкобитые льды (менее 100 м и менее 20 м соответственно) также не играют определяющей роли в облике ледяного покрова. Преобладающие формы ледяного покрова – это ледяные поля (500–2000 м) и обломки ледяных полей (100–500 м). С учётом этой особенности, а также всех приведённых выше рассуждений предположено, что в рамках данного подхода минимальный обоснованный масштаб оценки экстремальных сжатий в арктических морях составляет не менее 1 км. Действительно, практический опыт свидетельствует, что в пределах площадки размером 1 × 1 км практически всегда можно встретить достаточное количество стыков между льдинами, гряд торосов, свежих трещин и т.д., а в пределах площадки меньшего размера количество таких элементов будет явно недостаточным для корректного осреднения.

С помощью формулы (7) и метода Гумбеля выполнен тестовый расчёт экстремальных сжатий при разных значениях среднего сжатия в масштабе большой ячейки и разных вариантах соотношения масштабов. В качестве минимального масштаба оценки экстремального сжатия принято значение 1 км. Результаты этих расчётов представлены в табл. 3.

В табл. 3 экстремальное сжатие в масштабе 1 км (минимально допустимый масштаб в рамках данной задачи) в несколько раз превышает среднее сжатие по “большой” ячейке. Например, если среднее сжатие в масштабе 50 км составляет 200 кПа, то экстремальное сжатие в масштабе 1 км достигает почти 765 кПа, то есть почти в четыре раза больше. Это следует понимать так: если в среднем на площади 50 × 50 км (2500 км^2) сжатие составляет 200 кПа, то где-то в пределах этой площади есть хотя бы один квадрат размером 1 × 1 км, где среднее сжатие достигает 765 кПа.

Следует отметить, что сжатие 200 кПа в среднем по площадке 50 × 50 км – это очень сильное сжатие. Но даже и в этом случае экстремум в масштабе 1 км не достигает значений, характерных для предела прочности льда на сжатие, который, согласно обобщающей работе (Гаврило, 1997), варьируется в диапазоне от 0.5 до 5 МПа при одноосном сжатии и от 2 до 20 МПа – при двухосном. Это означает, что и при таком высоком среднем фоне сжатия (200 кПа в среднем по площадке 2500 км^2) даже на самом экстремальном участке (765 кПа в среднем по площадке 1 км^2) лёд не будет ломаться и крошиться по всей площади этого участка, превращаясь чуть ли не в порошок, что в природе не наблюдается. Следовательно, можно с

Таблица 3. Результаты расчётов экстремальных сжатий

Параметры			Малый масштаб (масштаб оценки экстремального сжатия)			
			25 км	10 км	5 км	1 км
Большой масштаб (масштаб среднего сжатия)		*Среднее сжатие по "большой" ячейке, 50 кПа*				
	50 км	СКО, кПа	12.20	23.00	31.10	50.00
		Обеспеченность, %	25.00	4.00	1.00	0.04
		Экстрем. сжатие, кПа	58.30	106.40	154.20	332.40
	25 км	СКО, кПа	–	8.30	16.50	35.40
		Обеспеченность, %	–	16.00	4.00	0.16
		Экстрем. сжатие, кПа	–	59.60	90.40	211.50
	10 км	СКО, кПа	–	–	3.50	22.40
		Обеспеченность, %	–	–	25.00	1.00
		Экстрем. сжатие, кПа	–	–	52.40	124.90
	5 км	СКО, кПа	–	–	–	15.80
		Обеспеченность, %	–	–	–	4.00
		Экстрем. сжатие, кПа	–	–	–	88.80
		Среднее сжатие по "большой" ячейке, 100 кПа				
	50 км	СКО, кПа	17.3	32.5	44.0	70.7
		Обеспеченность, %	25.00	4.00	1.00	0.04
		Экстрем. сжатие, кПа	111.7	179.7	247.4	499.4
	25 км	СКО, кПа	–	11.8	23.3	50.0
		Обеспеченность, %	–	16.00	4.00	0.16
		Экстрем. сжатие, кПа	–	113.5	157.1	328.4
	10 км	СКО, кПа	–	–	4.9	31.6
		Обеспеченность, %	–	–	25.00	1.00
		Экстрем. сжатие, кПа	–	–	103.3	205.9
	5 км	СКО, кПа	–	–	–	22.4
		Обеспеченность, %	–	–	–	4.00
		Экстрем. сжатие, кПа	–	–	–	154.9
		Среднее сжатие по "большой" ячейке, 200 кПа				
	50 км	СКО, кПа	24.4	45.9	62.2	100.0
		Обеспеченность, %	25.00	4.00	1.00	0.04
		Экстрем. сжатие, кПа	216.6	312.7	408.4	764.8
	25 км	СКО, кПа	–	16.7	32.9	70.7
		Обеспеченность, %	–	16.00	4.00	0.16
		Экстрем. сжатие, кПа	–	219.2	280.8	523.0
	10 км	СКО, кПа	–	–	6.9	44.7
		Обеспеченность, %	–	–	25.00	1.00
		Экстрем. сжатие, кПа	–	–	204.7	349.8
	5 км	СКО, кПа	–	–	–	31.6
		Обеспеченность, %	–	–	–	4.00
		Экстрем. сжатие, кПа	–	–	–	277.6

Прочерк – отсутствие данных.

достаточной степенью уверенности констатировать, что цифры, приведенные в табл. 3, в целом не противоречат здравому смыслу.

Соотношение между экстремальным сжатием в "малом" масштабе и средним сжатием в масштабе "большой" ячейки (то есть ячейки численной модели) зависит от двух основных факторов – значения сжатия в масштабе ячейки численной модели и соотношение масштаба ячейки численной модели: з*начение сжатия в масштабе ячейки*

численной модели. Чем сильнее среднее сжатие в масштабе “большой” ячейки, то есть чем выше средний преобладающий фон сжатия, тем меньше отношение “экстремума” к среднему; это значит, что экстремальные значения дают относительно менее резкие всплески. Физически это можно объяснить тем, что вообще сжатие должно иметь некое максимально возможное значение, своего рода “потолок”. Этот “потолок” – предел прочности льда. Как любой материал, лед имеет свои предельные значения прочности на сжатие, на изгиб, на разрыв и т.д. Эти пределы, во-первых, отличаются друг от друга, и, во-вторых, меняются во времени и пространстве в широких диапазонах в зависимости от ряда причин. Но как бы ни была широка и сложна изменчивость пределов прочности льда, то есть как бы ни был изменчив этот “потолок”, ключевой принцип должен оставаться незыблемым: напряжения не могут быть выше предела прочности. Как только напряжение во льду, вызванное внешними воздействиями, достигает предела прочности, происходит разрушение структуры льда, и напряжения сбрасываются. Это относится и к напряжениям, осредненным по некоторой площади, и к локальным напряжениям. Следовательно, чем выше средний фон сжатий, тем он ближе к “потолку”, а, следовательно, тем меньший “запас” остаётся для локальных всплесков сжатий; *соотношение масштаба ячейки численной модели* (“большой” ячейки) и масштаба оценки экстремума (“малой” ячейки) таково: чем больше разница этих масштабов, тем резче всплеск экстремума. Чем меньше пространственный масштаб оценки экстремального сжатия, тем меньше обеспеченность такого экстремума, и, по законам статистики, тем выше сам экстремум. Аналогичные эффекты характерны для любых гидрометеорологических величин, что особенно наглядно демонстрируют оценки, выраженные в терминах “один раз в N лет”. Например, 1 раз в 10 лет скорость ветра может достигать 25 м/с, 1 раз в 50 лет – 35 м/с, 1 раз в 100 лет – 40 м/с, и т.д.

Изложенный в работе подход ни в коем случае не претендует на полное и окончательное решение проблемы мелкомасштабной пространственной изменчивости сжатий ледяного покрова. Несколько важных факторов остались за рамками данного исследования: *мелкомасштабная пространственная изменчивость сжатий в первую очередь определяется разнообразием форм*, *размеров и толщин ледяных образований*. Применённая в данной работе численная модель не способна имитировать размеры и формы льдин, однако разнообразие толщин в определенной степени имитируется, так как ледяной покров в данной модели представляется как набор маркеров (условных льдин неопределённого размера), каждый из которых имеет свою индивидуальную толщину и торосистость. Есть все основания полагать, что преобладающий фон и разнообразие толщин в пределах некоторой площади каким-то образом должны влиять на картину сжатий; *сжатия в ледяном покрове подвержены не только пространственной*, *но и временно́й изменчивости*.

Численные модели позволяют вычислять сжатия, осреднённые за промежутки времени, равные временно́му шагу модели. Обычно временно́й шаг нестационарной модели динамики ледяного покрова исчисляется минутами, то есть значения сжатий, осреднённых за столь малые промежутки времени, можно получить непосредственно из модельных расчётов. Это обстоятельство должно существенно облегчить задачу оценки экстремальных сжатий в заданном временно́м масштабе. В работе вопрос о временно́й изменчивости сжатий не рассматривался, и ответ на него ещё предстоит получить; *результаты*, *полученные в рамках работы*, *основаны на модельных расчетах динамики ледяного покрова в определенном районе* (*Печорское море и Байдарацкая губа*) *и в определенный период времени* (*январь–март 2018 г.*). Если бы аналогичный численный эксперимент был проведен для другого района и другого временно́го отрезка, то численные значения коэффициентов были бы иными, хотя качественно картина принципиально похожей. Так или иначе, вопрос об устойчивости выявленных закономерностей должен быть предметом дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов модельных расчётов динамики ледяного покрова в одном и том же регионе и в один и тот же временно́й отрезок, но с разными вариантами пространственной детализации, позволил выявить некоторые закономерности формирования пространственной неоднородности сжатий ледяного покрова. Эти закономерности аппроксимированы количественными соотношениями, в результате чего удалось сформулировать достаточно простой алгоритм оценки экстремальных сжатий в масштабе, меньшем, чем пространственный шаг численной модели. При этом статистическая обеспеченность экстремальных оценок жёстко связана с соотношением между пространственным разрешением численной модели и пространственным масштабом оценки экстремума. Отмечено, что предложенный алгоритм не позволяет оценивать экстремальные сжатия в масштабе, меньшем, чем характерные размеры льдин в данном регионе. Высказано предположение, что для рассматриваемых регионов (Печорское море и Байдарацкая губа) минимально допустимый пространственный масштаб оценки экстремального сжатия может быть принят равным 1 км.

Таким образом, с учётом результатов расчётов динамики ледяного покрова с помощью численной модели с пространственным разрешением от первых до первых десятков километров, открылась возможность получать ориентировочные количественные оценки экстремального сжатия в масштабе меньшем, чем пространственная детализация численной модели. Это позволяет существенно приблизиться к решению одной из наиболее актуальных прикладных задач динамики ледяного покрова – оперативному прогнозу сжатий в масштабах, сопоставимых с размерами судна.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60109 “Формирование и эволюция опасных ледовых явлений и ледяных образований в Арктике при современных изменениях климата”.

Acknowledgments. The study was supported by the Russian Foundation for Basic Researches no. 18-05-60109 “Formation and evolution of the dangerous ice phenomena and ice features at modern climate changes”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аппель И.Л., Гудкович З.М. Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. СПб: Гидрометеоиздат, 1992. 143 с.

Воеводин В.А. Ветровые сжатия морских льдов и их влияние на судоходство. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Л.: ААНИИ, 1978. 212 с.

Гаврило В.П. Механические свойства морского льда. Терминология, экспериментальные характеристики // Морской лёд. СПб.: Гидрометеоиздат, 1997. С. 126–171

Гудкович З.М., Доронин Ю.П. Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 112 с.

Гумбель Э. Статистика экстремальных значений. М.: Мир, 1965. 586 с.

Клячкин С.В., Гудкович З.М., Май Р.И., Фролов С.В. Сжатия льдов // Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике / Ред. Е.У. Миронова. СПб.: Изд-во ААНИИ, 2010. С. 33–91.

Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 83–96. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-3-83-96

Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Статистические особенности экстремального дрейфа льда в юго-западной части Карского моря, полученные по результатам модельных расчетов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. № 66 (4). С. 427–445. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-427-445

Николаева А.Я., Шестериков Н.П. Метод расчёта ледовых условий (на примере моря Лаптевых) // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 292. С. 143–217.

Хейсин Д.Е., Ивченко В.О. Распространение ледовых сжатий в сплочённых льда // Океанология. 1975. Т. 15. № 5. С. 803–812.

Lemieux J.-F., Tremblay B., Plante M. Toward a method for downscaling sea ice pressure for navigation purposes // The Cryosphere. 2020. № 14. P. 3465–2020. https://doi.org/10.5194/tc-14-3465-2020

Leppäranta M. The drift of sea ice. Heidelberg. Germany. Springer-Praxis, 2005. 282 p.

Richter-Menge J.A., Elder B.C. Characteristics of pack ice stress in the Alaskan Beaufort Sea // Journ. of Geophys. Research. 1998. V. 103. № C10. P. 21817–21829.

Richter-Menge J.A., McNutt S.L. Overland J.E., Kwok R. Relating arctic pack ice stress and deformation under winter conditions // Journ. of Geophys. Research. 2002. V. 107. № C10. 8040 p. https://doi.org/10.1029/2000JC000477

Tucker W.B. III., Perovich D.K., Hopkins M.A., Hibler III W.D. On the relationship between local stresss and strains in Arctic pack ice // Annals of Glaciology. 1991. № 15. P. 265–270.

Tucker W.B. III., Perovich D.K. Stress measurements in drifting pack ice // Cold Region Science and Technology. 1992. № 20 (2). P. 119–139. https://doi.org/10.1016/0165-232X(92)90012-J

Citation: Klyachkin S.V. Estimates of the statistical correlation between the extreme ice pressure patterns with various spatial resolution. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (1): 116–129 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010088

Estimates of the Statistical Correlation Between the Extreme Ice Pressure Patterns with Various Spatial Resolution

S. V. Klyachkin

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

e-mail: svkl@aari.ru

Ice pressure is characterized with significant spatial variability. Study of this variability with the help of in situ observations is rather difficult, because (1) the instrumental measurements are expensive and technically complicated, and, hence, the amount of such measurements is little, and (2) the visual observations have pre-

dominantly qualitative character and depend significantly on the observer's experience. The most widely used method of obtaining the ice pressure information is model simulations. The existing ice dynamics models allow simulating the ice pressure averaged within the area of the model grid cell, which usually has the spatial size varying from 5 to 25 km, sometimes - up to 50 km. It is clear that such spatial resolution does not give the picture of local peaks of ice pressure with spatial scale much less that the size of the grid cell. The aim of the presented paper is, basing on the model results with spatial resolution from 5 to 50 km, to study the statistical correlations between the ice pressure fields with various spatial resolutions, and to evaluate the possibility of calculating the intensity and probability of ice pressure peaks with spatial scale less than the spatial resolution of the model. In order to solve this problem, the numerical dynamic-thermodynamic model of ice cover evolution developed both for the entire Arctic Ocean and for large regions (the Barents and Kara Seas), and, for more detailed spatial resolution, for some smaller basins (the Pechora Sea, the south-western Kara Sea, the Baidara Bay), was used. The ice pressure fields within the same region and the same period of time were simulated with various spatial resolutions – from 5 to 50 km. The initial ice conditions were stated with the help the AARI ice charts which cover both the entire Arctic Ocean and the specific regions mentioned above. The comparison of model results with various spatial resolutions allowed revealing moderate statistical correlation between the average ice pressure obtained from the lower resolution model, and ice pressure dispersion obtained from the higher resolution one (correlation coefficients comprise from 0.3 to 0.7). This correlation is put into base of the main principles of calculating the extreme ice pressure in the spatial scale much less than the spatial resolution of the model. The statistical probability of the extreme ice pressure is strictly connected with the ratio between the spatial resolution of the model and the spatial scale of the extreme ice pressure to be estimated. For example, as the preliminary calculations show, if the spatial resolution of the numerical model equals 50 km, the extreme ice pressure in the scale of 1 km can exceed the mean value by 5–7 times. It gives on opportunity to obtain more comprehensive picture of ice pressure, and, as the method would be developed further, to increase significantly the informative value of the ice pressure forecasts. The limits of applicability of the proposed approach are discussed specifically.

