

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



# Лёд и Снег Ice and Snow



Том **63**  
№3, 2023

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ  
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN  
GEOGRAPHICAL SOCIETY

---

# Лёд и Снег

Том **63**, № **3**, **2023**

# Ice and Snow

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 63, номер 3, 2023

---

---

## Ледники и ледниковые покровы

- Баланс массы ледника Козельский на Камчатке за 1977–2022 гг.  
*А. Я. Муравьев, Г. А. Носенко, И. К. Миронов, В. Н. Двигало, Я. Д. Муравьев* 317
- Малые ледники плато Путорана на фоне климатических перемен  
*Н. В. Коваленко, В. В. Поповнин, А. С. Губанов, А. А. Полюхов, Е. И. Успенская* 332
- Дистанционное и радиолокационное исследование ледника Левый Ирбисту (Южно-Чуйский хребет, Республика Алтай)  
*О. В. Останин, С. А. Кобылин, Г. С. Дьякова, Р. Д. Бурым, А. Д. Патрушева, Н. Е. Рамазанова* 347
- Оценка погрешности измерений средней высоты снежного покрова на леднике Альдегонда (Шпицберген)  
*А. В. Терехов, И. И. Василевич, У. В. Прохорова* 357
- 

## Снежный покров и снежные лавины

- Изменения климата и снежного покрова с точки зрения функционирования горнолыжных курортов России в начале XXI века  
*В. В. Виноградова, Т. Б. Титкова* 369
- Качество характеристик снежного покрова, полученных на основе реанализа ERA 5-Land для территории Пермского края  
*А. Д. Крючков, Н. А. Калинин, И. А. Сидоров* 383
- Микроэлементы в пыли снежного покрова на примере городов Тюмень и Тобольск  
*А. В. Захарченко, А. А. Тигеев* 397
- 

## Палеогляциология

- First  $^{10}\text{Be}$  dates of Late Holocene moraines of the Kashkatash and Irik glaciers, Northern Caucasus  
*О. N. Solomina, V. Jomelli, and I. S. Bushueva* 410
- Приледниковое озеро Бретъёрна (Западный Шпицберген): история формирования и современное осадконакопление  
*Н. И. Мещеряков, О. В. Кокин, И. С. Усягина, Н. Е. Касаткина* 426
- 

## Морские, речные и озёрные льды

- Лёд и снег озера Стемме (о. Западный Шпицберген) зимой 2019/20 г.  
*П. В. Богородский, А. Л. Борисик, В. Ю. Кустов, А. В. Марченко, В. В. Мовчан, А. Л. Новиков, К. В. Ромашова, И. В. Рыжов, О. Р. Сидорова, К. В. Фильчук, В. А. Хаустов* 441
- Расчёт преобладающей ориентации разрывов в ледяном покрове моря Лаптевых по данным дрейфа льда  
*Л. Н. Дымент, А. А. Ершова, В. С. Порубаев, А. А. Чиркова* 454
- 
-

# Contents

---

---

Vol. 63, No. 3, 2023

---

---

## Glaciers and Ice Sheets

- The mass balance of the Kozelsky Glacier in Kamchatka for 1977–2022  
*A. Ya. Muraviev, G. A. Nosenko, I. K. Mironov, V. N. Dvigalo, Ya. D. Muraviev* 317
- Small glaciers of the Putorana Plateau under climate change  
*N. V. Kovalenko, V. V. Popovnin, A. S. Gubanov, A. A. Polyhov, Ye. I. Uspenskaya* 332
- Remote and radar investigation of the Left Irbistu Glacier  
(South Chuisky Mountain Range, Altai Republic)  
*O. V. Ostanin, S. A. Kobylin, G. S. Dyakova, R. D. Buryim, A. D. Patrusheva, N. E. Ramazanova* 347
- Uncertainty assessment for mean snow cover depth derived from direct measurements  
on Aldegondabreen glacier (Svalbard)  
*A. V. Terekhov, I. I. Vasilevich, U. V. Prokhorova* 357
- 

## Snow Cover and Avalanches

- Changes in climate and snow cover in view of functioning of ski resorts in Russia  
in the early 21st century  
*V. V. Vinogradova, T. B. Titkova* 369
- Quality of snow cover characteristics derived from ERA 5-Land reanalysis for the territory  
of Perm Krai  
*A. D. Kryuchkov, N. A. Kalinin, I. A. Sidorov* 383
- Microelements in dust in the snow cover: a case study of the cities  
of Tyumen and Tobolsk  
*A. V. Zakharchenko, A. A. Tigeev* 397
- 

## Paleoglaciology

- First  $^{10}\text{Be}$  dates of Late Holocene moraines of the Kashkatash and Irik glaciers,  
Northern Caucasus  
*O. N. Solomina, V. Jomelli, I. S. Bushueva* 410
- The periglacial Lake Bretjorna (Ledovoe), Western Svalbard: history  
of formation and recent sedimentation  
*N. I. Meshcheriakov, O. V. Kokin, I. S. Usyagina, N. E. Kasatkina* 426
- 

## Sea, River and Lake Ice

- Ice and snow cover on Lake Stemmevatnet, Spitsbergen, in winter 2019/2020  
*P. V. Bogorodskiy, A. L. Borisik, K. V. Filchuk, V. A. Khaustov, V. Yu. Kustov,  
A. V. Marchenko, V. V. Movchan, A. L. Novikov, K. V. Romashova, I. V. Ryzhov, O. R. Sidorova* 441
- Determination of the predominant orientation of cracks in ice cover of the Laptev Sea  
from the ice drift data  
*L. N. Dymant, A. A. Ershova, V. S. Porubaev, A. A. Chirkova* 454
- 
-

## ПАМЯТИ ДЖОНА ГЛЕНА (1927–2023)

DOI: 10.31857/S2076673423030080, EDN: AEEMJA



Джон Глен. John Glen (1927–2023).

15 июня 2023 г. не стало Джона Глена – замечательного учёного, выдающегося физика и гляциолога.

Сейчас нет ни одного гляциолога на Земле, который бы не знал “закона Глена” – степенного закона деформации льда, который он установил в 1950-х годах на основе своих экспериментов в холодной камере с образцами льда при разных режимах температуры и нагрузки (Glen 1952, 1955, 1958a,b). Эти работы, особенно Glen (1955), возможно, цитировались больше, чем любая другая работа в гляциологической литературе, а закон течения Глена, вероятно, является наиболее известным и наиболее фундаментальным законом в нашем сообществе. В области физики льда соотношения Глена для вторичных скоростей течения изотропного льда использовались и используются по сей день в качестве стандартов, с которыми сравниваются дальнейшие исследования течения природных ледяных тел. Как физик льда, Джон участвовал в организации ряда симпозиумов по этой теме. В частности, он много сделал для организации симпозиума в 1962 г. и потом в течение 40 лет возглавлял серию симпозиумов по “Физике и химии льда”.

Его научно-общественное служение Международному гляциологическому обществу, несомненно, соответствует, если не превосходит, его

выдающиеся заслуги как крупного учёного, создавшего основы нашей области знаний. Когда Джон получил степень доктора в Клэр-колледже Кембриджа в 1953 г., он вошел в состав так называемого “консультативного совета” журнала “Journal of Glaciology”, которому в то время было всего около 6 лет. С тех пор он самым активным образом участвовал в развитии этого журнала и, прежде всего, был главным редактором журнала в 1961–1984 годах. После ухода с поста главного редактора он продолжал заботиться о рецензировании и редактировании статей и оставался ценным помощником для каждого из главных редакторов, которые работали на этом посту после него.

Конкретным результатом непрерывных усилий Джона в помощи другим в качестве редактора служит тот факт, что журнал Journal of Glaciology сегодня – самое долгоживущее и эффективное хранилище гляциологических знаний в мире. Возможно, в равной степени благодаря авторитету и престижу журнала, над созданием которого Джон Глен так усердно работал, мировое гляциологическое сообщество так увеличилось в размерах и выросла его эффективность.

Вклад Джона Глена в область гляциологии и в деятельность Международного гляциологического общества был совершенно выдающимся и получил всеобщее признание. В 1972 г. он был удостоен высшей награды общества “Кристалла Зелигмана”, а в 2013 г. ему была вручена медаль Хильды Ричардсон.

Он был замечательным учителем, как в профессиональном, так и в неформальном плане, интересным и привлекательным человеком, с отличным умом и чувством юмора.

Glen J.W. Experiments on the deformation of ice // Journ. of Glaciology. 1952. 2 (12): 111–114. <https://doi.org/10.3189/S0022143000034067>

Glen J.W. The creep of polycrystalline ice // Proc. of the Royal Society. Ser. A. 1955. 228 (1175): 519–38. <https://doi.org/10.1098/rspa.1955.0066>

Glen J.W. The flow law of ice. 1958a. IAHS Publ. 47: 171–183.

Glen J.W. The mechanical properties of ice I. The plastic properties of ice. Advances in Physics. 1958b, 7 (26): 254–265. <https://doi.org/10.1080/00018735800101257>

А.Ф. Глазовский

УДК 551.324

## БАЛАНС МАССЫ ЛЕДНИКА КОЗЕЛЬСКИЙ НА КАМЧАТКЕ ЗА 1977–2022 гг.

© 2023 г. А. Я. Муравьев<sup>1,\*</sup>, Г. А. Носенко<sup>1</sup>, И. К. Миронов<sup>2</sup>,  
В. Н. Двигало<sup>2</sup>, Я. Д. Муравьев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

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

Поступила в редакцию 10.05.2023 г.

После доработки 02.06.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

Дана оценка изменения объёма ледника Козельский на Камчатке за 1977–2022 гг. Площадь ледника за это время практически не изменилась, фронт продвинулся вперёд почти на 0.7 км, объём сократился на  $34.15 \pm 6.74$  млн м<sup>3</sup>, поверхность в среднем понизилась на 17.3 м, кумулятивный баланс массы составил  $-14.70 \pm 3.94$  м в.э., а удельный среднегодовой  $-0.33$  м в.э./год. Продвижение линии фронта в последние 10 лет замедлилось и составляло около 5 м/год.

**Ключевые слова:** ледник Козельский, Камчатка, геодезический баланс массы, вулканы, исторические данные, спутниковые съёмки

**DOI:** 10.31857/S2076673423030079, **EDN:** PLDBKZ

### ВВЕДЕНИЕ

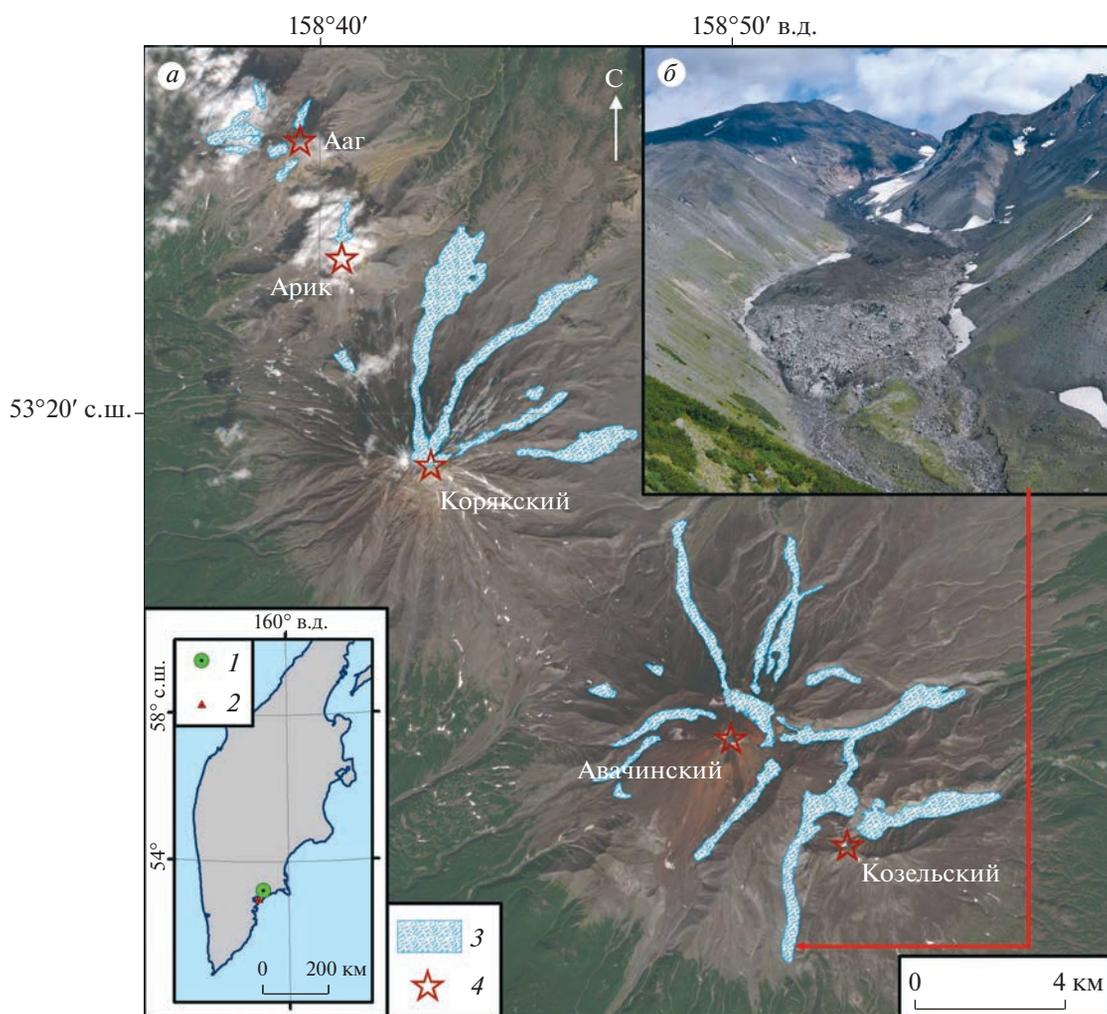
Сокращение размеров ледников в настоящее время наблюдается почти во всех районах оледенения Земли. Одним из немногочисленных исключений являются районы активного вулканизма Камчатки, где с 1950-х по 2010-е годы не было зафиксировано сокращения площади ледников (Khromova et al., 2019). Один из таких районов — расположенная у юго-восточного побережья Камчатки Авачинская группа вулканов, площадь оледенения которой с 1950 по 2012–2013 гг. увеличилась на 6.5% или 1.3 км<sup>2</sup> (Муравьев, 2017).

Авачинская группа вулканов (рис. 1, а), находящаяся вблизи г. Петропавловск-Камчатский, исторически является наиболее изученным районом оледенения Камчатки. Она образована цепью вулканов, вытянутой в направлении с юго-востока на северо-запад: Козельский (2189 м), Авачинский (2751 м), Корякский (3456 м), Арик (2166 м) и Ааг (2310 м). Авачинский и Корякский вулканы действующие — их последние извержения датированы 1991 и 2008–2009 гг. соответственно (<http://www.kscnet.ru>).

Первые сведения о ледниках в Авачинской группе вулканов встречаются в публикации (Перфильев, 1912). В ней автор писал о наличии ледников на Авачинском вулкане и привёл несколько фотографий ледниковой поверхности с трещинами. Более подробные сведения о ледниках

Авачинского вулкана приведены в работе (Заварицкий, 1935). Её автор по результатам полевых работ летом 1931 г. отметил наличие ледников, занимающих пространство между гребнем соммы и действующим конусом и стекающих, главным образом, в северном и северо-западном направлениях. Автор работы (Пийп, 1946) отметил наличие на Авачинском вулкане ледников, спускающихся на север и юг с фирнового поля, расположенного в кольцевой долине между гребнем соммы и действующим конусом. В публикации (Заварицкий, 1955), представляющей результаты анализа данных экспедиционных работ 1946 г. и других вулканологических исследований, отмечено наличие ледников на всех вулканах Авачинской группы.

Полная инвентаризация ледников Авачинской группы вулканов была проделана в рамках работ по составлению Каталога ледников СССР (Виноградов, 1968). Каталог содержит сведения о морфологических типах, размерах, высотном положении и экспозиции 24 ледников общей площадью 16.3 км<sup>2</sup>, полученные по данным аэрофотосъёмки 1950 г., дополненных данными полевых работ середины 1960-х годов. Обновлённая инвентаризация ледников района была опубликована в работе (Виноградов, Муравьев, 1992). Она включала в себя актуализированные сведения о 26 ледниках общей площадью 21.3 км<sup>2</sup>. Данные о размерах некоторых ледников в ней были скорректиро-



**Рис. 1.** Авачинская группа вулканов (а) и ледник Козельский 19.08.2022 (фото А.Я. Муравьева) (б): 1 – местоположение Авачинской группы вулканов; 2 – местоположение метеостанции Петропавловск-Камчатский; 3 – ледники; 4 – вулканы

**Fig. 1.** Avachinsky group of volcanoes (a) and Kozelsky Glacier 19.08.2022 (photo by A.Ya. Muraviev) (b): 1 – location of the Avachinsky group of volcanoes; 2 – location of the weather station Petropavlovsk-Kamchatsky; 3 – glaciers; 4 – volcanoes

ваны относительно данных Каталога ледников СССР.

В последующем более полная инвентаризация ледников Авачинской группы вулканов была выполнена уже в 2010-х годах. Так, работа (Муравьев, 2017) содержит сведения о 27 ледниках данного района общей площадью  $22.43 \pm 1.42 \text{ км}^2$  по состоянию на 2012–2013 гг. Каталог ледников Randolph Glacier Inventory (RGI) версии 6.0 (RGI..., 2017) содержит данные о ледниках района по состоянию на 2013 г. Информация о пространственном положении границ ледников Авачинской группы вулканов в нём была получена путём автоматизированного дешифрирования снимка Landsat от 09.09.2013 по границе открытого льда. Поскольку на ледниках района развита поверхностная морена, это привело к неверному опре-

делению границ ледников и существенной (более чем в два раза) недооценке их площадей. Суммарная площадь ледников района в каталоге RGI 6.0 составила  $10.25 \text{ км}^2$ .

В Авачинской группе вулканов расположен перемётно-долинный ледник Козельский – наиболее изученный ледник Камчатки и один из самых изученных ледников, расположенных на активных вулканах (см. рис. 1, б). Он спускается в южном направлении с седловины между вулканами Авачинский и Козельский. Ледник входит в список Всемирной службы мониторинга ледников (WGMS).

Первая информация о леднике Козельский встречается в публикации (Заварицкий, 1935). На представленной в этой работе карте выделен “Южный Козельский ледник”, положение кото-

рого соответствует положению ледника Козельский в более поздних публикациях.

В научной литературе доступны данные прямых наблюдений за динамикой ледника Козельский с 1945 г. В феврале 1945 г. в ходе извержения вулкана Авачинский весь ледник был покрыт чехлом пирокластического материала мощностью до 2 м (Виноградов, Муравьев, 1992). В дальнейшем область питания ледника стала восстанавливаться поверх чехла пирокластики. К 1967 г. её площадь составила 0.7 км<sup>2</sup>. В период 1968–1976 гг. благодаря благоприятным климатическим условиям область питания ледника полностью восстановилась, а фронт ледника опустился с 960 до 890 м над ур. моря.

Особенно многоснежные зимы 1971–1974 гг., совпавшие с прохладными периодами абляции, привели к активизации ледника (Виноградов, Муравьев, 1992). До 1974 г. фронт ледника продвинулся на 100–110 м, а за 1975–1976 гг. — ещё на 220–230 м. В итоге, к 1976 г. фронт ледника суммарно продвинулся примерно на 330 м, а площадь ледника увеличилась на 0.09 км<sup>2</sup>. В 1978–1981 гг. наблюдалась стабилизация фронта ледника и его кратковременное отступление.

После 1981 г. фронт ледника наступал практически непрерывно. До 2007 г. он продвинулся примерно на 540 м, и ещё на 130–140 м за 2007–2015 м (Котляков и др., 2017). В целом за 1967–2015 гг. фронт ледника продвинулся на 1010 ± 15 м, а площадь его языковой части увеличилась примерно на 0.35 км<sup>2</sup>.

По данным работы (Муравьев, 2017) площадь ледника Козельский на 28.09.2013 составляла 1.77 ± 0.09 км<sup>2</sup>. Полевые наблюдения 2019, 2021 и 2022 гг. показали, что язык ледника продолжает наступать. В августе 2022 г. он оканчивался на высоте около 790 м над ур. моря.

Ледник Козельский относится к тёплому типу (Виноградов и др., 1976). Температура снежно-фирновой толщи в тёплый период близка к 0°C. Мощность снежно-фирновой толщи в центральной части области аккумуляции составляет 30–40 м. Тёплый период длится 4–5 месяцев у нижней границы ледника и 2–3 месяца в области питания (Виноградов, Муравьев, 1992). Доля метелевого снега в структуре аккумуляции оценивается в 35–40%, лавинного питания — 1–5%. Поверхностная морена на седловине между вулканами Авачинский и Козельский (область ледораздела ледников Козельский и Заварицкого) ежегодно освобождается от снежного покрова. Это следствие того, что большая часть выпадающих твёрдых осадков перераспределяется ветром вниз по леднику Козельский.

Прямые наблюдения за составляющими баланса массы ледника Козельский проводились в 1972–1981 и 1987–1988 гг. (Виноградов, Мура-

вьев, 1992). Средний баланс массы ледника в этот период составлял –411 мм в.э. (зимний баланс в среднем 3411 мм в.э., летний –3822 мм в.э.). Высота границы питания в эти годы изменялась от 1160 м в 1973/74 г. до 1360 м в 1980/81 г. Устойчивой связи между высотой границы питания ледника и его балансом массы не обнаружено. После 1988 г. прямые массбалансовые наблюдения на леднике Козельский не проводились. Однако была предложена методика расчёта баланса массы ледника на основе материалов наблюдений на метеостанции Петропавловск-Камчатский с опорой на эмпирические данные измерений в течение 10 лет (Виноградов, Муравьев, 1992; Глазырин и др., 1999).

Цель работы — оценка баланса массы ледника Козельский в последние десятилетия в условиях существенного роста летних температур воздуха. Поскольку прямые измерения составляющих баланса массы ледника не проводятся уже более 30 лет, для достижения цели предполагается использовать геодезический метод и разновременные материалы дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ).

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В работе использованы данные: спутниковый снимок WorldView-2 от 31.08.2016 с пространственным разрешением в мультиспектральном режиме 1.84 м (панхроматический канал 0.46 м); ортофотоплан, покрывающий южную часть (32% площади) ледника Козельский, с пространственным разрешением около 15 см, созданный по материалам съёмки с БПЛА 05.09.2022; отдельные фрагменты “strip” цифровой модели рельефа (ЦМР) ArcticDEM v3.0 (Porter et al., 2018) и ArcticDEM v4.1 (Porter et al., 2022) с пространственным разрешением 2 м от 18.09.2015, 08.10.2016, 06.10.2021 и 09.10.2021 (табл. 1); ЦМР от 05.09.2022, охватывающая южную часть (31% площади) ледника Козельский, с пространственным разрешением около 0.15 м; ЦМР 1977 г., созданная по материалам аэрофотосъёмки (АФС) от 05.08.1977; данные о среднемесячной температуре воздуха (Булыгина и др., 2023) и месячных суммах осадков с устранением погрешностей осадкомерных приборов (<https://meteo.ru...>) на гидрометеостанции (ГМС) Петропавловск-Камчатский (расположена примерно в 28 км к юго-юго-западу от ледника на высоте 32 м над ур. моря) из архива ВНИИГМИ-МЦД за 1950–2021 гг.; данные реанализа метеопараметров ECMWF ERA5 за 1950–2022 гг. с разрешением 0.5° × 0.5° (<https://www.ecmwf.int>), полученные с ресурса (Monthly., 2023); исходные данные работы (Муравьев, 2017) о пространственном положении границ ледника Козельский в 1967, 2007 и 2012 гг.

**Таблица 1.** Используемые в работе цифровые модели рельефа (ЦМР)

ЦМР	Дата съёмки	Идентификатор
Отдельные ЦМР “strip” из коллекции ArcticDEM версий 3.0 и 4.1	18.09.2015	SETSM_WV01_20150918_1020010045D91900_1020010042 42A100_seg1_2m_v3.0
	08.10.2016	SETSM_WV03_20161008_1040010022570B00_1040010022 929800_seg1_2m_v3.0
	06.10.2021	SETSM_s2s041_WV01_20211006_10200100B8274C00_102 00100B93AF000_2m_lsf_seg1
	09.10.2021	SETSM_s2s041_WV03_20211009_104001006D3C4100_10 40010070C74C00_2m_lsf_seg1
ЦМР, созданная по материалам съёмки с БПЛА	05.09.2022	не находится в открытом доступе
ЦМР, созданная по АФС 1977 г.	05.08.1977	

Используемые в работе спутниковые снимки, ортофотоплан и ЦМР были зарегистрированы в проекции UTM (зона 57) на эллипсоиде WGS 1984. Их обработка производилась в программных продуктах ESRI ArcGIS и QGIS.

Ортофотоплан и ЦМР от 05.09.2022 созданы по результатам обработки в программных продуктах Agisoft Metashape Pro и Pix4 Denterprise фотоснимков, полученных с беспилотного летательного аппарата (БПЛА) DJI Phantom 4 Pro V2.0 южной части (32% площади) ледника Козельский. Разрешение съёмки составило 0.14 м/пиксель. На БПЛА был установлен приёмник DGPS L1/L2 Torodrone PPK (второй приёмник DGPS – на точке с известными координатами). Расчётная программным обеспечением погрешность определения координат в плане составила 0.10 м, вертикальная погрешность – 0.05 м.

Границы ледника на спутниковых снимках и ортофотоплане дешифрировались вручную. Все использованные в работе спутниковые снимки датированы концом августа – началом сентября (конец периода абляции на леднике Козельский). Это позволило минимизировать влияние на результат остатков сезонного снежного покрова и снежников.

Ледник Козельский имеет протяжённый (около 0.6 км) ледораздел с ледником Заварицкого, спускающегося с пологой седловины между вулканами Авачинский и Козельский на северо-восток. Граница между этими ледниками была проведена с использованием спутникового снимка WorldView-2 от 31.08.2016, на котором хорошо видны трещины и эрозионные врезы на чехле поверхностной морены, и цифровой модели наклона поверхности, построенной с использованием ЦМР ArcticDEM v3.0.

Сравнение с исходными материалами работы (Муравьев, 2017) показало, что пространственное положение границы ледника в области аккумуля-

ции имеет низкую изменчивость (с 2012 по 2016 г. практически без изменений). Основные изменения происходят в нижней, заморенной части ледника. Поэтому было сделано допущение о том, что граница ледника в области аккумуляции с 31.08.2016 по 05.09.2022 не изменилась.

Погрешность определения пространственного положения современных границ ледника принята равной 2 м, исходя из разрешения спутникового снимка WorldView-2 в мультиспектральном диапазоне (1.84 м). Погрешность определения площади ледника в 2022 г. принята равной произведению протяжённости периметра ледника на погрешность определения пространственного положения его границ (2 м). Погрешность определения пространственного положения границ ледника в 1977 г. (по ортотрансформированным АФС), учитывая развитую поверхностную морену и сложный рельеф, принята равной 5 м.

Согласно документации к ЦМР ArcticDEM (<https://www.pgc.umn.edu/>), её точность (вертикальная и в плане) без использования наземных контрольных точек находится в пределах 4 м. Все ЦМР из коллекций ArcticDEM версий 3.0 и 4.1, использованные в работе, прошли вертикальную корегистрацию. В качестве опорной ЦМР для корегистрации была использована ЦМР от 05.09.2022, созданная на основе данных фото-съёмки с БПЛА.

Корегистрация ЦМР проводилась по стабильным поверхностям в зоне охвата ЦМР от 05.09.2022, для чего в этой области была создана регулярная сетка точек с шагом 10 м. Далее, опираясь на визуальные данные ортофотоплана от 05.09.2022 и спутникового снимка WorldView-2 от 31.08.2016, были удалены потенциально нестабильные точки, расположенные: на леднике, снежниках, в эрозионных врезках и руслах ручьёв, крутых осыпных склонах, на кустарниковой растительности (ольховый стланик). Кроме того, бы-

ли удалены точки, расположенные на поверхностях с наклоном более  $25^\circ$ . Получившемуся массиву точек были присвоены значения высот всех использованных в работе ЦМР. Для минимизации влияния на результат мелких дефектов ЦМР из коллекции ArcticDEM, из используемой для корегистрации выборки удалялись точки, высота которых отличалась от значения на ЦМР 05.09.2022 более чем на 4 м. Для минимизации влияния микрорельефа поверхности ЦМР от 05.09.2022 (разрешение около 15 см) на корегистрацию других ЦМР она была предварительно пересчитана в разрешение 2 м по границам ячеек ЦМР от 09.10.2021 из коллекции ArcticDEM v3.0.

Далее, по полученному массиву расположенных на стабильных поверхностях точек производилась систематическая коррекция высот ЦМР на величину медианного отклонения их высоты от высоты ЦМР 05.09.2022. Так, ЦМР от 18.09.2015 была систематически повышена на 1.11 м (медианное отклонение по 1758 точкам), ЦМР от 08.10.2016 – понижена на 1.59 м (по 1616 точкам), ЦМР от 06.10.2021 – повышена на 0.52 м (по 1608 точкам), ЦМР от 09.10.2021 – понижена на 0.21 м (по 1809 точкам). За вертикальную погрешность ЦМР принималось среднее квадратичное отклонение их высоты от высоты ЦМР 05.09.2022 по массиву точек, расположенных на стабильных поверхностях. Она составила 1.12 м для ЦМР от 18.09.2015, 1.60 м – для 08.10.2016, 1.06 м – для 06.10.2021 и 1.08 м – для 09.10.2021.

Так как ЦМР от 05.09.2022 покрывает лишь нижнюю часть (31% площади) ледника Козельский, для получения современной ЦМР поверхности ледника она была дополнена данными скорректированной по высоте ЦМР от 09.10.2021 из коллекции ArcticDEM v4.1. При этом для небольшого ( $0.13 \text{ км}^2$ ) участка в северо-западной оконечности ледника, не покрытого данными ЦМР от 09.10.2021, была использована ЦМР от 06.10.2021. Участок площадью менее  $0.01 \text{ км}^2$  в северной части ледника не покрыт данными ЦМР 2021–2022 гг., что не может существенно повлиять на результаты исследования, учитывая его малую площадь. Для приведения используемого участка ЦМР 2021 г. к 2022 г. она была дополнительно скорректирована: к значениям высот её ячеек была прибавлена  $1/6$  разницы изменения высоты с 2015 по 2021 г.

ЦМР от 18.09.2015 покрывает 93% площади ледника в 2022 г. 7% ( $0.12 \text{ км}^2$ ) площади поверхности ледника заняты участками, не покрытыми данными этой ЦМР. Эти участки были заполнены данными ЦМР от 08.10.2016. Учитывая малый размер таких участков, можно сделать допущение о том, что итоговая ЦМР отражает состояние поверхности ледника на конец сезона абляции 2015 г.

ЦМР 1977 г. создана в программном продукте Agisoft Metashape Pro на базе материалов АФС 05.08.1977. Пространственное разрешение данных АФС составляет около 0.3 м. Корегистрация данной ЦМР была проведена аналогично корегистрации ЦМР из коллекции ArcticDEM. В результате среднее квадратичное отклонение корегистрированной ЦМР 05.08.1977 от ЦМР 05.09.2022 по 1111 точкам составило 1.80 м.