Keywords: the Kara and Barents Seas, numerical modeling, ice pressure, spatial resolution, scales ratio, approximation, extreme values, probability

REFERENCES

Appel I.L., *Gudkovich Z.M. Chislennoye modelirovaniye i prognoz evolutsii ledyanogo pokrova arkticheskikh morei v period tayaniya.* Numerical modeling and forecast of the ice cover evolution of the Arctic seas in melting period. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1992: 143 p. [In Russian].

Voyevodin V.A. Vetroviye szhatiya morskikh ldov i ikh vliyaniye na sudokhodstvo. Wind-caused ice pressure and its effect on navigation. PhD. Leningrad: AARI, 1978: 212 p. [In Russian].

Gavrilo V.P. Mechanical properties of sea ice. Terminology, experimental characteristics. *In: Morskoy led.* Sea ice. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1997: 126–171 [In Russian].

Gudkovich Z.M., *Doronin Yu.P. Dreif morskikh l'dov.* Sea ice drift. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 2001: 112 p. [In Russian].

Gumbel E. Statistika ekstremalnykh znacheniy. Statistics of extremes. Moscow: Mir, 1965: 586 p. [In Russian].

Klyachkin S.V., *Gudkovich Z.M.*, *May R.I.*, *Frolov S.V.* Ice pressure. *Opasniye ledoviye yavleniya dlya sudokhodstva v Arktike.* Ice phenomena threating Arctic shipping. Edited by Ye.U. Mironov. St. Petersburg: AARI, 2010. 33–91 [In Russian]

Klyachkin S.V., *Guzenko R.B.*, *May R.I.* Numerical model of the ice cover evolution in Arctic Seas for the operational forecasting. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 55 (3): 83–96 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-3-83-96

Klyachkin S.V., *Guzenko R.B.*, *May R.I.* Statistical features of sea ice drift extremes in the south-western Kara Sea from the results of numerical modelling. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2020, 66 (4): 427–445 [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-427-445

Nikolayeva A.Ya., Shesterikov N.P. Method of calculating the ice conditions (on the example of the Laptev Sea). Trudy AANII. Proc. AARI. 1970, 292: 143–217 [In Russian].

Kheisin D.Ye., *Ivchenko V.O. Propagation of ice pressure in close ice. Okeanologiya.* Oceanography. 1975, 15 (5): 803–812 [In Russian].

Lemieux J.-F., *Tremblay B.*, *Plante M.* Toward a method for downscaling sea ice pressure for navigation purposes // The Cryosphere. 2020, 14: 3465–2020. https://doi.org/10.5194/tc-14-3465-2020/

Leppäranta M. The drift of sea ice. Heidelberg. Germany. Springer-Praxis, 2005: 282 p.

Richter-Menge J.A., *Elder B.C.* Characteristics of pack ice stress in the Alaskan Beaufort Sea // Journ. of Geophys. Research. 1998, 103 (C10): 21817–21829.

Richter-Menge J.A., *McNutt S.L. Overland J.E.*, *Kwok R.* Relating arctic pack ice stress and deformation under winter conditions // Journ. of Geophys. Research. 2002, 107 (C10): 8040. https://doi.org/10.1029/2000JC000477

Tucker W.B. III., *Perovich D.K.*, *Hopkins M.A.*, *Hibler III W.D.* On the relationship between local stresss and strains in Arctic pack ice // Annals of Glaciology. 1991, 15: 265–270.

Tucker W.B. III., *Perovich D.K.* Stress measurements in drifting pack ice // Cold Region Science and Technology. 1992, 20 (2): 119–139. https://doi.org/10.1016/0165-232X(92)90012-J

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 130–140

ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

УДК 551.32

РЕШЕНИЕ ОДНОМЕРНОЙ ЗАДАЧИ СТЕФАНА С ДВУМЯ ФАЗОВЫМИ ГРАНИЦАМИ НА ПРИМЕРЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЗАМЕРЗАНИЯ ВОДЫ В ЛЕДНИКОВОЙ ТРЕЩИНЕ

© 2023 г. С. В. Попов[1,2,3,*]

[1] Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия

[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

[3] Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

**e-mail: spopov67@yandex.ru*

Поступила в редакцию 21.07.2022 г.
После доработки 19.09.2022 г.
Принята к публикации 06.03.2023 г.

Представлено численное решение одномерной задачи Стефана с двумя фазовыми границами в виде конечно-разностных схем, реализованных на неравномерной сетке. Уравнения записаны в наиболее общей форме, то есть включают в себя не только кондуктивный, но также конвективный и диссипативный члены. В качестве примера выполнено оценочное моделирование процесса замерзания трещины в леднике, заполненной водой. Получено, что для ледников с температурой ниже –5°С время замерзания 30-сантиметровой трещины составляет менее трёх месяцев.

Ключевые слова: математическое моделирование, численное решение, задача Стефана, конечно-разностные схемы, ледниковые трещины, Антарктида

DOI: 10.31857/S2076673423010131, **EDN:** MARCFM

ВВЕДЕНИЕ

Основой познания окружающего мира считаются не только результаты полевых исследований, но и математическое моделирование. Именно оно позволяет наиболее эффективно применять полученные данные. Современные модели описания гляциальных и субгляциальных процессов, а также процессов, протекающих в подледниковых водоемах от начала их формирования до завершения всего цикла существования, очень сложны. Как правило, они основаны на фундаментальных законах природы и описываются уравнениями математической физики, например, модель тепломассопереноса в ледниках (Huybrechts, 1992; Greve, 1997; Greve, Blatter, 2009; Рыбак, Рыбак, 2010), или движения воды в подледниковом озере Восток (Thoma et al., 2007; Казко и др., 2012). При этом формируется целый класс процессов, который может быть описан решением задачи Стефана о движении фазовой границы. Они весьма актуальны, применительно к гляциальным и субгляциальным гидрологическим процессам, поскольку именно задача Стефана (если точнее, то определенный тип граничных условий) описывает изменение конфигурации поверхности льда на границе с водой.

Теоретически, описывать эти процессы можно по-разному. Например, Дж. Най, моделируя прорывы подледниковых водоёмов, применял закон сохранения энергии и эмпирические соотношения (Nye, 1976). Сходным образом поступил и Ф. Паттин (Pattyn, 2003). Это было обосновано, прежде всего тем, что в указанных работах описывались процессы, протекающие под ледником значительной мощности. Поскольку лёд – это пластичное вещество, то конфигурация границы раздела льда и воды, в соответствии с законом Глена (Патерсон, 1984), определяется также вышележащим весом. Расчёты автора показывают, что при мощности ледника 1 км канал сечением 1 м^2 полностью затекает примерно за 2.5 часа, поэтому моделировать конфигурацию границы между льдом и водой особого смысла не имеет. С другой стороны, имеется достаточно много задач, для которых это не только целесообразно, но и важно. В частности, одной из них считается описание процесса прорыва приледниковых водоемов. Поскольку мощность ледника или снежника относительно невелика, то и его деформацией за счёт растекания можно пренебречь. В этом случае конфигурация образующегося тоннеля описывается решением задачи Стефана. В целом она хорошо разработана, и существуют множество монографий по этой тематике. Одна-

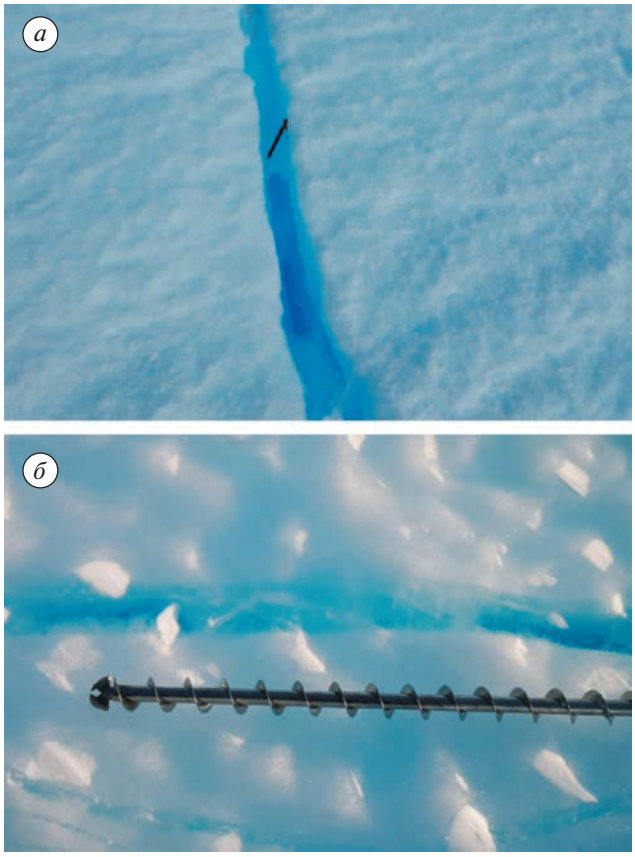

Рис. 1. Фотографии залеченных трещин: *а* – частично замерзшие трещины с талой водой в приповерхностной части ледника в районе сопки Ветров, станция Мирный (фото автора, февраль 2017 г.); *б* – полностью замерзшие ледниковые трещины на взлётно-посадочной полосе станции Новолазаревская (фото А.С. Борониной, ноябрь 2021 г.).

Fig. 1. Photos of crevasses: *а* – partially frozen crevasse with melt water in the near-surface part on the glacier in the Sopka Vetrov area, Mirny Station (photo by the author, February 2017); *б* – completely frozen crevasse on the Novo Runway (photo by A. Boronina, November 2021).

ко есть известная разница между теоретическими построениями и их практической реализацией, которая не всегда очевидна, особенно при решении конкретных и сложных задач.

Исходя из общих соображений, применение моделирования поведения двух фазовых границ вполне достаточно для рассмотрения абсолютного большинства даже самых сложных случаев, применительно к гляциальным и субгляциальным процессам от формирования и развития подледниковых водоёмов, их прорывов, развития таликов в многолетней мерзлоте, или донного льда, до моделирования подледниковых водоёмов полярных шапок Марса. Основой расчетов для них служит решение задачи Стефана. Аналитически она может быть реализована лишь в весьма ограниченном количестве случаев. Поэтому целесообразно рассмотреть численное решение для произвольных начальных и граничных условий. Опыт автора показывает, что имеет также смысл применять неравномерную сетку, которая позволит существенно повысить точность построений на границах раздела сред. Особенно это полезно, когда моделируемый процесс предполагает формирование или исчезновение слоев. Именно эта задача и решается в рамках настоящей работы. В ней предлагается вариант конечно-разностной схемы, который может быть впоследствии применен во всевозможных задачах моделирования. Распространение на двумерный или трёхмерный случай достигается применением известных способов, в частности, метода переменных направлений (Самарский, 1977; Кузнецов, Шеремет, 2007; Кольцова и др., 2020). Решение иллюстрируется на примере весьма упрощенного одномерного процесса замерзания воды между двумя стенками трещины в леднике.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Для определённости смоделируем упрощенный процесс замерзания трещины исключительно как иллюстрацию к решению задачи Стефана с двумя фазовыми границами. Предположим, что существует безграничный однородный и изотропный ледник. В некоторый момент времени в нем образуется трещина бесконечной глубины, которая заполняется талой ледниковой водой и начинает постепенно замерзать. Реальным примером может служить процесс залечивания ледниковых трещин, сформированных на так называемом голубом льду, то есть на леднике, где в силу различных причин не накапливается снежный покров. В течение относительно тёплого антарктического лета на его поверхности происходит интенсивное таяние. Талые воды стекают в трещины и впоследствии замерзают, залечивая их. Подобная ситуация наблюдалась автором в районе станции Мирный на леднике недалеко от сопки Ветров (рис. 1, *а*). В ходе недавних инженерных изысканий, выполненных на посадочной площадке станции Новолазаревская (Попов и др., 2022), выявлены линейные дайкообразные структуры голубого цвета, которые контрастно выделяются на фоне более светлого массива льда (см. рис. 1, *б*). Они считаются трещинами, которые были залечены аналогичным образом.

Смоделировано поле температур в этой системе и оценено время полного замерзания воды в трещине в зависимости от её начальной ширины, а также температуры ледника и воды. Решена одномерная задача Стефана с двумя фазовыми границами, каждая из которых физически соответствует стенкам трещины. Упростив задачу, можно применить её симметрию. Это позволит рассматривать лишь одну фазовую границу. Од-

нако цель работы – решение задачи Стефана, которую можно применить в дальнейшем в других задачах моделирования.

Таким образом, модель включает в себя три области: Ω_1 (лёд), Ω_2 (вода) и Ω_3 (лёд), между которыми формируются подвижные границы $\Gamma_{12} = \Omega_1 \cap \Omega_2$ и $\Gamma_{23} = \Omega_2 \cap \Omega_3$. Ось абсцисс направлена вправо и совместима с началом координат с левой границей Γ_1 области Ω_1 (рис. 2). Все три среды характеризуются разными плотностями ρ, а также коэффициентами теплопроводности λ и теплоемкости c. Нижними индексами 1, 2 и 3 обозначены номера областей. Если a – это коэффициент температуропроводности, $a = \lambda/(c \cdot \rho)$, то для одномерного случая предлагается система уравнений, описывающая изменение температуры θ в средах в зависимости от времени t и расстояния x вдоль оси абсцисс (Смирнов, 1974; Тихонов, Самарский, 1977):

$$\frac{\partial \theta_k}{\partial t} = a_k \frac{\partial^2 \theta_k}{\partial x^2} + v_k \frac{\partial \theta_k}{\partial x} + \Phi_k, \quad x_k \in \Omega_k, \quad k = 1,2,3, \tag{1}$$

где v_k – вертикальные скорости движения сред, а Φ_k – диссипативный член, связанный с выделением тепла при трении слоев сред друг о друга при перемещении. Отмечено, что ρ, λ и c не считаются константами (Патерсон, 1984), но они неизменны в пределах своих сред. Рассмотрен упрощенный пример моделирования, который не предполагает физического перемещения вещества сред. В этом случае следовало бы убрать второй и третий члены в правой части уравнения (1), однако они оставлены для того, чтобы получить наиболее общее решение задачи Стефана.

На левой и правой границах Γ_1 и Γ_2 (см. рис. 2) заданы условия I рода (Дирихле), соответствующие средней температуре в средах $\overline{\theta}_k$ и считающиеся начальными условиями:

$$\theta_1(t)\big|_{\Gamma_1} = \overline{\theta}_1, \quad \theta_3(t)\big|_{\Gamma_3} = \overline{\theta}_3, \quad \theta_1(x)\big|_{t=0} = \overline{\theta}_1, \quad \theta_2(x)\big|_{t=0} = \overline{\theta}_2, \quad \theta_3(x)\big|_{t=0} = \overline{\theta}_3. \tag{2}$$

Это вполне логично, исходя из постановки задачи: сначала существовал безграничный ледник, затем в некоторый момент времени $t = t_0$ произошел его раскол и сформировалась трещина. Согласно условиям решаемой задачи, на внутренних подвижных границах Γ_{12} и Γ_{23} задаются условия Стефана:

$$\lambda_1 \frac{\partial \theta_1}{\partial x}\bigg|_{\Gamma_{12}} - \lambda_2 \frac{\partial \theta_2}{\partial x}\bigg|_{\Gamma_{12}} = q_{F12}\rho_2 \frac{ds_1}{dt}, \quad \lambda_2 \frac{\partial \theta_2}{\partial x}\bigg|_{\Gamma_{23}} - \lambda_3 \frac{\partial \theta_3}{\partial x}\bigg|_{\Gamma_{23}} = q_{F23}\rho_2 \frac{ds_2}{dt}, \tag{3}$$

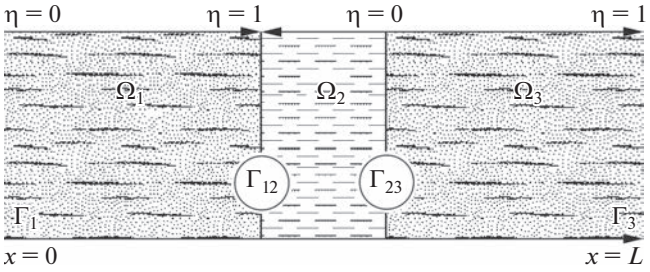

Рис. 2. Иллюстрация к математической модели.
Fig. 2. Illustration to the mathematical model.

где q_{F12} и q_{F23} – удельная теплота плавления, требуемая для перехода вещества из одного агрегатного состояния в другое на границах раздела сред Γ_{12} и Γ_{23} (в общем случае они могут отличаться), а s_1 и s_2 – их положение на оси абсцисс.

Поскольку плотности агрегатных состояний различны, смещения границ также приводят и к изменению размеров сред. Для примера рассмотрена граница Γ_{12}. Если она сдвинулась из области Ω_1 в Ω_2 на ds_1, то фактически в силу закона сохранения массы это означает, что область Ω_1 увеличится на эту величину, но Ω_2 уменьшится на $ds_1 + \Delta s_1$:

$$\Delta s_1 = \frac{ds_1}{\rho_2}(\rho_1 - \rho_2).$$

В противоположном случае сдвиг на s_1 уменьшит область Ω_1 на эту величину, но Ω_2 увеличится на $ds_1 + \Delta s_1$. Аналогична ситуация и со смещением границы Γ_{23}. Если переходить в практическую плоскость, то эффективный учёт вышеизложенного достигается путем изменения размеров соответствующих сред на величины Δs_1 и Δs_2.

Сформулированная выше краевая задачу в виде уравнений (1), (2), (3) решена численно методом спрямления фронтов. Его достоинство заключается в том, что он позволяет рассматривать не только одномерные, но и многомерные задачи Стефана с произвольным количеством границ (Самарский, 1977; Кузнецов, Шеремет, 2007; Кольцова и др., 2020). Произведён переход из системы координат (t, x) в новую (τ, η) согласно правилу

$$\eta(x) = \begin{cases} \dfrac{x}{s_1(\tau)}, & \Omega_1,\ 0 \le x \le s_1(\tau) \\ \dfrac{x - s_2(\tau)}{s_1(\tau) - s_2(\tau)}, & \Omega_2,\ s_1(\tau) \le x \le s_2(\tau), \\ \dfrac{x - s_2(\tau)}{L - s_2(\tau)}, & \Omega_3,\ s_2(\tau) \le x \le L \end{cases} \quad \tau = t. \tag{4}$$

Если требуется рассмотреть большее количество границ раздела сред, то $\eta(x)$ записывается аналогичным образом. В нашем случае для обла-

сти Ω_1: $\eta(0) = 0$ и $\eta(s_1) = 1$, для Ω_2: $\eta(s_1) = 1$ и $\eta(s_2) = 0$ и для Ω_3: $\eta(s_2) = 0$ и $\eta(L) = 1$, где L – это положение границы Γ_3 (правого края Ω_3) на оси абсцисс (см. рис. 2). Соотношения (1), (2) и (3) должны быть преобразованы с учётом (4). Для этого записаны частные производные, входящие в указанные соотношения в новых координатах для каждой области. Производные по времени для них выглядят следующим образом:

$$\frac{\partial\theta_1}{\partial t} = \frac{\partial\theta_1}{\partial\tau}\frac{\partial\tau}{\partial t} + \frac{\partial\theta_1}{\partial\eta}\frac{\partial\eta}{\partial s_1}\frac{\partial s_1}{\partial\tau}\frac{\partial\tau}{\partial t}, \quad \text{при} \quad \eta \in \Omega_1,$$

$$\frac{\partial\theta_2}{\partial t} = \frac{\partial\theta_2}{\partial\tau}\frac{\partial\tau}{\partial t} + \frac{\partial\theta_2}{\partial\eta}\frac{\partial\eta}{\partial s_1}\frac{\partial s_1}{\partial\tau}\frac{\partial\tau}{\partial t} + \frac{\partial\theta_2}{\partial\eta}\frac{\partial\eta}{\partial s_2}\frac{\partial s_2}{\partial\tau}\frac{\partial\tau}{\partial t},$$
$$\text{при} \quad \eta \in \Omega_2,$$

$$\frac{\partial\theta_3}{\partial t} = \frac{\partial\theta_3}{\partial\tau}\frac{\partial\tau}{\partial t} + \frac{\partial\theta_3}{\partial\eta}\frac{\partial\eta}{\partial s_2}\frac{\partial s_2}{\partial\tau}\frac{\partial\tau}{\partial t}, \quad \text{при} \quad \eta \in \Omega_3.$$

Поскольку

$$\frac{\partial\theta_k}{\partial x} = \frac{\partial\theta_k}{\partial\eta}\frac{\partial\eta}{\partial x},$$

$$\text{и} \quad \frac{\partial^2\theta_k}{\partial x^2} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial\theta_k}{\partial x}\right) = \frac{\partial}{\partial\eta}\left(\frac{\partial\theta_k}{\partial\eta}\frac{\partial\eta}{\partial x}\right)\frac{\partial\eta}{\partial x},$$
$$k = 1, 2, 3,$$

то окончательно производные по плановым координатам примут вид:

$$\frac{\partial\eta}{\partial s_1} = \frac{-\eta}{s_1(\tau)} \quad \text{и} \quad \frac{\partial\eta}{\partial x} = \frac{1}{s_1(\tau)}, \quad \text{при} \quad \eta \in \Omega_1,$$

$$\frac{\partial\eta}{\partial s_1} = \frac{-\eta}{s_1(\tau) - s_2(\tau)}, \quad \frac{\partial\eta}{\partial s_2} = \frac{\eta - 1}{s_1(\tau) - s_2(\tau)}$$
$$\text{и} \quad \frac{\partial\eta}{\partial x} = \frac{1}{s_1(\tau) - s_2(\tau)}, \quad \text{при} \quad \eta \in \Omega_2,$$

$$\frac{\partial\eta}{\partial s_2} = \frac{\eta - 1}{L - s_2(\tau)} \quad \text{и} \quad \frac{\partial\eta}{\partial x} = \frac{1}{L - s_2(\tau)},$$
$$\text{при} \quad \eta \in \Omega_3,$$

с учётом того, что $\frac{\partial\tau}{\partial t} = 1$ уравнения теплопроводности (1) могут быть записаны следующим образом:

$$\frac{\partial\theta_1}{\partial\tau} = \frac{a_1}{s_1^2}\frac{\partial^2\theta_1}{\partial\eta^2} + \frac{\eta}{s_1}\frac{\partial\theta_1}{\partial\eta}\frac{\partial s_1}{\partial\tau} + \frac{v_1}{s_1}\frac{\partial\theta_1}{\partial\eta} + \Phi_1, \quad \eta \in \Omega_1, \quad (5)$$

$$\frac{\partial\theta_2}{\partial\tau} = \frac{a_2}{(s_1 - s_2)^2}\frac{\partial^2\theta_2}{\partial\eta^2} + \frac{1}{s_1 - s_2} \times$$
$$\times \frac{\partial\theta_1}{\partial\eta}\left[\eta\frac{\partial s_1}{\partial\tau} + (1 - \eta)\frac{\partial s_2}{\partial\tau} + v_2\right] + \Phi_2, \quad (6)$$
$$\eta \in \Omega_2,$$

$$\frac{\partial\theta_3}{\partial\tau} = \frac{a_3}{(L - s_2)^2}\frac{\partial^2\theta_2}{\partial\eta^2} + \frac{1}{L - s_2} \times$$
$$\times \frac{\partial\theta_1}{\partial\eta}\left[(1 - \eta)\frac{\partial s_2}{\partial\tau} + v_3\right] + \Phi_3, \quad (7)$$
$$\eta \in \Omega_3.$$

Начальные условия и условия на границах Γ_1 и Γ_3 сохранятся, а условия Стефана примут новый вид

$$\frac{\lambda_1}{s_1}\frac{\partial\theta_1}{\partial\eta}\bigg|_{\Gamma_{12}} - \frac{\lambda_2}{s_1 - s_2}\frac{\partial\theta_2}{\partial\eta}\bigg|_{\Gamma_{12}} = q_{F12}\rho_2\frac{ds_1}{d\tau}, \quad (8)$$

$$\frac{\lambda_2}{s_1 - s_2}\frac{\partial\theta_2}{\partial\eta}\bigg|_{\Gamma_{23}} - \frac{\lambda_3}{L - s_2}\frac{\partial\theta_3}{\partial\eta}\bigg|_{\Gamma_{23}} = q_{F23}\rho_2\frac{ds_2}{d\tau}. \quad (9)$$

Таким образом, уравнения (5), (6) и (7), а также начальные и граничные условия (2), (8) и (9) представляют собой краевую задачу, которая может быть решена численно.

МЕТОД ЧИСЛЕННОГО РЕШЕНИЯ

Известные работы, в частности (Самарский, 1977; Кузнецов, Шеремет, 2007; Кольцова и др., 2020), а также недавнее исследование автора показывают, что результаты моделирования, выполненного с применением основных конечно-разностных схем (явной, неявной и Кранка–Николсона), практически не отличаются друг от друга. Естественно, речь идёт о корректном решении исходя из условия устойчивости Куранта. Отмечено, что параметры конечно-разностной схемы, при которых число Куранта $\zeta \approx 0.1$ ($\zeta \equiv 2\Delta t/\Delta x^2$), где Δt и Δx – шаг по времени и по расстоянию) считаются универсальными, и дают наименьшую погрешность при различных соотношениях Δt и Δx.

Решение сформулированной выше задачи реализовано в виде четырехточечной неявной конечно-разностной схемы (Самарский, 1977; Кузнецов, Шеремет, 2007; Кольцова и др., 2020). Поскольку границы Γ_{12} и Γ_{23} двигаются, и в предельном случае центральная область Ω_2 полностью вырождается, то для повышения точности моделирования целесообразно применять неравномерную сетку (Самарский, 1977; Кузнецов, Шеремет, 2007; Кольцова и др., 2020). Её формирование различно, поэтому в общем случае при построении конечно-разностной схемы не нужно привязываться к какому-то конкретному её виду. Однако не следует при этом забывать про критерий устойчивости Куранта. Пусть неравномерная сетка $\xi(\eta)$ формируется по некоторому закону таким образом, что $\xi(0) = 0$ и $\xi(1) = 1$.

Для удобства последующей записи считается, что все три области разделены на одинаковое количество отрезков, равное N. Их границами счи-

таются $N + 1$ точек, нумеруемые от 0 до N. Традиционно верхним индексом n обозначается номер временно́го слоя, а нижним j – номер точки по оси абсцисс. В итоге задача решается методом прогонки (Самарский, 1977; Кузнецов, Шеремет, 2007; Кольцова и др., 2020), а конечно-разностная схема приведена к виду:

$$A_j\theta_{j+1}^{n+1} - B_j\theta_j^{n+1} + C_j\theta_{j-1}^{n+1} = F_j,$$

где A_j, B_j, C_j и F_j – некоторые коэффициенты. Пусть $\Delta\xi_j \equiv \xi_{j+1} - \xi_j$, тогда выражения (7), (8) и (9) примут общий вид

$$\theta_{k,j+1}^{n+1}\left[\varphi_{k,j}\Delta\xi_{j-1} + \psi_{k,j}\right] - \theta_{k,j}^{n+1}\left[\varphi_{k,j}\xi_j + 1\right] + \\ + \theta_{j-1}^{n+1}\left[\varphi_{k,j}\Delta\xi_j - \psi_{k,j}\right] = F_{k,j}^n, \quad k = 1,2,3, \tag{10}$$

$$\varphi_{k,j} \equiv \frac{2a_k\Delta\tau}{(T_k^n)^2(\Delta\xi_{j-1} + \Delta\xi_j)\Delta\xi_{j-1}\Delta\xi_j}, \\ \psi_{k,j} \equiv \frac{G_{k,j}^n + v_k\Delta\tau}{T_k^n(\Delta\xi_{j-1} + \Delta\xi_j)}, \quad F_{k,j}^n \equiv -(\theta_j^n + \Phi_k\Delta\tau), \tag{11}$$

где T_k^n – мощность k-го слоя, а $G_{k,j}^n$ – некоторый параметр:

$$T_k^n = \begin{cases} s_1^n, & k = 1 \\ s_1^n - s_2^n, & k = 2 \\ L - s_2^n, & k = 3 \end{cases} \text{ и} \tag{12}$$

$$G_{k,j}^n \equiv \begin{cases} \xi_j(s_1^{n+1} - s_1^n), & k = 1 \\ \xi_j(s_1^{n+1} - s_1^n) + (1 - \xi_j)(s_2^{n+1} - s_2^n), & k = 2. \\ (1 - \xi_j)(s_2^{n+1} - s_2^n), & k = 3 \end{cases}$$

Величины смещений границ $s_1^{n+1} - s_1^n$ и $s_2^{n+1} - s_2^n$ за время $\Delta\tau$ могут быть получены из условий Стефана для Γ_{12} и Γ_{23} (8), (9). Применительно к конечно-разностной схеме они выглядят следующим образом:

$$s_1^{n+1} - s_1^n = \\ = \frac{\Delta\tau}{q_{F12}\rho_{12}}\left[\frac{\lambda_1}{s_1^n}\frac{\theta_{1,N}^n - \theta_{1,N-1}^n}{\Delta\xi_{N-1}} - \frac{\lambda_2}{s_1^n - s_2^n}\frac{\theta_{2,1}^n - \theta_{2,0}^n}{\Delta\xi_0}\right], \tag{13}$$

$$\theta_{1,N}^n = \theta_{2,0}^n = \theta_{F12},$$

$$s_2^{n+1} - s_2^n = \\ = \frac{\Delta\tau}{q_{F23}\rho_{23}}\left[\frac{\lambda_2}{s_1^n - s_2^n}\frac{\theta_{2,N}^n - \theta_{2,N-1}^n}{\Delta\xi_{N-1}} - \frac{\lambda_3}{L - s_2^n}\frac{\theta_{3,1}^n - \theta_{3,0}^n}{\Delta\xi_0}\right], \tag{14}$$

$$\theta_{2,N}^n = \theta_{3,0}^n = \theta_{F23},$$

где θ_{F12} и θ_{F23} – температуры фазового перехода на границах Γ_{12} и Γ_{23}, которые могут отличаться в силу тех или иных причин.

Таким образом, соотношения (10), (11), (12), (13) и (14) с учётом граничных и начальных условий (2) полностью описывают решение поставленной задачи. Переход от неравномерной сетки ξ к равномерной η выполняется исходя из задаваемой аналитической или табличной функции пересчёта координат, а преобразование от η к реальным координатам x вдоль оси абсцисс выполняется по соотношению (4).

Изучен вопрос формирования неравномерной сетки, то есть перехода от координат η к ξ. Показаны температурные изменения на границах раздела сред и уход от больших скачков (поскольку решение дискретное, полностью скачков избежать невозможно) при формировании нового слоя, или его исчезновении. Таким образом, функция расчета новой сетки должна сгущать точки в краевых частях и разряжать в центральной. Этим требованиям отвечает, например, следующее преобразование:

$$\xi(\eta) = \frac{f(\eta) - f(0)}{f(1) - f(0)}, \\ f(\eta) \equiv \left[1 + \exp\{-\varkappa(\eta - 1/2)\}\right]^{-1}, \tag{15}$$

где $\varkappa$ – некоторый коэффициент, который определяет степень сгущения точек по краям. График зависимости ξ от η при различных $\varkappa$, построенный по выражению (15), показан на рис. 3.

В целом поставленная задача решена и получена конечно-разностная схема задачи Стефана о движении двух фазовых границ для наиболее общего случая (при наличии конвективного и диссипативного членов) на неравномерной сетке.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ЗАМЕРЗАНИЯ ТРЕЩИНЫ

Сделаны приблизительные оценки времени замерзания трещины при различных параметрах. Выполнено моделирование, основанное на решении задачи Стефана с двумя фазовыми границами. Рассмотрен лишь процесс теплопереноса без учета движения воды, которое связано с её вытеснением из-за изменения объёма при замерзании. Считается, что температура фазового перехода не меняется. В реальности это не совсем так, поскольку она известным образом зависит от давления (Патерсон, 1984) в ходе замерзания воды будет постепенно нарастать на стенки трещины. Однако в рассматриваемом случае этого не происходит, поскольку вода вытесняется на поверхность избыточным давлением, приводя его к начальным значениям.