Погрешность определения высоты поверхности между ЦМР 1977, 2015 и 2021–2022 гг. определялась как среднее квадратичное значение погрешностей каждой из слагающих их ЦМР в зоне перекрытия. Так, расчётная погрешность в зоне перекрытия ЦМР от 05.09.2022 и 18.09.2015 составила 1.12 м, 09.10.2021 и 18.09.2015 – 1.56 м, 09.10.2021 и 08.10.2016 – 1.93 м, 06.10.2021 и 18.09.2015 – 1.54 м, 05.09.2022 и 05.08.1977 – 1.80 м, 05.08.1977 и 09.10.2021 – 2.10 м, 05.08.1977 и 06.10.2021 – 2.09 м, 05.08.1977 и 08.10.2016 – 2.41 м, 05.08.1977 и 18.09.2015 – 2.12 м.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Наступание фронта ледника Козельский в 1967–2022 гг. показано на рис. 2. Общее продвижение фронта за этот период составило  $1030 \pm 15 \text{ м}$ , 52 м из которых пришлось на 2012–2022 гг. Средняя скорость наступания фронта ледника в последние 10 лет составляла около 5.2 м в год. Площадь ледника в конце сезона абляции 2022 г. составляла  $1.72 \pm 0.02 \text{ км}^2$ , длина – около 5030 м, высота высшей точки – 1955 м, высота низшей точки – 790 м, вертикальная протяжённость – 1165 м, средняя взвешенная по площади высота – около 1420 м. Несмотря на практически непрерывное наступание фронта ледника его площадь за 2012–2022 гг. не увеличилась, а сократилась на  $0.05 \text{ км}^2$ . Это произошло в результате разрушения небольших краевых участков нижней части языка ледника термоэрозией.

Площадь ледника по высоте распределена неравномерно. В 2022 г. ниже 1000 м располагалось 19.3% площади ледника, в интервале 1000–1200 м – 16.4%, в интервале 1200–1400 м – 12.9%, в интервале 1400–1600 м – 10.2%, в интервале 1600–1800 м – 17.7%, выше 1800 м – 23.5%. На высотный интервал 1400–1600 м приходится самая узкая часть ледника, большая часть которой занята зоной трещинообразования.

Зафиксировано уменьшение скорости наступания ледника Козельский в последнее десятилетие. В 1977–2007 гг. фронт ледника продвинулся на  $537 \pm 15 \text{ м}$  (учитывая стабилизацию фронта в 1978–1981 гг., средняя скорость наступания составит около 20.7 м/год), в 2007–2012 гг. – на  $100 \pm 15 \text{ м}$  со средней скоростью около 20.0 м/год,



**Рис. 2.** Продвижение фронта ледника Козельский в 1967–2022 гг.

Границы ледника определены в результате анализа следующих данных: 1967 г. – АФС от 26.08.1967; 1977 г. – АФС от 05.08.1977; 2007 г. – спутниковый снимок ASTER от 16.07.2007; 2012 г. – спутниковый снимок WorldView-2 от 18.09.2012; 2022 г. – ортофотоплан от 05.09.2022

*I* – осевая линия ледника, вдоль которой проводились измерения.

**Fig. 2.** Advancement of the Kozelsky Glacier front in 1967–2022.

The boundaries of the glacier are determined as a result of the analysis of the following data: 1967 – aerial photograph 26.08.1967; 1977 – aerial photograph 05.08.1977; 2007 – ASTER satellite image 16.07.2007; 2012 – WorldView-2 satellite image 18.09.2012; 2022 – orthophotoplan 05.09.2022

*I* – center line of the glacier along which the measurements were made.

в 2012–2022 гг. – на  $52 \pm 5$  м со средней скоростью около 5.2 м/год.

Площадь ледника Козельский в 1977 г. составляла  $1.77 \pm 0.06$  км<sup>2</sup> (т.е. практически соответствовала его площади в 2012 г.), высота высшей точки – около 2000 м, высота низшей точки – около 910 м, вертикальная протяжённость – 1090 м,

средняя взвешенная по площади высота – около 1510 м. С тех пор площадь ледника практически не изменилась. Однако произошло её перераспределение – язык ледника стал существенно длиннее (примерно на 0.7 км) и уже. Приращение площади нижней части языка ледника за 1977–2022 гг. составило около 0.21 км<sup>2</sup>. С 1977 по 2022 г. фронт ледника продвинулся на  $692 \pm 5$  м.

Среднее по площади изменение высоты поверхности ледника с 1977 по 2022 г. (рис. 3) составило  $-17.30$  м ( $-0.38$  м/год). Объём ледника за этот период сократился на  $34.15 \pm 6.74$  млн м<sup>3</sup>. Для пересчёта результата геодезических измерений в размерность гляциологического баланса массы (м в.э.) была использована плотность льда  $850 \pm 60$  кг/м<sup>3</sup>, как в работах (Huss, 2013; Hugonnet et al., 2021a). При такой плотности льда кумулятивный баланс массы ледника Козельский за 1977–2022 гг. составил  $-14.70 \pm 3.94$  м в.э. Среднее значение баланса массы ледника в данный период составляло  $-0.33$  м в.э./год. Это сопоставимо с балансом массы ледников Нежданный и Соседний (гора Ледяная на Корякском нагорье) в период 1961–2016 гг., составлявшим, по данным работы (Носенко и др., 2022),  $-0.362$  м в.э./год. Близкие значения баланса массы наблюдались на леднике ИГАН (Полярный Урал) в период 1963–2008 гг. ( $-0.317$  м в.э./год) и 2008–2018 гг. ( $-0.336$  м в.э./год) (Носенко и др., 2020). Наибольшее понижение высоты поверхности ледника за 1977–2022 гг. приурочено к высотному интервалу 1200–1400 м. На втором месте по этому показателю находится высотный интервал 1400–1600 м, в котором наблюдается сужение ледникового языка и наибольшее количество трещин, что свидетельствует о самых больших для ледника скоростях движения льда.

Среднее по площади изменение высоты поверхности ледника Козельский с 1977 по 2015 г. составило  $-17.84$  м. Объём ледника в этот период сократился на  $35.21 \pm 7.20$  млн м<sup>3</sup>, а кумулятивный баланс массы составил  $-15.16 \pm 4.17$  м в.э. Среднее значение баланса массы ледника в 1977–2015 составляло  $-0.40$  м в.э./год. Эта величина близка к данным прямых наблюдений за 1972–1981 и 1987–1988 гг. (в среднем  $-0.411$  м в.э.), опубликованным в работе (Виноградов, Муравьев, 1992).

Среднее по площади изменение высоты поверхности ледника Козельский с 2015 по 2022 г. (рис. 4) составило  $0.59 \pm 1.55$  м. Объём ледника в данный период увеличился на  $1.01 \pm 2.65$  млн м<sup>3</sup>. Кумулятивный баланс массы ледника Козельский за 2015–2022 гг. составил  $0.50 \pm 1.35$  м в.э. ( $0.07$  м в.э./год). Из этого следует, что среднегодовой баланс массы ледника в данный период был близок к нулю. Участки с увеличением высоты поверхности приурочены, в основном, к понижениям поверхности верхней половины ледника, в которых скапливается переносимый ветром снег. В нижней, заморененной части ледника такие участки – следствие перемещения выпуклых форм ледникового рельефа за семь лет продвижения ледника вниз по долине.

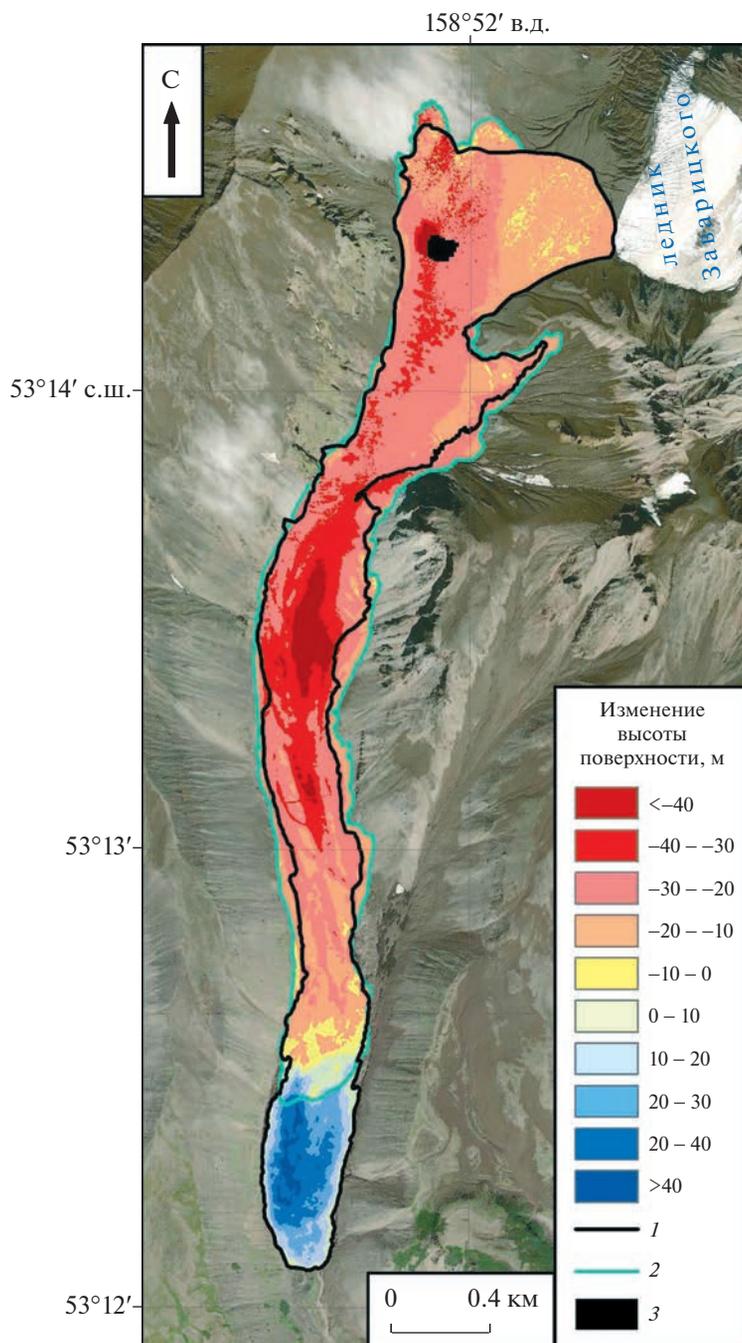
Для понимания согласованности зафиксированной в 1977–2022 гг. динамики ледника с кли-

матических изменениями были проанализированы изменения средней летней (июнь–август) температуры приземного слоя воздуха (рис. 5, а) и сумм осадков с октября по май (рис. 5, б) (период аккумуляции ледника Козельский). Средние значения летней температуры воздуха в 2016–2021 гг. составили  $12.5^{\circ}\text{C}$ , по данным наблюдений на ГМС Петропавловск-Камчатский (Булыгина и др., 2023), что на  $0.7^{\circ}\text{C}$  выше климатической нормы 1981–2010 гг. Данные реанализа ERA5 (Monthly., 2023) демонстрируют такую же тенденцию к увеличению, хотя и с несколько меньшими значениями температур (разница составляет  $1\text{--}1.5^{\circ}\text{C}$ ). График аномалий летней температуры воздуха относительно базового периода 1981–2010 гг. (см. рис. 5, в) свидетельствует о том, что на протяжении двух последних десятилетий преобладали положительные значения аномалий. В 2002–2022 гг. их величина достигала  $2.0^{\circ}\text{C}$ . Это означает, что сезон абляции на леднике с 2010-х годов стал существенно теплее, чем в 1980–2000-х годах.

Линия тренда на графике сумм твёрдых осадков (см. рис. 5, б) свидетельствует о том, что, несмотря на значительную межгодовую изменчивость в период исследований их величина в настоящее время мало отличается от климатической нормы 1981–2010 гг. Средние значения сумм осадков с октября по май в 2016–2021 гг., по данным наблюдений на ГМС Петропавловск-Камчатский (<https://meteo.ru...>), составляли  $815.6$  мм, что на  $53$  мм ( $6.5\%$ ) меньше, чем в период 1981–2010 гг. Данные реанализа ERA5 показывают рост количества осадков с  $917.0$  мм в период 1981–2010 гг. до  $940.2$  мм ( $2.5\%$ ) в 2016–2022 гг. Можно предположить, что количество твёрдых осадков в горах практически не изменилось.

Из приведённых выше данных можно сделать вывод о том, что современные изменения климатических условий должны способствовать сокращению площади ледника Козельский и понижению его поверхности. Однако, как показано выше, понижение поверхности ледника наблюдается при практически неизменной площади, а его фронт продвигается вниз по долине. Это означает, что действие неблагоприятных климатических изменений на динамику ледника компенсируется иными природными факторами.

Как было отмечено ранее (Муравьев, 2017), колебания размеров ледников, расположенных вблизи активных вулканов, определяются прежде всего вулканической деятельностью, которая по силе воздействия на режим и динамику ледников часто превосходит влияние климатических изменений. Основными механизмами влияния вулканизма на оледенение служат бронирующая роль чехла моренного материала вулканогенного происхождения и сейсмическое воздействие вулканов на ледники (Муравьев, 2020). Эти виды влия-



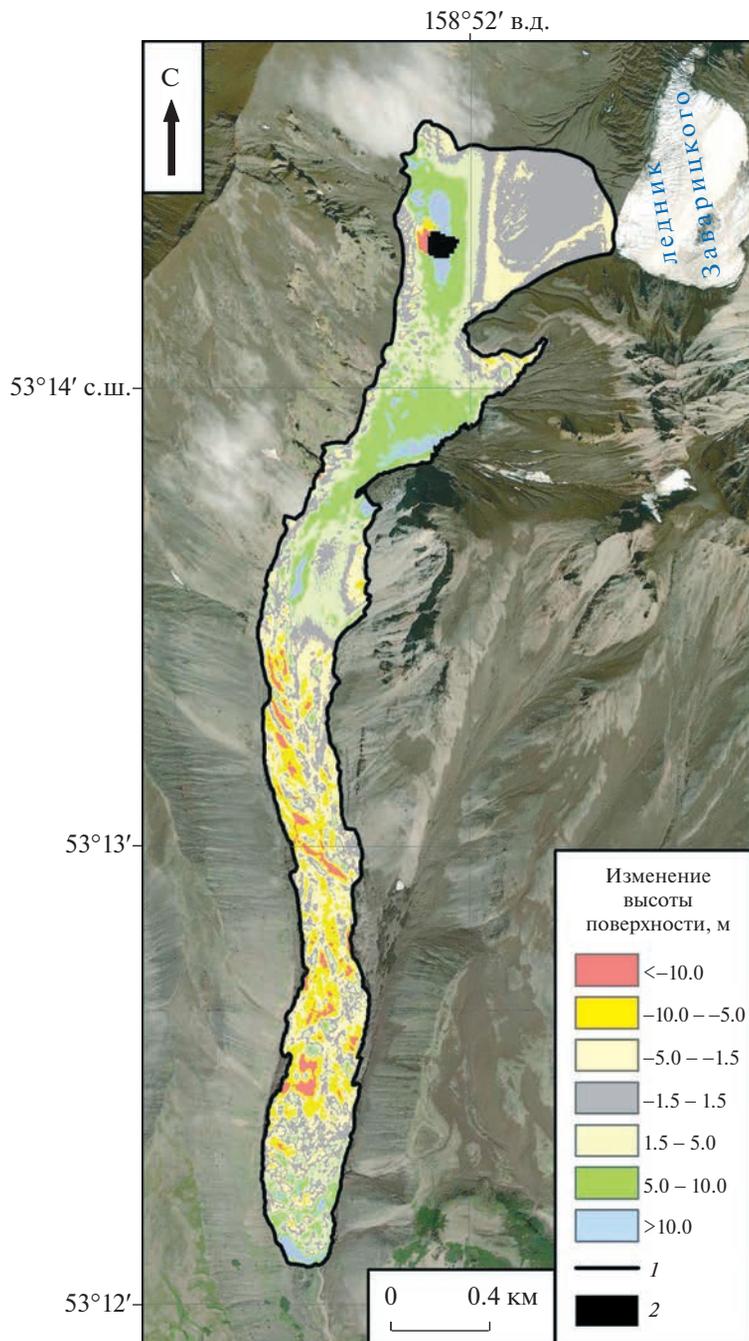
**Рис. 3.** Изменение высоты поверхности в границах ледника Козельский с 1977 по 2022 г., м.: 1 – граница ледника в 2022 г.; 2 – граница ледника в 1977 г.; 3 – участок, не покрытый данными современной ЦМР.

**Fig. 3.** Change in surface height within the boundaries of the Kozelsky Glacier from 1977 to 2022, m.: 1 – glacier boundaries in 2022; 2 – glacier boundaries in 1977; 3 – areas not covered by the current DEM data.

ния вулканов на ледники характеризуются наибольшей областью и длительностью воздействия.

Ледник Козельский расположен вблизи Авачинского вулкана и находится под его непосредственным влиянием. Поверхностная морена, сложенная материалом вулканогенного происхождения, в 2016 г. покрывала почти 72% площади ледника ( $1.25 \pm 0.03$  из  $1.74 \pm 0.02$  км<sup>2</sup>). Морен-

ным чехлом забронирован язык ледника ниже 1280 м, выположенная поверхность в районе ледодораздела выше 1810 м и широкая полоса вдоль правого края ледника, на который поступает большое количество вулканического шлака и обломочного материала с осыпей правого борта долины (см. рис. 3). Участки наибольшей убыли льда за 1977–2022 гг. на рис. 3 (–30 м и ниже) со-



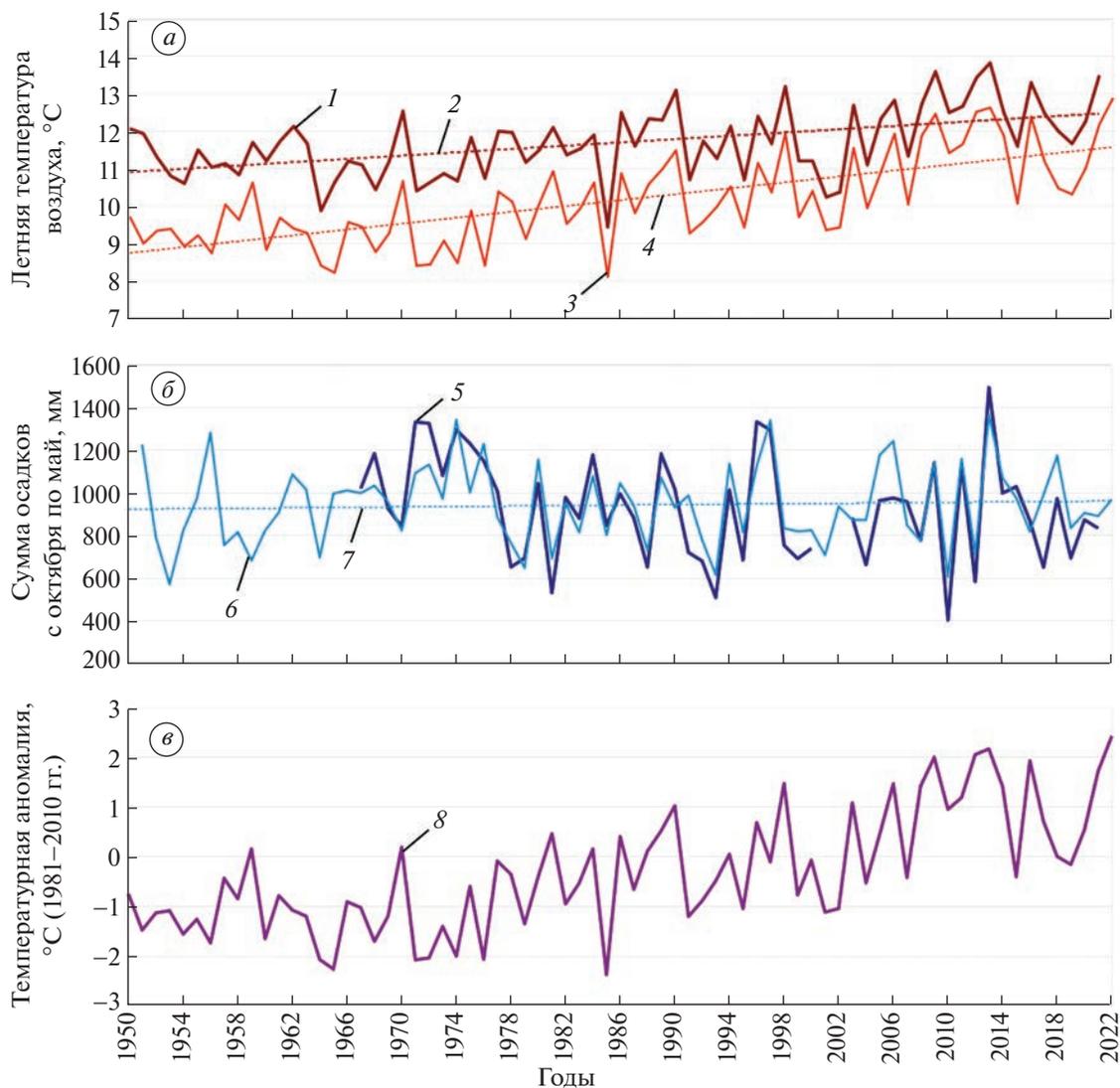
**Рис. 4.** Изменение высоты поверхности в границах ледника Козельский с 2015 по 2022 г., м.: 1 – граница ледника в 2022 г.; 2 – участок, не покрытый данными современной ЦМР.

**Fig. 4.** Change in surface height within the boundaries of the Kozelsky Glacier from 2015 to 2022, m.: 1 – glacier boundaries in 2022; 2 – areas not covered by the current DEM data.

ответствуют области открытого льда. Убыль льда на участке в области ледораздела с ледником Заварицкого (северо-восточные окраины ледника на рис. 3), вероятно, обусловлена не столько поверхностной абляцией, сколько метелевым переносом зимних осадков на более низкие уровни и растеканием льда с перевала. Вероятно, понижение поверхности нижней части языка ледника

выше его границы 1977 г. также обусловлено не только термоэрозией, которая наиболее интенсивна на низких высотных уровнях, но и перемещением льда вниз по долине.

В настоящее время ледник располагается в значительном высотном диапазоне от 790 до 1955 м, обеспечивающим температурный режим, необходимый для накопления и сохранения твёрдых



**Рис. 5.** Изменения:

*a* – средних летних температур воздуха (июнь–август) по данным наблюдений на ГМС Петропавловск–Камчатский (1) (2 – линия тренда) и реанализа ECMWF ERA5 (Monthly..., 2022) (3) (4 – линия тренда);

*b* – сумм осадков с октября по май по данным наблюдений на ГМС Петропавловск–Камчатский (5) и реанализа ECMWF ERA5 (Monthly..., 2022) (6) (7 – линия тренда);

*v* – аномалии летних температур воздуха (8) (базовый период 1981–2010 гг.) в районе исследований в 1950–2022 гг. по данным реанализа ECMWF ERA5 (Monthly..., 2022).

**Fig. 5.** Changes:

*a* – of average summer air temperatures (June–August) according to observational data at the Petropavlovsk–Kamchatsky meteorological station (1) (2 – trend line) and ECMWF ERA5 reanalysis (Monthly..., 2022) (3) (4 – trend line);

*b* – amount of precipitation from October to May according to observational data at the Petropavlovsk–Kamchatsky meteorological station (5) and ECMWF ERA5 reanalysis (Monthly..., 2022) (6) (7 – trend line);

*v* – summer air temperature anomalies (8) (base period 1981–2010) in the study area in 1951–2022 according to ECMWF ERA5 reanalysis (Monthly..., 2022).

осадков. Однако определение положения границы области питания затрудняют метелевый перенос и лавинное питание. В годы полевых балансовых наблюдений её высота изменялась от 1160 м в 1973/74 г. до 1360 м в 1980/81 г. (Виноградов, Муравьев, 1992). В настоящее время условно можно выделить область питания выше уровня 1600 м,

где сохраняется сезонный снежный покров и существуют участки многолетних фирнов разного генезиса. Увеличение высоты её положения не противоречит наблюдаемому росту летних температур воздуха за прошедший период. Соответственно, область расхода располагается ниже этого уровня, где свободная от снега поверхность

льда постепенно исчезает под сплошным покровом пирокластического материала и обломками горных пород. Площадь области абляции составляет около 60% от площади ледника и именно здесь в интервале высот 1200–1400 м наблюдается наибольшее понижение поверхности за 1977–2022 гг. (см. рис. 3). На втором месте высотный диапазон 1400–1600 м.

Как показано выше, особенность данного ледника заключается в сочетании отрицательного баланса с практически непрерывным продвижением линии фронта вниз по долине. Причиной такого динамического режима ледника может быть повышенная сейсмичность, связанная с положением в сейсмически активной зоне и близостью активного вулкана, и особенности рельефа ложа. После известного эксплозивного извержения в 1945 г. были зафиксированы и другие проявления активности этого вулкана: извержения 1991 и 2001 гг., повышенная сейсмичность в 2005 и 2019 гг., представленная последовательностью роевых землетрясений с максимальным энергетическим классом  $K_s = 6.6$  (Фирстов и др., 2021). Кроме таких, разнесённых по времени событий, существует ещё и микросейсмичность, которая представлена землетрясениями энергетического класса  $2 < K_s < 4$  и фиксируется в фоновом режиме в количестве до 30–50 событий в сутки (Сенюков и др., 2006).

Данные для оценки современного состояния баланса массы ледника Козельский можно найти в результатах исследований, недавно опубликованных в работе (Hugonnet et al., 2021a) и находящихся в открытом доступе. Они представляют собой набор данных глобального охвата (включающий все ледниковые районы планеты, в том числе и Камчатку), содержащий информацию об изменении высоты поверхности ледников в период с 01.01.2000 по 01.01.2020 (Hugonnet et al., 2021b). Эта база данных создана в результате сравнения разновременных цифровых моделей поверхности, полученных с использованием стереопар спутниковых снимков ASTER. В этой работе при выполнении расчётов использованы данные о пространственном положении границ ледников Камчатки из RGI 6.0. Разрешение сведений об изменении высоты поверхности ледников в этом наборе данных составляет  $100 \times 100$  м. Средняя скорость изменения высоты поверхности ледника Козельский в период 01.01.2015–01.01.2020 (наиболее близкий к периоду нашего исследования) по этим материалам составляла  $-0.51 \pm 0.63$  м/год. Суммарное изменение высоты поверхности ледника за этот период составило  $-2.55 \pm 3.15$  м.

Однако материалы RGI 6.0 на район исследований, как было отмечено выше, существенно занижают площади ледников, игнорируя заморенные участки. Так, площадь ледника Козельский, по

данным RGI 6.0, в 2013 г. составляла  $0.88 \text{ км}^2$  – вдвое меньше площади ледника в 2012 г. ( $1.77 \pm 0.09 \text{ км}^2$ ) по данным работы (Муравьев, 2017) и в 2022 г. ( $1.72 \pm 0.02 \text{ км}^2$ ) по данным нашего исследования. Заморенная часть языка ледника и перевала между вулканами Авачинский и Козельский в данные RGI 6.0 не включена и поэтому не использована в расчётах изменения высоты поверхности ледника, результаты которых представлены в таблицах исходных материалов (Hugonnet et al., 2021b). Также следует отметить, что временные интервалы в наборе данных (Hugonnet et al., 2021b) начинаются и заканчиваются 1 января разных лет, то есть в разгар периода аккумуляции на ледниках Авачинской группы вулканов. Учитывая высокую снежность зим района исследований и интенсивный метелевый перенос в горах, можно предположить наличие неучтённых погрешностей измерений, обусловленных разницей снегонакопления в разные годы. Изложенные выше факты позволяют нам полагать, что результаты нашего исследования баланса массы ледника Козельский – более точные и достоверные, чем данные (Hugonnet et al., 2021b).

Среди полученных результатов можно выделить два момента, выяснение причин возникновения которых вызывает дополнительные вопросы. Первый связан с изменением величины и знака баланса массы ледника за последние семь лет (с 2015 по 2022 г.). Из области отрицательных значений ( $-0.40$  м в.э./год) он перешёл в положительную, хотя и близкую к нулю, величину ( $0.07$  м в.э./год). С одной стороны, мы могли бы и не узнать об этом, если бы не имели возможность оценить баланс массы на коротком временном интервале. Баланс массы конкретного года зависит от комбинации метеорологических факторов (количество осадков и их распределение по времени, время начала и конца периода абляции, характер облачности и т.п.), и можно допустить, что при высокой чувствительности ледника такие ситуации уже возникали в прошлом, но при осреднении за 45 лет остались незамеченными. С другой стороны, по доступным для нас данным о температуре и осадках (см. рис. 5) можно увидеть, что средние летние температуры воздуха в 2016–2022 гг. были на  $0.2^\circ\text{C}$  ниже, чем в предыдущие пять лет (2010–2015 гг.), а суммы осадков холодного периода практически не изменились ( $-4.2\%$ ). Такими, не очень существенными отличиями метеорологических параметров, трудно объяснить околонулевой баланс массы ледника в 2015–2022 гг., по сравнению со значениями 1977–2015 гг. Для этого необходима дополнительная информация.

Второй момент связан с уменьшением скорости перемещения линии фронта ледника по долине с 20 до 5 м/год. Пока можно только констати-

ровать этот факт, но для обсуждения возможных причин и прогноза дальнейшего развития ситуации необходимы дополнительные исследования.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённое исследование позволило оценить изменение границ, высоты поверхности и объёма ледника Козельский на Камчатке за 45-летний период 1977–2022 гг., а также два более коротких периода — 1977–2015 и 2015–2022 гг. Установлено, что за прошедшие 45 лет площадь ледника практически не изменилась (сокращение с  $1.77 \pm 0.06$  до  $1.72 \pm 0.02$  км<sup>2</sup>). При этом длина ледника увеличилась примерно на 0.7 км, а ширина уменьшилась почти на всём протяжении. Высота его поверхности понизилась в среднем на 17.3 м. Кумулятивный баланс массы ледника Козельский в 1977–2022 гг. был отрицательным и составил  $-14.70 \pm 3.94$  м в.э. (в среднем  $-0.33$  м в.э./год).

В последние 45 лет на леднике Козельский происходила убыль льда и его перераспределение на более низкие гипсометрические уровни, не компенсирующееся абляцией. В последнее десятилетие наблюдается замедление наступания фронта ледника. Средняя скорость наступания фронта ледника в 2012–2022 гг. составляла около 5.2 м/год при 17.9 м/год в 1977–2007 гг. и 20.0 м/год в 2007–2012 гг.

Изменения высоты поверхности ледника Козельский и его объёма в 1977–2022 гг. происходили неравномерно. Так, за период 1977–2015 гг. среднее понижение поверхности составило 17.84 м, объём сократился на  $35.21 \pm 7.20$  млн м<sup>3</sup>, кумулятивный баланс массы составил  $-15.16 \pm 4.17$  м в.э. (в среднем  $-0.40$  м в.э./год). В 2015–2022 гг. ситуация была принципиально иной — за 6 лет поверхность в среднем повысилась на  $0.59 \pm 1.55$  м, объём увеличился на  $1.01 \pm 2.65$  млн м<sup>3</sup>, кумулятивный баланс массы составил  $0.50 \pm 1.35$  м в.э. ( $0.07$  м в.э./год). Возможно, что эта ситуация имеет временный характер и была обусловлена благоприятной комбинацией метеорологических факторов, сохранявшейся на протяжении нескольких лет. Для ответа на вопрос о причинах произошедших изменений и устойчивости такого состояния ледника необходимо провести более детальные исследования чувствительности составляющих баланса массы к изменениям синоптических показателей в течение балансового года.

Современные климатические условия в регионе не благоприятны для развития ледника. В 1977–2022 гг. наблюдался тренд на повышение летних температур воздуха при относительно стабильном количестве атмосферных осадков, выпадающих в холодный период. Наблюдаемую динамику ледника, практически непрерывное (кроме

1978–1981 гг.) наступание его фронта в 1977–2022 гг. можно объяснить только воздействием вулканического фактора. Мощная поверхностная морена, покрывающая более 2/3 площади ледника, препятствует поверхностной абляции. Связанная с активным вулканизмом повышенная сейсмичность способствует движению льда.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке гранта РГО № 38/2022-И.