Расчёты выполнялись из предположения, что среды Ω_1 и Ω_3 одинаковы и представляют собой лед плотностью $\rho_1 = \rho_3 = 910$ кг/м^3, теплопроводностью $\lambda_1 = \lambda_3 = 2.22$ Вт/(м К) и теплоёмкостью

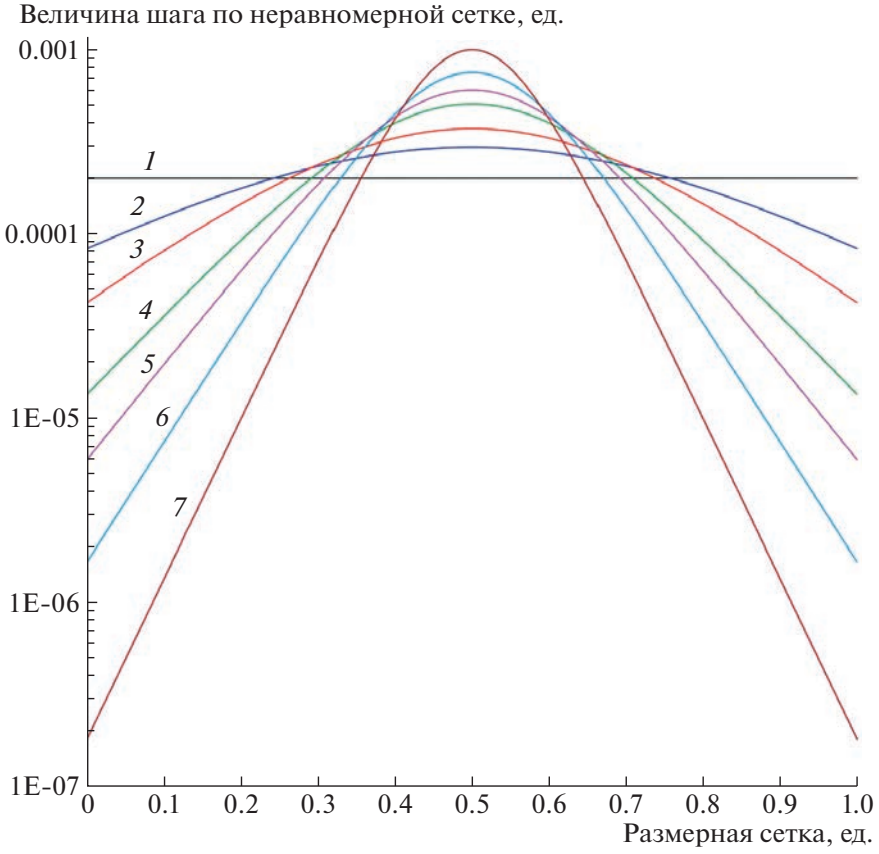

Рис. 3. Расстояния между узлами неравномерной сетки при различных значениях κ и $N = 5000$: *1* – равномерная сетка; *2* – κ = 5; *3* – κ = 7; *4* – κ = 10; *5* – κ = 12; *6* – κ = 15; *7* – κ = 20.

Fig. 3. Distances between the nodes of an uneven grid for various values κ and $N = 5000$: *1* – uniform grid; *2* – κ = 5; *3* – κ = 7; *4* – κ = 10; *5* – κ = 12; *6* – κ = 15; *7* – κ = 20.

$c_1 = c_3 = 2060$ Дж/(кг К). Среда Ω_2 считается водой $\rho_2 = 1000$ кг/м^3, $\lambda_2 = 0.569$ Вт/(м К), $c_3 = 4212$ Дж/(кг К). Скрытая теплота плавления льда составляет $q_{F12} = q_{F23} = 3.32 \times 10^5$ Дж/кг (Патерсон, 1984). Поскольку изначально предполагается, что трещина заполнена талой водой, образованной на поверхности ледника, то её начальная температура соответствует температуре фазового перехода, то есть $\overline{\theta}_2 = 0$°C. Температуры сред Ω_1 и Ω_3 одинаковы, следовательно $\overline{\theta}_1 = \overline{\theta}_3$. Моделирование выполнялось при различных температурах ледника и начальной ширине трещины (то есть области Ω_2).

На рис. 4 показан характер изменения распределения температуры в трёхслойной среде с течением времени. Для определённости выбрана температура ледника, которая может соответствовать району посадочных площадок станций Мирный или Новолазаревская в начале летнего периода, то есть $\overline{\theta}_1 = \overline{\theta}_3 = -8$°C (Попов и др., 2017). Начальная ширина трещины выбрана 10 см (см. рис. 1, *б*). Размеры областей Ω_1 и Ω_3 достаточно велики и составляют по 250 м каждая. Это позволяет во временных масштабах моделирования считать, что ледник безграничен в обе стороны от трещины, то есть существуют области в леднике, где он не успевает нагреться от тепла трещины.

На рис. 4 продемонстрированы два одновременно протекающих процесса: растепление ледника от краев трещин вглубь и постепенное замерзание воды, начиная от стенок. На начальном этапе из-за большого перепада температур (8°C) скорость замерзания достаточно большая, но по мере нагревания стенок и уменьшения температурного градиента она естественным образом падает. Общее время замерзания трещины при заданных параметрах составляет 7.57 суток, что соответствует средней скорости 0.55 мм/час.

На рис. 5 показаны графики зависимости времени полного замерзания трещины от её начальной ширины и температуры окружающего льда в рамках рассмотренной модели. В тёплых горных ледниках, температура которых составляет первые градусы ниже нуля (Глазовский, Мачерет, 2014), трещины в течение летнего периода не замерзнут, но это произойдет зимой, когда темпе-

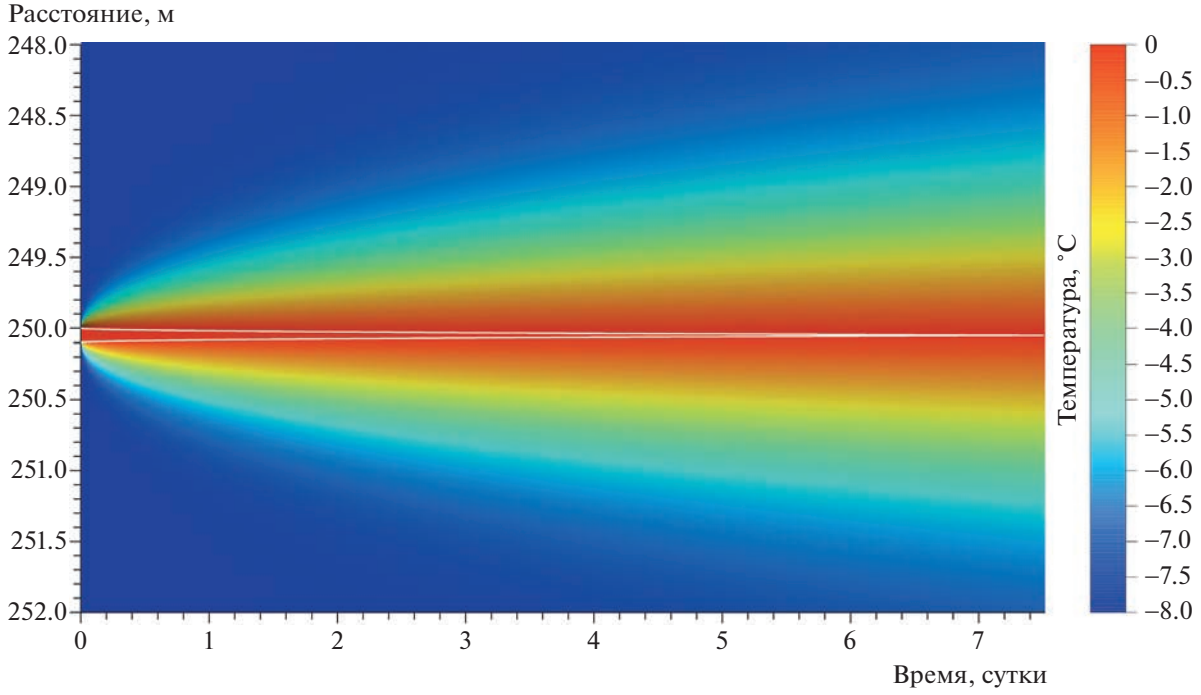

Рис. 4. Температура в трёхслойной среде с течением времени: белыми линиями показано положение стенок трещины.
Fig. 4. Temperature in a three-layer media with the time: position of the crevasse walls is depicted by white lines.

ратура приповерхностной части ледника понизится. Применительно к холодному антарктическому леднику видно, что в течение тёплого периода вода в трещине разумных размеров полностью замерзнет, что и наблюдается в районе станций Мирный и, по-видимому, на посадочной площадке станции Новолазаревская (см. рис. 1, *а–б*). Моделирование показало, что для прибрежной части холодного антарктического ледника со средней температурой −10°C и ниже (где в силу особенности его динамики и наблюдаются трещины), 5–10 см трещины замерзают менее чем за неделю. Более широкие трещины замерзают чуть дольше: замерзание 30 см требует от двух до трёх недель, в зависимости от температуры ледника.

Опубликовано множество статей, в которых приводится как аналитическое, так и численное решение задачи об определении скорости замерзания трещин, например, (Краслоу, Едгер, 1964; Тихонов, Самарский, 1977; Alley et al., 2005; Poinar et al., 2017). В работе (van der Veen, 2007) приводится соотношение для толщины намерзшего льда d за время t:

$$d(t) = \frac{2c_1(\theta_{F12} - \theta_1)}{q_{F12}\sqrt{\pi}}\sqrt{a_1 t}.$$

Поскольку рассчитывается скорость намерзания от одной стенки, то для получения значения общей толщины эту величину нужно удвоить. Соотношения t, которое станет временем замерзания трещины заданной ширины D, $D = 2d$:

$$t = \frac{\pi}{16a_1}\left[\frac{q_{F12}d}{c_1(\theta_{F12} - \theta_1)}\right]^2. \qquad (16)$$

Расчёты, выполненные по соотношению (16), для сравнения с приведенной выше моделью, нанесены на рис. 5. Они показывают, что процесс замерзания трещины, описываемый моделью, происходит большей частью чуть быстрее, чем по уравнению (16). При этом с уменьшением температуры ледника уменьшается и степень расхождения результатов расчёта. В частности, 10-метровая трещина при разности температур льда и воды в 15°C замерзает за 2.153 суток по оценкам (16) и за 2.268 суток (то есть на 5.3% медленнее). Для разности температур в 1°C эти значения составляют 498.4 и 459.2 суток соответственно. То есть во втором случае процесс, описываемый уравнением (16), протекал на 7.9% медленнее. Изменение $\Delta\tau$ для моделирования (в пределах разумных значений числа Куранта) существенных изменений не дало. Указанные расчёты выполнены на неравномерной сетке при степени сгущения точек $\kappa = 10$ в выражении (15). Вычисления на равномерной сетке (при $\kappa = 1$) лишь незначительно изменяли расчётные значения.

Предположено, что несовпадение результатов не связано с ошибками моделирования, поскольку модель достаточно простая. Все дело в соотно-

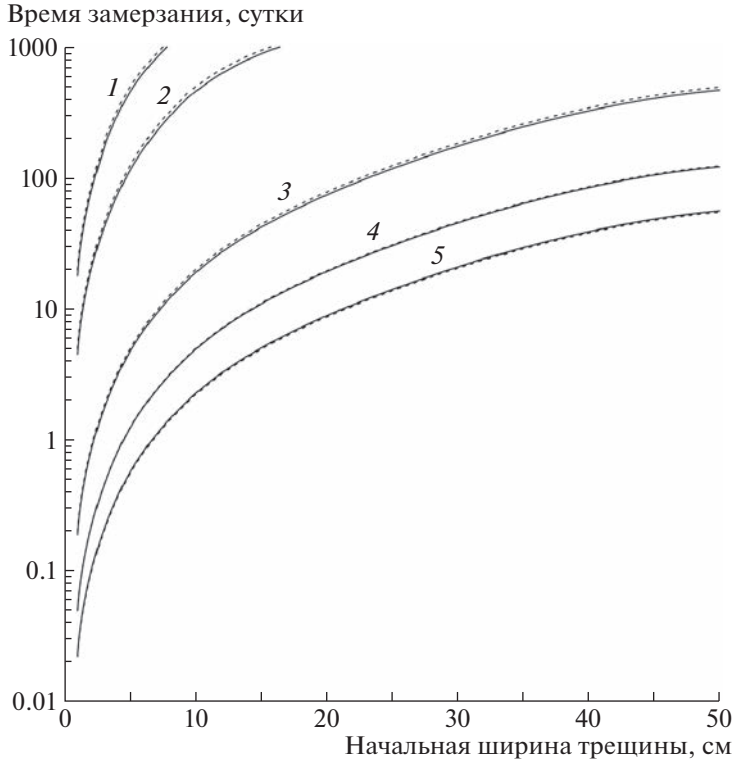

Рис. 5. Время замерзания воды в трещине при различной ширине и температуре ледяной толщи: температура льда: −0.5°C (*1*); −1.0°C (*2*); −5.0°C (*3*); −10.0°C (*4*); −15.0°C (*5*). Утолщенной линией показаны значения, полученные в рамках представленной модели, а пунктирной – результаты расчетов по соотношению (16).

Fig. 5. Freezing time of water in a crevasse with a different wide and temperatures of the ice: ice temperatures: −0.5°C (*1*); −1.0°C (*2*); −5.0°C (*3*); −10.0°C (*4*); −15.0°C (*5*). The values obtained by the presented model is shown by solid lines; the results of calculations according (16) is depicted by dotted lines.

шении (16), про которое автор публикации (van der Veen, 2007) пишет, что это приближенная оценка.

ОБСУЖДЕНИЕ

Представлено решение задачи Стефана с двумя фазовыми границами, реализованное на нерегулярной сетке для наиболее общего случая, который предусматривает учёт конвективного и диссипативного членов. Оно может быть достаточно просто, по аналогии, распространено на произвольное количество фазовых границ и применено в различных задачах моделирования процессов тепломассопереноса в ледниках и подледниковых водоёмах, а также описания мерзлотных процессов. В качестве примера этот подход реализован для решения конкретной задачи – оценки времени замерзания воды в трещине произвольной ширины, образованной в однородном массиве льда, а также расчёта изменяющегося во времени поля температур.

Применительно к этой задаче, сотрудники Российской антарктической экспедиции (РЭА), обеспечивающие работу посадочной площадки станции Новолазаревской, рассказывали о том, что в тёплый период антарктического лета на взлётно-посадочной полосе (ВПП) протекают потоки талой воды и образуются небольшие трещины. Сам автор этого не видел, поскольку его работы в составе 67-й РАЭ (2021/22 г.) закончились до начала сезона таяния. В конце антарктической весны и начале лета открытых трещин на посадочной площадке обнаружено не было. Тем не менее, дайкообразные тела в пределах ВПП наблюдались (см. рис. 1, *б*). Это подтверждает рассказы сотрудников РАЭ. Таким образом, можно предположить, что трещины образуются главным образом в наиболее тёплую часть лета. Известно, что характер течения ледника, который зависит от вязкости льда, резко изменяется при температуре выше −10°C (Budd, 1969). Однако мощность ледника в районе ВПП составляет сотни метров, и сложно предположить, что в летний период температура всей толщи резко меняется, что приводит к существенному увеличению скоростей деформаций и возникновению трещин. Такая ситуация скорее возможна в районе сопки Ветров, где мощность ледника гораздо меньше.

Возможны два варианта: первый, когда трещины начинают возникать зимой. Это приводит к тому, что они, с одной стороны, постепенно расширяются, а с другой – забиваются снегом в результате выпадения твёрдых осадков и метелевого переноса. Затем, с приближением тёплого времени, начинается приповерхностное таяние и быстрое наполнение трещин водой с последующим полным или частичным замерзанием; второй вариант – это формирование трещины в тёплое время в период интенсивного таяния. В этом случае они, образуясь, заполняются талой водой и, судя по представленным графикам, практически сразу замерзают. Оценки времени замерзания трещины для обоих вариантов выполнены в рамках изложенной выше модели. Однако это всего лишь оценки, и для более корректного решения требуется гораздо более сложная двухмерная или трёхмерная модель, которая учитывает конфигурацию границ трещины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках настоящего исследования представлено численное решение одномерной задачи Стефана с двумя фазовыми границами, реализованное в виде конечно-разностной схемы на неравномерной сетке. Оно записано в наиболее общей форме, то есть включает конвективный и диссипативный члены. Это позволяет с минимальными изменениями переносить представленное решение в компьютерные программы, которые реализуют более сложные математические модели. Применение неравномерной сетки существенно повышает точность построений на границах раздела сред. Это особенно важно, когда моделируемый процесс предполагает формирование или исчезновение слоев. При необходимости распространение решения на двумерный или трёхмерный случай достигается путём применения известных численных методов, например, метода переменных направлений. Представленное решение проиллюстрировано упрощенным моделированием процесса замерзания трещины и будет полезен для создания более сложных математических моделей тепломассопереноса и описания гляциальных и субгляциальных процессов.

Благодарности. Автор выражает благодарность А.С. Борониной и двум анонимным рецензентам за конструктивную критику настоящей работы. Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда № 22-27-00266.

Acknowledgments. The author is grateful to A.S. Boronina and two anonymous reviewers for fruitful criticism. The study was financially supported by the Russian Science Foundation No. 22-27-00266.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.

Казко Г.В., Саватюгин Л.М., Сократова И.Н. Моделирование циркуляции воды в антарктическом подледниковом озере Восток // Лёд и Снег. 2012. № 4. С. 86–91. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-4-86-91

Краслоу Г., Едгер Д. Теплопроводность твёрдых тел. М.: Наука, 1964. 488 с.

Кольцова Э., Скичко А., Женса А. Численные методы решения уравнений математической физики и химии. М.: Юрайт, 2020. 220 с.

Кузнецов Г.В., Шеремет М.А. Разностные методы решения задач теплопроводности: учебное пособие. Томск: Изд-во ТПУ, 2007. 172 с.

Патерсон У.С.Б. Физика ледников. М.: Мир, 1984. 472 с.

Попов С.В., Кашкевич М.П., Боронина А.С. Состояние взлетно-посадочной полосы станции Новолазаревская (Восточная Антарктида) и оценка безопасности её эксплуатации по данным исследований 2021 г. // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 4. С. 621–636.

Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С., Мартьянов В.Л., Лукин В.В. Строение верхней части ледника в районе планируемой взлетно-посадочной полосы станции Мирный, Восточная Антарктида (по материалам работ 2014/15 года) // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 1. С. 73–84.

Рыбак О.О., Рыбак Е.А. Алгоритм решения системы уравнений течения льда в трёхмерной математической модели // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2010. № 6. С. 117–121.

Самарский А.А. Теория разносных схем. М.: Наука, 1977. 656 с.

Смирнов В.И. Курс высшей математики. Т. 2. М.: Наука, 1974. 656 с.

Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М.: Наука, 1977. 736 с.

Alley R.B., Dupont T.K., Parizek B.R., Anandakrishnan S. Access of surface meltwater to beds of sub-freezing glaciers: preliminary insights // Annals of Glaciology. 2005. V. 40. P. 8–14.

Budd W.F. The dynamics of ice masses. ANARE Sci. Rep. Publ. 1969. V. 108, 212 p.

Greve R. A continuum-mechanical formulation for shallow polythermal ice sheets // Philos. Transaction Royal Society. London, 1997. V. 355. № 1726. P. 921–974.

Greve R., Blatter H. Dynamics of ice sheets and glaciers. Springer Science & Business Media, 2009. 300 p.

Huybrechts P. The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study // Ber. Polarforsch. 1992. V. 99. 244 p.

Nye J.F. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels, and veins // Journ. of Glaciology. 1976. V. 17. № 76. P. 181–207.

Pattyn F. A new three-dimensional higher-order thermomechanical ice sheet model: Basic sensitivity, ice

stream development, and ice flow across subglacial lakes // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108. № B8. 2382 p.

Poinar K., Joughin I., Lilien D., Brucker L., Kehrl L., Nowicki S. Drainage of Southeast Greenland Firn Aquifer Water through Crevasses to the Bed // Journ. of Front. Earth Sci. 2017. V. 5. 5 p. https://doi.org/10.3389/feart.2017.00005

Thoma M., Grosfeld K., Mayer C. Modelling mixing and circulation in subglacial Lake Vostok, Antarctica // Ocean Dynamics. 2007. V. 57. № 6. P. 531–540.

van der Veen C.J. Fracture propagation as means of rapidly transferring surface meltwater to the base of glaciers // Geophys. Research Letters. 2007. № 34. L01501. https://doi.org/10.1029/2006GL028385

Citation: Popov S.V. Solution of the one-dimensional Stefan problem with two transitions for modelling of the water freezing in a glacial crevasse. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (1): 130–140 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010131

Solution of the One-Dimensional Stefan Problem with Two Transitions for Modelling of the Water Freezing in a Glacial Crevasse

S. V. Popov[a,b,c,#]

[a] *Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia*
[b] *Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*
[c] *Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia*
[#] *e-mail: spopov67@yandex.ru*

This article presents a numerical solution of the one-dimensional Stefan problem with two phase transitions, which is implemented on a non-uniform grid. The system of equations is written in a general form, i.e. it includes not only conductive, but also convective and dissipative terms. The problem is solved numerically by the front-fixing method on a non-uniform grid using an implicit finite-difference scheme, which is implemented by the sweep method. This algorithm can also be used to create more complex mathematical models of heat and mass transfer, as well as to describe glacial and subglacial processes. The mathematical apparatus proposed in the article was used to solve a specific problem of water freezing in a glacial crevasse. The presence and progression of crevasses, in turn, is a demonstrative factor indicating the dynamic activity of the glacier. Crevasses formed in one way or another can not only expand, but also decrease in size until they completely disappear. One of the reasons for their closure is the freezing of near-surface meltwater in the crevasse. Such a process was observed on glaciers near Mirny and Novolazarevskaya stations (East Antarctica). This process is modeled as an example of solving the Stefan problem. It is believed that all media are homogeneous and isotropic. The temperature of the water in the crevasse corresponds to the melting temperature of the ice. Modeling has shown that for the coastal part of the cold Antarctic glacier with an average temperature of –10°C and below, crevasses 5–10 cm of width freeze in less than a week. Wider ones freeze a little longer. 30 cm wide crevasses close in about two to three weeks, depending on the temperature of the glacier.

Keywords: mathematical modelling, numerical solution, Stefan problem, finite difference schemes, ice crevasses, Antarctica

REFERENCES

Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. Voda v lednikakh. Metody i rezul'taty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. M.: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].

Kazko G.V., Savatyugin L.M., Sokratova I.N. Modeling of water circulation in the Antarctic subglacial Lake Vostok. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 52 (4): 86–91 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-4-86-91

Kraslou G., Edger D. Teploprovodnost' tverdyh tel. Thermal conductivity of solids. Moscow: Nauka, 1964: 488 p. [In Russian].

Kol'tsova E., Skichko A., Zhensa A. Chislennye metody resheniya uravnenii matematicheskoi fiziki i khimii. Numerical methods for solving equations of mathematical physics and chemistry. Moscow: Yurayt, 2020: 220 p. [In Russian].

Kuznetsov G.V., Sheremet M.A. Raznostnye metody resheniya zadach teploprovodnosti. Difference methods for solving problems of thermal conductivity. Tomsk: TPU, 2007: 172 p. [In Russian].

Paterson W.S.B. Fizika lednikov. The physics of glaciers. Moscow: Mir, 1984: 472 p. [In Russian].

Popov S.V., Kashkevich M.P., Boronina A.S. The condition of the runway at Novolazarevskaya Station (East Antarctica) and the safety assessment of its use based on the

2021 research data. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2022, 62 (4): 621–636 [In Russian].

Popov S.V., Polyakov S.P., Pryakhin S.S., Mart'yanov V.L., Lukin V.V. The structure of the upper part of the glacier in the area of a snow-runway of Mirny Station, East Antarctica (based on the data collected in 2014/15 field season). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, XXI (1): 73–84 [In Russian].

Rybak O.O., Rybak E.A. Algorithm for solving a system of equations for ice flow in a three-dimensional mathematical model. *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Severo-Kavkazskiy region. Yestestvennyye nauki*, Bulletin of higher educational institutions. North Caucasian region. Natural sciences. 2010, 6: 117–121 [In Russian].

Samarskii A.A. Teoriya raznosnykh skhem. Theory of diversity schemes. Moscow, Nauka, 1977: 656 p. [In Russian]

Smirnov V.I. Kurs vysshei matematiki. The course of higher mathematics. Moscow: Nauka, 1974, 2: 656 p. [In Russian].

Tihonov A.N., Samarskii A.A. Uravneniya matematicheskoj fiziki. Equations of mathematical physics. Moscow: Nauka, 1977: 736 p. [In Russian].

Alley R.B., Dupont T.K., Parizek B.R., Anandakrishnan S. Access of surface meltwater to beds of sub-freezing glaciers: preliminary insights. Annals of Glaciology. 2005, 40: 8–14.

Budd W.F. The dynamics of ice masses. ANARE Sci. Rep. Publ. 1969, 108: 212.

Greve R. A continuum–mechanical formulation for shallow polythermal ice sheets. Philos. Trans. Royal. Society. London, 1997, 355 (1726): 921–974.

Greve R., Blatter H. Dynamics of ice sheets and glaciers. Springer Science & Business Media, 2009: 300 p.

Huybrechts P. The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. Ber. Polarforsch. 1992, 99: 244 p.

Nye J.F. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels, and veins. Journ. of Glaciology. 1976, 17 (76): 181–207.

Pattyn F. A new three-dimensional higher-order thermomechanical ice sheet model: Basic sensitivity, ice stream development, and ice flow across subglacial lakes. Journ. of Geophys. Research. 2003, 108 (B8): 2382.

Poinar K., Joughin I., Lilien D., Brucker L., Kehrl L., Nowicki S. Drainage of Southeast Greenland Firn Aquifer Water through Crevasses to the Bed. Journ. of Front. Earth Sci. 2017, 5: 5. https://doi.org/10.3389/feart.2017.00005.

Thoma M., Grosfeld K., Mayer C. Modelling mixing and circulation in subglacial Lake Vostok, Antarctica. *Ocean Dynamics*. 2007,57 (6): 531–540.

van der Veen C.J. Fracture propagation as means of rapidly transferring surface meltwater to the base of glaciers. Geophys. Research Letters. 2007, 34: L01501. https://doi.org/10.1029/2006GL028385.

ЛЁД И СНЕГ, 2023, том 63, № 1, с. 141–152

ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

УДК 550.822.7

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРЕНОСА ЛЕДЯНОГО ШЛАМА ВОЗДУХОМ ПРИ БУРЕНИИ СНЕЖНО-ФИРНОВОЙ ТОЛЩИ

© 2023 г. С. А. Игнатьев[1], Д. А. Васильев[1,*], А. В. Большунов[1], М. А. Васильева[1], А. Ю. Ожигин[1]

[1] Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

**e-mail: Vasilev_DA@pers.spmi.ru*

Поступила в редакцию 10.08.2022 г.
После доработки 03.10.2022 г.
Принята к публикации 06.03.2023 г.

В целях разработки технологии бурения снежно-фирновой толщи с обратной призабойной циркуляцией воздуха на станции Восток проведены экспериментальные исследования. Установлена динамика изменения характеристик ледяного шлама, таких как: фракционный состав, насыпная плотность, форма и скорость витания в зависимости от параметров снежно-фирнового горизонта, в том числе от распределения плотности массива по глубине.

Ключевые слова: Центральная Антарктида, бурение с воздухом, ледяной шлам, критическая скорость, скорость витания, керн, снег, фирн

DOI: 10.31857/S2076673423010076, **EDN:** MABFEO

ВВЕДЕНИЕ

Центральная часть Восточно-Антарктического ледникового щита, на протяжении многих сотен километров, представляет собой высокогорное плато. Снегонакопление в этой части Антарктиды происходит за счёт выпадения твёрдых осадков антициклонического типа – ледяных игл. Вследствие холодного или сухого (Шумский, 1955; Калесник, 1963), метаморфизма снега, путём уплотнения и рекристаллизации, превращается сначала в фирн, а затем в лёд. Основным критерием превращения фирна в лёд считается схлопывание воздушных пор между отдельными кристаллами льда (Липенков, Саламатин, 2014). В Центральной Антарктиде, в том числе в районе станции Восток, продолжительность данного процесса составляет более 2000 лет, а граница снежно-фирновой толщи находится на глубине около 100 м (Cuffey, Paterson, 2010; Липенков, 2018; Верес и др., 2020).

Комплексное изучение ледникового покрова Антарктиды, а также подледниковой материковой платформы невозможно без бурения снежно-фирнового горизонта. Бурение верхних слоёв антарктического ледника проводится в целях геофизических, сейсмических, гляциологических, микробиологических и других видов исследований. Одно из перспективных направлений в области бурения снежно-фирновых горизонтов ледников – разработка технологии бурения снарядами на грузонесущем кабеле с обратной призабойной циркуляцией воздуха. Бурение снарядом с такой схемой циркуляции воздуха впервые опробовано на куполе ледника Академии наук (архипелаг Северная Земля) учёными Санкт-Петербургского горного университета совместно с исследователями из института имени Альфреда Вегенера (Саватюгин и др., 2001; Fritzsche et al., 2002). Несмотря на то, что в ходе бурения снежно-фирновая толща была успешно пройдена с полным отбором керна, учёные столкнулись со значительным количеством осложнений, вызванных, в большинстве случаев, обильным водопритоком в скважину. Предполагается, что при успешном внедрении данной технологии во внутриконтинентальных условиях Антарктиды и Гренландии, где таяние ледника практически не происходит, существенно повысится производительность, энергоэффективность и безаварийность бурения (Gendler, Prokhorova, 2021) по сравнению с применяемыми в настоящее время методами шнекового и теплового колонкового бурения. Помимо вышеперечисленного, применение воздуха в качестве очистного агента существенно снижает негативное влияние буровых работ на окружающую среду. Это объясняется практически полным отсутствием теплового загрязнения, которое считается неотъемлемым фактором при бурении тепловыми снарядами, а также химического

загрязнения, как при бурении с применением заливочных жидкостей, состоящих из токсичных смесей жидких углеводородов (Islamov et al., 2019; Sultanbekov et al., 2021). Описание предлагаемой технологии, её теоретических аспектов и сфер применения подробно разобрано в предыдущих публикациях (Hu et al., 2019; Большунов и др., 2022).

Исследователи из Китая изучили режимы течения воздуха внутри бурового снаряда на основе расчётных формул и моделирования методом конечных элементов программной среды Fluent 15. Полученные теоретические результаты проверены в ходе проведения экспериментальных буровых работ на стендовом оборудовании (Wang et al., 2018), с применением различных видов крыльчаток компрессора (Hu et al., 2019). Результаты проведённых научно-исследовательских работ позволили сделать вывод, что предложенная конструкция бурового снаряда пригодна для бурения, при этом скорость потока воздуха для эффективного транспортирования ледяного шлама должна быть не менее 7.7 м/с.

Данные, полученные в ходе исследования, представляют значительный интерес для учёных, занимающихся вопросом бурения ледников с очисткой забоя воздухом. Однако то, что значение необходимой скорости воздушного потока получено на основании эмпирических выражений для стандартных условий окружающей среды, не позволяет в полной мере утверждать о его достоверности и универсальности представленной методологии определения параметров бурения. Как известно, применение эмпирических формул в условиях, отличных от тех, для которых они были определены, дает значительное расхождение вычислений с фактическими значениями. Отдельно необходимо отметить, что бурение проводилось на образцах искусственно замороженного льда, физические свойства которого в значительной мере отличаются от реального снежно-фирнового горизонта Центральной Антарктиды (Whelsky, Albert, 2016; Gibson et al., 2020).