**Acknowledgments.** This research was supported by the Russian Geographical Society (project 38/2022-I).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В. Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621485 // Электронный ресурс: URL: <http://meteo.ru/data/156-temperature> (Дата обращения: 15.04.2023).
- Виноградов В.Н. Каталог ледников СССР. Т. 20. Ч. 2–4. Л.: Гидрометеоздат, 1968. 75 с.
- Виноградов В.Н., Будников А.Е., Каразия Н.Ф. Черты режима ледника Козельского // Гляциологические исследования. 1976. № 25. С. 36–44.
- Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Ледник Козельский (Авачинская группа вулканов). СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 119 с.
- Глазырин Г.Е., Муравьев Я.Д., Ширавва Т. Расчёт показателей баланса массы горного ледника по данным наблюдений на ближайшей метеостанции // МГИ. 1999. Вып. 87. С. 95–97.
- Заварицкий А.Н. Вулкан Авача на Камчатке и его состояние летом 1931 г. // Тр. ЦНИГРИ. 1935. Вып. 35. 37 с.
- Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 81 с.
- Котляков В.М., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Хромова Т.Е., Зверкова Н.М. Изменения горных ледников в Северном и Южном полушариях за последние 160 лет // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 453–467. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-4-453-467>
- Муравьев А.Я. Колебания ледников Камчатки во второй половине XX — начале XXI вв. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Институт географии РАН, 2017. 168 с.
- Муравьев А.Я. Распределение и морфология современных ледников Камчатки // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 3. С. 325–342. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030043>
- 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>
- Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Никитин С.А. Баланс массы ледников Корякского нагорья Нежданский и Соседний за 1961–2016 гг. // Лёд и Снег. 2022.

- Т. 62. № 1. С. 5–16.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673422010112>
- Перфильев Б.В. Два восхождения на Авачинскую сопку // Изв. ИРГО. 1912. Т. 48. Вып. 1–5. С. 67–100.
- Пийп Б.И. Извержения вулканов Камчатки в 1944–1945 гг. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 6. С. 39–56.
- Сенюков С.Л., Нурждина И.Н., Дроздина С.Я., Кожевникова Т.Ю. Сейсмичность Авачинского вулкана в 1994–2005 гг. // Сб. трудов конф. “Геофизический мониторинг Камчатки. Научно-техническая конференция”. Петропавловск-Камчатский, 2006. С. 101–105.  
<https://doi.org/10.13140/2.1.4322.7847>
- Фирстов П.П., Шакирова А.А., Максимов А.П., Черных Е.В. Активизация Авачинского вулкана в 2019 г. // Вулканология и сейсмология. 2021. № 3. С. 3–17.  
<https://doi.org/10.31857/S0203030621030032>
- 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. // *Nature*. 2021b. V. 592. P. 726–731  
<https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>
- Huss M. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 877–887.  
<https://doi.org/10.5194/tc-7-877-2013>
- Камчатка Volcanic Eruption Response Team // Электронный ресурс: URL: <http://www.ksc-net.ru/ivs/kvert/volcano> (Дата обращения: 15.03.2023)
- ECMWF // Электронный ресурс: URL: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5> (Дата обращения: 15.03.2023)
- Unified State Data Fund on the state of the environment, its pollution // Электронный ресурс: URL: <https://meteo.ru/data/506-mesyachnye-summy-osadkov-s-ustraneniem-sistematicheskikh-pogreshnostej-osadkomernykh-priborov>. Дата обращения: 15.04.2023.
- Polar Geospatial Center // Электронный ресурс: URL: <https://www.pgc.umn.edu/guides/stereo-derived-elevation-models/pgcs-dem-products-arcticdem-remap-and-earthdem/> (Дата обращения: 15.03.2023)
- Khromova T., Nosenko G., Nikitin S., Muraviev A., Popova V., Chernova L., Kidyayeva V. Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries // *Regional Environmental Change*. 2019. V. 19. № 5. P. 1229–1247.  
<https://doi.org/10.1007/s10113-018-1446-z>
- Monthly Reanalysis Timeseries from Climate Reanalyzer. Climate Change Institute, University of Maine, USA // Электронный ресурс: URL [https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly\\_tseries/](https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/) (Дата обращения: 07.02.2023)
- Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keeseey 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., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. Harvard: ArcticDEM, Dataverse, V1. 2018,  
<https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>
- Porter C., Howat I., Noh M.-J., Husby E., Khuvis S., Danish E., Tomko K., Gardiner J., Negrete A., Yadav B., Klassen J., Kelleher C., Cloutier M., Bakker J., Enos J., Arnold G., Bauer G., Morin P. Harvard: ArcticDEM – Strips, Version 4.1. 2022.  
<https://doi.org/10.7910/DVN/C98DVS>
- RGI Consortium Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space. Colorado, USA. Digital Media, 2017.  
<https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>

**Citation: Muraviev A.Ya., Nosenko G.A., Mironov I.K., Dvigalo V.N., Muraviev Ya.D. Mass balance of the Kozelsky Glacier in Kamchatka in 1977–2022. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 317–331. [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423030079**

## The Mass Balance of the Kozelsky Glacier in Kamchatka for 1977–2022

A. Ya. Muraviev<sup>a, #</sup>, G. A. Nosenko<sup>a</sup>, I. K. Mironov<sup>b</sup>, V. N. Dvigalo<sup>b</sup>, and Ya. D. Muraviev<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Institute of Volcanology and Seismology Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: anton-yar@rambler.ru*

Received May 26, 2023; revised June 6, 2023; accepted June 27, 2023

The change in the volume of the Kozelsky Glacier in Kamchatka for the period 1977–2022 (1977–2015 and 2015–2022) was estimated using historical data and modern DEM. During this period, the area of the glacier did not change much. At the same time, its length increased by about 0.7 km, while the width decreased over

its almost whole extent. The volume of the glacier decreased by  $34.15 \pm 6.74$  million  $\text{m}^3$ , and its surface became lower by 17.30 m, on the average. The cumulative mass balance amounted  $14.70 \pm 3.94$  m w.e., and the mean annual value  $-0.33$  m w.e.  $\text{yr}^{-1}$ . In the last 45 years, the ice loss and redistribution to lower hypsometric levels took place on the Kozelsky Glacier. In 1977–2015, the average area change in the altitude of the glacier surface was equal to  $-17.84$  m, the volume decreased by  $35.21 \pm 7.20$  million  $\text{m}^3$ , the cumulative mass balance amounted  $-15.16 \pm 4.17$  m w.e., and the mean annual balance  $-0.40$  m w.e.  $\text{yr}^{-1}$ . In the period 2015–2022, an elevation of the glacier surface was recorded by  $0.59 \pm 1.55$  m on the average, the volume increased by  $1.01 \pm 2.65$  million  $\text{m}^3$ , the cumulative mass balance amounted to  $0.50 \pm 1.35$  m w.e., and the mean annual balance – to  $0.07$  m w.e.  $\text{yr}^{-1}$ . During the last decade, a slowdown in the movement of the glacier front down the valley was recorded. In 2012–2022, the glacier front advanced with a velocity of about 5.2 m/year, while it was 17.9 m/year in 1977–2007, and 20.0 m/year in 2007–2012. The current climatic conditions are not favorable for development of glaciers. In 1977–2022, a trend of the summer air temperature rise was observed with a relatively stable amount of precipitation falling during the cold period. The almost continuous (except 1978–1981) advance of the glacier in 1977–2022 can be explained by the influence of the volcanic factor. A thick surface moraine covers more than 2/3 of the glacier area and, thus, prevents the surface ablation. Increased seismic activity associated with active volcanism promotes the ice movement.

**Keywords:** Kozelsky Glacier, Kamchatka, geodetic mass balance, volcanoes, historical data, satellite imagery

## REFERENCES

- Buligina O.N., Razuvaev V.N., Trofimenko L.T., Shvets N.V.* *Opisanie massiva dannikh srednemesyachnoi temperaturi vozdukh na stantsiyakh Rossii.* Description of the data array of average monthly air temperature at stations in Russia. Certificate of state registration of the database № 2014621485. Retrieved from: URL: <http://meteo.ru/data/156-temperature> (Last access: April 15 2023) [In Russian].
- Vinogradov V.N.* *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. V. 20. Parts 2–4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1968: 75 p. [In Russian].
- Vinogradov V.N., Budnikov A.E., Karaziya N.F.* Features of regime of the Kozelsky Glacier. 1976, 25: 36–44 [In Russian].
- Vinogradov V.N., Muraviev Ya.D.* Kozelsky Glacier (The Avachinsky Volcanic Group). Saint Petersburg: Gidrometeoizdat, 1992: 119 p. [In Russian].
- Glazyrin G.E., Muraviev Ya.D., Shiraiva T.* Estimation of mountain glacier mass balance components by meteorological data from nearest meteorological station. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1999, 87: 95–97 [In Russian].
- Zavaritskii A.N.* *Vulkan Avacha na Kamchatke I ego sostoyanie letom 1931 g.* Avacha volcano in Kamchatka and its state in the summer of 1931. *Trudi TsNIGRI.* Proc. of the Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals. 1935, 35: 37 p. [In Russian].
- Zavaritskii A.N.* *Vulkani Kamchatki.* Volcanoes of Kamchatka. Moscow: Publishing house of the USSR Academy of Sciences. 1955: 81 p. [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Chernova L.P., Muraviev A.Y., Khromova T.E., Zverkova N.M.* Changes of mountain glaciers in the Southern and Northern Hemispheres over the past 160 years. *Ice and Snow.* 2017, 57 (4): 453–467. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-4-453-467> [In Russian].
- Muraviev A.Ya.* *Kolebaniya lednikov Kamchatki vo vtoroy polovine XX – nachale XXI vekov.* Fluctuations in the glaciers of Kamchatka in the second half of the XX – the beginning of the XXI century. PhD-thesis. Moscow: Institute of Geography RAS. 2017: 168 p. [In Russian].
- Muraviev A.Ya.* Distribution and morphology of present-day glaciers on Kamchatka. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (3): 325–342. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030043> [In Russian].
- Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Ivanov M.N., Sinitzky 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>
- Nosenko G.A., Muraviev A.Ya., Nikitin S.A.* Mass balance of the Nezhdannyy and Sosedny glaciers of the Koryak Highlands in 1961–2016. *Led i Sneg.* Ice and Snow 2022, 62 (1): 5–16. <https://doi.org/10.31857/S2076673422010112> [In Russian].
- Perfiliev B.V.* *Dva voskhoshdeniya na Avachinskuyu sopku.* Two ascents to Avachinsky bald mountain. *Izvestiya Imperatorskogo Russkogo Geograficheskogo Obshchestva.* Proc. of the Russian Geographical Society. 1912, 48 (1–5): 67–100 [In Russian].
- Piip B.I.* *Izversheniya vulkanov Kamchatki v 1944–1945 gg.* The Eruptions on Kamchatka volcanoes in 1944–1945. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Seriya geologicheskaya.* Proc. of the USSR Academy of Sciences. Geological series. 1946, 6: 39–56 [In Russian].
- Senyukov S.L., Nuzhdina I.N., Droznina S.Ya., Kozhevnikova T.Yu.* *Seismichnost' Avachinskogo vulkana v 1994–2005 gg.* Seismicity of Avachinsky Volcano in 1994–2005. In: Proc. of the conf. “Geophysical monitoring of Kamchatka. Scientific and technical conference”. Petropavlovsk-Kamchatsky. 2006: 101–105. <https://doi.org/10.13140/2.1.4322.7847> [In Russian].
- Firstov P.P., Shakirova A.A., Maksimov A.P., Chernykh E.V.* The 2019 resumption of activity on Avachinsky volcano. *Journ. of Volcanology and Seismology.* 2021, 3: 3–17. <https://doi.org/10.31857/S0203030621030032>
- Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussailant L., Brun F., Käab A.* Accelerated global glacier mass loss in

- the early twenty-first century. *Nature*. 2021a, 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., Käb A.* *Nature*. 2021b, 592: 726–731 <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>
- Huss M.* Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere*. 2013, 7: 877–887. <https://doi.org/10.5194/tc-7-877-2013>
- Kamchatka Volcanic Eruption Response Team. Retrieved from: URL: <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volcano> (Last access: March 15 2023)
- ECMWF. Retrieved from: URL: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5> (Last access: March 15 2023)
- Unified State Data Fund on the state of the environment, its pollution. Retrieved from: URL: <https://meteo.ru/data/506-mesyachnye-summy-osadkov-s-us-traneniem-sistemicheskikh-pogreshnostej-osadkomernykh-priborov>. (Last access: March 15 2023)
- Polar Geospatial Center. Retrieved from: URL: <https://www.pgc.umn.edu/guides/stereo-derived-elevation-models/pgcs-dem-products-arcticdem-remand-earthdem/> (Last access: March 15 2023)
- Khromova T., Nosenko G., Nikitin S., Muraviev A., Popova V., Chernova L., Kidyayeva V.* Changes in the mountain glaciers of continental Russia during the twentieth to twenty-first centuries. *Regional Environmental Change*. 2019, 19 (5): 1229–1247. <https://doi.org/10.1007/s10113-018-1446-z>
- Monthly Reanalysis Timeseries from Climate Reanalyzer. Climate Change Institute, University of Maine, USA. Retrieved from: URL: [https://climatoreanalyzer.org/reanalysis/monthly\\_tseries/](https://climatoreanalyzer.org/reanalysis/monthly_tseries/) (last access: 07 February 2023).
- Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.J., Bates B., Peterman K., Keeseey 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., Cummins P., Laurier F., Bojesen M.* Harvard: ArcticDEM, Dataverse, V1. 2018. <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>
- Porter C., Howat I., Noh M.-J., Husby E., Khuvis S., Danish E., Tomko K., Gardiner J., Negrete A., Yadav B., Klassen J., Kelleher C., Cloutier M., Bakker J., Enos J., Arnold G., Bauer G., Morin P.* Harvard: ArcticDEM – Strips, Version 4.1. 2022. <https://doi.org/10.7910/DVN/C98DVS>
- RGI Consortium Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space. Colorado, USA. Digital Media. 2017. <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>

УДК 551.324

## МАЛЫЕ ЛЕДНИКИ ПЛАТО ПУТОРАНА НА ФОНЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПЕРЕМЕН

© 2023 г. Н. В. Коваленко<sup>1,\*</sup>, В. В. Поповнин<sup>1</sup>, А. С. Губанов<sup>1</sup>,  
А. А. Полохов<sup>1</sup>, Е. И. Успенская<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

\*e-mail: kovalko\_n@mail.ru

Поступила в редакцию 14.11.2022 г.

После доработки 24.05.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

По итогам экспедиционных исследований снежников и ледников Ламских гор на плато Путорана в 2002–2004 и 2019 гг. для суждений об их современном состоянии получены новые сведения о режиме и эволюции малых форм оледенения на фоне климатических тенденций последних лет. В условиях неблагоприятных климатических перемен малые ледники плато Путорана демонстрируют большую устойчивость по сравнению с крупными ледниками и малыми формами оледенения, существующими в тёплой фирновой зоне льдообразования.

**Ключевые слова:** ледник, снежник, плато Путорана, колебания, мониторинг, абляция, аккумуляция, баланс массы

**DOI:** 10.31857/S2076673423030043, **EDN:** KJXENP

### ВВЕДЕНИЕ

Современные исследования малых форм оледенения, распространённых в разных районах нашей страны, не адекватны уровню гляциологической изученности крупных ледников. Такие объекты зачастую выпадают из сферы внимания гляциологов. Хотя преобладающая часть водноледовых ресурсов Земли заключена в ледниковых покровах арктических и антарктических областей, роль горного оледенения весьма значима в формировании стокообразующей части гляциосферы (Meier, 1984; Dyurgerov, Meier, 1997). Районы распространения малых форм оледенения арктических регионов и Кавказа были подробно исследованы и каталогизированы в 1970-х годах. Однако содержащиеся в каталогах сведения были получены преимущественно дистанционными методами (в результате дешифрирования аэрофотоснимков), что привело к дискуссиям относительно правомерности отнесения тех или иных объектов к ледникам и полноте интерпретации данных.

Цель исследования – выявить современные особенности режима и динамики малых форм оледенения и изучить их изменения в реалиях современных изменений климата. Рассмотрены результаты экспедиционных изысканий, проведённых на ледниках Ламских гор плато Путорана в августе 2002–2004 и 2019 гг. Исходные данные о параметрах оледенения исследуемого района за-

имствованы из Каталога ледников СССР. Учитывались результаты регулярных наблюдений на ближайших метеостанциях.

### РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Плато Путорана представляет собой базальтовый горный массив, расположенный на северо-западной окраине Среднесибирского плоскогорья. Горы плато Путорана возвышаются в среднем до 900–1200 м, а наивысшая точка (1701 м) находится в их центральной части. На западе, севере и востоке базальтовое плато обрывается резкими уступами до 300–500 м высоты соответственно к Западно-Сибирской и Северо-Сибирской низменностям и к известняковому Котуйскому плато. К югу плато плавно понижается, постепенно переходя к общему уровню плоскогорья с высотами 500–700 м.

Существование современных форм оледенения на плато Путорана предопределено специфическим сочетанием морфологических и климатических факторов. Климат исследуемой территории характеризуется неустойчивостью погоды, резким увеличением континентальности климата восточнее 94° в.д., воздействием атлантических и арктических циклонов в западных, северных и центральных частях, преобладанием ветров южных румбов в восточной половине области и юго-западных – в западной.

Средняя годовая температура воздуха в пределах исследуемого района отрицательна восемь месяцев в году. Средняя температура периода аккумуляции на м/с Норильск достигает  $-18^{\circ}\text{C}$ , а минимальная  $-55.5^{\circ}\text{C}$  (<http://www.pogodaiklimat.ru/history/23078.htm>).

Максимальные температуры ( $10-15^{\circ}\text{C}$ ) наблюдаются в июле, минимальные — в январе ( $-25...-30^{\circ}\text{C}$ ). Абсолютная амплитуда колебаний температуры воздуха для Норильска равна  $82^{\circ}\text{C}$ . Переход температуры через  $0^{\circ}\text{C}$  происходит во второй декаде мая и в начале сентября. В горной зоне последняя упомянутая дата смещается на конец августа. Ярко выражены климатическая зональность и высотная поясность (<http://www.pogodaiklimat.ru/history/23078.htm>).

Западная половина плато Путорана отличается от восточной более сильными ветрами, существенно большим количеством атмосферных осадков ( $700-1000$  мм/год в отличие от  $320$  мм/год на востоке) и более мощным снежным покровом ( $80$  см на западе и  $40-60$  см на востоке). Средняя продолжительность залегания снежного покрова в горной местности достигает  $250-280$  дней, в равнинной части уменьшается до  $226$  дней (Сарана, 2005).

Ледники плато Путорана залегают значительно ниже климатической снеговой линии: по оценкам Г.К. Тушинского (1962 г.) положение снеговой линии в данном районе было приурочено к отметкам  $1600-1900$  м над ур. моря. Учитывая климатические тенденции второй половины XX — начала XXI в. текущее её положение могло сместиться на ещё более высокие уровни. Ледники в основном сосредоточены в западной части плато, где развиты широкие платообразные водораздельные поверхности со ступенчатыми склонами, лежащими на высотах от  $800$  до  $1500$  м. Ледники преимущественно приурочены к склонам (присклоновые, ледники уступов и лощинные) и карам (каровые, карово-присклоновые, карово-висячие, ледники кулуаров).

Области аккумуляции и абляции на ледниках чётко не разграничены. Положение фирновой линии и площади фирновых бассейнов переменчивы. Зоны таяния на каровых ледниках приурочены к языкам, где угол наклона менее  $15^{\circ}$ . На склоновых ледниках и ледниках, лежащих в карах, область абляции чаще всего располагается по их периметру и небольшими пятнами по всей площади.

О современной деградации ледников плато Путорана свидетельствуют отчётливо выраженные в рельефе формы ледникового рельефа — древние, ныне пустующие, кары, достигающие  $500$  и более метров в ширину. В понижениях вдоль задних стенок каров нередко формируются снежники. Их поверхность сильно засорена обло-

мочным материалом, контуры нечёткие. Питание снежников происходит за счёт лавинного и метелевого снега. В многоснежные зимы снегонакопление велико, в результате чего могут образовываться многолетние снежники. Существуют сложности в разделении при использовании дистанционных методов данных многолетних снежников и карово-присклоновых ледников (Коваленко, 2011).

Особый интерес вызывает существование на плато Путорана малых ледников на низких уровнях —  $1000-1600$  м над ур. моря, где средняя летняя температура достигает  $10^{\circ}\text{C}$ . Существуют предположения об опережающих темпах деградации оледенения плато Путорана по сравнению с прочими ледниковыми провинциями (Сарана, 2005). Однако мы наблюдали лишь незначительные межгодовые изменения ледников. В рамках настоящего исследования изучены три нивально-гляциальных образования на северном уступе Ламских гор, круто обрывающемся к акватории оз. Лама: ледники № 30 и № 31 по каталогу В.А. Сараны (2005), названные нами Привес и Мальборо, и многолетний снежник Струдомс, залегающий в глубоком каре.

Ледники Привес и Мальборо — типичные карово-присклоновые ледники (их размеры не превышают  $150 \times 250$  м), залегающие неширокими полосами вдоль подветренных склонов в верхнем орографическом поясе плато. Они характеризуются значительной крутизной поверхности (в среднем  $26^{\circ}$ ), приуроченностью к склонам северной экспозиции, для которых характерны благоприятная ориентировка относительно северо-западного преобладающего направления влагонесущих воздушных потоков и лучшие инсоляционные условия. Поверхность ледников осложнена продольными бороздами таяния, которые более чётко выражены по мере увеличения уклона поверхности. Из-под ледников вытекает множество ручьёв.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Экспедиционные исследования 2002–2004 гг. на северном уступе Ламских гор, которые были отнесены к категории ледников, получили своё продолжение в конце периода абляции 2019 г. Выполнено снегомерное профилирование; измерены плотность в шурфах плотномером ВС–43; плановое и высотное положение границ каждого объекта по данным дешифрирования космических снимков и наземной топографической съёмки; вычислены некоторые масс-балансовые показатели ледников Привес и Мальборо: водозапас нестаявшего остатка снега в области питания; максимальная сезонная аккумуляция; внутреннее питание и пр.

По материалам полевых исследований установлены основные характеристики баланса малых ледников Привес и Мальборо в периоды 2001–2002, 2002–2003 и 2018–2019 гг. Изменения площади ледников Привес и Мальборо оценивались путём дешифрирования космоснимков Landsat 1 TM (август 1973 г.), Landsat 7 ETM (август 2003 г.) с пространственным разрешением 15 м (с погрешностью  $\pm 0.016$ – $0.018$  км<sup>2</sup>) и Sentinel-2, отснятых в конце периода абляции (август) 2016 и 2019 гг. с пространственным разрешением 10 м (с погрешностью  $\pm 0.008$ – $0.009$  км<sup>2</sup>). Координаты и высотные отметки характерных точек границ малых ледников определены с применением спутниковой геодезической аппаратуры в режиме “быстрая статика” лучевым методом в соответствии с “Инструкцией по развитию съёмочного обоснования и съёмке ситуации и рельефа с применением глобальных навигационных спутниковых систем ГЛОНАСС и GPS”. Для производства геодезических измерений использован комплект оборудования EFT M1 GNSS. По результатам уравнивания предельная погрешность определения координат точек в плане составила 0.006 м, по высоте 0.025 м.

Настоящее исследование продолжает серию публикаций коллектива авторов с результатами прямых масс-балансовых наблюдений и контролем площадных изменений малых форм оледенения на плато Путорана в полевые сезоны 2002, 2003, 2004 и 2019 гг. (Коваленко, Поповнин, 2005; Коваленко и др., 2021). В процессе прямых наземных измерений собраны данные по значениям снегозапасов в слое сезонной аккумуляции (снег и фирновый остаток). Снегомерные съёмки выполнены в середине и конце абляционного цикла. Одновременно в шурфах измеряли плотность снежно-фирновой толщи. Из-за недоступности наблюдаемых объектов в период максимальной аккумуляции значения максимального снегозапаса к концу зимнего сезона реконструированы по ландшафтными маркерам — зонам произрастания чёрных лишайников *Umbilicaria*, окаймляющих верхние и боковые границы ледника на равномерном удалении около 10–15 м, непосредственно ниже фронтов ледников расстояние до данных растительных сообществ увеличено. Такая картина обусловлена невозможностью развития устойчивых колоний данного вида в пределах областей, находящихся под снегом большую часть года. В состоятельности предположения о возможности использования контуров ареалов лишайников для косвенного расчёта максимальной высоты сезонного снежного покрова убеждает биологический эксперимент (Benedict, 1990), проведённый в нивальном поясе Скалистых гор. Он доказал невозможность колонизации литогенных формаций некоторыми быстрорастущими разновидностями лишайников из ро-

дов *Umbilicaria* и *Rhizocarpon* там, где продолжительность залегания снежного покрова превышает первые десятки недель за год. Тогда правомерно предположение о соответствии нижней границы области, лишённой лишайников, максимальным уровням залегания сезонного снега. На верхней бровке плато над исследуемыми объектами устойчивый снежный покров не формируется вследствие активного дефляционного выноса отсюда на поверхность ледников (чем и объясняется их существование ниже климатической снеговой границы). Приняв допущение о квазипараллельности дневной поверхности ледника весной и летом по причине простоты их морфологического строения и установленной в ходе мониторинга слабой изменчивости поля аккумуляции, становится возможным оценить толщину снега в период максимального накопления.

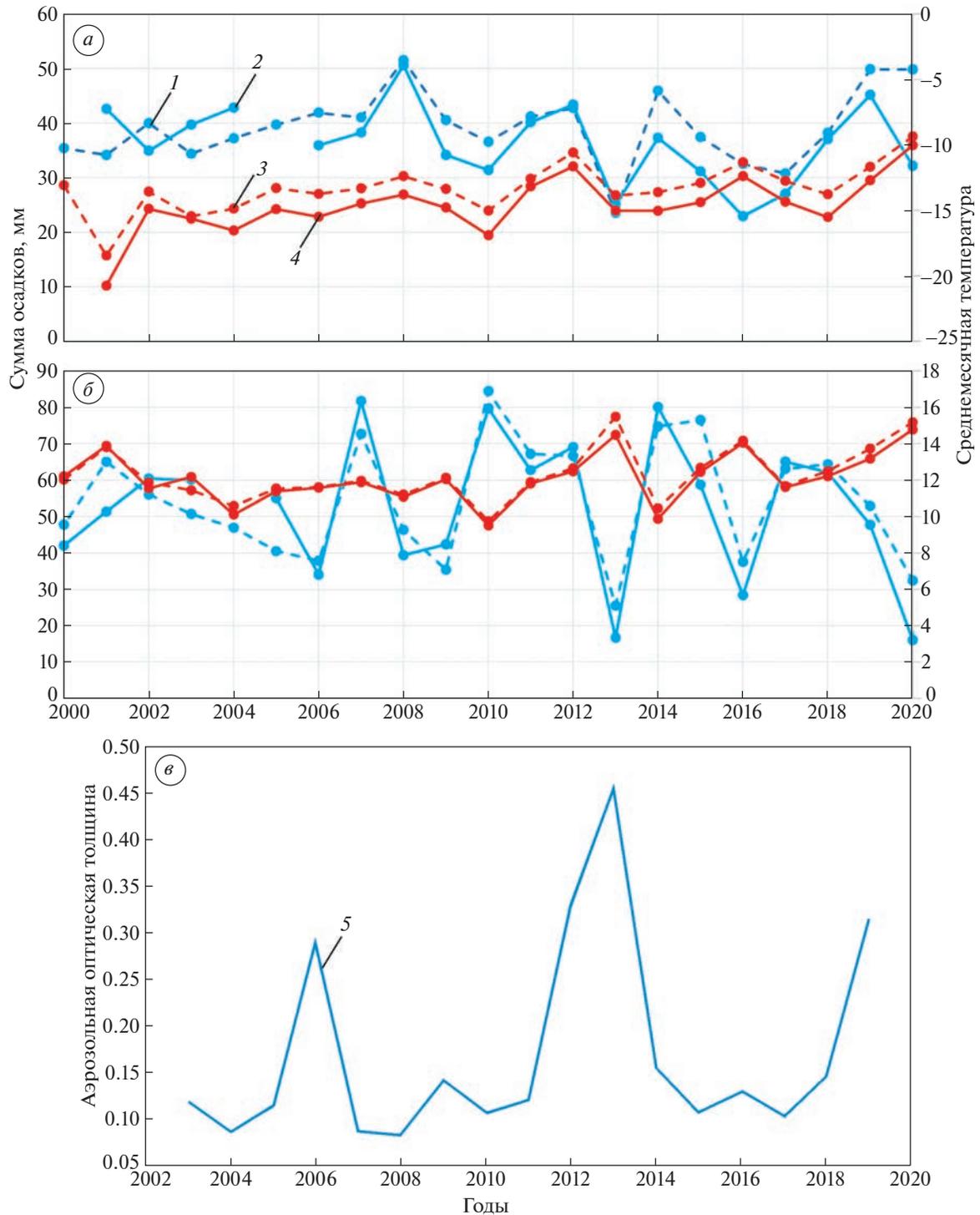
Плотность снежного покрова определяли в опорных шурфах, в которых измерения плотности проводили послойно с помощью плотномера ВС–43. Всего на ледниках Мальборо и Привес плотность была измерена в двух шурфах. С учётом толщины снежного покрова в промерных точках и плотности снега в привязанных к ним шурфах рассчитаны значения снегонакопления за период аккумуляции.

В целях подобных реконструкций измеренный в середине сезона водозапас слоя снега, который в ходе снегомерных работ определяли по нормали к физической поверхности (в соответствии с методикой масс-балансовых расчётов для всего ледника пересчётом через его истинную криволинейную площадь), был увеличен на значение предшествующего сезонного стаивания:

$$\Delta E = \rho L \sin(\alpha - \beta),$$

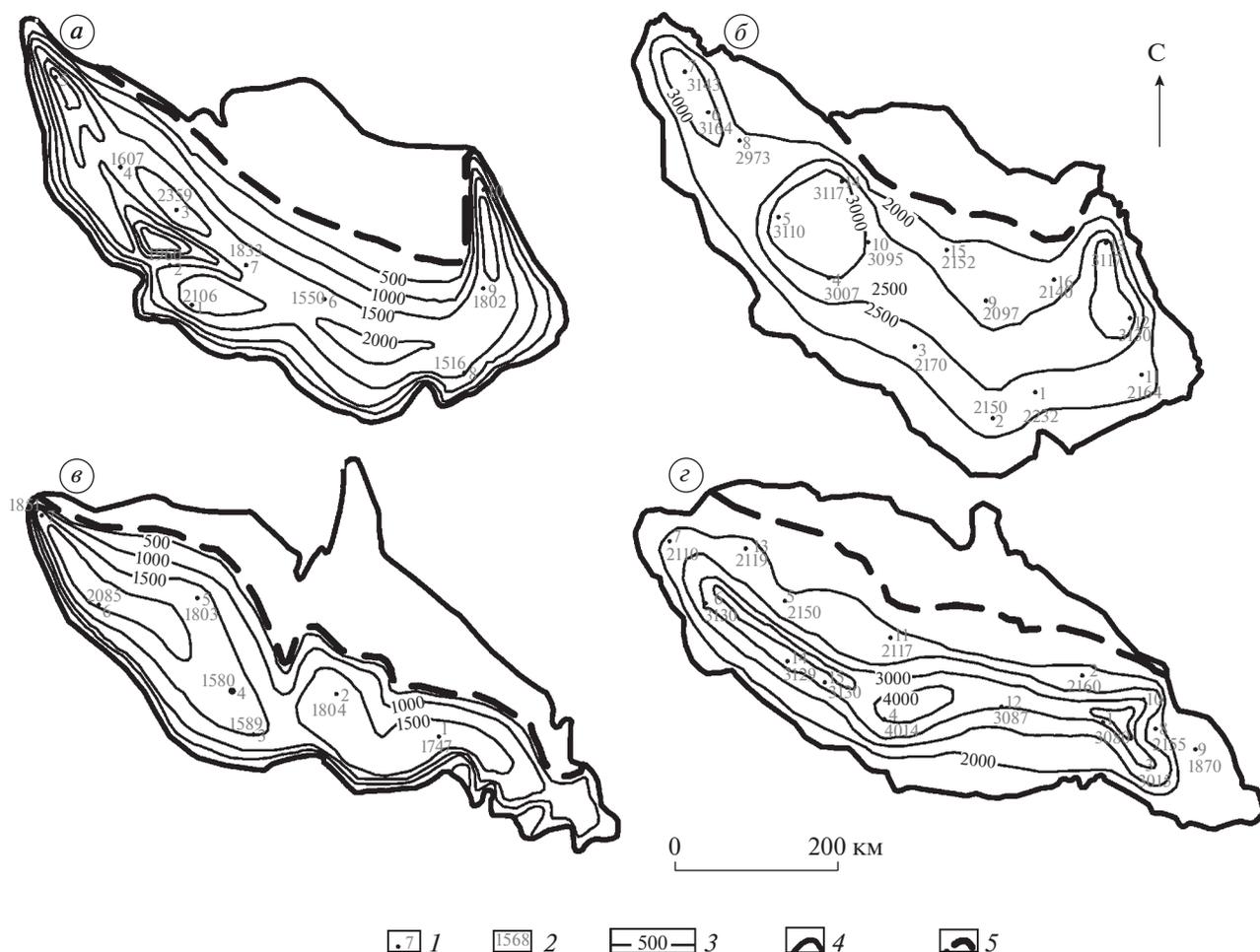
где  $\rho$  — плотность снега (0.61 г/см<sup>3</sup> в среднем по всему разрезу в шурфах);  $\alpha$  и  $\beta$  — углы наклона неледниковой обрешетки и поверхности ледника, соответственно (характерные значения:  $\alpha = 27^\circ$ ,  $\beta = 18^\circ$ );  $L$  — расстояние от нижней границы ареала лишайников до тыловой части ледника. Фоновая величина  $L = 12.6$  м совпала по своей величине на моменты проведения снегомерных работ в 2002 и 2003 гг., что означает приблизительно равное стаивание на начальных отрезках сезонов абляции. Такая параметризация позволяет вычислить  $\Delta E = 1070$  мм (в.э.) с учётом принятого 15%-ого уплотнения снежной толщи в течение тёплого периода, которое отмечается на постоянно наблюдаемых репрезентативных ледниках других горных стран (Малый Актру на Алтае, Джанкуат на Кавказе и др.) (Коваленко, 2011).

Достаточная густота промерных пунктов (рис. 1–3) при проведении снегомерных работ в конце сезона абляции и применение описанной выше расчётной схемы позволили картографировать представленные ниже поля водного эквива-



**Рис. 1.** Основные метеорологические параметры района исследований для сезона аккумуляции (сентябрь–май) (а); для сезона абляции (июнь–август) (б); среднее значение за период абляции аэрозольной оптической толщины атмосферы по данным MODIS для всей территории плато Путорана (в): 1 – сумма осадков ERA5, мм/мес; 2 – сумма осадков м/с Норильск; 3 – температура ERA5, °C; 4 – температура м/с Норильск, °C; 5 – среднее значение за период абляции аэрозольной оптической толщины атмосферы.

**Fig. 1.** Main meteorological parameters of the research area for accumulation season (September–May) (a); for ablation season (June–August) (b); aerosol optical thickness of the atmosphere averaged over the ablation season, according to MODIS data for the entire territory of the Putorana Plateau (v): 1 – precipitation amount ERA 5, mm/month; 2 – precipitation amount, Norilsk weather station, mm/month; 3 – temperature ERA 5, °C; 4 – temperature, Norilsk weather station, °C; 5 – aerosol optical thickness of the atmosphere averaged over the ablation season.



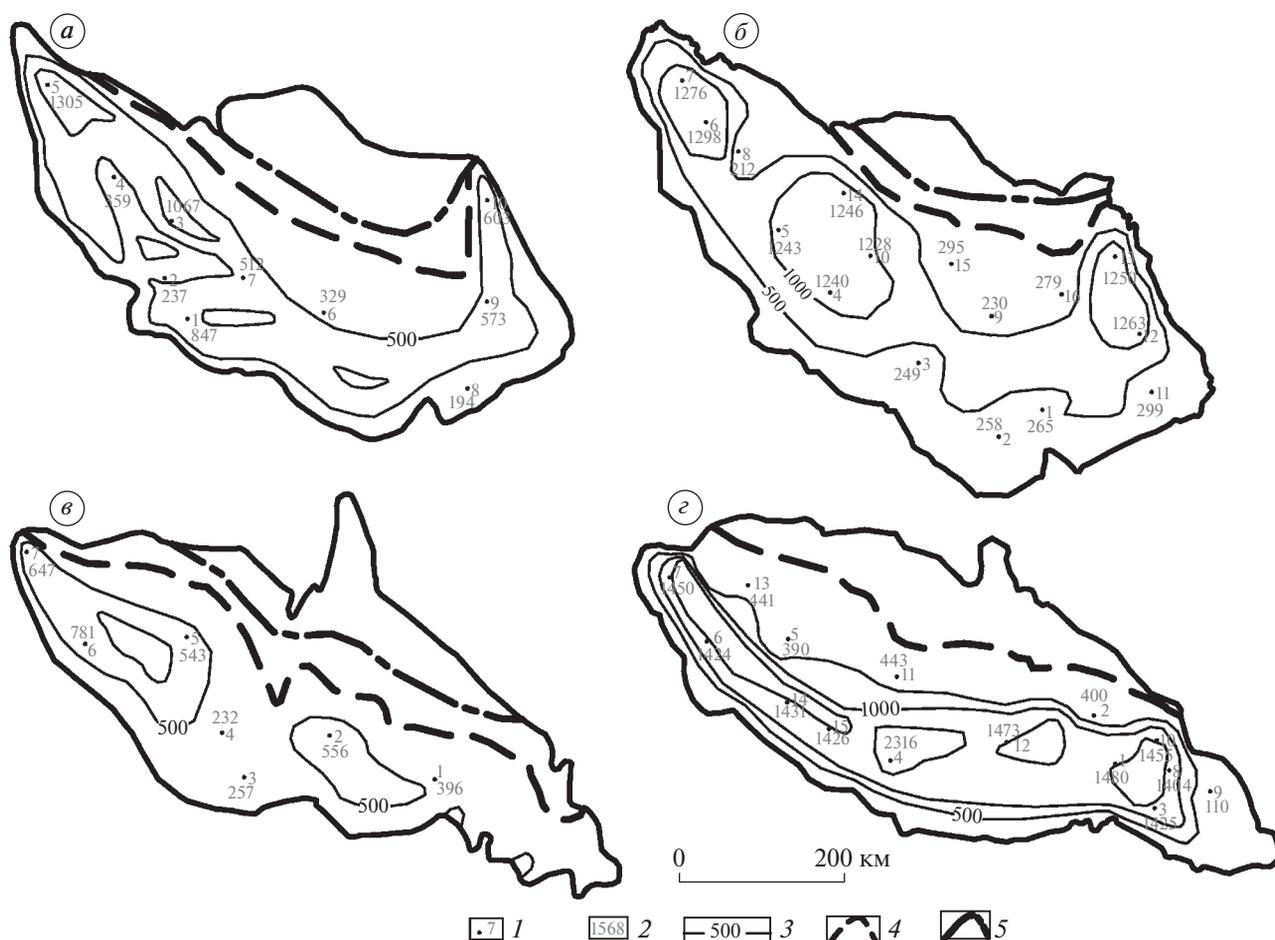
**Рис. 2.** Максимальная аккумуляция в сезоны 2001/02 и 2002/03 гг. для участков выше фирновой линии – ледник Привес 2001–2002 гг. (а) и 2002–2003 гг. (б), ледник Мальборо 2001–2002 гг. (в) и 2002–2003 гг. (г): 1 – точки снегомерных работ; 2 – значение косвенно восстановленной сезонной аккумуляции в точке  $E-\Delta E$  (мм вод. экв.); 3 – изолинии аккумуляции (мм вод. экв.); 4 – граница ледника данного года; 5 – фирновая линия.

**Fig. 2.** Maximum snow accumulation in 2001/02 and 2002/03 balance years for areas above firn line positions – Prives Glacier 2001–2002 (a) and 2002–2003 (б), Marlborough Glacier 2001–2002 (в) and 2002–2003 (г): 1 – snow depth measurements points; 2 – values of indirectly reconstructed seasonal accumulation in point  $E-\Delta E$  (mm w. e.); 3 – accumulation isolines; 4 – the boundary of the glacier of correspondent year; 5 – firn line position.

лента в нестывшем остатке сезонного снега (поля чистой аккумуляции областей питания), для чего использовались стандартные интерполяционные приёмы между балансовыми значениями в точках, а также отчасти свойства подобия полей для последующих сезонов.

Общие тенденции изменения масс-балансовых показателей и площадных параметров рассматриваемых малых форм оледенения представлены в предшествующих публикациях авторов (Коваленко, Поповнин, 2005; Коваленко и др., 2021). В настоящей работе предпринята попытка проанализировать корреляцию обозначенных выше тенденций с наблюдавшимися изменениями ряда метеорологических характеристик.

Для анализа межгодовой изменчивости основных метеорологических величин в период исследований использованы: приземная температура воздуха, месячная сумма осадков (<http://www.pogodaiklimat.ru/history/23078.htm>) и данные метеорологического реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды ERA5 (Hersbach et al., 2020), который является синтезом усвоения математической моделью стационарных, аэрологических, спутниковых данных наблюдений и численного прогноза состояния атмосферы. Данные реанализа представляют собой значения в регулярной сетке с шагом 0.25 градуса по широтам и долготам. Для характеристики рассматриваемого района проведено осреднение данных для области от 68 до 70° с.ш. и от 88 до 92° в.д. По данным из этих источников рассчита-



**Рис. 3.** Водозапас фирнового остатка 2001/02 и 2002/03 гг. — ледник Привес 2001–2002 гг. (а) и 2002–2003 гг. (б), ледник Мальборо 2001–2002 гг. (в) и 2002–2003 гг. (г): 1 — точки снегомерных работ; 2 — значение водозаписа в фирновом остатке Е-Аб; 3 — изолинии водозаписа; 4 — граница ледника данного года; 5 — фирновая линия; 6 — граница питания.

**Fig. 3.** Water equivalent of firn residue in 2001/02 and 2002/03 гг. — Prives Glacier 2001–2002 (а) and 2002–2003 (б), Marlborough Glacier 2001–2002 (в) and 2002–2003 (г): 1 — snow depth measurements points; 2 — values of water equivalent of firn residue Е-Аб; 3 — water equivalent isolines; 4 — glacier border of correspondent year; 5 — firn line position; 6 — equilibrium line.

ны средние значения метеорологических параметров для периода аккумуляции (сентябрь–май) и абляции (июнь–август) с 2000 по 2020 г. (рис. 4, а–б).

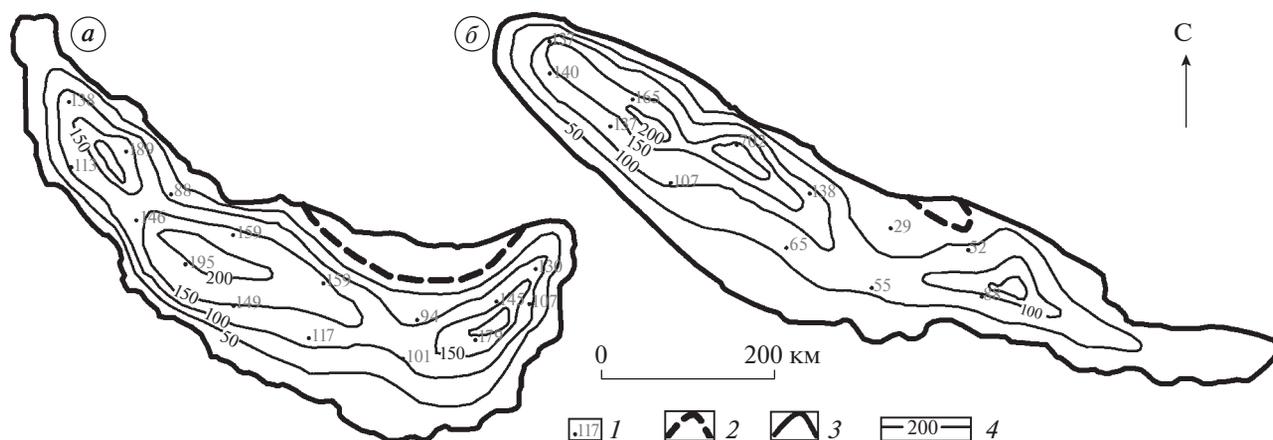
Рассмотрена также изменчивость на территории выполняемых работ такого параметра, как аэрозольная оптическая толщина атмосферы (далее — АОТ), поскольку в 2019 г. отмечалось значительное количество лесных пожаров в северной части Красноярского края и сильное задымление.

Из-за отсутствия данных измерений содержания аэрозоля в воздухе для анализа взяты результаты спутникового мониторинга прибора MODIS (Justice et al., 2002), установленного на спутнике TERRA/AQUA (см. рис. 4, в). Этот прибор позволяет восстанавливать для большей территории комплексную характеристику степени загрязнения воздуха — АОТ, показывающую ослабление солнечной радиации во всём столбе атмосферы. Продукт горения леса — сажа или чёрный углерод —

сильно поглощающее вещество. Следует предположить, что на фоне высоких значений АОТ может уменьшаться приток солнечной радиации и/или уменьшаться приземная температура воздуха. Подобные эффекты достаточно изучены и были оценены для пожаров в Восточной Сибири в 2019 г. (Kirsanov et al., 2020).

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Сведения об условиях внешнего массообмена ледников получены в результате анализа данных полевых исследований, выполненных в летний сезон 2002, 2003, 2019 гг. на малых ледниках плато Путорана. При этом в последнем из этих сезонов возможности применения косвенного расчёта были более ограничены по сравнению с предыдущими. Результаты выполненных исследований были частично рассмотрены в предшествующих



**Рис. 4.** Водозапас фирнового остатка на ледниках Привес и Мальборо в 2018/19 г. – ледник Привес 2018–2019 гг. (а), ледник Мальборо 2018–2019 гг. (б): 1 – точки снегомерных работ; 2 – фирновая линия; 3 – граница ледника данного года; 4 – изолинии фирнового остатка г/см<sup>2</sup>.

**Fig. 4.** Water equivalent of 2018/19 firn residue on Prives and Marlborough Glaciers – Prives Glacier (a), Marlborough Glacier (b): 1 – snow depth measurements points; 2 – firn line position; 3 – glacier border of this year; 4 – firn residue isolines, g/cm<sup>2</sup>.

публикациях авторов, посвящённых данному району (Коваленко и др., 2021).

Для 2001/02 и 2002/03 гг. составлены картосхемы восстановленного максимального снегозапаса в сезонном слое аккумуляции (см. рис. 1, а–г) и карты водозапаса фирнового остатка (см. рис. 3, а–г). В табл. 1 приведены итоги расчёта масс-балансовых характеристик, в том числе:  $E$  – текущий водозапас сезонного снежного покрова на дату проведения снегомерных съёмок (18.08.2002 и 14.08.2003);  $E + \Delta E$  – косвенно восстановленное значение сезонного максимума аккумуляции;  $A$  – абляция за период после снегосъёмки до окончания сезона абляции данного балансового года (за 18–23.08.2002 и 14–25.08.2003);  $E - A$  – итоговый водозапас в фирновом остатке (удельный баланс массы). Строго говоря, последняя графа в табл. 1 отличается от истинного значения итогового за год баланса массы фирнового бассейна на величину неучтённого в применённой расчётной схеме водного эквивалента повторного замерзания талых вод ниже слоя текущего накопления  $F$  (внутреннего питания, или декремента абляции). Локальные параметры этой величины в условиях плато Путорана нуждаются в уточнении, основанном на измерениях водозапаса в нескольких последовательных годовых генерациях фирна в верхней части толщи ледника. Подобные измерения в условиях господствующего в Средней Сибири холодного режима оледенения, переходного от холодного фирнового к инфильтрационному, ранее не проводились.

Приблизительно оценить величину  $F$  можно лишь для 2001/02 г., исходя из косвенных соображений и допущения о применимости методики расчёта  $F$  для фирновых зон, предложенной Г.Н. Голубевым (1976). Необходимые для вычислений

значения выраженной в сантиметрах снега толщины зимней аккумуляции текущего и последующего годов ( $h'_s$  и  $h''_s$  соответственно) получаем, переводя в слой снега водный эквивалент максимальной аккумуляции  $E + \Delta E$  через плотность весеннего снега  $\rho_0 = 0.52$  г/см<sup>3</sup>, которая в свою очередь восстанавливается путём уменьшения на 15% плотности снежного покрова в конце периода абляции по результатам выполненного шурфования, которое в обоих годах оказалось равным  $\rho = 0.61$  г/см<sup>3</sup>. Так, на леднике Привес:

$$h'_s = (E + \Delta E)_{2001/02} / \rho_0 = 370 \text{ см,}$$

$$h''_s = (E + \Delta E)_{2002/03} / \rho_0 = 503 \text{ см.}$$

Для ледника Мальборо аналогичные расчёты приводят к значениям  $h'_s = 349$  см,  $h''_s = 520$  см. Сведения же для определения параметра  $h'_t$  (толщина фирнового остатка) также выводятся из материалов прямых полевых измерений:

$$h'_t = (E - A)_{2001/02} / \rho.$$

Искомая величина тогда составляет 99 см для ледника Привес и 80 см для ледника Мальборо. Итоговое вычисление  $F$  по численному равенству (Голубев, 1976)

$$F = 0.06(1000 - h'_s) + 0.3(1000 - h'_t - h''_s)$$

приводит к значению 157 мм водного эквивалента по данным с Привеса и 159 мм по данным с Мальборо. С учётом безусловно имеющей место погрешности косвенного расчёта оба варианта следует признать идентичными. Осреднённую величину  $F$  с округлением до 10 мм можно принять равной 160 мм.

**Таблица 1.** Средние значения масс-балансовых параметров ледников Привес и Мальборо (мм. вод. экв.)

Ледник	Водозапас снежного покрова на момент снегосъёмки ( $E$ )	Косвенно восстановленный весенний максимум водозаписа сезонного снежного покрова ( $E + \Delta E$ )	Абляция за период полевых наблюдений после проведения снегосъёмки ( $A$ )	Водозапас фирнового остатка ("чистая аккумуляция") ( $E - A$ )
2001/02				
Привес	854	1924	251	603
Мальборо	744	1814	256	488
2002/03				
Привес	1546	2606	797	749
Мальборо	1628	2698	690	1185
2018/19				
Привес	1379	2829	198	1181
Мальборо	1040	2490	211	829

Известно, что с усилением континентальности климата возрастает роль внутреннего питания, скачкообразно падающего до нуля при переходе к инфильтрационно-конжеляционной зоне льдообразования, где просачиванию талых вод ниже основания сезонного слоя препятствует ежегодно образующийся на нижнем контакте гидрогенный наложенный лёд. Выведенная величина  $F = 160$  мм находится в полном согласовании с этой закономерностью: на ледниках, расположенных в гораздо более мягких климатических условиях умеренных широт (Актру, Джанкуат), внутреннее питание не превышает 140 мм (Ледники Актру, 1987; Ророvnnin, Naruse, 2005). Таким образом, следует констатировать довольно значимую роль процесса повторного замерзания жидкой воды в толще паторанских ледников. Нельзя утверждать, что водный эквивалент этого процесса количественно соизмерим с аккумуляцией и абляцией на поверхности, но в отличие от ледников сугубо океанического морского типа, его процентное соотношение с основными компонентами баланса составляет не 5–10% (Голубев, 1976), а заметно выше – до 15%. Из-за этого неучёт  $F$  в масс-балансовых расчётах любых сибирских ледников представляется лишённым смысла по причине отнюдь не пренебрежимо малых ошибок. В нашем же случае точное выведение баланса массы для всего ледника ни для одного из объектов невозможно из-за отсутствия информации о годовом стаивании льда ниже границы питания, однако для фигурирующих в табл. 1 областей фирновых бассейнов параметризация удельного баланса массы всё-таки возможна. Для этих целей необходимо увеличить значение водозаписа фирнового остатка  $E - A$  из крайне правой колонки на обозначенную величину в 160 мм, потому

что внутреннее питание в своём физическом смысле играет роль декремента абляции. Поскольку на большинстве объектов гляциологического мониторинга показатель  $F$  очевидно не зависит от времени на данной стадии развития оледенения (в частности – Ледник Джанкуат, 1978; Ледники Актру, 1987), то вполне обоснованно распространить тезис о неизменности величины внутреннего питания от года к году и на оледенение Ламских гор.

Балансовые периоды 2001–2022 и 2002–2003 гг. для исследуемых объектов явно отличаются параметрами бюджета (см. рис. 1–2; табл. 1). Представленные значения чистой аккумуляции, отнесённой ко всей области питания, свидетельствуют о том, что период 2002–2003 гг. был значительно более благоприятен для исследуемых ледников, чем 2001–2022 гг., а именно: на леднике Привес чистый приход вещества (с учётом 160 мм-ой поправки на внутреннее питание) составил в 2001–2022 гг. 763 мм в слое воды, а 2002–2003 гг. – 909 мм, т.е. наблюдается 20%-й прирост данного параметра; для ледника Мальборо данный прирост был ещё более значительным (более чем двукратным): 647 мм в 2001–2022 гг. против 1298 мм в 2002–2003 гг. Благоприятная балансовая обстановка ледников объясняется особенностями циркуляционного режима 2002–2003 г., которые смогли качественно поменять взаимное соотношение между вещественным балансом обоих сравниваемых ледников в пределах одного года. Ледник Привес в 2001–2022 гг. оставался в более выгодном балансовом состоянии, однако в 2002–2003 гг. более благоприятные условия сложились на леднике Мальборо.

Суждение о более благоприятных условиях в 2002–2003 гг. для ледников плато Путорана обосновано сопоставлением значений доли области питания AAR (accumulation area ratio) по годам. На рис. 2 отчётливо прослеживается тот факт, что для всех исследуемых объектов в этот период поверхности, лежащие ниже фирновой линии, занимают значительно меньшие площади. Однако стоит учитывать, что фирновая линия не является точным маркером, разделяющим области аккумуляции и абляции, поскольку под ней расположен ареал распространения наложенного льда, нижний уровень распространения которого предлагается считать истинной границей области питания. Поэтому строгое определение AAR по положению фирновой линии на рис. 3 невозможно. Зато на основании рис. 2 чётко дешифрируется та часть ледника, где сохраняется фирновый остаток. По аналогии с AAR введём родственный и семантически близкий ему символ FBR (firn basin ratio), обозначающий долю фирнового бассейна. Лучше распознаваемый на фотографиях и картографируемый при исследовании на местности (например, при GPS-метрии), этот показатель служит таким же индикатором состояния ледника, как и AAR. В 2001/02 и 2002/03 гг. вычислены значения FBR: для ледника Привес – 70 и 93%; для ледника Мальборо – 75 и 91% соответственно. Естественно, изохронные значения AAR в каждом случае должны превышать эти проценты.

Представляется интересным, что для большинства репрезентативных ледников Земли, на которых ведётся систематический масс-балансовый мониторинг, показатель AAR редко где имеет значения выше, чем показатели FBR для малых присклоновых ледников плато Путорана в те же годы (Glacier mass..., 2005). Причиной представляется сосредоточение регулярных наблюдений преимущественно на ледниках долинного типа, площадь которых значительна и составляет несколько квадратных километров.

Отвечающая стационарному состоянию величина  $AAR_0$  (Glacier mass..., 2005) для данных опорных ледников в сравнении с присклоновыми закономерно отличается в меньшую сторону. Минимальной данная величина теоретически должна была бы быть в случае с классическими каровыми ледниками, где концентрация вещества чаще всего сосредоточена в узкой полосе в тыловых частях под стенкой каров, там, где снег сносится лавинами и перераспределяется метелевым переносом. Там закономерно сохраняются участки с перелетовывающим ежегодно фирновым остатком. Обусловленность же значений AAR морфологическим типом ледника заложена в Гляциологическом словаре (1984) при представлении родственного понятия – ледникового коэффициента. Из выборки ледников глобальной базы данных можно вычленил всего несколько

объектов регулярного мониторинга, которые не являются долинными, а относятся к категории каровых, – такие как ледник Пенденте в итальянских Альпах, Маладета в испанских Пиренеях. Эти ледники, в соответствии с таблицами Бюллетеня за 2002–2003 гг., соотносятся со сформулированной закономерностью и отличаются пониженными значениями  $AAR_0 < 0.4$ . В таком случае присклоновые ледники представляют противоположную крайность.

Массообмен на ледниках плато Путорана значительно ниже по интенсивности, чем, например, на Кавказе. Степень интенсивности массообмена характеризует сумма модулей компонентов уравнивания баланса массы (полный обмен ледника). Для области питания ледника Джанкуат данная величина составляет в среднем многолетнем исчислении 5895 мм в.э., тогда как на ледниках Привес и Мальборо – 3797 и 3470 мм в.э. соответственно, что более чем на треть меньше, чем на Кавказе.

Интересно, что за годы наших изысканий баланс массы областей питания (“чистая аккумуляция”) исследуемых путоранских ледников даже при малых значениях прихода–расхода оказывается вполне сопоставим с репрезентативным кавказским ледником Джанкуат, аккумуляция и абляция на котором значительно выше. Данный факт может свидетельствовать о том, что оледенение плато Путорана пребывает в значительно более выгодной балансовой ситуации, однако для этого необходимо найти опровержения контраргументу, что такое может быть лишь следствием положительной балансовой аномалии 2001/02 и 2002/03 гг.

Для данных целей в настоящем исследовании мы подробно рассматриваем 2018/19 балансовый год, который оказался гораздо более выраженной аномалией. Для этого сезона были также рассчитаны и картографированы значения водозапаса фирнового остатка (см. рис. 3, а–б), а описанным выше фитоиндикационным методом восстановлена максимальная сезонная аккумуляция – 2829 мм в.э. для ледника Привес и 2490 мм для Мальборо. Таким образом (см. табл. 1–2), 2018/19 год превзошёл по многоснежности предыдущие годы наблюдений на леднике Привес (на 47 и 9%), но на леднике Мальборо экстремум всё же создан не был: хотя по сравнению с 2001/02 г. приход вещества здесь был также больше на 37%, и он, хотя и ненамного – на 8%, даже уступил 2002/03 г. Вместе с тем по итогам всего 2018/19 балансового года состояние обоих ледников следует однозначно признать наилучшим за три года натурных наблюдений. Это проявилось хотя бы в том, что в середине августа почти вся их поверхность всё ещё была покрыта сезонным снегом. лёд в нижних частях обоих ледников стал только-только обнажаться из-

**Таблица 2.** Изменение площадей (км<sup>2</sup>, в ортогональной проекции) малых ледников плато Путорана

Годы	Ледник Привес		Ледник Мальборо	
1973	0.160		0.150	
2003	0.148		0.136	
2016	0.083		0.082	
2019	0.100		0.089	
1973–2019		–0.060 (–37%)		–0.061 (–41%)
2016–2019		+0.013 (+20%)		+0.007 (+9%)

под него. Показатели FBR по состоянию на 12 августа составляли 93% у ледника Привес и 97% у ледника Мальборо. Исключительность ситуации особенно наглядно иллюстрируется сопоставлением фотографий ледников и снежника, сделанных примерно в одни и те же календарные сроки 2002 и 2019 гг. (рис. 5). Очевидно, что немалую роль в подобной аномалии сыграла и повышенная снежность предшествующей зимы, и беспрецедентно низкая абляция летом 2019 г. (см. рис. 4; табл. 1).

Современные эволюционные тенденции должны проявиться и в размерах ледниковых тел. Нельзя констатировать, что малые формы оледенения на плато быстро сокращаются по площади (Коваленко и др., 2021). Если бы это было так, то за многолетний отрезок времени ситуация была бы схожа с ледником МГУ на Урале, который полностью исчез к 2019 г. (Носенко и др., 2020). Здесь же контуры малых форм год от года могут то несколько сжаться, то несколько расширяться в отдельных своих секторах, но у обоих изучаемых ледников потери площади с 1973 по 2019 г. (см. табл. 2) примерно одинаковы (по 0.060 км<sup>2</sup>), хотя в процентном отношении убыль площади ледника Мальборо несколько выше – 41 против 37%. Иными словами, ледник Привес, изначально превосходящий по размерам своего соседа, сокращается более медленными темпами.

В данном исследовании мы также проанализировали изменения конфигурации и размеров многолетнего снежника Струдомс (см. рис. 5, *д–ж*), в результате чего выяснили что его контуры оказались гораздо менее стабильны по сравнению с ледниками. Балансовая специфика каждого года приводит к кардинальным переменам в его контуре, очертания снежника полностью теряют свои свойства подобия в плане, а его площадь варьирует кратно. Более того, не выдерживается и сама геометрическая целостность нивального образования: в отдельные неблагоприятные годы снежник вообще распадается на не контактирующие между собой фрагменты. Вероятно, в способности

нивального-гляциального тела сохранять относительное подобие своей конфигурации независимо от балансового состояния в каждом конкретном году можно усмотреть один из критериев разграничения таких малых снежно-ледовых образований на категории снежников и ледников. Динамичной геометрической трансформации ледников мешает наличие более мощного и монолитного ледяного ядра несмотря на то, что в условиях Средней Сибири основание даже перелетовывающих снежников сложено льдом. Холодный режим местного нивально-гляциального пояса обуславливает формирование слоя, наложенного на промёрзшее ложе снежника гидрогенного льда, выход которого на дневную поверхность зачастую прослеживается вдоль нижней и боковой кромок по периметру снежника, отступающих по мере прогрессирующего летнего таяния. Впрочем, этот слой весьма маломощен (первые дециметры) и не в состоянии создать того запаса устойчивости к метеорологическим возмущениям, который в какой-то степени помогает ледникам поддерживать свои контуры в относительной стабильности.

Флуктуации границ ледников Привес и Мальборо (рис. 6; см. табл. 2) тем не менее выявляют картину хоть и медленной, но всё же господствующей дегляциации. Правда, они могут быть вызваны не только колебаниями климатических условий год от года, но и погрешностями дешифрирования. В целом же, несмотря на очевидное уменьшение ледников в размерах с 1973 г., их очертания за последние 17 лет изменились незначительно (см. рис. 6) (Коваленко и др., 2021). Особенно благоприятным для них оказался заключительный отрезок времени с 2016 по 2019 г. За этот период оба ледника даже стали крупнее приблизительно на 10%.

Впервые проанализировав тенденции изменений климатических параметров в данном исследовании, мы можем констатировать, что графики температуры и суммы осадков, полученные по данным ERA-5 и м/с Норильск, обладают подобием (см. рис. 4). На графике суммы осадков для сезона аккумуляции наблюдается локальный пик значений данной величины для сезона 2019 г., что повлияло на рост положительной составляющей баланса массы исследуемых ледников. Тем не менее в сезон 2002/03 г. максимальная сезонная аккумуляция на ледниках Привес и Мальборо была сопоставима со значениями 2018/19 балансового года, несмотря на меньшие показатели суммы осадков за сезон аккумуляции. Повышенный приход вещества в сезон 2002/03 г. происходил на фоне относительно более низких температур в ординарных условиях поступления осадков и, вероятно, благоприятных направлениях ветров, способствующих метелевому переносу.