Наибольшая достоверность расчёта требуемой скорости восходящего потока воздуха при бурении с продувкой достигается тогда, когда в его основу положены экспериментально подтвержденные значения скорости витания буримого шлама. Скорость воздушного потока в вертикальном канале, при которой частица находится в установившемся взвешенном состоянии, называется скоростью витания. В тот момент, когда скорость восходящего потока превышает скорость витания частицы, она начинает свое движение по каналу. Таким образом, зная скорость витания частиц бурового шлама, можно найти требуемую скорость восходящего потока для эффективного бурения. Данные значения скорости витания для ледяного шлама снежно-фирновой толщи Центральной Антарктиды возможно получить только в ходе натурного эксперимента, с учётом особенностей условий окружающей среды высокогорного антарктического плато (Большунов и др., 2022).

Принимая во внимание вышеизложенное, сотрудниками Санкт-Петербургского горного университета разработана методика проведения экспериментальных исследований по изучению процесса транспортирования ледяного шлама при бурении с очисткой забоя воздухом, которые успешно проведены в период 67-й РАЭ в условиях станции Восток.

ЦЕЛЬ И ЗАДАЧИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основной целью выполнения исследования – получение недостающих экспериментальных данных для обоснования и разработки технологии бурения снежно-фирнового горизонта снарядами на грузонесущем кабеле с обратной призабойной циркуляцией воздуха.

Для достижения заявленной цели в сезоне 67 РАЭ поставлены следующие задачи: уточнение плотности снежно-фирновой толщи вблизи станции Восток; определение фракционного состава и насыпной плотности ледяного шлама снежно-фирновой толщи; поиск значения скорости витания для частиц бурового шлама различной крупности и формы; установление формы частиц ледяного шлама и зависимость её изменения с глубиной.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор образцов керна и ледяного шлама. В рамках подготовки к проведению экспериментальных исследований проведено бурение неглубокой скважины VK-22, из которой получены керновый материал и ледяной шлам. Буровые работы велись на площадке бурения, расположенной на расстоянии 700 м от станции Восток (78°27′51″ ю.ш., 106°50′14″ в.д., высота над ур. моря 3460 м) (Litvinenko at al., 2020). Удаленность площадки бурения от станции обусловлена необходимостью исключить в точке бурения влияние техногенного снегонакопления, обусловленное близостью сооружений станции или другими искусственными объектами.

Бурение велось посредством мобильной буровой установки “бур Пурше” (рис. 1, *а*), состоящей из: мачты с кронблоком; лебедки с грузонесущим кабелем; пульта управления и шнекового бурового снаряда. Питание установки осуществлялось от бензиновой переносной электростанции (5 кВт, 10А). Буровая бригада состояла из трёх человек: оператора, ведущего бурение, и двух буро-

Рис. 1. Экспериментальные работы на станции Восток в сезоне 67 РАЭ: *а* – буровая площадка скважины VK-22 ситовой анализ: *1* – лебедка и её электропривод в сборе; *2* – буровая мачта с кронблоком; *3* – устье скважины; *4* – буровой снаряд; *б* – ледяной шлам с различных интервалов бурения; *в* – ледяной шлам, рассеянный на лабораторных ситах.

Fig. 1. Experimental research at Vostok station in the season of the 67th RAE: *а* – drill site of VK-22 borehole: *1* – winch and its electric drive assembly; *2* – drilling mast with crown block; *3* – wellhead; *4* – drilling projectile; *б* – ice cuttings from different drilling intervals; *в* – ice cuttings scattered on laboratory sieves.

виков, занимающихся обслуживанием снаряда, извлечением керна из колонковой трубы и сбором шлама.

По завершении каждого рейса отбирались снежно-фирновые керны и образцы ледяного шлама. Керны и шлам упаковывались в отдельные пластиковые рукава и подписывались согласно номеру рейса и интервалу бурения (рис. 1, *б*). Отобранные образцы доставлены в гляциологическую лабораторию бурового комплекса скважины 5Г, где они отсортированы и оставлены на хранение при средней температуре –53°С и среднем атмосферном давлении 471.8 мм рт. ст.

Гранулометрический анализ ледяного шлама. Чтобы определить, в каких соотношениях по крупности распределяются частицы шлама, задействовался метод ситового анализа (Hong et al., 2015). Для этого применялся набор лабораторных сит (ГОСТ Р 51568-99) с крупностью ячеек: 1.6; 1.25; 1; 0.8; 0.63; 0.4 и 0.25 мм (рис. 1, *в*). Для каждого рейса фракционный состав шлама определялся по трем независимым пробам массой 200 г каждая, которые поочередно рассеивались на ситах, по результатам рассевов выводилось среднее значение для интервала.

Определение формы частиц ледяного шлама. Для фиксирования формы ледяных частиц сделан ряд макроснимков различных фракций шлама с разных, по глубине залегания, горизонтов скважины. Фракцию шлама определенного размера помещали на предметное стекло, над ним располагали два поляризованных фильтра для повышения контрастности каждой отдельной частицы и проводили фотографирование для дальнейшего анализа.

Определение плотности снежно-фирновой толщи и насыпной плотности шлама. Плотность снежно-фирновой толщи в районе бурения определяли по кернам, путем сопоставления их массы с объёмом. Первые 5 метров керна были слишком

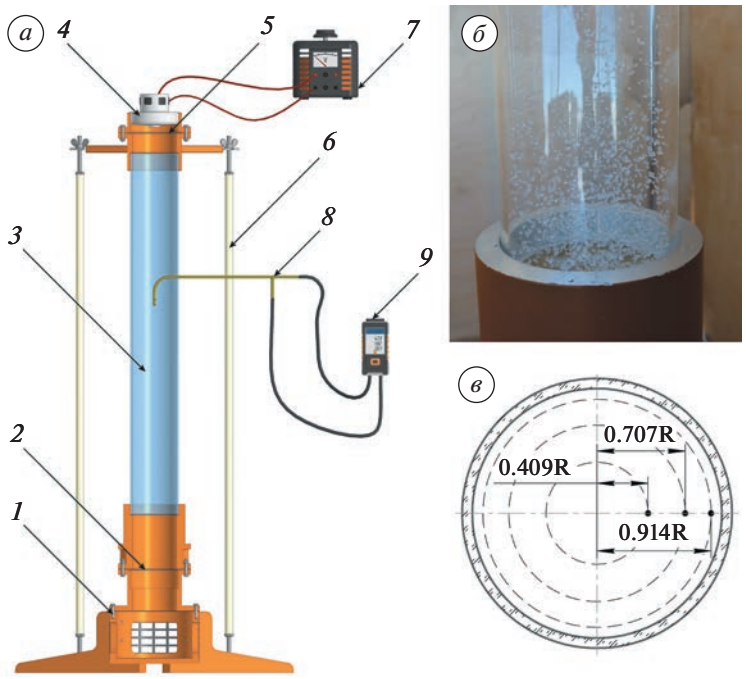

Рис. 2. Экспериментальный стенд по исследованию процесса транспортирования ледяного шлама. *а* – 3D-модель экспериментального стенда: *1* – разборное основание стенда; *2* – сетка для шлама; *3* – прозрачная труба витания; *4* – мотор-турбина; *5* – фильтр; *6* – шпильки; *7* – автотрансформатор; *8* – трубка Пито–Прандтля; *9* –электронный дифференциальный микроманометр testo440 dP; *б* – уравновешенное состояние витания ледяного шлама; *в* – схема замера скорости воздуха в трубе витания, где *R* – внутренний радиус прозрачной трубы витания.

Fig. 2. Experimental facility for study ice cuttings transportation process. *а* – 3D model of the experimental facility: *1* – demountable testing facility base; *2* – ice cuttings grid; *3* – transparent critical velocity tube; *4* – turbine motor; *5* – filter; *6* – double-end bolt; *7* – autotransformer; *8* – Pitot–Prandtl tube; *9* – electrical differential micromanometer testo 440 dP; *б* – equilibrium state of ice cuttings soaring; *в* – the scheme of measuring the air velocity in the critical velocity tube, where *R* is inner radius of the transparent critical velocity tube.

хрупкими и фрагментированными, что не позволяло достоверно определить их плотность. Данные о плотности верхнего снежного горизонта взяты из ранее опубликованных работ научных сотрудников Лаборатории изменения климата окружающей среды (ЛИКОС) (Екайкин и др., 2020).

Насыпную плотность ледяного шлама измеряли по методике определения плотности сыпучих материалов. На штативе закрепляли стеклянную воронку, под ней устанавливали тару известного объёма (лабораторный стакан). При засыпке ледяного шлама в воронку он под собственным весом ссыпается в тару; с верхушки заполненной тары удаляются излишки (горка), после чего измеряют массу полного стакана. Таким образом, зная объём тары и массу шлама в ней, определялось значение насыпной плотности. Для каждого рейса среднее значение насыпной плотности шлама принималось по результатам трёх независимых измерений.

Определение скорости витания ледяного шлама. Для проведения эксперимента по определению скорости витания отобраны шесть образцов шлама с различных горизонтов (5, 10, 15, 20, 25 и 30 м). Каждая проба рассеяна на фракции и для каждой фракции определена насыпная плотность по ранее описанной методике. Для частиц шлама размером менее 0.25 мм насыпную плотность и скорость витания не определяли, потому что доля данной фракции в шламе незначительна (<1%).

Для определения скоростей витания применялся разработанный авторами статьи экспериментальный стенд (рис. 2, *а*). Стенд представляет собой прозрачную трубу витания, изготовленную из органического стекла с внутренним диаметром 123 мм и длиной 1.5 м. На вершине трубы установлена мотор-турбина (VCM-2400-S), создающая разряжение воздуха в верхней её части, что приводит к движению потока воздуха снизу вверх. Чтобы предохранить турбину от попадания в неё частиц шлама, перед ней устанавливался фильтр. Основание стенда, в котором установлена латунная сетка для размещения на ней шлама, выполнено разборным путём шпилек.

В ходе проведения экспериментальных исследований установка располагалась в помещениях бурового комплекса с температурой, не превыша-

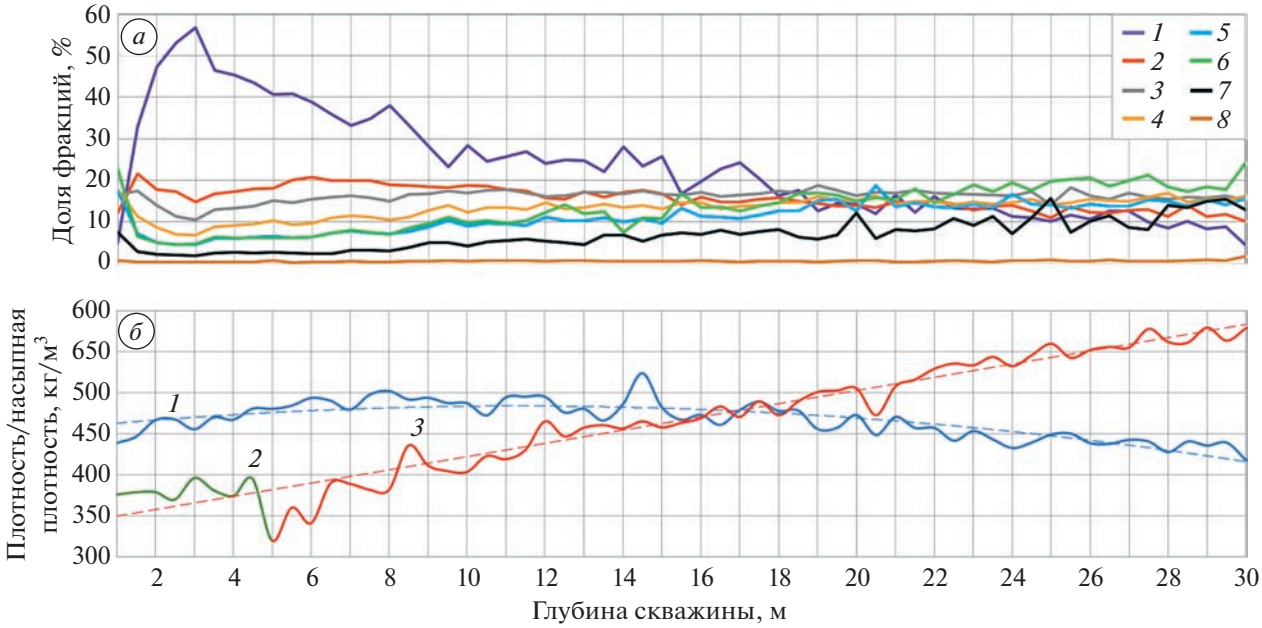

Рис. 3. Графики зависимостей характеристик снежно-фирновой толщи и ледяного шлама от глубины скважины. *а* – зависимость гранулометрического состава бурового шлама от глубины скважины; фракции шлама с размером частиц: *1* – более 1.6 мм; *2* – 1.25–1.6 мм; *3* – 1–1.25 мм; *4* – 0.8–1 мм; *5* – 0.63–0.8 мм; *6* – 0.4–0.63 мм; *7* – 0.25–0.4 мм; *8* – менее 0.25 мм; *б* – зависимость насыпной плотности шлама и плотности ледяного массива от глубины скважины: *1* – насыпная плотность шлама; *2* – плотность снежно-фирновой толщи по шурфам; *3* – плотность снежно-фирновой толщи по кернам.

Fig. 3. Graph of the dependence of the ice cuttings particle size distribution on the depth of the well. *a* – dependence of the characteristics of the snow-firn layer and ice cuttings on the depth of the well; ice cuttings size: *1* – more than 1.6 mm; *2* – 1.25–1.6 mm; *3* – 1–1.25 mm; *4* – 0.8–1 mm; *5* – 0.63–0.8 mm; *6* – 0.4–0.63 mm; *7* – 0.25–0.4 mm; *8* – less than 0.25 mm; *б* – dependence of poured density of ice cuttings and density of ice on borehole depth: *1* – poured density of ice cuttings; *2* – density of the snow-firn layer according to pits; *3* – density of the snow-firn layer according to cores.

ющей –20°С. Эксперименты выполнялись в следующей последовательности. На сетке размещалась проба шлама (10 г), регулировкой скорости вращения турбины подбирали такую скорость воздушного потока, при которой все частицы ледяного шлама витали над сеткой на расстоянии 1–2 см и не падали на неё (см. рис. 2, *б*). После визуальной фиксации уравновешенного положения частиц проводили измерение скорости воздушного потока с помощью электронного дифференциального микроманометра testo 440 dP, в качестве измерительного зонда применялась трубка Пито–Прандтля. Трубка вводилась в сечение трубы через специальное отверстие и располагалась перпендикулярно потоку воздуха. Измерение скорости воздуха проводили в трёх точках, выбранных согласно методу разбивки сечения воздуховода, на равновеликие площадки (см. рис. 2, *в*), в каждой из трёх точек было получено 10 значений скорости потока. Таким образом скорость витания для каждой фракции принималась средней по результатам 30 измерений.

Поскольку в качестве среды применялся воздух (при среднем атмосферном давлении 471 мм. рт. ст. и средней температуре –20°С), а объектом исследования – реальный шлам, то процесс установления взвешенного положения ледяных частиц в экспериментальном стенде можно считать подобным аналогичному процессу при бурении с продувкой в условиях Центральной Антарктиды

РЕЗУЛЬТАТЫ

Бурение скважины VK-22. Буровые работы выполнялись в течение трёх дней, на достижение глубины забоя 30 м затрачено 14.5 ч, без учёта времени на подготовку площадки бурения и консервацию скважины. Выполнено 59 рейсов, выход керна составил 100%. За первый рейс пройдено 1 м, во всех остальных рейсах проходили 0.5 м.