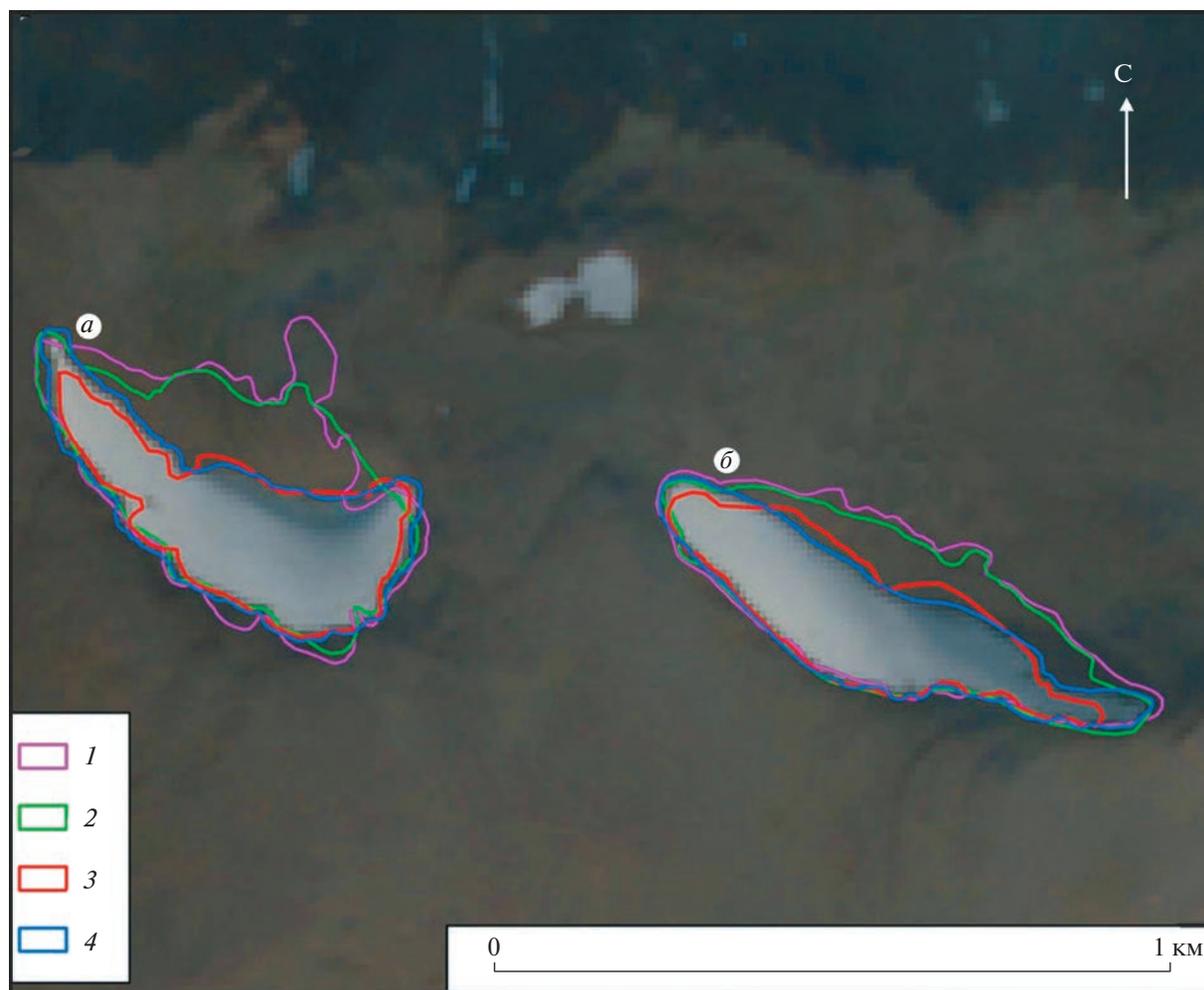
**Рис. 5.** Изменение ледника Привес (№ 30): *a* – 2002 г.; *б* – 2019 г. Изменение ледника Мальборо (№ 31): *в* – 2002 г.; *г* – 2019 г. Изменение многолетнего снежника Струдомс: *д* – 2002 г.; *е* – 2003 г.; *ж* – 2019 г.

**Fig. 5.** Prives Glacier (No. 30) change: *a* – in 2002; *b* – in 2019. Marlborough Glacier (No. 31) change: *v* – in 2002; *z* – in 2019. Strudoms perennial snow patch change: *d* – in 2002; *e* – in 2003; *ж* – in 2019.

Интересен также тот факт, что упомянутая выше положительная балансовая аномалия 2019 г. была сформирована на фоне отмечавшихся среднемесячных температур как сезона аккумуляции, так и сезона абляции, близких к максимальным значениям за двадцатилетний период.

Разрастание ледников в этом балансовом году, согласующееся с проведёнными снегомерными съёмками и с визуальным фиксируемым крайне низким положением снеговой границы на заключительной фазе периода таяния, произошло во многом вследствие очень низкой абляции на фоне зимней аккумуляции, не сильно превышаю-

щей среднемноголетние нормы суммы осадков по данным м/с Норильск (см. рис. 4, *a–б*). Главной причиной резкого уменьшения абляции 2019 г. видится высокая степень задымлённости атмосферы на севере Красноярского края из-за лесных пожаров окрестных таёжных массивов (см. рис. 4, *в*). Степень ослабления прозрачности атмосферы была столь высокой, что смотреть на солнечный диск невооружённым глазом нельзя было лишь в течение 1–2 дней за весь экспедиционный сезон. Этот феномен наглядно виден и на фотографиях 2019 г. (см. рис. 5, *a–б*). Именно усиливающаяся в последние годы интенсивность



**Рис. 6.** Смещение границ малых ледников (подложка – снимок Sentinel-2 от 21.08.2019) – ледник Привес (а), ледник Мальборо (б): 1 – 1973 г.; 2 – 2003 г.; 3 – 2016 г.; 4 – 2019 г.

**Fig. 6.** Contour displacement of reference small glaciers (Sentinel 2 satellite image of 21.08.2019 as a background) – Prives Glacier (a), Marlborough Glacier (b): 1 – 1973; 2 – 2003; 3 – 2016; 4 – 2019.

лесных пожаров на севере Сибири и сопредельных территориях, а также откровенная кульминация этих неблагоприятных явлений в 2019 г., отмечались в многочисленных научных сообщениях последних лет (Бондур и др., 2020; Воронова и др., 2020). По спутниковым данным и данным ренализа доказана значимость площадей природных пожаров в Сибири с перестройками региональной атмосферно-циркуляционной системы. Логична и выявленная значимая связь площадей горения с интенсивностью эмиссии в воздушную среду продуктов сгорания биомассы, ключевой вклад в которую принадлежит углеродсодержащим газовым компонентам типа CO и CO<sub>2</sub>. Существенное ослабление потока прямой солнечной радиации почти постоянно висящей дымкой объясняет ослабление расходного компонента баланса массы и, следовательно, некоторое улучшение балансовых условий оледенения Путора-

ны в 2019 г. Разумеется, известную усугубляющую роль сыграл и отмеченный выше повышенный вклад в аккумуляцию 2018/19 г. зимних осадков, в том числе и за счёт большего дефляционного переноса снега в кары и на подветренные склоны ниже бровок структурных уступов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Малые ледники плато Путорана обнаруживают относительную устойчивость на современном этапе, несмотря на явный рост среднегодовой температуры и уменьшение среднегодового количества осадков в данном регионе: гораздо большую значимость приобретают сезонные тенденции метеодетерминантов. В период исследований зафиксирован рост количества зимних осадков и определённое иссушение летом при том, что летние сезоны в целом становятся про-

хладнее. В связи с этим ледники получают больше питания и теряют меньше массы в период абляции. Кроме того, сохранности ледников благоприятствует и наличие многолетнемерзлых пород на ложе.

Расчёт ряда масс-балансовых параметров малых ледников Путораны за 2001/02, 2002/03 и 2018/19 гг. показал, что на фоне общей тенденции к деградации ледников возможны значительные положительные отклонения от сформированной линии тренда. Несколько неожиданно благоприятное их состояние в 2019 г., проявляющееся в приросте их площадей, доли площади фирнового бассейна и увеличенного водозапаса фирнового остатка, диссонирует с выдвигаемым ранее заключением о стойких тенденциях к дегляциации плато Путорана. Не исключено, что выгодная балансовая ситуация связана с уменьшением абляции, вызванным снижением интенсивности инсоляционного потока радиации вследствие редких по своей масштабности лесных пожаров в Сибири.

Своеобразие реакции на глобальное изменение гляциосферы именно в районах малого оледенения, подобных плато Путорана, выдвигает рекомендации к учреждению регулярного водно-и теплобалансового мониторинга хотя бы на одном местном репрезентативном объекте. Думается, что комплекс натуральных и дистанционных наблюдений за эволюцией ледовых ресурсов плато Путорана представит не только сугубо научно-теоретический интерес, но и окажет пользу экологическому мониторингу Норильского промышленного района.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках госбюджетной темы 121051100164-0 “Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии”.

**Acknowledgments.** The work was carried out within the framework of the state budget theme 121051100164-0 “The cryosphere evolution under climate change and anthropogenic impact”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бондур В.Г., Мохов И.И., Воронова О.С., Ситнов С.А. Космический мониторинг Сибирских пожаров и их последствий: особенности аномалий 2019 года и тенденций 20-летних изменений // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 99–106. <https://doi.org/10.31857/S2686739720050047>
- Воронова О.С., Зима А.Л., Кладова В.Л., Черепанова Е.В. Аномальные пожары на территории Сибири летом 2019 г. // Исследования Земли из космоса. 2020. № 1. С. 70–82. <https://doi.org/10.31857/S0205961420010121>
- Гляциологический словарь / Ред. В.М. Котляков. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
- Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 247 с.
- Каталог ледников СССР / Корякин В.С. Плато Путорана. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 16. Ангара-Енисейский район. Вып. 1. Енисей. Ч. 6. Л.: ГИМИЗ, 1981. 46 с.
- Коваленко Н.В., Поповнин В.В. Современное состояние малых форм оледенения на северном уступе Ламских гор (плато Путорана) // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 214–219.
- Коваленко Н.В. Режим и эволюция малых форм оледенения: М.: МАКС Пресс, 2011. 240 с.
- Ледники Актру. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 117 с.
- Ледник Джанкуат. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 184 с.
- Носенко Г.А., Муравьев А.Я., Иванов М.Н., Сеницкий А.И., Кобелев В.О., Никитин С.А. Реакция ледников Полярного Урала на современные изменения климата // Лёд и Снег. 2020. № 60 (1). С. 42–57. <https://doi.org/10.31857/S2076673420010022>
- Сарана В.А. Современное состояние ледников плато Путорана // МГИ. 2004. Вып. 96. С. 137–142.
- Сарана В.А. Ледники плато Путорана // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 19–29.
- Тушинский Г.К., Малиновская Н.М. Положение уровня 365 над территорией СССР и связь этого уровня с оледенением // Информ. сб. о работах по ММГ. М.: Изд-во МГУ, 1962. №. 9. С. 19–23.
- Benedict J.B. Lichen mortality due to late-lying snow: results of a transplant study // Arctic and Alpine research. 1990. V. 22. № 1. P. 81–89.
- Dyrgerov M.B., Meier M.F. Year-to-year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea-level changes // Arctic and Alpine Research. 1997. V. 29. Is. 4. P. 392–402.
- Glacier mass balance bulletin, 2002–2003. Zürich, IUGG (CCS)–UNEP–UNESCO Publ., VIII. 2005. 100 p.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A. et al. The ERA5 global reanalysis. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.
- Justice C.O., Townshend J.R.G., Vermote E.F., Masuoka E., Wolfe R.E., Saleous N., Roy D.P., Morisette J.T. An overview of MODIS Land data processing and product status // Remote Sensing of Environment. 2002. V. 83. №. 1–2. P. 3–15.
- Kirsanov A., Rozinkina I., Rivin G., Zakharchenko D., Olchev A. Effect of natural forest fires on regional weather conditions in Siberia. Atmosphere. 2020. V. 11. № 10. P. 1133.
- Kovalenko N.V., Popovnin V.V., Uspenskaya E.I., Gubonov A.S. Actual conditions of the arctic small glaciers (on the example of the Putorana plateau) // Intern. Conf. “Scientific research of the SCO countries: synergy and integration”. Pt. 2. Participants’ reports in English. Beijing, PRC. 2021. P. 129–136.
- Meier M.F. Contribution of small glaciers to global sea level. Science. 1984. V. 226. P. 1418–1421.
- Popovnin V.V., Naruse R.A. 34-year-long record of mass balance and geometric changes of the Djankuat Glacier, Caucasus. Bull. of Glaciological Research. Tokyo. 2005. V. 22. P. 113–125.

Copernicus Publications // Электронный ресурс. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/history/23078.htm> (Дата обращения 06.02.2023)

Copernicus Publications // Электронный ресурс. URL: [http://www.pogodaiklimat.ru/history/23078\\_2.htm](http://www.pogodaiklimat.ru/history/23078_2.htm) (Дата обращения 06.02.2023)

**Citation: Kovalenko N.V., Popovnin V.V., Gubanov A.S., Polyhov A.A., Uspenskaya Ye.I. Small glaciers of the Putorana Plateau under climatic changes. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 332–346 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423030043**

## Small Glaciers of the Putorana Plateau under Climate Change

N. V. Kovalenko<sup>a,#</sup>, V. V. Popovnin<sup>a</sup>, A. S. Gubanov<sup>a</sup>, A. A. Polyhov<sup>a</sup>, and Ye. I. Uspenskaya<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: kovalko\_n@mail.ru*

Received November 14, 2022; revised May 24, 2023; accepted June 27, 2023

The characteristic feature of the Putorana Plateau is that the glaciological objects here are mostly represented by small glaciers and perennial snow patches. Their regime and morphology have so much common features that separation of these two categories of nival glacial formations from one another is extremely difficult problem. The distinctions between results of earlier studies carried out in the 1970s (the USSR Glacier Inventory estimated local resources at 22 glaciers with a total area of 2.5 km<sup>2</sup>) and at the beginning of the current century (in 2005, V.A. Sarana identified 61 glaciers with a total area of 7 km<sup>2</sup>) are too large to make any reliable conclusions about the current trends of the Putoran glaciation. In such conditions, the materials of rare field monitoring work performed on individual nival-glacial bodies become very valuable. Three expedition seasons of 2002–2004 included thorough geodetic and mass-balance measurements on 3 reference objects on the northern ledge of Lama Mts. – Prives (No. 30) Glacier, Marlborough (No. 31) Glacier and Strudoms snow patch. Similar field monitoring was repeated in summer 2019. The change in their configuration according to digital photography data, including the results of the analysis of satellite images, make possible to reveal that interannual fluctuations in the area of each glacier occur due to different vector displacements of its different sections along their entire perimeters. In 2019, the somewhat unexpected good budget state of all 3 monitored objects was detected. It manifested itself in growth of their areas and increased fraction of firn basin as well as in larger water equivalent of the firn residue as this followed from results of snow surveys. This fact contradicts the previous conclusion about the steady trend of deglaciation on the Putorana Plateau. The favourable condition for small glaciers occurred here in 2019 was mainly caused by reduced ablation owing to the weakened insolation that resulted from tremendous forest fires in Siberia, remarkable by their abnormal intensity in this year.

**Keywords:** glacier, snow patch, Putorana Plateau, fluctuations, monitoring, ablation, accumulation, mass balance

### REFERENCES

- Bondur V.G., Voronova O.S., Mokhov I.I., Sitnov S.A.* Satellite monitoring of Siberian wildfires and their effects: features of 2019 anomalies and trends of 20-year changes. *Doklady Rossiyskoy Akademii Nauk*. Reports of the Russian Academy of Sciences. 2020. 492 (1): 99–106. <https://doi.org/10.31857/S2686739720050047> [In Russian].
- Voronova O.S., Zima A.L., Kladova V.L., Cherepanova E.V.* Anomalous wildfires in Siberia in summer 2019. *Issledovaniya Zemli iz Kosmosa*. Earth explorations from space. 2020, 1: 70–82. <https://doi.org/10.31857/S0205961420010121> [In Russian].
- Glyaciologicheskiy slovar*. Glossary of glaciology. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
- Golubev G.N.* *Gidrologiya lednikov*. Hydrology of glaciers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1976: 247 p. [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 16. Is. 1. Pt. 6. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1981: 46 p. [In Russian].
- Kovalenko N.V., Popovnin V.V.* The current state of small forms of glaciation on the northern ledge of the Lamsky Mountains (Putorana plateau). *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 214–219 [In Russian].
- Kovalenko N.V.* *Rezhim i evolyutsiya malyykh form oledeniya*. Mode and evolution of small glacier bodies. Moscow: MAKS press, 2010: 240 p. [In Russian].
- Ledniki Aktru*. Aktru Glaciers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1987: 117 p. [In Russian].

- Lednik Dzhankuat*. Djankuat Glacier. Leningrad: Hydro-meteoizdat, 1978: 184 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. <https://doi.org/10.31857/S2076673420010022> [In Russian].
- Sarana V.A.* The current state of the glaciers of the Putorana plateau. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2004, 96: 137–142 [In Russian].
- Sarana V.A.* Glaciers of the Putorana plateau. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 19–29 [In Russian].
- Tushinskiy G.K., Malinovskaya M.N.* The position of level 365 over the territory of the USSR and the connection of this level with glaciation. Information collection on the works of MMG. Moscow: Moscow University Press. 1962, 9: 19–23 [In Russian].
- Benedict J.B.* Lichen mortality due to late-lying snow: results of a transplant study. *Arctic and Alpine research*. 1990, 22 (1): 81–89.
- Dyurgerov M.B., Meier M.F.* Year-to-year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea-level changes. *Arctic and Alpine Research*. 1997, 29 (4): 392–402.
- Glacier mass balance bulletin, 2002–2003. Zurich, IUGG (CCS)—UNEP—UNESCO Publ. 2005, VIII: 100 p.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A. et al.* The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020, 146 (730): 1999–2049.
- Justice C.O., Townshend J.R.G., Vermote E.F., Masuoka E., Wolfe R.E., Saleous N., Roy D.P., Morisette J.T.* An overview of MODIS Land data processing and product status. *Remote Sensing of Environment*. 2002, 83 (1–2): 3–15.
- Kirsanov A., Rozinkina I., Rivin G., Zakharchenko D., Olchev A.* Effect of natural forest fires on regional weather conditions in Siberia. *Atmosphere*. 2020, 11 (10): 1133.
- Kovalenko N.V., Popovnin V.V., Uspenskaya E.I., Gubanov A.S.* Actual conditions of the arctic small glaciers (on the example of the Putorana plateau). International Conference “Scientific research of the SCO countries: synergy and integration”. Part 2 Participants’ reports in English. Beijing. PRC 2021: 129–136.
- Meier M.F.* Contribution of small glaciers to global sea level. *Science*. 1984, 226: 1418–1421.
- Popovnin V.V., Naruse R.A.* 34-year-long record of mass balance and geometric changes of the Djankuat Glacier, Caucasus. *Bull. of Glaciological Research*. Tokyo. 2005, 22: 113–125.
- Copernicus Publications. Retrieved from: <http://www.pogodaiklimat.ru/history/23078.htm> (Last access 06 February 2023).
- Copernicus Publications. Retrieved from: [http://www.pogodaiklimat.ru/history/23078\\_2.htm](http://www.pogodaiklimat.ru/history/23078_2.htm) (Last access 06 February 2023).

УДК 551.324.3

## ДИСТАНЦИОННОЕ И РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЛЕДНИКА ЛЕВЫЙ ИРБИСТУ (ЮЖНО-ЧУЙСКИЙ ХРЕБЕТ, РЕСПУБЛИКА АЛТАЙ)

© 2023 г. О. В. Останин<sup>1,\*</sup>, С. А. Кобылин<sup>1</sup>, Г. С. Дьякова<sup>1</sup>, Р. Д. Бурым<sup>1</sup>,  
А. Д. Патрушева<sup>1</sup>, Н. Е. Рамазанова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

<sup>2</sup>Евразийский национальный университет им. Л.Н. Гумилева, Астана, Казахстан

\*e-mail: [ostanin\\_oleg@mail.ru](mailto:ostanin_oleg@mail.ru)

Поступила в редакцию 26.12.2022 г.

После доработки 06.06.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

На основе данных ДЗЗ за 2000–2022 гг. выявлено изменение малого ледника № 31 (SU5A15106031), расположенного на Южно-Чуйском хребте Центрального Алтая. За это время ледник сократился на 144 м (на 6.8%) и потерял 0.089 км<sup>2</sup> (9.7%) своей площади. Приведены результаты аэрофотосъёмки и радиолокационного зондирования нижней части языка ледника, выполненных в 2022 г.

**Ключевые слова:** ледники Алтая, изменения ледника, мониторинг, радиолокационное зондирование, аэрофотосъёмка

**DOI:** 10.31857/S2076673423030109, **EDN:** VHIJQM

### ВВЕДЕНИЕ

Алтай имеет достаточно обширное оледенение. По данным Каталога ледников России (<https://www.glasgu.ru/>) на территории Алтая насчитывается 988 ледников, общей площадью 523.14 км<sup>2</sup>. Самыми посещаемыми и изучаемыми являются преимущественно крупные (Бол. Тал-дуринский, Аккемский, Маашейский и др.), легкодоступные ледники (Актру, Софийский, Джелло и др.) и ледники с многолетней историей исследования (Актру, Томич, Купол, ледники массива Монгун-Тайга и др.). При этом достаточно много ледников остаются без внимания со стороны исследователей и почти не изучены. Одним из таких мест является верховье р. Турой на Южно-Чуйском хребте в Центральном Алтае (рис. 1).

В 1897 г. В.В. Сапожников (1949) впервые открыл и описал ледники в верховье р. Турой, однако он их видел только издали, с водораздела между реками Елангаш и Тура-Оюк. При описании ледников он опирался на то, что увидел по ходу маршрута и на устную информацию от местных проводников. В 1925 г. Б.В. Тронов (1925) в первом каталоге ледников Русского Алтая по долине р. Турой приводит сведения только о леднике Ирбисту (долинный, высота конца ледника 2800 м, длина 4 км, площадь 4 км<sup>2</sup>), а также указывает его в таблице “Главнейшие ледники Алтая” под номером 31 из приведённых 43 ледников. Од-

нако в описании Б.В. Тронов опирается на опубликованные данные В.В. Сапожникова (1949) и составленную им схему оледенения Южно-Чуйского хребта, дополняя данную информацию своими полевыми визуальными наблюдениями в районе горы Ирбисту (1925), которые он также производил удалённо. В 1948 г. М.В. Тронов сообщает, что “картина оледенения Южно-Чуйского хребта до сих пор не везде ясна, особенно на крайнем западе и востоке хребта”, некоторые ледники не исследованы, а лишь только осмотрены. В течение МГГ в составе геоморфологического отряда алтайской ледниковой экспедиции, организованной Томским государственным университетом, Л.Н. Ивановский (1964) обследует Южно-Чуйский хребет, уточняя некоторые детали оледенения хребта. В частности, он приводит “Схему оледенения в верховьях реки Ирбисту и смежных долинах”, где даётся первое подробное описание ледников долины р. Турой (5 ледников и ещё один ледник “не наблюдался, но о нём общал М.В. Тронов, который его видел”).

Следом В.С. Ревякин (1966, 1967) даёт информацию об этих ледниках на основе анализа аэрофотосъёмки, с указанием длины, площади, экспозиции, морфологических типов ледников и прочих их характеристик, и приводит подробную схему оледенения всего Южно-Чуйского хребта. В верховье реки Ирбисту им отмечено пять лед-

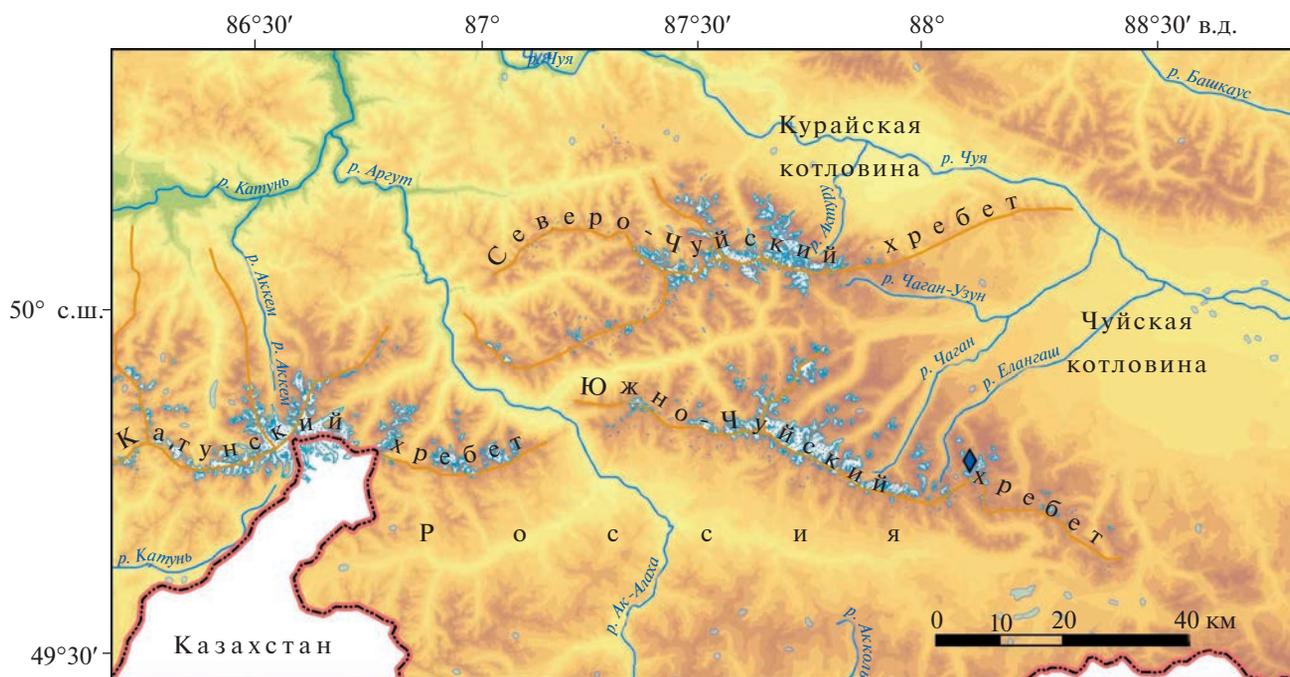


Рис. 1. Местоположение ледника № 31 (Левый Ирбисту) в Центральном Алтае.

Fig. 1. Location of glacier No. 31 (Left Irbistu) in Central Altai.

ников общей площадью 6,8 км<sup>2</sup>. Эти и последующие исследования ледников в 1963–1969 гг., выполняемые сотрудниками Томского государственного университета, ложатся в основу составления Каталога ледников СССР в бассейне р. Чуя (1974). В конце 1990-х годов С.А. Никитин (2000) проводил радиозондирование ледников Центрального Алтая. В долине р. Турой им были обследованы два ледника: № 30 и № 31 (номера указаны по данным Каталога ледников СССР, 1978). Была определена их средняя и максимальная толщина.

В конце 1990-х – начале 2000-х годов для исследования ледников стали активно использоваться данные дистанционного зондирования Земли, позволяющие анализировать их состояние на больших пространствах, в удалённых и труднодоступных районах. Начиная с 2000 г. в рамках международного проекта “Global Land Ice Measurements from Space” – GLIMS ([www.glims.org](http://www.glims.org)) проводились работы по дешифрированию ледников на космических снимках (Хромова, 2021). А в начале 2020-х годов был подготовлен новый электронный Каталог ледников России ([www.glas-gi.ru](http://www.glas-gi.ru)) по спутниковым данным, полученным в основном в 2016–2019 гг. (Хромова, 2021). По итогам выполнения этих работ информация о ледниках в верховье р. Турой была внесена в различные электронные базы данных, доступ к которым организован через веб-сайты (Каталог ледников России; GLIMS).

Оценки современного стояния ледников и выявление их изменений требуют объединения доступных методов исследования: дистанционных наблюдений с использованием космических и аэроснимков, а также прямых наблюдений с помощью полевых измерений. Настоящая работа посвящена результатам исследований ледника № 31 как одного из доступных для изучения в бассейне р. Елангаш, вносящих свой вклад в представление о современном состоянии оледенения Алтая. Наша задача заключалась в оценке современного состояния ледника № 31 и выявлении его изменения в начале XXI в. (2000–2022 гг.) путём дешифрирования границ ледника на разновременных космических снимках и использования радиолокационного зондирования и аэрофотосъёмки с БПЛА в полевых условиях. В рассматриваемый период времени пространственное разрешение данных ДЗЗ и частота их получения постоянно возрастают, что даёт возможность с большей детальностью и оперативностью выявлять морфометрические изменения ледников.

## ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ледники в верховье р. Турой долгое время были в стороне от полевых исследований. Несмотря на небольшой размер, потенциально они могут представлять ещё один полигон для гляциологического мониторинга. Они отличаются своим положением: с одной стороны, в непосредственной

**Таблица 1.** Сведения о леднике № 31 из разных источников

Источник	Дата исходных материалов	Название ледника	Длина, км	Площадь ледника, км <sup>2</sup>	Высота нижней точки, м	Высота фирновой линии, м
Каталог ледников СССР (1974)	1964; 1966	№ 31	1.5	1.6	2910	3150
Никитин С.А. (2000)	—	15.1.6.31 (10)	—	1.35	2910	—
GLIMS, 2015	2011	SU5A15106031 (G088079E49776N)	1.95	0.77	0.84	3025
	2011	SU5A15106031 (G088072E49773N)*	—	0.07*		3219*
Новый каталог ледников России	2017	SU5A15106031	1.99	0.9	3020	3200

\*Боковой поток, выделен как самостоятельный.

близости от самой крупной на Алтае высокогорной котловины — Чуйской степи, а с другой стороны недалеко от одного из самых крупных ледниковых центров Алтая, в составе которого такие ледники как Софийский и Большой Талдуринский (см. рис. 1). Сотрудники кафедры физической географии и геоинформационных систем Института географии Алтайского государственного университета регулярно бывают в долине р. Елангаш и в верховье р. Турой, в рамках проведения летних учебных практик. Это и определило выбор ледника № 31 в качестве объекта исследования.

Долина р. Турой располагается в восточной части Южно-Чуйского хребта Центрального Алтая. Она протягивается на 15 км, высота устья долины 2450 м. Это один из притоков р. Елангаш, впадающей в р. Чуя. В верховье долины р. Турой располагается высшая точка Южно-Чуйского хребта — гора Ирбисту (Ирбис-ту, Ирбис-Туу или Барс-гора, 3967 м). Эта вершина — самый восточный очаг современного оледенения Центрального Алтая. В долине насчитывается пять ледников общей площадью 4.21 км<sup>2</sup>: три из них — в верховье долины на склонах северо-восточной, северной и северо-западной экспозиции — № 29 (площадью 0.15 км<sup>2</sup>), № 30 (Ирбисту; 2.48 км<sup>2</sup>) и № 31 (0.9 км<sup>2</sup>) и два — в нижней части долины, в карах на склоне северо-восточной экспозиции — № 32 (0.27 км<sup>2</sup>), № 33 (0.41 км<sup>2</sup>) (Каталог ледников России).

Ледник № 31 (по данным Каталога ледников СССР, 1978), № SU5A15106031 (по данным GLIMS и Каталога ледников России) или Левый Ирбисту (название было дано в ходе наших работ в 2022 г.) относится к карово-долинному типу ледников. По данным Каталога ледников России

(www.glasgu.ru), в 2017 г. ледник имел длину 1.99 км, площадь 0.9 км<sup>2</sup>, его нижняя отметка располагалась на уровне 3020 м, верхняя — 3850 м; фирновая граница — 320 м (табл. 1). Инструментальные съёмки, установку реперов, измерения положения языка ледника предшествующие исследователи не проводили; указанные в каталоге значения получены дистанционными методами.

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Основными данными для выявления плановых изменений ледника Левый Ирбисту в начале XXI в. были разновременные космические снимки Landsat-7, 8, 9, Sentinel-2 (табл. 2) в период максимальной абляции (с середины июля до начала сентября), за период с 2000 по 2022 г. — базовая карта World Imagery компании Махаг, доступная в ПО ESRI. Для анализа отбирались космические снимки с геометрической и радиометрической коррекцией и свободные от облачности. Все космические снимки были зарегистрированы в проекции UTM зоне 45 N, на эллипсоиде WGS 84. У снимков Landsat-7, 8, 9 использовался 8-й канал с пространственным разрешением 14 м/пкс; Sentinel-2 — 2, 3, 4, 8 каналы с пространственным разрешением 10 м/пкс. Базовая карта World Imagery (по состоянию на 2017 г.) компании Махаг, используемая в ПО ESRI, представлена мозаикой снимков с пространственным разрешением 1.0–0.3 м/пкс, полученной с аппаратов Digital-Globe. В качестве дополнительных данных, формирующих представление о современном состоянии ледника, использовались данные полевых исследований 2022 г.