Гранулометрический анализ ледяного шлама. Фракционный состав шлама и преобладающая фракция изменяются с увеличением глубины скважины. До глубины 18.5 м в ледяном шламе преобладали отдельные ледяные зёрна или сростки зёрен размером более 1.6 мм. Однако на более глубоких горизонтах доля крупного шлама значительно снижалась, шлам становился более мелкозернистым, что отчётливо видно на рис. 3, *а*. Это объясняется структурным строением снежно-

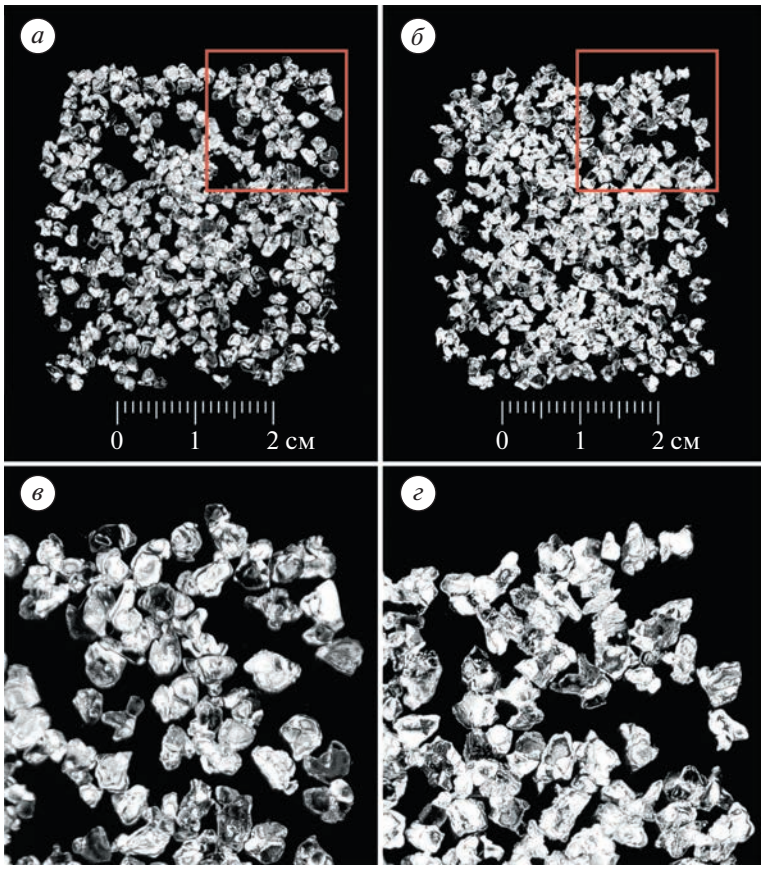

Рис. 4. Сравнение формы частиц ледяного шлама из скважины VK-22 (фракция 1.25–1.6 мм) с глубины 10 м (*а*) и 30 м (*б*), где (*в*) и (*г*) увеличенное в 2.5 раза изображение каждой фракции соответственно.
Fig. 4. Comparison of the shape of ice particles from borehole VK-22 (fraction 1.25–1.6 mm) from a depth of 10 m (*а*) and 30 m (*б*), where (*в*) и (*г*) are 2.5 times enlarged images of each fraction, respectively.

фирновой толщи и механизмом разделения зёрен при бурении, который описан далее по тексту.

Форма частиц ледяного шлама. Форма шламовых частиц меняется с глубиной. Шлам с верхних горизонтов представляет собой округлые ледяные частицы неправильной формы, которую можно описать как "компактную" (изометрическую) (Кудряшов, Кирсанов, 1990). Шлам с более глубоких горизонтов содержит угловатую пластинчатую форму (рис. 4). Одним из факторов образования фирна при сухом метаморфизме считается рекристаллизационное округление, при котором ледяные иглы сливаются друг с другом, образуя округлые зёрна. На неглубоких горизонтах залегания ледяные зёрна содержат большую структурную свободу и легко отделяются друг от друга при незначительной нагрузке. Этот факт объясняет, почему шлам с верхних горизонтов в основном состоит из отдельных округлых ледяных зерен. При увеличении глубины плотность ледяного массива растет, пористость уменьшается, размер ледяного зерна увеличивается, как и усилие, которое необходимо приложить, чтобы отделить одно зерно от другого. Поэтому при бурении плотного фирна происходит не только отделение ледяных зёрен по их границам, но и разрушение их резцами буровой коронки в процессе резания, что приводит к образованию мелкого пластинчатого шлама.

Плотность снежно-фирновой толщи и насыпного шлама. Зависимость изменения плотности снежно-фирновой толщи и насыпной плотности ледяного шлама от глубины скважины представлены на рис. 3, *б*. Форма ледяных частиц напрямую влияет на насыпную плотность шлама, значение которой снижается с увеличением глубины скважины. Насыпная плотность отдельных фракций снижается по той же причине (рис. 5, *а*). Это объясняется тем, что "компактные" частицы занимают заданный объём с меньшим количеством воздушных пустот, чем пластинчатые.

Скорость витания ледяного шлама. Скорость витания для двух наименьших фракций ледяного шлама (<0.25 и 0.25–0.4 мм) составила менее 1.5 м/с, поэтому провести достоверные измерения для них не удалось (для прибора testo 440 dp

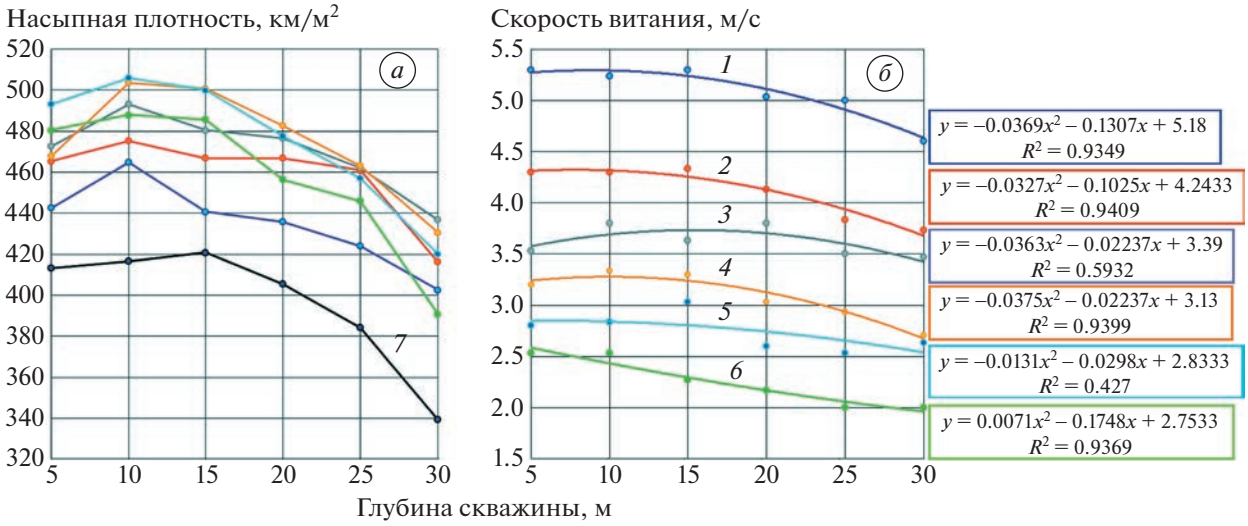

Рис. 5. Зависимости насыпной плотности (*а*) и скорости витания (*б*) ледяного шлама с различных интервалов бурения от глубины скважины; фракции шлама: *1* – более 1.6 мм; *2* – 1.25–1.6 мм; *3* – 1–1.25 мм; *4* – 0.8–1 мм; *5* – 0.63–0.8 мм; *6* – 0.4–0.63 мм; *7* – 0.25–0.4 мм.

Fig. 5. Dependence of poured density (*а*) and critical velocity (*б*) of ice cuttings from different drilling intervals on borehole depth; ice cuttings size: *1* – more than 1.6 mm; *2* – 1.25-1.6 mm; *3* – 1–1.25 mm; *4* – 0.8–1 mm; *5* – 0.63–0.8 mm; *6* – 0.4–0.63 mm; *7* – 0.25–0.4 mm.

нижней границей диапазона измерения скорости воздуха является значение 1.5 м/с). (см. рис. 5, *б*; табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные о зависимостях скорости витания ледяного шлама от его крупности и формы, полученные в ходе экспериментальных работ, можно сравнить с теоретическими данными, полученными с помощью эмпирических формул. Так, из известных формул для расчета скорости витания наиболее близкие к экспериментальным данным значения получаются при применении формулы (Кудряшов, Кирсанов, 1990):

$$w = \left(\frac{v}{d}\cdot \exp 3\cdot\left(\sqrt{3+1.97\cdot\ln(Ar)}-3\right)\right)\cdot c, \qquad (1)$$

а также (Шамшев и др., 1983)

$$w = \left(\frac{v}{d}\cdot \exp 10\cdot\left(\frac{\sqrt{\ln(Ar)+2.3}}{2.3}-1\right)\right)\cdot c, \qquad (2)$$

где v – кинематическая вязкость воздуха (1.862×10^{-5} м^2/с); d – эквивалентный диаметр частицы, мм; c – поправочный коэффициент формы (для изометрических частиц $c = 0.7$), Ar – параметр Архимеда.

Параметр Архимеда находится по формуле:

$$Ar = \frac{g\cdot d^3\cdot(\delta-\rho)}{\rho\cdot v^2}, \qquad (3)$$

где g – ускорение свободного падения (9.83 м/с^2); δ – плотность льда (916.7 кг/м^3); ρ – плотность воздуха (0.866 кг/м^3). Значения кинематической вязкости воздуха, плотности воздуха и ускорения

Таблица 1. Значения скорости витания (м/с) для ледяного шлама различной крупности и глубины залегания

Фракция ледяного шлама, мм	Глубина скважины, на которой были отобраны образцы шлама, м					
	5	10	15	20	25	30
1.6>	5.3	5.2	5.3	5	4.6	5
1.25–1.6	4.3	4.3	4.3	4.1	3.8	3.7
1–1.25	3.5	3.8	3.6	3.8	3.5	3.5
0.8–1	3.2	3.3	3.3	3	2.9	2.7
0.63–0.8	2.8	2.8	3	2.6	2.5	2.6
0.4–0.63	2.5	2.5	2.3	2.2	2	2.4

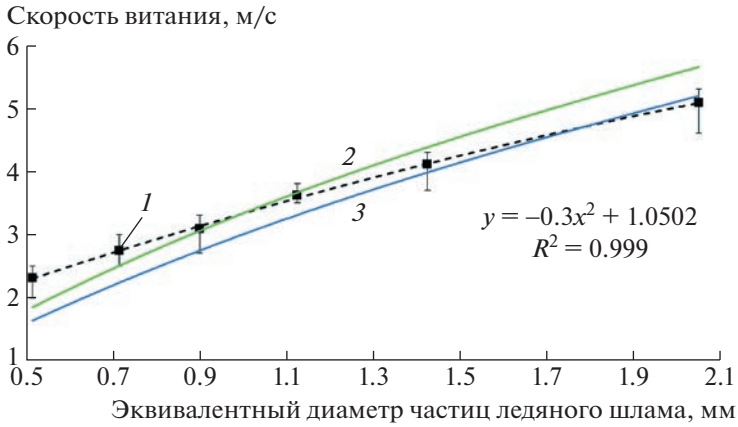

Рис. 6. Зависимость скорости витания от среднего размера частиц ледяного шлама для данных, полученных в ходе эксперимента и на основании эмпирических формул. *1* – средние значения и полиномиальный тренд экспериментальных данных; *2* – зависимость, построенная по формуле (1); *3* – зависимость, построенная по формуле (2).

Fig. 6. Dependence of critical velocity on average ice cuttings particle size for experimental data and empirical formulas data. *1* – mean values and polynomial trend of experimental data; *2* – dependence based on formula (1); *3* – dependence based on formula (2).

свободного падения, используемые для вычислений, соответствуют условиям проведения эксперимента на станции Восток.

Сравнение значений скорости витания, полученных с помощью формул (1) и (2), с экспериментальными данными представлено в табл. 2 и на рис. 6. Результаты вычислений указывают на соответствие экспериментальных данных эмпирическим формулам; так, средняя погрешность для формулы (1) составляет 13.1%, а для формулы (2) 15.2%. Такая погрешность может объясняться неточностью измерений скорости витания во время проведения экспериментальных исследований для малых частиц ледяного шлама, так как установить их визуально уравновешенное состояние витания сложнее, чем для крупных частиц. Однако для инженерных расчётов, связанных с проектированием бурового оборудования, скорость витания определяют только для наибольшей фракции. Таким образом, формулу (2) можно рекомендовать для теоретического определения скорости витания ледяного шлама в условиях Центральной Антарктиды (так как погрешность для наибольшей фракции шлама составляет всего 2.2%, см. табл. 2).

Проведённые экспериментальные исследования позволили получить уникальные данные о свойствах снежно-фирновой толщи Центральной Антарктиды. Принимая во внимание, что процесс снегонакопления в Центральной Антарктиде изучался на протяжении десятилетий, полученные в ходе экспериментальных исследований данные о плотности снежно-фирновой толщи носят исключительно уточняющий характер. Однако информация о гранулометрическом составе ледяного шлама, его насыпной плотности и скорости витания в зависимости от глубины залегания была получена впервые.

Таблица 2. Экспериментальные значения скорости витания и значения, полученные с помощью эмпирических формул

d, мм	Средняя экспериментальная скорость витания $w_э$, м/с	Скорость витания по формуле (1) w_1, м/с	Скорость витания по формуле (2), w_2, м/с	$((w_1 - w_э))/w_э) \times 100$, %	$\lvert((w_2 - w_э)/w_э) \times 100\rvert$, %
2.05	5.1	5.4	5.2	+6.5	+2.2
1.425	4.1	4.2	4.0	+1.3	–3.1
1.125	3.6	3.5	3.3	–4.6	–8.8
0.9	3.1	2.9	2.7	–7.0	–11.1
0.715	2.7	2.3	2.2	–14.7	–18.4
0.515	2.3	1.7	1.6	–26.3	–29.3
0.325	1.5	1.0	1.0	–31.3	–33.5

Бурение глубоких скважин на станции Восток ведётся уже более 50 лет и за это время процесс бурения с призабойной циркуляцией заливочной жидкости детально изучен. Однако процесс движения воздуха по длинным каналам с различными осевыми сечениями сильно отличается от процесса движения несжимаемой жидкости (Кудряшов, Кирсанов, 1990). Таким образом, прежде неизвестные значения скоростей витания частиц ледяного шлама позволяют провести расчёт параметров бурового снаряда на грузонесущем кабеле с обратной призабойной циркуляцией воздуха (скорость и расход воздуха, частота вращения буровой коронки, конструктивные параметры шламосборных фильтров и т.д.). Данные о фракционном составе шлама и его форме будут положены в основу математической модели процесса бурения, а также позволят произвести репрезентативное конечно-элементное моделирование (Shammazov et al., 2022; Белоглазов и др., 2022), что повысит эффективность работ по созданию экспериментального бурового снаряда на грузонесущем кабеле.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Задачи, запланированные в рамках экспериментальных исследований по изучению процесса движения ледяного шлама при бурении снежно-фирновой толщи, полностью выполнены в сезоне 67 РАЭ. Пробурена скважина VK-22 глубиной 30 м с полным отбором керна и образцов ледяного шлама. По результатам исследования образцов керна и ледяного шлама из скважины VK-22 построен профиль плотности снежно-фирновой толщи и насыпной плотности ледяного шлама до глубины 30 м. Плотность снежно-фирновой толщи линейно возрастает с глубиной (от 319 до 578 кг/м^3), в то время как насыпная плотность ледяного шлама изменяется нелинейно: максимальное значение 523 кг/м^3 на глубине 14.5 м, а минимальное значение 417 кг/м^3 на глубине 30 м. Исследованы зависимости изменения гранулометрического состава и формы ледяного шлама снежно-фирновой толщи Центральной Антарктиды в зависимости от глубины его залегания. С глубиной крупность шлама снижается, так на глубине 3 м доля крупного шлама (более 1.6 мм) составляет 56.7%, в то время как на глубине 30 м – всего 4.4%. Форма частиц ледяного шлама с увеличением глубины изменяется от округлой к пластинчатой. Средняя скорость витания для наибольшей фракции ледяного шлама составила 5.1 м/с, достоверность этого значения подтверждается расчётными формулами.

Полученные результаты будут применены при разработке нового бурового снаряда на грузонесущем кабеле с обратной призабойной циркуляцией воздуха. Помимо этого, представленные в статье данные могут быть применены иностранными научными коллективами при разработке (Cao et al., 2018; Cao et al., 2019) или модернизации (Gibson et al., 2021) собственных систем бурения с очисткой забоя воздухом.

Работы на экспериментальном стенде выявили его достоинства и недостатки, и пути его дальнейшего совершенствования. Планируется увеличить мощность мотор-турбины и усовершенствовать механизм подачи шлама на сетку основания стенда. Эти изменения позволят дополнительно выполнить исследования, позволяющие найти эффективную скорость транспортировки ледяного шлама; изучению процесса эрозионного разрушения фирнового керна восходящим потоком воздуха; изучению механизма заполнения шламосборных фильтров различных конструкций (сетчатых, циклонных).

Продолжение экспериментальных работ запланировано в сезон 68 РАЭ, а их результаты позволят заполнить многие пробелы в знаниях о процессе бурения верхнего снежно-фирнового горизонта высокогорного Антарктического плато и приступить к разработке экспериментального образца бурового снаряда на грузонесущем кабеле с обратной призабойной циркуляцией воздуха. Названная тема найдет отражение в дальнейших публикациях нашего авторского коллектива.

Благодарности. Коллектив авторов выражает благодарность персоналу станции Восток в сезоне 67 РАЭ и научным сотрудникам ЛИКОС Алексею Екайкину и Ирине Алёхиной за оказанное содействие в проведении экспериментальных работ. Мы также благодарим всех рецензентов за их конструктивные комментарии к нашей работе, которые помогли существенно улучшить статью. Исследование выполнено с помощью субсидии на выполнение государственного задания в сфере научной деятельности на 2022 г. № FSRW-2021-0011.

Acknowledgments. The team of authors would like to express their gratitude to the staff of the Vostok station of the 67th RAE and to the scientists of LIKOS Alexey Ekaykin and Irina Alekhina, for their assistance in carrying out the experimental work. We also thank all the reviewers for their insightful comments on our work and helped us to improve the paper substantially. The research was performed at the expense of the subsidy for the state assignment in the field of scientific activity for 2022 № FSRW-2021-0011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белоглазов И.И., Сабинин Д.С., Николаев М.Ю. Моделирование процесса дезинтеграции в шаровых мельницах барабанного типа с использованием метода дискретных элементов // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2022. № 6.

С. 268–282.
https://doi.org/10.25018/0236_1493_2022_62_0_268

Большунов А.В., Васильев Д.А., Игнатьев С.А., Дмитриев А.Н., Васильев Н.И. Механическое бурение ледников с очисткой забоя сжатым воздухом // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 1. С. 35–46.
https://doi.org/10.31857/S2076673422010114

Верес А.Н., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Туркеев А.В., Ходжер Т.В. Первые данные о климатической изменчивости в районе ст. Восток (Центральная Антарктида) за последние 2000 лет по результатам изучения снежно-фирнового керна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 4. С. 482–500.
https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500

Екайкин А.А., Тебенькова Н.А., Липенков В.Я., Чихачев К.Б., Верес А.Н., Рихтер А. Недооценка скорости снегонакопления в центральной части Антарктиды (станция Восток) по данным реечных наблюдений // Метеорология и гидрология. 2020. № 2. С. 114–125.

Калесник С.В. Очерки гляциологии // М.: Гос. изд-во географической литературы, 1963. 436 с.

Кудряшов Б.Б., Кирсанов А.И. Бурение разведочных скважин с применением воздуха // М.: Недра, 1990. 263 с.

Липенков В.Я. Закономерности формирования системы включений воздуха в рекристаллизационном льду // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 2. С. 16–28.
https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(16-28)

Липенков В.Я., Саламатин А.Н. Установившееся распределение пузырьков воздуха по размерам в рекристаллизационном льду // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 4. С. 20–31.
https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-4-20-31

Саватюгин Л.М., Архипов С.М., Васильев Н.И., Вострецов Р.Н., Фритцше Д., Миллер Х. Российско-германские гляциологические исследования на Северной Земле и прилегающих островах в 2000 г. // МГИ. 2001. № 91. С. 150–162.

Шамшев Ф.А., Тараканов С.Н., Кудряшов Б.Б., Парийский Ю.М., Яковлев А.М. Технология и техника разведочного бурения. Учебник. 3 изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1983. 565 с.

Шумский П.А. Основы структурного ледоведения // М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.

Cao P., Zhao Q., Chen Z., Cao H., Chen B. Orthogonal experimental research on the structural parameters of a novel drill bit used for ice core drilling with air reverse circulation // Journ. of Glaciology. 2019. V. 65. № 254. P. 1011–1022.
https://doi.org/10.1017/jog.2019.76

Cao P., Liu M., Chen Z., Chen B., Zhao Q. Theory calculation and testing of air injection parameters in ice core drilling with air reverse circulation // Polar Science. 2018. V. 17. P. 23–32.
https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.06.005

Cuffey K.M., Paterson W.S.B. The Physics of Glaciers. // Burlington: Academic Press. 2010. V. 4. 704 p.

Fritzsche D., Wilhelms F., Savatyugin L., Pinglot J., Meyer H., Hubberten H., Miller H. A new deep ice core from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya, Eurasian Arctic: First results // Annals of Glaciology. 2002. V. 35. P. 25–28.
https://doi.org/10.3189/172756402781816645

Gendler S., Prokhorova E. Risk-Based Methodology for Determining Priority Directions for Improving Occupational Safety in the Mining Industry of the Arctic Zone // Resources. 2021. V. 10. № 20.
https://doi.org/10.3390/resources10030020

Gibson C., Boeckmann G., Meulemans Z., Kuhl T., Koehler J., Johnson J., Slawny K. RAM-2 Drill system development: An upgrade of the Rapid Air Movement Drill // Annals of Glaciology. 2020. V. 62. № 84. P. 1–10.
https://doi.org/10.1017/aog.2020.72

Hong J., Xiaopeng F., Yunchen L., Gang L., Bowen L., Talalay P. Size distribution and shape characteristics of ice cuttings produced by an electromechanical auger drill // Cold Regions Science and Technology. 2015. V. 119. P. 204–210.
https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.08.012

Hu Z., Talalay P., Zheng Z., Cao P., Shi G., Li Y., Ma H. Air reverse circulation at the hole bottom in ice-core drilling // Journ. of Glaciology. 2019. V. 65. № 249. P. 149–156.
https://doi.org/10.1017/jog.2018.95

Islamov S.R., Bondarenko A.V., Mardashov D.V. A selection of emulsifiers for preparation of invert emulsion drilling fluids // Topical Issues of Rational Use of Natural Resources 2019. 2019. P. 487–494.
https://doi.org/10.1201/9781003014638-2

Litvinenko, V.S., Leitchenkov, G.L., Vasiliev, N.I. Anticipated sub-bottom geology of Lake Vostok and technological approaches considered for sampling // Chemie der Erde – Geochemistry. 2020. V. 80. № 3. P. 125556.
https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.125556

Shammazov I., Sidorkin D., Dzhemilev E. Research of the Dependence of the Pipeline Ends Displacement Value When Cutting Out Its Defective Section on the Elastic Stresses in the Pipe Body // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2022. № 1. P. 22077–22077.
https://doi.org/10.1088/1755-1315/988/2/022077.

Sultanbekov R., Islamov S. Mardashov D. Beloglazov I., Hemmingsen T. Research of the Influence of Marine Residual Fuel Composition on Sedimentation Due to Incompatibility // Journ. of Marine Science and Engineering. 2021. V. 9. № 10.
https://doi.org/10.3390/jmse9101067

Wang R., Liu A., Sun Y., Cao P., Fan X., Talalay P. Ice drill testing facility // Cold Regions Science and Technology. 2017. V. 145. P.151–159.
https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.10.017

Whelsky A.N., Albert M.R. Firn permeability impacts on pressure loss associated with rapid air movement drilling // Cold Regions Science and Technology. 2016. V. 123. P. 149–154.
https://doi.org/10.1016/J.COLDREGIONS.2015.11.018

Citation: Ignatiev S.A., Vasilev D.A., Bolshunov A.V., Vasileva M.A., Ozhigin A.Yu. Experimental research of ice cuttings transport by air while drilling of the snow-firn layer. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2023, 63 (1): 141–152 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423010076

Experimental Research of Ice Cuttings Transport by Air While Drilling of the Snow-Firn Layer

S. A. Ignatiev[a], D. A. Vasilev[a,#], A. V. Bolshunov[a], M. A. Vasileva[a], and A. Yu. Ozhigin[a]

[a] *Saint Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia*

[#] *e-mail: Vasilev_DA@pers.spmi.ru*

The snow-firn layer of the glaciers of Antarctica and Greenland contains data on the composition of the atmosphere in the past, volcanic eruptions, forest fires, anthropogenic pollution, and many other unique information. Nowadays, core drilling methods are widely used for sampling the snow-firn layer. Due to numerous complications (loss of air circulation, drill bit sticking, ice balling up, etc.), air ice drilling is not wide spread, yielding in productivity and reliability to thermal and auger drilling methods. However, core barrel drilling with reverse bottom-hole air circulation is a promising technology for drilling the glaciers of Antarctica and Greenland. However, core drilling with reverse bottom-hole air circulation is a promising technology for drilling Antarctic and Greenland glaciers. The authors suggest that this technology, if successfully implemented, will significantly exceed the currently used methods of drilling the upper layers of the glacier. Taking into account the failures of previous projects of core drilling with air, it was decided to conduct research in the conditions of Central Antarctica in order to substantiate the design parameters of the new drill. During 67th Russian Antarctic Expedition (RAE) experimental studies of ice cuttings air transportation while drilling of the snow-firn layer were conducted at Vostok station. In the course of the experimental studies, the VK-22 borehole was drilled to a depth of 30 m with full core and ice cuttings sampling. According to the selected probes, the dependences of the change in the density of the snow-firn layer, bulk density and fractional composition of ice cuttings on the depth of occurrence were established. By using the experimental facility, the suspension velocity (critical speed in drilling) of ice particles of various sizes and shapes was found for the first time. Directions for further research and ways to improve the experimental facility are proposed, which are planned to be implemented in the season of the 68th RAE

Keywords: Central Antarctica, air drilling, ice cuttings, critical speed, suspension velocity, core, snow, firn

REFERENCES

Beloglazov I.I., Sabinin D.S., Nikolaev M.Yu. Modeling the disintegration process in ball mills using the discrete element method. *Gorny informacionno-analiticheskij byulleten*. Mining informational and analytical bulletin. 2022, (6): 268–282 [In Russian]. https://doi.org/10.25018/0236_1493_2022_62_0_268

Bolshunov A.V., Vasilev D.A., Ignatiev S.A., Dmitriev A.N., Vasilev N.I. Mechanical drilling of glaciers with bottom-hole scavenging with compressed air. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (1): 35–46 [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673422010114

Veres A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Turkeev A.V., Hodzher T.V. First data on the climate variability in the vicinity of Vostok Station (Central Antarctica) over the past 2,000 years based on the study of a snow-firn core. *Problemy Arktikii Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2020, 66 (4): 482–500 [In Russian]. https://doi.org/0.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500

Ekaykin A.A., Teben'kova N.A., Lipenkov V.Y., Chihachev K.B., Veres A.N., Richter A. Underestimation of snow accumulation rate in Central Antarctica (Vostok station) derived from stake measurements. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2020, (4): 114–125 [In Russian].

Kalesnik S.V. Ocherki glyaciologii. Essays on glaciology. Moscow: State publishing house of geographical literature. 1963: 436 p. [In Russian].

Kudryashov B.B., Kirsanov A.I. Burenie razvedochnyh skvazhin s primeneniem vozduha. Drilling of exploratory wells using air. Moscow: Nedra, 1990: 263 p. [In Russian].

Lipenkov V.Y. How air bubbles form in polar ice. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, 22 (2): 6–28. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(16-28). [In Russian].

Lipenkov V.Y., Salamatin A.N. Steady-state size distribution of air bubbles in polar ice. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (4): 20–31 [In Russian]. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2014-4-20-3.

Savatyugin L.M., Arhipov S.M., Vasil'ev N.I., Vostrecov R.N., Fritcshe D., Miller H. Russian-German glaciological studies at Severnaya Zemlya and adjacent islands in 2000. *Materialy Glyastiologicheskikh Issledovaniy*. Date of Glaciological Studies. 2001, 91: 150–162 [In Russian].

Shamshev F.A., Tarakanov S.N., Kudryashov B.B., Parijskij Yu.M., Yakovlev A.M. Tekhnologiya i tekhnika raz-

vedochnogo bureniya. Exploration drilling technology and techniques. Textbook. 3rd ed., reprint and additional. M.: Nedra, 1983: 565 p. [In Russian].

Shumskij P.A. Osnovy strukturnogo ledovedeniya. Fundamentals of structural glaciology. Moscow: Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, 1955: 492 p. [In Russian].

Cao P., Zhao Q., Chen Z., Cao H., Chen B. Orthogonal experimental research on the structural parameters of a novel drill bit used for ice core drilling with air reverse circulation. Journ. of Glaciology. 2019, 65 (254): 1011–1022.
https://doi.org/10.1017/jog.2019.76.

Cao P., Liu M., Chen Z., Chen B., Zhao Q. Theory calculation and testing of air injection parameters in ice core drilling with air reverse circulation. Polar Science. 2018, 17: 23–32.
https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.06.005.

Cuffey K.M., Paterson W.S.B. The Physics of Glaciers. Burlington: Academic Press. 2010 (4): 704.

Fritzsche D., Wilhelms F., Savatyugin L., Pinglot J., Meyer H., Hubberten H., Miller H. A new deep ice core from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya, Eurasian Arctic: First results. Annals of Glaciology. 2002, 35: 25–28.
https://doi.org/10.3189/172756402781816645.

Gendler S., Prokhorova E. Risk-Based Methodology for Determining Priority Directions for Improving Occupational Safety in the Mining Industry of the Arctic Zone. Resources. 2021, 10 (20).
https://doi.org/10.3390/resources10030020.

Gibson C., Boeckmann G., Meulemans Z., Kuhl T., Koehler J., Johnson J., Slawny K. RAM-2 Drill system development: An upgrade of the Rapid Air Movement Drill // Annals of Glaciology. 2020, 62 (84): 1–10.
https://doi.org/10.1017/aog.2020.72.

Hong J., Xiaopeng F., Yunchen L., Gang L., Bowen L., Talalay P. Size distribution and shape characteristics of ice cuttings produced by an electromechanical auger drill. Cold Regions Science and Technology. 2015, 119: 204–210.
https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.08.012.

Hu Z., Talalay P., Zheng Z., Cao P., Shi, G., Li Y., Ma H. Air reverse circulation at the hole bottom in ice-core drilling. Journ. of Glaciology. 2019, 5 (249): 149–156.
https://doi.org/10.1017/jog.2018.95.

Islamov S.R., Bondarenko A.V., Mardashov D.V. A selection of emulsifiers for preparation of invert emulsion drilling fluids. Topical Issues of Rational Use of Natural Resources 2019. 2019: 487–494.
https://doi.org/10.1201/9781003014638-2.

Litvinenko V.S., Leitchenkov G.L., Vasiliev N.I. Anticipated sub-bottom geology of Lake Vostok and technological approaches considered for sampling. Chemie der Erde – Geochemistry. 2020, 80 (3): 125556 p.
https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.125556.

Shammazov I., Sidorkin D., Dzhemilev E. Research of the Dependence of the Pipeline Ends Displacement Value When Cutting Out Its Defective Section on the Elastic Stresses in the Pipe Body. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2022, (1): 22077–22077.
https://doi.org/10.1088/1755-1315/988/2/022077.

Sultanbekov R., Islamov S., Mardashov D., Beloglazov I., Hemmingsen T. Research of the Influence of Marine Residual Fuel Composition on Sedimentation Due to Incompatibility. Journ. of Marine Science and Engineering. 2021, 9 (10): 1067.
https://doi.org/10.3390/jmse9101067.

Wang R., Liu A., Sun Y., Cao P., Fan X., Talalay P. Ice drill testing facility. Cold Regions Science and Technology. 2017, 145: 151–159.
https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.10.017.

Whelsky A.N., Albert M.R. Firn permeability impacts on pressure loss associated with rapid air movement drilling. Cold Regions Science and Technology. 2016, 123: 149–154.
https://doi.org/10.1016/J.COLDREGIONS.2015.11.018