Границы ледника дешифрировались по снимкам визуально в ручном экспертном режиме. Ра-

**Таблица 2.** Ледник № 31 Левый Ирбисту\* и его изменения за 2000–2022 гг. по данным дешифрирования космических снимков

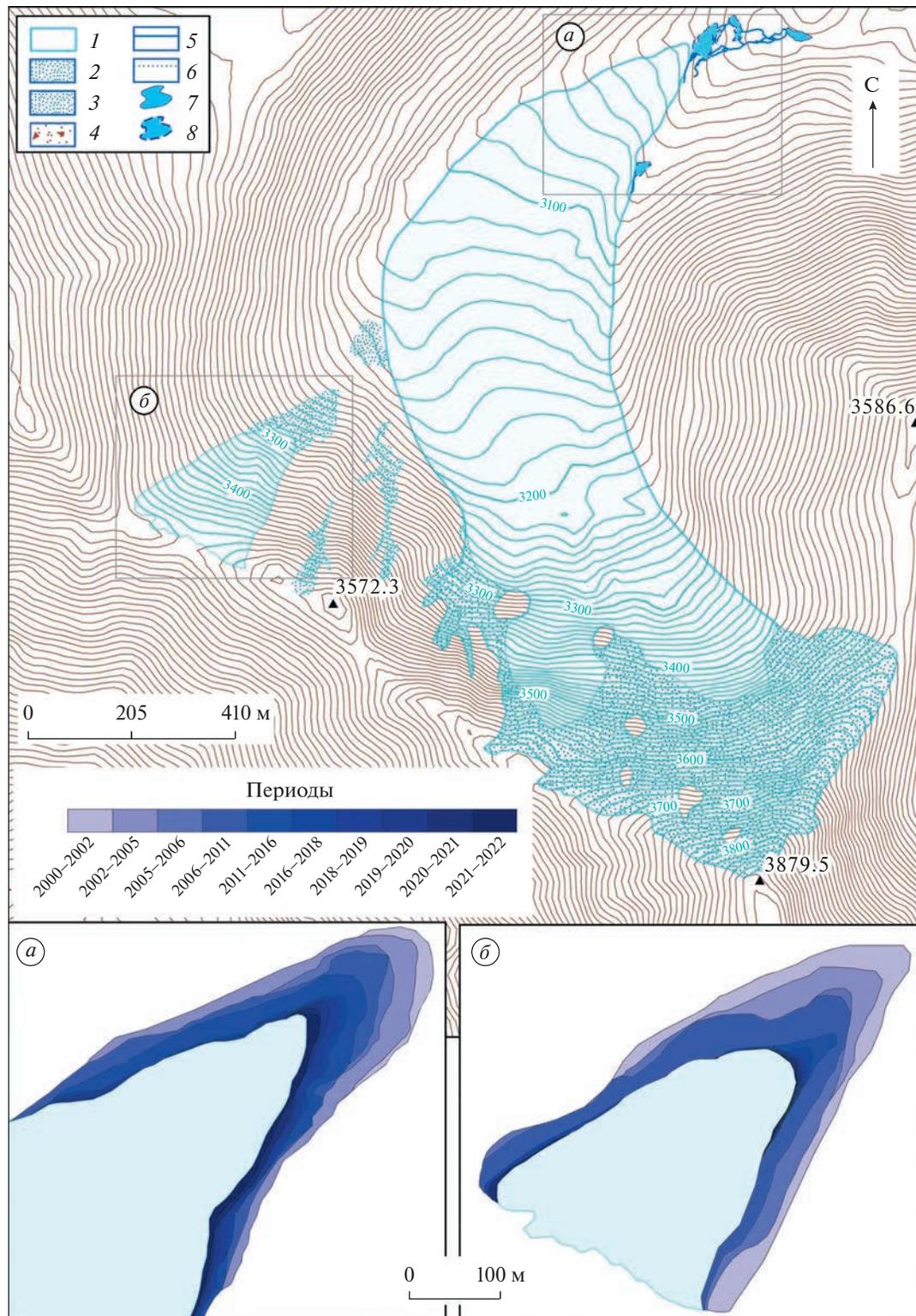
Год	Длина, км	Площадь ледника, км <sup>2</sup>	Период	Изменение длины		Изменение площади за период, км <sup>2</sup>	Источник данных
				за период, м	среднее, м/год		
2000	2.099 ± 0.007	0.912 ± 0.004					Landsat-7
2002	2.081 ± 0.007	0.898 ± 0.004	2000–2002	18	9	0.014	
2005	2.058 ± 0.007	0.881 ± 0.004	2002–2005	23	7.7	0.017	
2006	2.044 ± 0.007	0.873 ± 0.004	2005–2006	14	14	0.008	
2011	2.026 ± 0.007	0.848 ± 0.004	2006–2011	18	3.6	0.026	
2016	2.004 ± 0.007	0.837 ± 0.004	2011–2016	22	4.4	0.011	Landsat-7, 8
2018	1.993 ± 0.005	0.834 ± 0.003	2016–2018	11	5.5	0.003	Landsat-8, Santinel-2
2019	1.983 ± 0.005	0.830 ± 0.004	2018–2019	10	10	0.004	Santinel-2
2020	1.972 ± 0.005	0.828 ± 0.004	2019–2020	11	11	0.002	Santinel-2
2021	1.962 ± 0.005	0.827 ± 0.004	2020–2021	10	10	0.002	
2022	1.955 ± 0.005	0.823 ± 0.004	2021–2022	7	7	0.003	Landsat-9, Santinel-2
			<b>2000–2022</b>	<b>144</b>	<b>6.5</b>	<b>0.089</b>	Landsat-7, 8, 9, Santinel-2

\*Длина ледника указывается как длина основного (правого) потока, а площадь ледника – как сумма площадей потоков: основного (правого) и отделившегося от него левого.

бота выполнялась в ПО ESRI – ArcGIS. Отобрано 56 космических снимков, охватывающих 23 года. Такое количество снимков, включая несколько снимков за один период абляции (с близкими датами, но с разной степенью освещённости, с разными углами наклона и пространственным разрешением), позволило с большей вероятностью определить границы ледника на тот или иной год, учитывая в их площади, либо исключая из их площадей заморенные поверхности и многолетние снежники. При определении морфометрических и морфологических характеристик ледника руководствовались работами “Руководство по составлению каталога ледников СССР” (1966), “Каталог ледников России” (www.glasgu.ru), Хромова Т.Е. и др. (2021). Точность дешифрирования границы ледника была принята равной пространственному разрешению используемых снимков. В результате по снимкам фиксировалось изменение положения фронта ледника равное или превышающее пространственное разрешение снимков. Это нашло отражение в количестве и продолжительности временных периодов, по которым удалось выявить изменение фронта ледника. Краевое положение границы ледника в разные годы фиксировалось путём последовательного построения вдоль границ ледников линий (рис. 2). После оконтуривания периметра ледника величина площади ледника определялась в автоматическом режиме в

среде ArcGIS. Итоговая погрешность оценки площадей ледников составила 2–3%. Высотные значения определялись по базовой карте World Imagery, 3D-визуализации в ПО ArcGIS Earth, дополнительно уточнялись по данным ALOS Global Digital Surface Model (AW3D30) и нашим данным полевых исследований.

В ходе полевых работ на леднике в июле 2022 г. выполнена аэрофотосъёмка с БПЛА квадрокоптером DJI Phantom 4. Дрон выполнял полёт на высоте 55 м от точки взлёта (абс. высота полёта 3115 м, в системе WGS 84), в пределах полигона размером 300 × 450 м. Полигон съёмки располагался ниже по склону от точки взлёта. Съёмкой была охвачена территория размером 380 × 660 м и общей площадью 0.25 км<sup>2</sup>, включавшая нижнюю часть языка ледника и прилегающие к нему участки. Выполнить съёмку всего ледника по метеорологическим условиям было невозможно. Используемый тип съёмки – Double Grid (наклон камеры 70°, с продольным и поперечным перекрытием 36–40%) в дальнейшем позволил построить 3D-модель, цифровую модель рельефа (ЦМР), а также ортофотоплан. На поверхности снимаемой территории установлены опознавательные маркерные точки, на которых геодезическим GNSS приёмником (Leica GS08) определены их координаты и высоты. Камеральная обработка



**Рис. 2.** Ледник № 31 (Левый Ирбисту) по стоянию на 2022 г. Границы ледника (а) и его притока (б) в разные периоды. Изолинии проведены по данным ALOS Global Digital Surface Model (AW3D30): 1 – ледник; 2 – оледенелые склоны; 3 – снежники; 4 – моренный материал на поверхности ледника; 5 – постоянные водотоки; 6 – временные водотоки; 7 – постоянные озёра; 8 – пересыхающие озёра.

**Fig. 2.** Glacier No. 31 (Left Irbistu) as of 2022. Borders of glacier (a) and its tributary (b) in different periods. The contour lines are drawn according to the ALOS Global Digital Surface Model (AW3D30): 1 – glacier; 2 – glaciated slopes; 3 – snowfields; 4 – moraine material on the glacier surface; 5 – permanent streams; 6 – temporary streams; 7 – permanent lakes; 8 – drying lakes.

**Таблица 3.** Характеристики профилей радиолокационного зондирования

№ профиля	Средняя высота, м (UTM/WGS 84)	Длина, м	Толщины на профиле, м		Частота зондирующего сигнала, МГц
			средние	максимальные	
1	3055	218	30	51	100
2	3069	250	53	66	50/100

данных аэрофотосъёмки выполнялась с помощью ПО Agisoft Photoscan. Был построен ортофотоплан языка ледника, с разрешением 3.92 см/пкс; ЦМР с разрешением 15.7 см/пкс и объёмная модель. Полученные в результате данные могут быть использованы для анализа морфометрических характеристик исследуемой территории на дату съёмки.

Для выявления толщины ледника в ходе полевых работ выполнено радиолокационное зондирование (РЛЗ) языковой части ледника Левый Ирбисту, георадаром Python-3. На расстоянии 265 м от языка ледника заложено два поперечных профиля РЛЗ, параллельных друг другу, в интервале высот от 3048 до 3073 м (в системе WGS 84), длиной 218 и 250 м. Расстояние между профилями в среднем составляет 60–70 м (табл. 3). Профиль № 1 заложен на высотах 3048–3061 м и пересекает ледник полностью, от правого до левого края. Профиль № 2 находится на высотах 3064–3073 м и заложен от бровки крутого уступа у правого борта ледника и до левого края ледника (рис. 3).

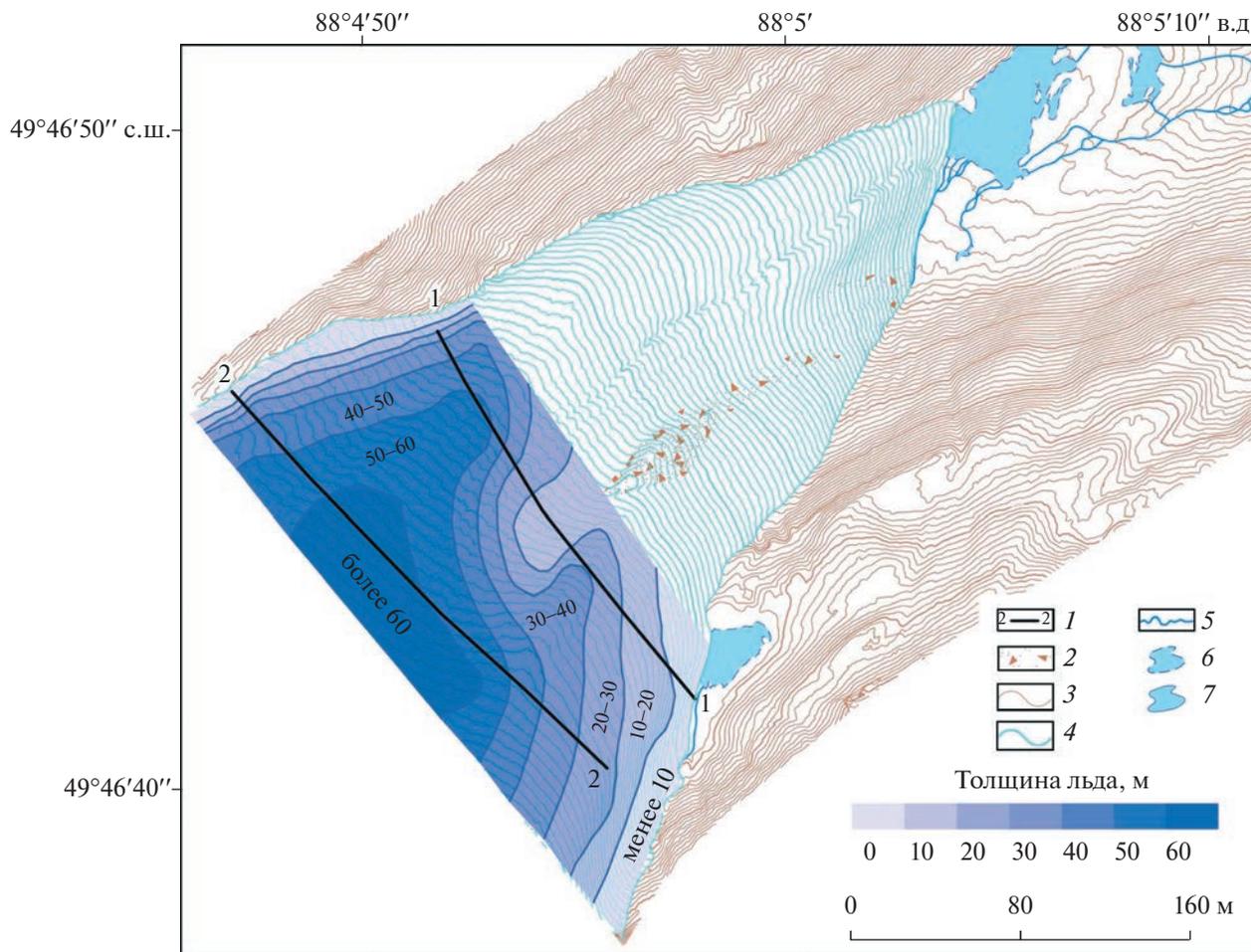
На всех профилях проводилась съёмка антенным блоком на частоте 100 МГц и дополнительно на втором профиле – на частоте 50 МГц. Использовались следующие настройки измерений: среда зондирования – лёд; диэлектрическая проницаемость среды – 3.2 (см. табл. 3). Привязку профилей РЛЗ на местности выполняли переносным GNSS приёмником (Leica GS08). Георадар – конструкция принимающей-передающей антенны в виде лыжной доски. Его перемещали по линиям профиля волоком. Для обеспечения наилучшего качества съёмки и лучшей устойчивости георадара на поверхности использовали два режима съёмки: непрерывный и пошаговый. Первый применяли на относительно ровных участках, а второй – на участках со сложной поверхностью (бугристой, со значительным уклоном, с промоинами водотоков, заморенной и пр.). Программирование радара под конкретные условия работы, контроль съёмки и запись данных радара выполняли на ноутбуке, с помощью ПО “Prizm2”. Ноутбук соединялся с радаром посредством WI-FI связи и переносился оператором в непосредственной близости от него. Последующую обработку данных вели в камеральных условиях с использованием ПО “Prizm2”. При обработке про-

филь РЛЗ корректировали по длине (на основе данных GNSS-съёмки) и изменяли его с учётом топографии местности. После камеральной обработки материалов РЛЗ, в программе Surfer выполнена площадная экстраполяция данных методом Сплайн и построена карта толщины ледника вокруг профилей (см. рис. 3).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В 2022 г. ледник № 31 (Левый Ирбисту) имел длину 1.955 км, площадь 0.823 км<sup>2</sup>, состоял из двух отделившихся друг от друга потоков (см. рис. 2). Длина ледника указывается как длина основного потока, а площадь – как сумма площадей этих двух потоков. Морфологический тип ледника карово-долинный. Правый, основной поток ледника составляет 94% от площади всего ледника, берёт начало на крутых высоких стенках кара, спускаясь занимает всю его чашу и далее стекает вниз по небольшой долине. В плане сама долина довольно узкая, имеет С-образный изгиб в северо-восточном направлении. Левый поток ледника – небольшой, составляет лишь 6% от его площади и располагается на крутом склоне долины. В некоторые годы его фронт и пространство до основного потока может долгое время оставаться закрытым снежником. На предыдущих схемах оледенения Алтая (Каталог ледников СССР, 1978; Каталог ледников России) ледник № 31 изображается как один, а по данным GLIMS, в 2015 г. ледник обозначен состоящим из двух потоков (см. табл. 1). По данным космической съёмки мы установили, что в 2000 г. ледник уже состоял из двух самостоятельных потоков.

В 2000 г. ледник № 31 (Левый Ирбисту) имел длину 2.099 км и занимал площадь 0.912 км<sup>2</sup>. С 2000 по 2022 г. основной правый поток ледника сократился в длину на 144 м (потеряв 6.8%), а по площади весь ледник потерял 0.089 км<sup>2</sup>, или 9.7%. Скорость отступления фронта основного правого потока ледника варьировала от 3.6 до 14 м/год, в среднем – 6.5 м/год, а по площади весь ледник в среднем сокращался на 0.004 км<sup>2</sup>/год (см. табл. 2). Основные изменения левого и правого потоков ледника происходили в краевых частях их языков – они оттаивали с боковых частей фронтов и



**Рис. 3.** Язык ледника № 31 (Левый Ирбисту) с указанием расположения профилей радиолокационного зондирования и полученные толщины льда. Изолинии проведены по результатам аэрофотосъёмки в июле 2022 г.: 1 – профили радиозондирования; 2 – моренный материал на поверхности ледника; 3 – изолинии рельефа; 4 – изолинии на поверхности ледника; 5 – водотоки; 6 – пересыхающие озёра; 7 – постоянные озёра.

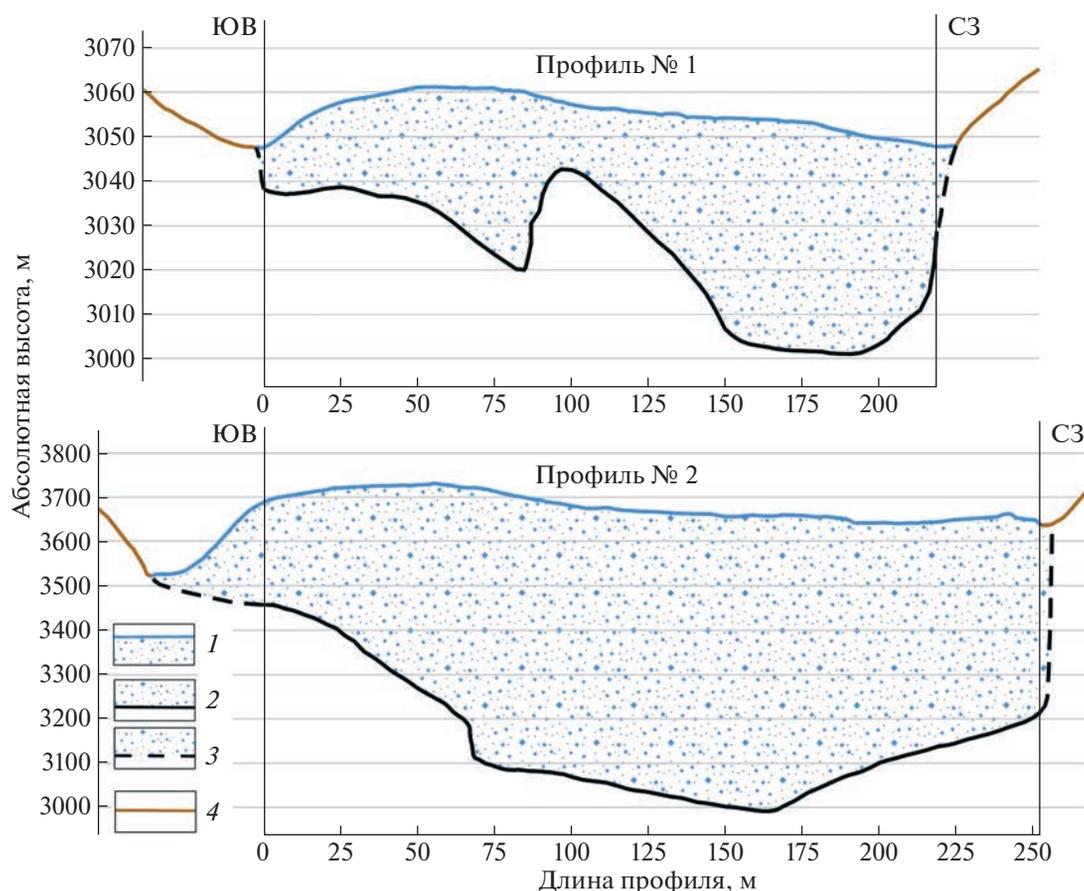
**Fig. 3.** Tongue of glacier No. 31 (Left Irbistu), indicating the location of radar sounding profiles and the obtained ice thicknesses. The contour lines are drawn based on the results of aerial photography in July 2022: 1 – radio sounding profiles; 2 – moraine material on the surface of the glacier; 3 – isolines of the relief; 4 – isolines on the surface of the glacier; 5 – watercourses; 6 – drying lakes; 7 – permanent lakes.

приобретали в плане клиновидную, заострённую форму. Принимая во внимание погрешности при дешифрировании, выявленные нами изменения ледника за период с 2000 по 2022 г. в целом соответствуют значениям, указанным в разных источниках (GLIMS; Новый каталог ледников России). Исключение составляет работа С.А. Никитина (2000), скорее всего автор использовал в публикации площадь ледника, полученную в начале 1990-х годов.

Аэрофотосъёмка позволила зафиксировать положение языковой части основного потока ледника, получить ортофотоплан высокого разрешения, ЦМР и объёмную модель поверхности языка ледника и прилегающей территории. Полученные данные были использованы для построения крупномасштабной топографической

карты (см. рис. 3). Поверхность языка ледника имеет небольшой равномерный уклон в сторону краевой части ледникового фронта, в среднем 10–12°, в некоторых местах на небольших участках до 20–25°. По данным ЦМР, нижняя отметка фронта ледника располагается на высоте 2993 м (в системе WGS 84), а самая высокая на снимаемом участке – на 3081 м.

Поверхность ледника слабо, но относительно равномерно покрыта моренным материалом, который представляет собой отдельные глыбы небольшого размера, погружённые в лёд. В нижней правой части языка на поверхности выделяется скопление моренного материала в виде гряды протяжённостью 65 м, шириной 6–25 м, высотой 3.0–3.5 м, за которой вниз к краю ледника тянется шлейф поверхностной морены. В некоторых



**Рис. 4.** Интерпретация радиолокационных профилей № 1 (а) и № 2 (б) на леднике № 31 (Левый Ирбисту): 1 – ледник; 2 – ложе ледника; 3 – предполагаемое расположение ложа ледника; 4 – моренный материал и выходы коренных пород.

**Fig. 4.** Interpretation of radar profiles along lines No. 1 (a) and No. 2 (b) on glacier No. 31 (Left Irbistu): 1 – glacier; 2 – glacier bed; 3 – the proposed location of the glacier bed; 4 – moraine material and bedrock outcrops.

местах фронта отмечается локальное скопление моренного материала небольшими полосами. Рельеф поверхности ледника неравномерный, с чередованием выпуклых и вогнутых участков, обусловленный как формой ледникового ложа, так и изгибом самой долины. На поверхности ледника имеются многочисленные русла водотоков. Некоторые из них в нижней части языка (в 200 м от края) собираются в одно более крупное русло глубиной около метра, которое выходит к фронту ледника. Микрорельеф поверхности языка ледника представлен абляционными формами. Особо выделяются остроконечные ледяные образования, размером до 20–30 см, наклонённые навстречу лучам полуденного солнца (“кающиеся”). По своей структуре они довольно рыхлые, пронизанные многочисленными порами, при наступании на них они легко разрушаются. Во время непогоды, когда температура воздуха понизилась до 0–(–5)°С, усилился ветер и продолжительное время шёл снег, а также на следующие сутки, их прочность изменилась – они стали очень жёсткими, что создавало

трудности при ходьбе по леднику. В местах скопления на поверхности ледника моренного материала эти остроконечные ледяные образования имеют чуть больший размер – до 0.5 м. Перед передним и боковым фронтом ледника в тёплую солнечную погоду образуется несколько озёр небольшого размера (в длину от 20 до 65 м), они разделяются грядами моренных валов. Во время непогоды, с уменьшением количества водотоков на леднике, эти озера исчезали.

Использование георадара с разными антенными блоками (работающими на частоте 50 и 100 МГц) позволило зафиксировать глубину залегания ложа ледника под его языком (рис. 4). Анализ данных РЛЗ на профиле № 1 (снятом на частоте 100 МГц) показал, что юго-восточный (правый) борт ледника располагается на приподнятом участке ложа и к краю ледника толщина льда сходит на нет; северо-западный (левый) борт ледника в 10 м от края имеет толщину 34 м, а к центру долины толщина достигает 52 м (см. рис. 4, а). В пределах этого профиля между центром доли-

ны и юго-восточным приподнятым участком его борта было выявлено повышение ложа ледника, интерпретируемое как выход коренных пород, над которым толщина ледника уменьшается до 11 м. На профиле № 2 (снятом на частоте 50 МГц) толщина ледника у юго-восточного (правого) борта долины, на бровке крутого уступа, составляет 23 м, а у северо-западного (левого) борта, на расстоянии 3 м от края ледника, — 43 м; в центре долины, на протяжении более 100 м, толщина ледника на исследуемых высотах (3064–3067 м) превышает 60 м (максимальная зафиксированная толщина составляет 66 м) (см. рис. 4, б). Предыдущее РЛЗ, проведённое на леднике № 31 С.А. Никитиным (2000) в 1990-х годах, показало, что по осевой линии от конца ледника до верхней части области питания толщина льда достигает 130 м, а в среднем равна 51.9 м. Сопоставить эти данные с данными С.А. Никитина невозможно из-за разного подхода к съёмке ледника и неодинакового пространственного охвата.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По космическим снимкам (Landsat-7, 8, 9, Sentinel-2 и др.), имеющимся в свободном доступе, можно фиксировать ежегодные изменения ледников Алтая, но для малых ледников (площадью 1–2 км<sup>2</sup> и менее) такие снимки не очень пригодны из-за невысокого пространственного разрешения самих снимков и небольших величин изменения самого ледника. В таком случае целесообразно использовать данные ДЗЗ с временными интервалами между съёмками в 2–5 лет.

Ледник № 31 (Левый Ирбисту) в 2022 г. состоял из двух самостоятельных потоков общей площадью 0.823 км<sup>2</sup> и максимальной длиной 1.955 км. За 2000–2022 гг. общая площадь всего ледника сократилась на 0.089 км<sup>2</sup> (9.7%), а длина основного потока уменьшилась на 144 м (на 6.8%).

Аэрофотосъёмкой с БПЛА была охвачена территория площадью 0.25 км<sup>2</sup>, включающая нижнюю часть языка ледника и прилегающие к нему участки. Результаты этой съёмки при последующих исследованиях могут служить основой для отслеживания изменений поверхности ледника, его площади, величины отступления фронта, а также его объёмов.

Анализ радарограммы показал, что бо́льшая толщина ледника на исследуемом участке прослеживается вдоль левой стороны языка ледника, максимальная зафиксированная — 66 м. Между центром и правой стороной нижнего профиля было выявлено повышение ложа ледника, интерпретируемое как выход коренных пород, над ним толщина ледника уменьшилась до 11 м, а ниже по течению льда над выходом коренных пород отмечается скопление моренного материала в виде

гряды протяжённостью 65 м. В дальнейшем планируются работы на всём леднике.

**Благодарности.** Исследование выполнено в рамках реализации Программы поддержки научно-педагогических работников Алтайского государственного университета, проект “Исследование современных изменений малых ледников Центрального Алтая”.

**Acknowledgments.** The research was carried out within the framework of the Program of support for scientific and pedagogical workers of the Altai State University, the project “Study of Modern Changes in Small Glaciers of the Central Altai”.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ивановский Л.Н.* Ледники на восточной окраине Южно-Чуйского хребта на Алтае // Гляциология Алтая. 1964. Вып. 3. С. 52–64.
- Каталог ледников России // Электронный ресурс. <https://www.glacru.ru/> (Дата обращения: 01.02.2023).
- Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 6. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 93 с.
- Никитин С.А., Веснин А.В., Осипов А.В., Игловская Н.В.* Результаты радиозондирования ледников Центрального Алтая // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 145–149.
- Ревякин В.С.* Некоторые замечания о современном оледенении Южно-Чуйского хребта // Гляциология Алтая. 1967. Вып. 5. С. 149–162.
- Ревякин В.С.* Оледенение Южно-Чуйского хребта на Алтае // МГИ. 1966. Вып. 12. С. 194–199.
- Руководство по составлению каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 154 с.
- Сапожников В.В.* По русскому и монгольскому Алтаю. М.: Госуд. изд-во географич. литературы, 1949. 580 с.
- Тронов М.В.* Современное оледенение Алтая // Тр. Томского гос. ун-та Сер. геогр. 1948. № 105. 525 с.
- Тронов Б.В.* Каталог ледников Алтая // Изв. РГО. 1925. Т. 57. Вып. 2. С. 107–159.
- Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Муравьев А.А., Никитин С.А., Лаврентьев И.И.* Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.) // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 341–358.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673421030093>
- GLIMS: Global Land Ice Measurements from Space // Электронный ресурс. <https://www.glims.org/> (Дата обращения 10.11.2022).

Citation: Ostanin O.V., Kobylin S.A., Dyakova G.S., Buryim R.D., Patrusheva A.D., Ramazanova N.E. Remote and radar sensing of the Left Irbistu Glacier (South Chuisky mountain Range, Altai Republic). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 347–356 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423030109

## Remote and Radar Investigation of the Left Irbistu Glacier (South Chuisky Mountain Range, Altai Republic)

O. V. Ostanin<sup>a,#</sup>, S. A. Kobylin<sup>a</sup>, G. S. Dyakova<sup>a</sup>, R. D. Buryim<sup>a</sup>,  
A. D. Patrusheva<sup>a</sup>, and N. E. Ramazanova<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Altai State University, Barnaul, Russia

<sup>b</sup>L.N. Gumilyov Eurasian National University, Astana, Kazakhstan

#e-mail: [ostanin\\_oleg@mail.ru](mailto:ostanin_oleg@mail.ru)

Received December 26, 2022; revised June 6, 2023; accepted June 27, 2023

To determine changes of glacier No. 31 (SU5A15106031), happened in the beginning of the XXI century, satellite images, obtained from the Landsat-7, 8, 9 and Sentinel-2 satellites in different years, were analyzed. As a result, data on the glacier changes were obtained for the period from 2000 to 2022. During this time, the length of the main stream of the glacier decreased by 144 m (6.8%), and the total area of the entire glacier – by 0.089 km<sup>2</sup> (9.7%). The rate of retreat of the glacier front varied from 2 to 15 m/year, on average – 6.5 m/year, and the glacier area decreased by on average of 0.004 km<sup>2</sup>/year. In 2022, the glacier consisted of two separate ice streams, with a total area of 0.823 km<sup>2</sup> and a maximum length of 1.955 km. Aerial photography was carried out using a DJI Phantom 4 quadcopter. A high-resolution orthophotoplan ( $\pm 5$  cm), a digital terrain model, a three-dimensional model of the surface of the glacier tongue and adjacent territories, with a total area of 0.25 km<sup>2</sup>, were made. Radar sounding was performed by the Python-3 georadar in two configurations: at frequencies 50 and 100 MHz. Two cross-sections of the glacier were constructed from the radar data: one was taken at a frequency of 100 MHz, and the second at both – 50 MHz and 100 MHz. The analysis of the radiogram of these profiles made possible to reveal that the larger thickness of the glacier in the study area was measured along the left side of the glacier tongue, the maximum recorded thickness was equal to 66 m.

**Keywords:** glaciers of Altai, glacier change, monitoring, GPR-sounding, aerial photography

### REFERENCES

- Ivanovsky L.N. Glaciers on the eastern outskirts of the South Chuya Range in Altai. *Glyatsiologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1964, 3: 52–64. [In Russian]. Catalog of Glaciers in Russia. Retrieved from: <https://www.gla-cru.ru>. (Last access: 01 February 2023) [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. Glacier Inventory of the USSR. V. 15. Is. 1. Pt. 6. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1974: 93 p. [In Russian].
- Nikitin S.A., Vesnin A.V., Osipov A.V., Iglovskaya N.V. Results of radio sounding of glaciers in the Central Altai. *Materialy glyaciologicheskikh issledovanij*. Data of Glaciological Studies. 2000, 88: 145–149 [In Russian].
- Revyakin V.S. Some notes on modern glaciation of the South Chuya Range. *Glyatsiologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1967, 5: 149–162 [In Russian].
- Revyakin V.S. Glaciation of the South Chuya Range in Altai. *Materialy glyaciologicheskikh issledovanij*. Data of Glaciological Studies. 1966, 12: 194–199 [In Russian].
- Rukovodstvo po sostavleniyu kataloga lednikov SSSR. Guide to compiling a Glacier Inventory of the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 154 p. [In Russian].
- Sapozhnikov V.V. *Po Russkomu i Mongol'skomu Altayu*. Along the Russian and Mongolian Altai. Moscow: State publishing house of geographical literature, 1949: 580 p. [In Russian].
- Tronov M.V. Modern glaciation of Altai. *Izvestiya Tomskogo gosudarstvennogo universiteta*. Proc. of the Tomsk State University. Ser. geogr. 1948, 105: 525 p. [In Russian].
- Tronov B.V. Catalog of Altai glaciers. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Proc. of the Russian Geographical Society. 1925, 2 (57): 107–159 [In Russian].
- Khromova T.E., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muravyov A.Ya., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I. New Catalog of Russian Glaciers Based on Satellite Data (2016–2019). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 3 (61): 341–358. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030093> [In Russian].
- GLIMS: Global Land Ice Measurements from Space. Retrieved from: <https://www.glims.org>. (Last access: 10 November 2022).

## ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТИ ИЗМЕРЕНИЙ СРЕДНЕЙ ВЫСОТЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЛЕДНИКЕ АЛЬДЕГОНДА (ШПИЦБЕРГЕН)

© 2023 г. А. В. Терехов<sup>1,\*</sup>, И. И. Василевич<sup>1</sup>, У. В. Прохорова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: antonyterekhov@gmail.com

Поступила в редакцию 27.03.2023 г.

После доработки 05.05.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

Предложен метод оценки относительной погрешности средней высоты снежного покрова, получаемой на архипелаге Шпицберген по снегомерным съёмкам. Уравнение для оценки погрешности включает в качестве предикторов плотность промеров на единицу площади и коэффициент вариации высоты снега. Уравнение получено на основе результатов применения статистического метода бутстрэп к набору данных снегомерных съёмок 2015–2021 гг. на леднике Альдегонда.

**Ключевые слова:** снегомерная съёмка, оценка погрешности, бутстрэп, высота снежного покрова, Шпицберген, Арктика

**DOI:** 10.31857/S2076673423030122, **EDN:** DIMCDV

### ВВЕДЕНИЕ

Высота снежного покрова – важнейший гидрологический показатель. В умеренных и высоких широтах эта величина, наряду с плотностью снега, определяет высоту половодья, влияет на динамику промерзания и протаивания грунта, регулирует тепловой баланс земной поверхности за счёт изменения её альбедо. Ежегодные измерения высоты снежного покрова важны также с точки зрения мониторинга климатических изменений. Так, для всего района Баренцева моря и для архипелага Шпицберген в частности, показано, что тренды потепления воздуха гораздо более выражены для зимнего периода, нежели для летнего. Это приводит к сокращению количества дней с отрицательной температурой за сезон и к учащению зимних оттепелей, что негативно сказывается на снегонакоплении (Isaksen et al., 2022).

Высота снежного покрова плохо поддаётся площадной экстраполяции и моделированию на основе данных натурных измерений. Показано, что изменение величины твёрдых осадков в пространстве происходит нелинейно: например, коэффициенты корреляции Пирсона между снегонакоплением на ледниках Шпицбергена и рядами ближайших метеостанций, как правило, невысоки (Hagen et al., 1990; Terekhov et al., 2022). Кроме того, при измерении количества твёрдых осадков на метеостанциях существуют технические сложности: известно, что осадкомеры систематически хуже “ловят” твёрдые осадки, что может исказить реальную картину при изменении

соотношения доли жидких и твёрдых осадков (Førland, 2000). Также вызывает сомнения однородность рядов, полученных на метеостанциях, где имел место перенос измерительных площадок или смена осадкомерного прибора (Urazgildeeva et al., 2017; Hanssen-Bauer et al., 2019).

В результате, традиционные снегомерные съёмки, проводимые непосредственно в бассейнах исследуемых водотоков и на ледниках, по-прежнему остаются актуальным методом измерений. Несмотря на существенный прогресс последних десятилетий в дистанционных методах, позволивший использовать для реалистичной оценки определения высоты снежного покрова не только георадары (Лаврентьев и др., 2018; Василевич, Чернов, 2018; Nowak et al., 2021), но и пассивные радиометры микроволнового диапазона различных видов базирования: наземного (Dai et al., 2022), воздушного (Brucker, Markus, 2013), и спутникового (Kelly, 2009), непосредственные измерения высоты и плотности снежного покрова по-прежнему играют большую роль при изучении географической системы и используются в качестве эталона для валидации дистанционных методов.

С практической точки зрения на Шпицбергене наибольший интерес представляет средняя на водосбору или леднику высота снежного покрова. Из-за климатических особенностей архипелага основная доля осадков выпадает в зимний сезон, поэтому именно снеготопасы на водосборе служат главным элементом приходной части водного

баланса рек, определяя их годовой сток (Ромашова и др., 2019; Nowak et al., 2020). Кроме того, средний по ледникам запас воды в снеге представляет собой важнейший компонент баланса массы, тождественный показателю зимнего баланса. Вследствие этого важно иметь методику для оценки погрешности средней по водосбору высоты снежного покрова.

Под влиянием метеорологических факторов и рельефа местности снежный покров распределяется по поверхности неравномерно. Поэтому количество и расположение точек снегомерной съёмки на исследуемой территории влияют на точность итоговых средних значений высоты снега (Galos et al., 2017). Авторы предпринимают попытку вывести эмпирические закономерности, позволяющие количественно оценить, каким образом схема проведения снегомерной съёмки влияет на погрешность определения среднего по леднику значения высоты снежного покрова. Выявленные закономерности, во-первых, позволяют оптимизировать объёмы и схему будущих полевых работ, т.е. снегомерную съёмку, и, во-вторых, дадут возможность ретроспективно оценить погрешность значений в уже имеющихся многолетних мониторинговых рядах.

Исходная гипотеза исследования заключается в следующем: погрешность среднего по леднику значения высоты снега будет зависеть как от плотности покрытия территории измерениями, так и от показателя неоднородности снежного покрова. В качестве количественной оценки неоднородности предлагается использовать известный показатель – коэффициент вариации снежного покрова ( $C_v$ ). Ожидается, что в результате проверки гипотез будет найдено оптимальное количество точек измерений, выше которого погрешность искомой величины не будет существенно снижаться, и, следовательно, дальнейшее увеличение программы снегомерной съёмки нецелесообразно.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

**Объект изучения и материалы снегомерных съёмок.** Альдегонда ( $77.97^\circ$  с.ш.,  $14.10^\circ$  в.д.) – горнодолинный ледник, расположенный на острове Западный Шпицберген примерно в 10 км к юго-западу от населённого пункта Баренцбург (рис. 1). По состоянию на конец 2019 г. ледник занимал диапазон высот от 140 до 650 м над ур. моря и имел площадь около  $5.3 \text{ км}^2$  (Борисик и др., 2021).

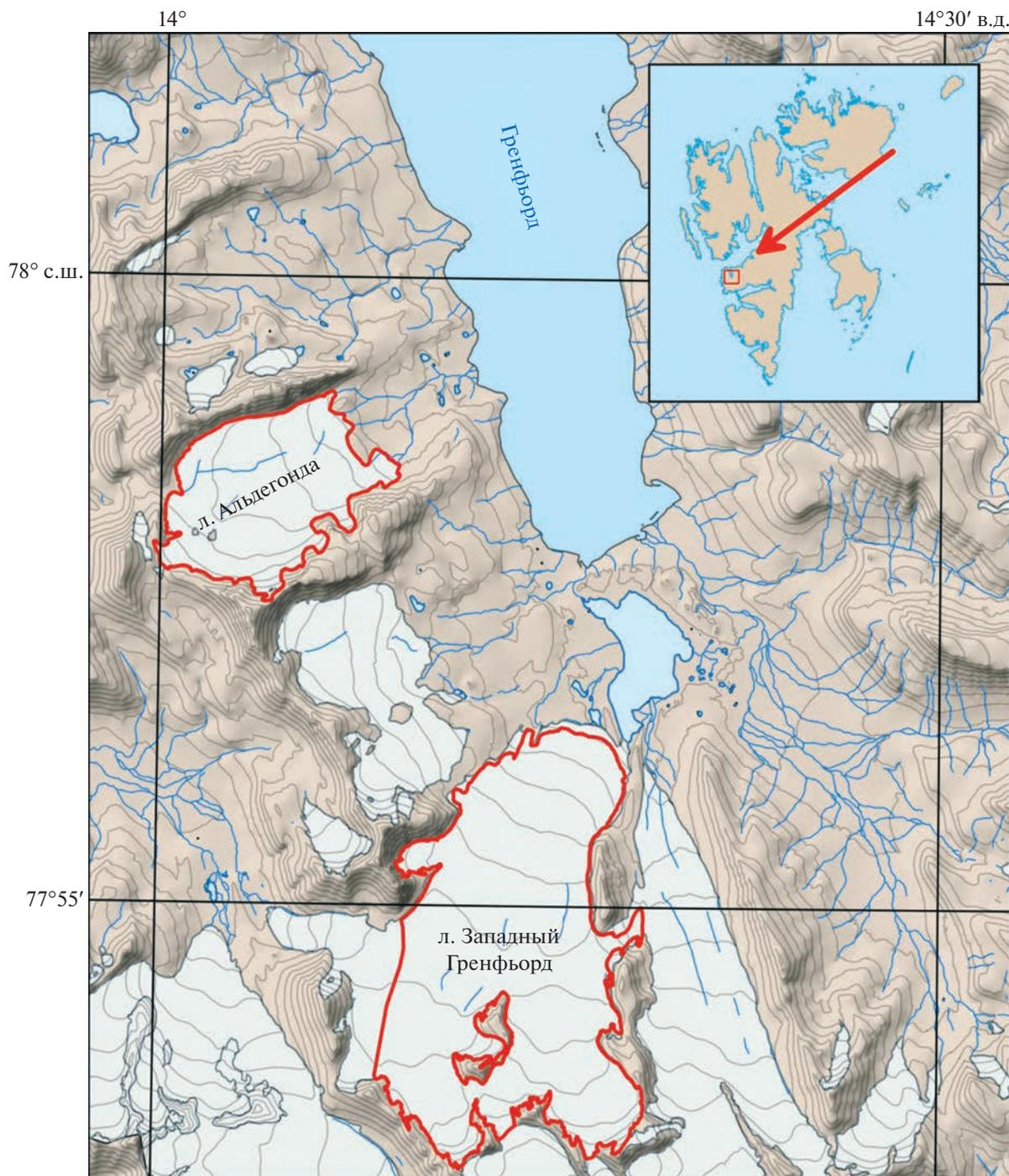
На поверхности ледника и на его морене ежегодно проводятся мониторинговые снегомерные съёмки для определения влагозапаса снежного покрова. Работы выполняются в период максимального снегонакопления, то есть в середине–конце апреля. Методика снегомерных съёмок ос-

новывается на принятых в Росгидромете руководящих документах (Наставление..., 1985; Руководство..., 1991) и представляет собой площадную снегомерную съёмку с квазирегулярной сетью (рис. 2). Точки измерения высоты снежного покрова располагаются в виде шести параллельных линий каждые 400–500 м перпендикулярно основному направлению долины ледника, среднее расстояние между точками в линии составляет 300 м. При технической возможности, измерения высоты снежного покрова также выполнялись вне ледника на его морене, чтобы избежать экстраполяции результатов. Плотность снежного покрова измеряется в шурфах, расположенных в верхней, средней и нижней частях ледника, распределённых равномерно по его ширине. Вместе с измерением плотности производится описание стратификации снежного покрова. Высота снежного покрова в каждой точке измеряется лавинным шупом и соответствует среднему арифметическому из трёх измерений, производимых в радиусе одного метра. Измерение плотности производится интегрально при помощи снегомера ВС-43.

Исходные данные снегомерных съёмок, для которых сохранились точные координаты всех измерений, необходимые для дальнейших расчётов, доступны авторам за шесть балансовых лет, с 2015 по 2021 г. Сезон 2020 г. исключен из расчётов, поскольку в этот год программа полевых работ была существенно сокращена из-за пандемии COVID-19.

Поскольку измерения стандартных снегомерных съёмок достаточно разрежены, для более подробного изучения изменчивости снежного покрова на мелких масштабах, порядка десяти метров, авторами также использованы профили высоты снега, полученные на леднике Альдегонда в 2021 г. с помощью георадара Пикор-Лед (Пикор-2) с центральной частотой 1700 МГц и заявленной точностью измерений 1–2 см. Координатную привязку во время полевых работ выполняли с помощью выносного USB GPS-Glonass приёмника.

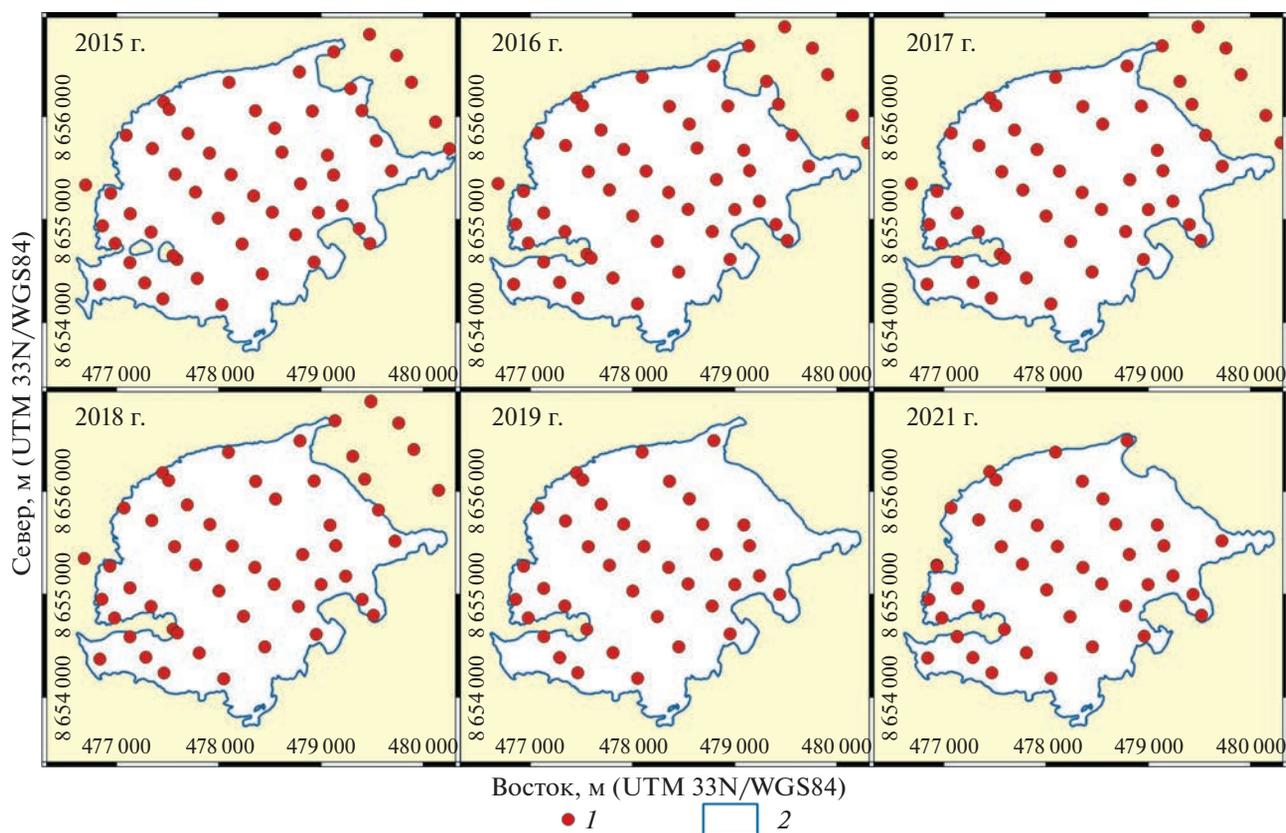
**Оценка погрешности методом бутстрэп.** Бутстрэп – метод непараметрической статистики, применяемый, когда генеральная совокупность исследуемой величины и форма её распределения неизвестны (Efron, 1979). Применительно к задаче данного исследования подобной неизвестной генеральной совокупностью служит реальное распределение высоты снежного покрова по территории, во всей своей детальности. Доступные для анализа точечные измерения высоты снега, получаемые в ходе снегомерных съёмок, представляют собой лишь *выборки*. Метод бутстрэп заключается во многократной генерации случайных псевдовыборок из имеющихся данных измерений



**Рис. 1.** Расположение ледников Альдегонда и Западный Гренфьорд на территории Шпицбергена.  
**Fig. 1.** Location of the Aldegondabreen and the Vestre Grønfjordbreen glaciers on Svalbard.

и исследовании характеристик полученного эмпирического распределения вместо недоступной генеральной совокупности (Шитиков, Розенберг, 2013). Таким образом на множестве псевдовыборок можно оценить разные статистики исследуемой величины: доверительные интервалы, дисперсию, квантили и т.д.

В данной работе алгоритм на основе метода бутстрэп был реализован следующим образом: проведена интерполяция измеренных значений высоты снежного покрова, в результате чего были получены растры, которые далее были приняты за истинное распределение величины; смоделировано проведение снегомерной съёмки по ква-



**Рис. 2.** Схема весенних снегомерных съёмок на леднике Альдегонда в 2015–2021 гг.: 1 – точки измерения высоты снега; 2 – контуры ледника на соответствующий год.

**Fig. 2.** Layout of snow depth measurements on Aldegondabreen in 2015–2021: 1 – snow depth measurement points; 2 – glacier outline.

зирегулярной сетке, с апробацией полученных растров необходимым количеством точек “измерений”. Процесс был повторен тысячу раз, на каждой итерации точки сдвигались на некоторое случайное значение, после чего рассчитывалось среднее по точкам значение высоты снежного покрова; по завершению итеративного процесса опробования, рассчитывалась средняя квадратическая ошибка (далее – СКО) из тысячи приёмов относительно своего “истинного”, полученного по растру значения. Это значение и принималось итоговой случайной погрешностью для данного числа точек снегомерной съёмки; далее, вся процедура повторялась для разного числа измерений и для каждого года, за который имеются полевые данные.

**Пошаговая реализация алгоритма.** 1. В качестве первого шага необходимо интерполировать реальные измерения высоты снега в растры, которые далее будут приниматься за истинные распределения на конкретный год. Выбор размера пикселя для интерполяции растра – дискуссионный вопрос, поскольку реальный масштаб пространственной изменчивости высоты снега может

быть неизвестен. Поскольку наиболее подробные данные о мелкомасштабной изменчивости этой величины, имеющиеся у авторов, имеют пространственную дискретность 10 м, то именно это число и было выбрано в качестве размера пикселя.

2. Чтобы смоделировать снегомерную съёмку с  $n$  точек на водосборе или леднике площадью  $A$ , необходимо распределить точки таким образом, чтобы на каждую приходилось в среднем  $A/n$  единиц площади. Для того, чтобы распределение было равномерным, территорию необходимо разделить на квадраты с размером стороны  $\sqrt{A/n}$ , и поместить точки измерений в центры этих квадратов, получив строго регулярную сетку. В реальности такую схему отбора выдержать едва ли возможно, и измерения выполнялись с некоторым сдвигом относительно идеальной схемы.

3. Далее, точки “измерений” при каждой итерации сдвигаются случайным образом относительно своих центральных позиций. При этом необходимо проконтролировать, чтобы точки гарантированно попадали внутрь “своих” ячеек, тем самым не нарушая регулярности схемы отбора. Одним из возможных путей обеспечить это

является генерация величины сдвига по нормальному распределению, принимая его стандартное отклонение равным  $1/5$  от “радиуса” ячейки, то есть от  $\sqrt{A/n}/2$ . Операция расстановки точек по леднику повторяется тысячу раз.

4. На каждом шаге, во время опробования растров случайными точками, моделируется влияние мелкомасштабной изменчивости снежного покрова, полученное эмпирически по данным георадарной съёмки снежного покрова. Для этого в процесс сэмпинга вносятся незначительные отклонения от значений в ячейках растра, сгенерированные в соответствии с нормальным распределением со стандартным отклонением, полученным непосредственно из данных наблюдений и равным 8 см. Этот шаг необходим, поскольку растры, используемые в качестве “истинных” распределений высоты снега, были получены на основе разреженных данных и отражают реальную картину в сглаженном виде.

5. На каждой из тысячи итераций рассчитывается средняя толщина снега по точкам, как если бы это были результаты реальной снегомерной съёмки. Далее следует оценка того, насколько результат отличается от “истинного” значения — среднего по растру.

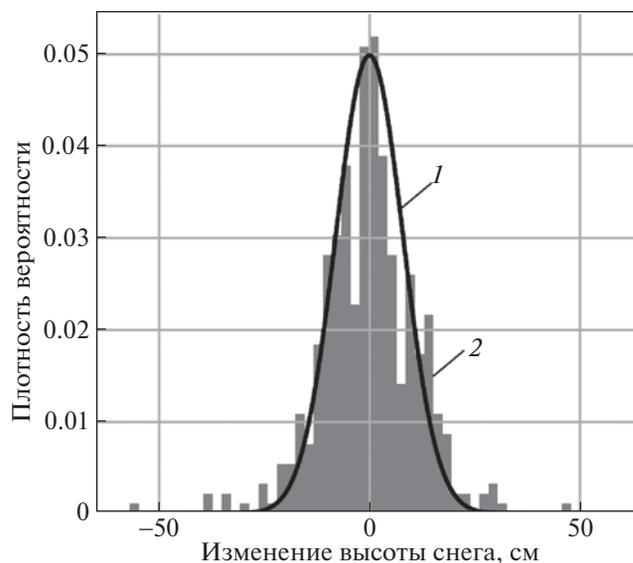
6. Пункты 1–5 повторяются для другого количества точек снегомерной съёмки. Для каждого количества точек рассчитывается СКО из тысячи смоделированных значений относительно растра. Это значение и принимается за случайную погрешность для данного числа точек измерений.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

### *Изменчивость высоты снега в микромасштабе.*

Одним из основных недостатков при применении предложенного подхода оценки погрешности средней высоты снега для ледника Альдегонда является тот факт, что растры “истинного распределения” снежного покрова по леднику были получены на основе сильно разреженных точек снегомерной съёмки, расстояние между которыми составляет 300–500 м. Это означает, что проинтерполированные авторами растры представляют лишь сглаженную картину истинного распределения, и не могут отражать изменчивость высоты снега на мелких масштабах, порядка метров. В то же время, во время итеративного сдвига точек моделируемых “снегомерных съёмок” важно эту изменчивость учесть.

Шаг между точками георадарного профиля на леднике Альдегонда составил в 2021 г. около 10 м, что гораздо детальнее стандартных снегомерных съёмок, однако достаточно большое расстояние между соседними профилями (около 300 м) не позволяет проинтерполировать результаты съёмки для получения подробных растров и использования



**Рис. 3.** Изменчивость высоты снежного покрова на масштабе в 10 м на леднике Альдегонда в 2021 г. (по георадарным данным): 1 – аппроксимация нормальным распределением, 2 – гистограмма реального распределения.

**Fig. 3.** Snow depth variation on the ten-meter distance at the Aldegondabreen in 2021 (radar measurements): 1 – approximation by the normal distribution; 2 – histogram of the in situ data.

их в качестве “истинных” распределений. Тем не менее, георадарная съёмка позволила косвенно учесть мелкомасштабную изменчивость высоты снега: проанализировав, насколько изменяется высота снега от одного измерения в профиле к следующему (т.е. в пределах десятиметрового расстояния), авторы получили гистограмму этой изменчивости (рис. 3). Видно, что изменения высоты снега при движении по профилю могут превышать 50 см по модулю; однако выявленная десятиметровая изменчивость может быть аппроксимирована нормальным распределением с  $\mu = 0$  см и  $\sigma = 8$  см. Именно это распределение и применяется в предложенном алгоритме при сдвиге точек моделируемых “снегомерных съёмок” по растру, размер ячеек которых сделан также равным десяти метрам. Таким образом, к сглаженным растрам применяется шум, моделирующий реальную мелкомасштабную изменчивость снежного покрова.

**Эмпирические кривые погрешности.** Распределение высоты снежного покрова по поверхности ледника Альдегонда в 2015–2021 гг., полученное на основе снегомерных съёмок и использованное для оценки случайной погрешности, показано на рис. 4. Основным результатом применения метода бутстреп к данным мониторинговых измерений на Шпицбергене является набор эмпирических кривых погрешностей снегомерной съёмки,

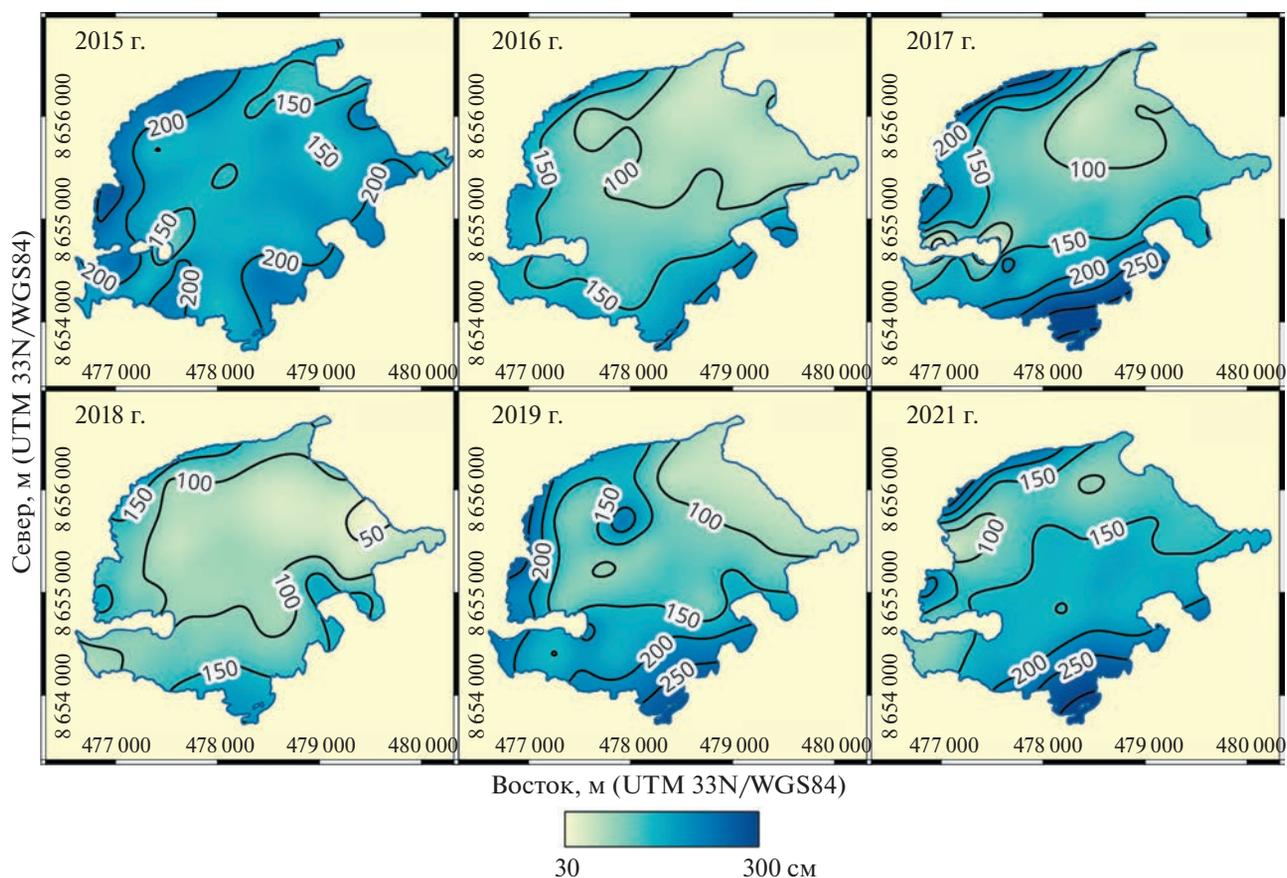


Рис. 4. Высота снежного покрова на леднике Альдегонда по данным снегомерных съёмок 2015–2021 гг.  
 Fig. 4. Snow depth distribution on Aldegondabreen obtained by the snow surveys of 2015–2021.

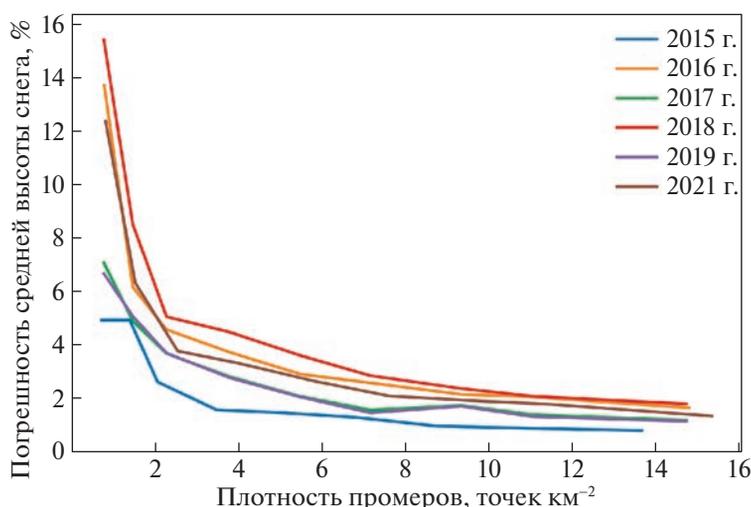
показанный на рис. 5. Видно, что обе исходные гипотезы исследования подтверждаются на практике.

Во-первых, погрешность определения средней высоты снега действительно проявляет зависимость от плотности сетки измерений. На рис. 5 видно, что количество измерений менее 2–3 точек на км<sup>2</sup> приводит к резкому росту неопределённости среднего значения. Следующий заметный перегиб кривых расположен в районе 7–8 точек на км<sup>2</sup>, после чего погрешность уменьшается совсем незначительно. Из этого можно заключить, что оптимальное значение плотности промеров во время снегомерной съёмки лежит в районе 7–8 точек на км<sup>2</sup>, а дальнейшее увеличение этого числа приводит лишь к росту трудоёмкости полевых работ, без существенного снижения итоговой погрешности.

Во-вторых, чем выше коэффициент вариации, опосредующий неоднородность снежного покрова, тем выше оказывается соответствующая кривая погрешности (см. рис. 5 и табл. 1). Отмечено, что такой результат может быть получен только при использовании *относительных* значений

ошибки. На графике можно заметить, что это правило работает не всегда: например, кривая 2018 г. оказывается выше кривой 2016 г., несмотря на чуть меньший коэффициент вариации ( $C_v = 0.30$  против  $C_v = 0.31$ ), что на первый взгляд противоречит исходной гипотезе. Однако значения коэффициентов вариации были рассчитаны на основе фактических измерений, то есть *выборочных*, и разумно предположить, что они также имеют некоторую погрешность. Поэтому *выборочный* коэффициент вариации может как несколько недооценивать, так и переоценивать реальную неоднородность снежного покрова в конкретный год, что и объясняет перестановку кривых местами. В контексте предлагаемого метода оценки погрешности реалистичная оценка неоднородности снежного покрова на основе имеющейся выборки может являться одним из препятствий для выбора подходящей эмпирической кривой, особенно при малом количестве измерений.

В том виде, в котором эмпирические кривые представлены на рис. 5, использовать их для решения практических задач сложно. Полезно не только изобразить кривые в графическом виде,



**Рис. 5.** Эмпирические кривые погрешностей определения средней высоты снежного покрова на леднике Альдегонда в зависимости от плотности сетки измерений.

**Fig. 5.** The empirical curves showing relationship between uncertainty of the mean snow depth on Aldegondabreen and measurement spatial density.

но и аппроксимировать их уравнением, которое позволит рассчитать погрешность средней высоты снега для любого произвольного количества точек измерений и любого коэффициента вариации. По форме полученных эмпирических кривых видно (см. рис. 5), что наилучшим образом для их аппроксимации годится дробно-линейная функция. В качестве такой функции авторами предлагается использовать следующее уравнение:

$$\frac{30 \times C_v}{x} + 5C_v,$$

где  $x$  — плотность промеров высоты снега в точках на км<sup>2</sup>, значения коэффициентов подобраны методом наименьших квадратов по эмпирическим кривым (см. рис. 5), а итоговое значение погрешности будет выражено в процентах относительно средней величины. Пример сглаженных кривых погрешности, рассчитанных на основе уравнения, показан на рис. 6.

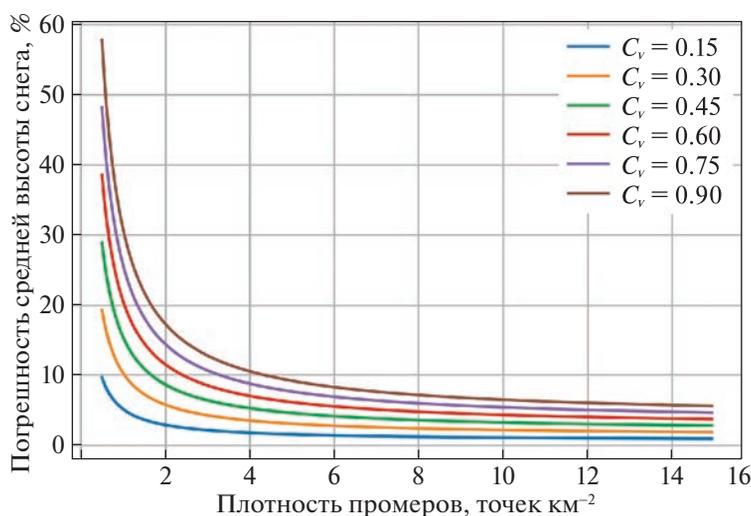
**Источники погрешностей при снегомерных съёмках.** Ранее для оценки точности определения средней высоты снежного покрова предлагалось несколько различных подходов, начиная от наиболее примитивных, когда за погрешность принимается среднее квадратическое отклонение в выборке (Belart et al., 2017). Проводились и более сложные эксперименты с полевыми работами, которые включали сравнение данных, полученных по разным маршрутам снегомерной съёмки, а также разными исполнителями на одном маршруте (Pulwiczki et al., 2018). Кроме того, в гляциологии применялся и сам метод бутстрэп, но для определения оптимального количества и расположения абляционных реек, устанавливаемых на

ледниках с целью измерений их таяния (Fountain, Vecchia, 1999; Galos et al., 2017).

Разные методы оценки погрешности высоты снежного покрова учитывают разные их источники. Наиболее очевидный источник ошибки — случайная погрешность единичного измерения высоты снега, возникающая в результате наклона или изгиба лавинного шупа. Поскольку при снегомерных работах измерения в одной и той же точке обычно проводятся в несколько приёмов, эта составляющая итоговой погрешности может быть довольно проста оценена на основе натуральных данных. Обзор показывает, что величина этой ошибки составляет не более 2–3 см (Zemp et al., 2013). Это гораздо меньше, чем погрешность, возникающая из-за неоднородного распределения снежного покрова по земной поверхности и зависящая от количества и расположения точек измерений. Так, по данным (Andreassen et al., 2016), эта погрешность может составлять 2–3 де-

**Таблица 1.** Основные параметры снежного покрова на леднике Альдегонда по данным снегомерных съёмок 2015–2021 гг.

Год	Средняя высота снега, см	Коэффициент вариации
2015	182	0.15
2016	120	0.31
2017	290	0.21
2018	105	0.30
2019	283	0.21
2021	161	0.27



**Рис. 6.** Пример расчёта погрешностей определения средней высоты снежного покрова по предложенному эмпирическому уравнению.

**Fig. 6.** The example of uncertainties of the mean snow depth computed from the proposed equation.

циметра, что на порядок выше ошибки точечного измерения. Это подтверждается и результатами нашего исследования.

Отметим, что в данном исследовании никак не учитывается возможная *систематическая* составляющая погрешности. Источников подобных ошибок может быть несколько. Прежде всего, к ним можно отнести особенности распределения снега на поверхностях с большим уклоном, где провести натурные измерения зачастую сложно или вовсе невозможно из-за трудностей передвижения. Одновременно с этим из-за эффектов ветрового или лавинного перераспределения высота снега на этих частях водосборов может значительно отличаться от своей средней величины, оставаясь при этом непроверенной. Кроме того, при наличии ледяных корок внутри снежной толщи, они могут быть ошибочно приняты исполнителем за поверхность земли, систематически уменьшая измеренную высоту снежного покрова (Zemp et al., 2013). Шурфы позволяют изучить стратиграфию снежного покрова и уменьшить возможность возникновения подобных ошибок, но полностью их исключить, очевидно, нельзя. Невозможность учесть систематическую составляющую ошибки является принципиальным ограничением применяемого нами статистического метода, что необходимо учитывать при оценке итоговой погрешности на основе его результатов. Более того, несмотря на то, что плотность промеров на единицу площади, необходимая для расчётов погрешности по уравнению, может быть рассчитана при любом расположении точек измерений на водосборе, необходимо помнить, что эмпирические кривые были получены

для квазирегулярной сетки и вряд ли могут быть применимы для маршрутных съёмок.

**Пример применения.** В качестве примера практического применения результатов данного исследования, оценим погрешность средней высоты снежного покрова на леднике Западный Грэнфьорд, который расположен примерно в 5 км к югу от ледника Альдегонда, — здесь также выполняется масс-балансовый мониторинг. Ранее, в статье (Terekhov et al., 2021) для этой цели был использован наиболее примитивный подход, когда за погрешность принимается среднее квадратическое отклонение высоты снежного покрова по выборке. В табл. 2 приведено сравнение такого подхода с оценкой погрешности на основе эмпирического уравнения. Видно, что, с одной стороны, предыдущий использованный метод значительно переоценивает погрешность среднего значения высоты снега, а с другой, в год с наименьшим количеством измерений (2019/20 г.) он даёт значительно более низкую оценку, чем для остальных лет с большим количеством измерений, в то время как результаты, полученные на основе уравнения, более логичны, поскольку погрешность результата растёт с уменьшением количества точек.

**Репрезентативность полученных результатов.** Авторы полагают, что полученная методом бутстрэп эмпирическая формула может быть применима для любых ледников Шпицбергена. Основным доводом служит тот факт, что используемый в формуле коэффициент вариации снежного покрова косвенно отражает влияние на процесс снегонакопления как метеорологических факторов в конкретный год, так и особенностей рельефа на конкретном водосборе. Однако проверка

**Таблица 2.** Пример оценки погрешности средней высоты снежного покрова на основе предложенной эмпирической формулы для ледника Западный Грэнфьорд (Шпицберген) и выборки среднеквадратичного отклонения

Балансовый год	Количество измерений, точек (плотность промеров, число точек км <sup>-2</sup> )	$C_v$	Средняя по леднику высота снега, см	Погрешность среднего, определённая как СКО выборки, см (%)	Погрешность среднего, определённая по уравнению (1), см (%)
2013/14	124 (7.6)	0.18	182	52 (29)	3 (2)
2014/15	89 (5.4)	0.28	181	50 (28)	5 (3)
2015/16	89 (5.4)	0.42	113	47 (42)	5 (4)
2016/17	88 (5.4)	0.29	160	46 (29)	5 (3)
2017/18	89 (5.4)	0.34	113	38 (34)	4 (4)
2018/19	58 (3.5)	0.52	138	72 (52)	10 (7)
2019/20	23 (1.4)	0.26	137	36 (26)	9 (7)

этого предположения требует дальнейших исследований.

Поскольку формула не позволяет оценить систематическую составляющую погрешности, её с осторожностью следует применять, например, на ледниках, расположенных выше снеговой линии, где может возникнуть ошибка в определении поверхности предыдущего лета. Кроме того, отметим, что формула была получена для *площадных* снегомерных съёмок, проводимых по квазирегулярной сетке, и не применима для маршрутных измерений.

## ВЫВОДЫ

На основе статистического метода бутстрэп и данных натурных измерений в окрестностях населённого пункта Баренцбург (Шпицберген) авторами был получен набор эмпирических кривых, позволяющих оценить погрешность средней по леднику Альдегонда величины высоты снега. Показано, что случайная ошибка среднего значения будет зависеть от плотности измерений на единицу площади и от коэффициента вариации снежного покрова. Минимальное пороговое количество измерений, ниже которого неопределённость среднего показателя вырастает стремительно, составляет 2–3 точки на км<sup>2</sup>, а при плотности сетки промеров более 7–8 точек на км<sup>2</sup> погрешность практически не снижается. С практической точки зрения это означает, что плотность сетки в 7–8 точек на 1 км<sup>2</sup> оптимальна при проведении снегомерных съёмок на ледниках в районе Баренцбурга.

Чтобы на основе полученных кривых было возможно рассчитывать погрешность для любого произвольного количества точек снегомерной съёмки и коэффициента вариации, они были аппроксимированы уравнением. Однако насколько хорошо полученные кривые описывают погреш-

ность высоты снежного покрова для других ледников, отличающихся от Альдегонды по размеру и морфологии, требует дальнейшей проверки. Принципиальные ограничения предложенного метода таковы: отсутствие учёта систематических ошибок, связанных с недостаточным опробованием тех частей водосбора, где возможно значительное отклонение высоты снега от средней величины; метод годится только для площадных съёмок, а при практическом его применении для малого количества измерений, проблемой может стать реалистичный расчёт коэффициента вариации.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность участникам Российской арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (ААНИИ) за предоставленное оборудование, помощь в организации и проведении полевых работ.

Исследование выполнено в рамках темы 5.1.4 Плана НИТР Росгидромета на 2020–2024 гг. “Мониторинг состояния и загрязнения природной среды, включая криосферу, в Арктическом бассейне и районах научно-исследовательского стационара “Ледовая база Мыс Баранова”, Гидрометеорологической обсерватории Тикси и Российского научного центра на архипелаге Шпицберген”.

**Acknowledgements.** The authors are grateful to the Russian Arctic Expedition on Svalbard (Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia) for providing logistics, equipment and for helping to carry out the field studies.

This study was funded under Project 5.1.4, “Monitoring of State and Pollution of the Environment, Including the Cryosphere, in the Arctic Basin and in the Area of Scientific Station Ice Base Cape Baranov, Hydrometeorological Observatory of Tiksi and Russian Scientific Centre on Spitsbergen”, within the Plan NITR of Roshydromet 2020–24.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисик А.Л., Новиков А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Веркулич С.Р. Структура 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.
- Василевич И.И., Чернов Р.А. К оценке снегозапасов в русловых врезках методом георадиолокации на территории Арктического региона // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 1. С. 5–15.
- Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Черняков Г.А. Толщина снежного покрова на леднике Восточный Гренфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 5–20.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20>
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Метеорологические наблюдения на станциях. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 301 с.
- РД 52.25.261–90. Руководство по снегомерным работам в горах. М.: Роскомгидромет СССР, 1991. 127 с.
- 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.
- Шутиков В.К., Розенберг Г.С. Рандомизация и бутстреп: статистический анализ в биологии и экологии с использованием R. Тольятти: Кассандра, 2013. 314 с.
- Andreassen L.M., Elvehøy H., Kjølmoen B., Engeset R.V. Reanalysis of long-term series of glaciological and geodetic mass balance for 10 Norwegian glaciers // The Cryosphere. 2016. V. 10. № 2. P. 535–552.  
<https://doi.org/10.5194/tc-10-535-2016>
- Belart J.M.C., Berthier E., Magnússon E., Anderson L.S., Pálsson F., Thorsteinsson T., Howat I.M., Aðalgeirsdóttir G., Jóhannesson T., Jarosch A.H. Winter mass balance of Drangajökull ice cap (NW Iceland) derived from satellite sub-meter stereo images // The Cryosphere. 2017. V. 11. № 3. P. 1501–1517.  
<https://doi.org/10.5194/tc-11-1501-2017>
- Brucker L., Markus T. Arctic-scale assessment of satellite passive microwave-derived snow depth on sea ice using Operation IceBridge airborne data // Journ. of Geophys. Research: Oceans. 2013. V. 118. № 6. P. 2892–2905.
- Dai L., Che T., Zhang Y., Ren Z., Tan J., Akynbekkyzy M., Xiao L., Zhou S., Yan Y., Liu Y., Li H., Wang L. Microwave radiometry experiment for snow in Altay, China: time series of in situ data for electromagnetic and physical features of snowpack // Earth System Science Data. 2022. V. 14. № 8. P. 3509–3530.  
<https://doi.org/10.5194/essd-14-3509-2022>
- Efron B. Bootstrap methods: another look at the jackknife // The Annals of Statistics. 1979. V. 7. № 1. P. 1–26.
- Fountain A.G., Vecchia A. How many stakes are required to measure the mass balance of a glacier? // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. 1999. V. 81. № 4. P. 563–573.  
<https://doi.org/10.1111/1468-0459.00084>
- Førland E.J., Hanssen-Bauer I. Increased precipitation in the Norwegian Arctic: true or false? // Climatic Change. 2000. V. 46. № 4. P. 485–509.  
<https://doi.org/10.1023/A:1005613304674>
- Galos S.P., Klug C., Maussion F., Covi F., Nicholson L., Rieg L., Gurgiser W., Mölg T., Kaser G. Reanalysis of a 10-year record (2004–2013) of seasonal mass balances at Langenferner/Vedretta Lunga, Ortler Alps, Italy // The Cryosphere. 2017. V. 11. № 3. P. 1417–1439.  
<https://doi.org/10.5194/tc-11-1417-2017>
- Hagen J.O., Liestøl O. Long-term glacier mass-balance investigations in Svalbard, 1950–88 // Annals of Glaciology. 1990. V. 14. P. 102–106.  
<https://doi.org/10.3189/S0260305500008351>
- Hanssen-Bauer I., Førland E.J., Hisdal H., Mayer S., Sandø A.B., Sorteberg A. Climate in Svalbard 2100 – a knowledge base for climate adaptation. NCSS report M-1242. Norwegian Environment Agency (Miljødirektoratet). 2019. 208 p.
- Isaksen K., Nordli Ø., Ivanov B., Koltzow M.A.Ø., Aaboe S., Gjeltén H.M., Mezghani A., Eastwood S., Førland E., Benestad R.E., et al. Exceptional warming over the Barents area // Scientific reports. 2022. V. 12. № 1. P. 1–18.  
<https://doi.org/10.1038/s41598-022-13568-5>
- Kelly R. The AMSR-E snow depth algorithm: Description and initial results // Journ. of the Remote Sensing Society of Japan. 2009. V. 29. № 1. P. 307–317.
- Nowak A., Hodgkins R., Nikulina A., Osuch M., Wawrzyniak T., Kavan J., Łepkowska E., Majerska M., Romashova K., Vasilevich I., Sobota I., Rachlewicz G. From land to fjords: The review of Svalbard hydrology from 1970 to 2019 // The State of Environmental Science in Svalbard. 2021. P. 177–201.  
<https://doi.org/10.5281/zenodo.4294063>
- Pulwiczki A., Flowers G., Radić V., Bingham D. Estimating winter balance and its uncertainty from direct measurements of snow depth and density on alpine glaciers // Journ. of Glaciology. 2018. V. 64. № 247. P. 781–795.  
<https://doi.org/10.1017/jog.2018.68>
- Terekhov A.V., Verkulich S.R., Borisik A.L., Demidov V.E., Prokhorova U.V., Romashova K.V., Anisimov M.A., Sidorova O.R., Tarasov G. Mass balance, ice volume, and flow velocity of the Vestre Grøn fjordbreen (Svalbard) from 2013/14 to 2019/20 // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2022. V. 54. № 1. P. 584–602.  
<https://doi.org/10.1080/15230430.2022.2150122>
- Urazgildeeva A.V., Sviashchennikov P.N., Ivanov B.V., Isaksen K., Førland E.J., Brkkan R. Comparative analysis of Russian and Norwegian precipitation gauges, measurements in Barentsburg, Western Spitsbergen // Czech Polar Reports. 2017. V. 7. № 1. P. 45–51.
- Zemp M., Thibert E., Huss M., Stumm D., Rolstad Denby C., Nuth C., Nussbaumer S.U., Moholdt G., Mercer A., Mayer C., Joerg P.C., Jansson P., Hynek B., Fischer A., Escher-Vetter H., Elvehøy H., Andreassen L.M. Reanalysing glacier mass balance measurement series // The Cryosphere. 2013. V. 7. № 4. P. 1227–1245.  
<https://doi.org/10.5194/tc-7-1227-2013>

Citation: Terekhov A.V., Vasilevich I.I., Prokhorova U.V. Uncertainty assessment for mean snow cover depth derived from direct measurements on Aldegondabreen glacier (Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3). 357–368 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423030122

## Uncertainty Assessment for Mean Snow Cover Depth Derived from Direct Measurements on Aldegondabreen Glacier (Svalbard)

A. V. Terekhov<sup>a,#</sup>, I. I. Vasilevich<sup>a</sup>, and U.V. Prokhorova<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

<sup>#</sup>e-mail: antonvterekhov@gmail.com

Received March 27, 2022; revised May 5, 2023; accepted June 27, 2023

This study introduces an empirical equation allowing to estimate an uncertainty of area-averaged snow depth on the Aldegondabreen Glacier, computed from standard snow surveys and made by an avalanche probe or by similar equipment. The two-decade history of the ongoing mass-balance monitoring program on this glacier shows that the methodology of field work on snow-measuring survey varies somewhat from year to year: the number and location of measurement points change. To identify and quantify long-term trends and variations in snow cover, it is crucial to assess the inter-comparability of the data in the obtained measurement series. The proposed equation was intended to solve this task basing on the collected data only, allowing to estimate the uncertainty even retrospectively. To build this equation, we applied a bootstrap statistical approach to the results of snow surveys carried out in Svalbard in 2015–2021. After interpolating the field measurements, obtained rasters were sampled sequentially with different numbers of points, simulating the real snow survey. The points were initially located in a form of a quasiregular grid and then randomly shifted between the iterations. After a thousand simulations for each number of points, the standard deviations were calculated relative to the “true” values, derived from corresponding rasters. These standard deviations, which we admit to be a random error of the area-averaged snow depth value, expectedly decrease with the number of sampling points and increase with the coefficient of variation ( $C_v$ ). The well-known  $C_v$  index indirectly characterizes the irregularity of snow cover. After approximating the bootstrap results, the authors derived an equation that yields a relative error. The equation includes only two predictors which are the probing density per area unit and the  $C_v$ , which potentially allows using it for the other glaciers. However, the universality of the empirically obtained coefficients is debatable, since they may vary due to a glacier size, its morphology and other parameters.

**Keywords:** snow survey, uncertainty estimation, bootstrap, snow depth, Svalbard, Arctic

### REFERENCES

- Borisik A.L., Novikov A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Verkulich S.R. Structure and dynamics of Aldegondabreen, Spitsbergen, according to repeated GPR surveys in 1999, 2018 and 2019. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (1): 26–37 [In Russian].
- Vasilevich I.I., Chernov A.A. Estimation of Snow Reserves in Watercourses in the Arctic Region. *Problemi Arktiki i Antarktiki. Arctic and Antarctic Research*. 2018, 64 (1): 5–15 [In Russian].
- Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A., Cherniakov G.A. Snow thickness on Austre Grønfyordbreen, Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (1): 5–20 [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20>
- Nastavlenie gidrometeorologicheskim stantsiyam i postam. Guidelines for hydrometeorological stations and gauges. V. 3. Pt. 1. Weather observations at the stations. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 301 p. [In Russian].
- RD 52.25.261-90 *Rukovodstvo po snegomernim rabotam v gorakh*. Manual for snow surveys in the mountains. Moscow: Roskomgidromet SSSR, 1991: 127 p. [In Russian].
- Romashova K.V., Chernov R.A., Vasilevich I.I. Study of the glacial flow of rivers in the Grønfyord bay basin (Western Svalbard). *Problemi Arktiki i Antarktiki. Arctic and Antarctic Research*. 2019, 65 (1): 34–45 [In Russian].
- Shitikov V.K., Rosenberg G.S. *Randomizatsiya i butstrep: statisticheskiy analiz v biologii i ekologii s ispol'zovaniem R*. Randomization and bootstrap: statistical analysis in biology and ecology using the R. Tolyatti: Cassandra, 2013: 314 p. [In Russian].
- Andreassen L.M., Elvehøy H., Kjølmoen B., Engeset R.V. Reanalysis of long-term series of glaciological and geodetic mass balance for 10 Norwegian glaciers. *The Cryosphere*. 2016, 10 (2): 535–552. <https://doi.org/10.5194/tc-10-535-2016>

- Belart J.M.C., Berthier E., Magnússon E., Anderson L.S., Pálsson F., Thorsteinsson T., Howat I.M., Aðalgeirsdóttir G., Jóhannesson T., Jarosch A.H.* Winter mass balance of Drangajökull ice cap (NW Iceland) derived from satellite sub-meter stereo images. *The Cryosphere*. 2017, 11 (3): 1501–1517.  
<https://doi.org/10.5194/tc-11-1501-2017>
- Brucker L., Markus T.* Arctic-scale assessment of satellite passive microwave-derived snow depth on sea ice using Operation IceBridge airborne data. *Journ. of Geophysical Research: Oceans*. 2013, 118 (6): 2892–2905.
- Dai L., Che T., Zhang Y., Ren Z., Tan J., Akynbekkyzy M., Xiao L., Zhou S., Yan Y., Liu Y., Li H., Wang L.* Microwave radiometry experiment for snow in Altay, China: time series of in situ data for electromagnetic and physical features of snowpack. *Earth System Science Data*. 2022, 14 (8): 3509–3530.  
<https://doi.org/10.5194/essd-14-3509-2022>
- Efron B.* Bootstrap methods: another look at the jackknife. *The Annals of Statistics*. 1979, 7 (1): 1–26.
- Fountain A.G., Vecchia A.* How many stakes are required to measure the mass balance of a glacier? *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 1999, 81 (4): 563–573.  
<https://doi.org/10.1111/1468-0459.00084>
- Førland E.J., Hanssen-Bauer I.* Increased precipitation in the Norwegian Arctic: true or false? *Climatic change*. 2000, 46 (4): 485–509.  
<https://doi.org/10.1023/A:1005613304674>
- Galos S.P., Klug C., Maussion F., Covi F., Nicholson L., Rieg L., Gurgiser W., Mölg T., Kaser G.* Reanalysis of a 10-year record (2004–2013) of seasonal mass balances at Langenferner/Vedretta Lunga, Ortler Alps, Italy. *The Cryosphere*. 2017, 11 (3): 1417–1439.  
<https://doi.org/10.5194/tc-11-1417-2017>
- Hagen J.O., Liestøl O.* Long-term glacier mass-balance investigations in Svalbard, 1950–88. *Annals of Glaciology*. 1990, 14: 102–106.  
<https://doi.org/10.3189/S0260305500008351>
- Hanssen-Bauer I., Førland E.J., Hisdal H., Mayer S., Sandø A.B., Sorteberg A.* Climate in Svalbard 2100 – a knowledge base for climate adaptation. NCSS report M-1242. Norwegian Environment Agency (Miljødirektoratet). 2019: 208 p.
- Isaksen K., Nordli Ø., Ivanov B., Koltzow M.A.Ø., Aaboe S., Gjelten H.M., Mezghani A., Eastwood S., Førland E., Benestad R.E., et al.* Exceptional warming over the Barents area. *Scientific reports*. 2022, 12 (1): 1–18.  
<https://doi.org/10.1038/s41598-022-13568-5>
- Kelly R.* The AMSR-E snow depth algorithm: Description and initial results. *Journ. of the Remote Sensing Society of Japan*. 2009, 29 (1): 307–317.
- Nowak A., Hodgkins R., Nikulina A., Osuch M., Wawrzyniak T., Kavan J., Łepkowska E., Majerska M., Romashova K., Vasilevich I., Sobota I., Rachlewicz G.* From land to fjords: The review of Svalbard hydrology from 1970 to 2019. *The State of Environmental Science in Svalbard*. 2021: 177–201.  
<https://doi.org/10.5281/zenodo.4294063>
- Pulwiczki A., Flowers G., Radić V., Bingham D.* Estimating winter balance and its uncertainty from direct measurements of snow depth and density on alpine glaciers. *Journ. of Glaciology*. 2018, 64 (247): 781–795.  
<https://doi.org/10.1017/jog.2018.68>
- Terekhov A.V., Verkulich S.R., Borisik A.L., Demidov V.E., Prokhorova U.V., Romashova K.V., Anisimov M.A., Sidorova O.R., Tarasov G.* Mass balance, ice volume, and flow velocity of the Vestre Grønfjordbreen (Svalbard) from 2013/14 to 2019/20. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2022, 54 (1): 584–602.  
<https://doi.org/10.1080/15230430.2022.2150122>
- Urazgildeeva A.V., Sviashchennikov P.N., Ivanov B.V., Isaksen K., Førland E.J., Brkkan R.* Comparative analysis of Russian and Norwegian precipitation gauges, measurements in Barentsburg, Western Spitsbergen. *Czech Polar Reports*. 2017, 7 (1): 45–51.
- Zemp M., Thibert E., Huss M., Stumm D., Rolstad Denby C., Nuth C., Nussbaumer S.U., Moholdt G., Mercer A., Mayer C., Joerg P.C., Jansson P., Hynek B., Fischer A., Escher-Vetter H., Elvehøy H., Andreassen L.M.* Reanalysing glacier mass balance measurement series. *The Cryosphere*. 2013, 7 (4): 1227–1245.  
<https://doi.org/10.5194/tc-7-1227-2013>

УДК 551.582

## ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И СНЕЖНОГО ПОКРОВА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ГОРНОЛЫЖНЫХ КУОРТОВ РОССИИ В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

© 2023 г. В. В. Виноградова<sup>1,2,\*</sup>, Т. Б. Титкова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Национальный исследовательский университет “Высшая школа экономики”, Москва, Россия

\*e-mail: vvvinog@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.12.2022 г.

После доработки 21.04.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

Проведено исследование характеристик снежного покрова на горнолыжных курортах по данным реанализа ERA5-Land. Выполнено сравнение характеристик снежного покрова, осадков и температуры по данным реанализа и метеосети. В условиях современного климата средняя и максимальная высота снежного покрова на всех курортах достаточна для их функционирования, но на большинстве курортов наблюдается уменьшение высоты снежного покрова.

**Ключевые слова:** снежный покров, климатические параметры, реанализ, горнолыжный туризм, правило 100 дней, оптимальный лыжный день

**DOI:** 10.31857/S2076673423030134, **EDN:** PMOMPA

### ВВЕДЕНИЕ

Горы покрывают около 30% суши на Земле (не считая Антарктиды) и являются одной из важных сфер деятельности человечества (IPCC, 2019). Изменение климата в горах было рассмотрено в SROCC (Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate), где показано общее уменьшение снежного покрова на малых высотах, ледниках и вечной мерзлоте. Продолжительность залегания снежного покрова сократилась почти во всех регионах, в среднем на 5 дней за десятилетие. Высота и площадь снежного покрова на малых высотах также уменьшились, хотя межгодовые колебания велики. По прогнозам, снежный покров и ледники продолжат сокращаться почти во всех регионах в XXI веке независимо от сценариев изменения климата (IPCC, 2019).

Развитие горнолыжного туризма в России поддерживается на государственном уровне, но в мировом объёме индустрии горнолыжного спорта доля России составляет только 2%, хотя её потенциал оценивается достаточно высоко (Третий оценочный..., 2022). Климатические изменения не могут не затрагивать развитие зимнего горнолыжного туризма и резилиентность горнолыжных курортов к климатическим изменениям. Термин “резилиентность” в контексте климатических исследований понимается как резилиентность к изменениям климата. Под определением

резилиентности понимаются поглощающая, адаптивная и трансформирующая способности системы, каждая из которых вносит свой вклад в резилиентность к климатическим изменениям. Поскольку на развитие горнолыжных курортов влияют как климатические, так и социальные факторы, оценка их резилиентности может учитывать положительные последствия изменений климата (например, уменьшение количества дней с сильным морозом), а также рассматривать климатические риски (например, уменьшение высоты снежного покрова), что предусматривает мониторинг климатических изменений и процессов адаптации к ним (например, использование искусственного оснежения).

В горных районах южного макросклона Большого Кавказа в ближайшие десятилетия расчётное количество твёрдых осадков может уменьшиться на 25–30%, максимальная декадная высота снежного покрова к 2041–2050 гг. уменьшится на 29–35%, а количество дней со снегом — на 35–40% (Сократов и др., 2014). Эти изменения оказывают существенное влияние на функционирование горнолыжных курортов, особенно если они расположены в районах с относительно высокими температурами воздуха в зимний период или в регионах с небольшим количеством снега.

Как было показано в (Титкова, Виноградова, 2017; Титкова и др., 2017), сроки установления и

схода снежного покрова, продолжительность его залегания, а также тренды изменения этих характеристик имеют значительные региональные особенности. Наличие и продолжительность залегания снежного покрова — определяющие факторы существования и развития горнолыжных курортов. Поэтому для оценки сектора горнолыжного туризма используются различные показатели и индексы, тесно связанные с характеристиками снежного покрова. Одним из них является правило 100 дней (Witmer, 1986) надёжности естественного снега (Abegg, 1996). Это правило говорит о том, что климатическая пригодность (и экономическая целесообразность, которая также зависит от наличия и стоимости инфраструктуры, транспортной доступности, всесезонности и др.) для горнолыжных зон или курортов возможна только при наличии минимум 100 дней за сезон с толщиной снежного покрова не менее 30 см. Также используется еще один вариант правила 100 дней: “Горнолыжный курорт можно считать снежно-надёжным, если в течение 7 из 10 зим имеется достаточный снежный покров толщиной не менее 30–50 см для катания на лыжах в течение не менее 100 дней с 1 декабря по 15 апреля” (Abegg et al., 2021). Различные варианты правила 100 дней используются для горнолыжных курортов всего мира: на французских горнолыжных курортах для обеспечения прибыльности инвестиций необходимы 120 снежных дней (Barbier, 1978), в Швейцарии — 100 дней за сезон со снежным покровом достаточной толщины (Witmer, 1986), в Австралии — минимум 60–70 дней (Galloway, 1988), а в Северной Америке — не менее 100 (на Востоке) или 120 дней (на Западе) (Mieczkowski, 1990).

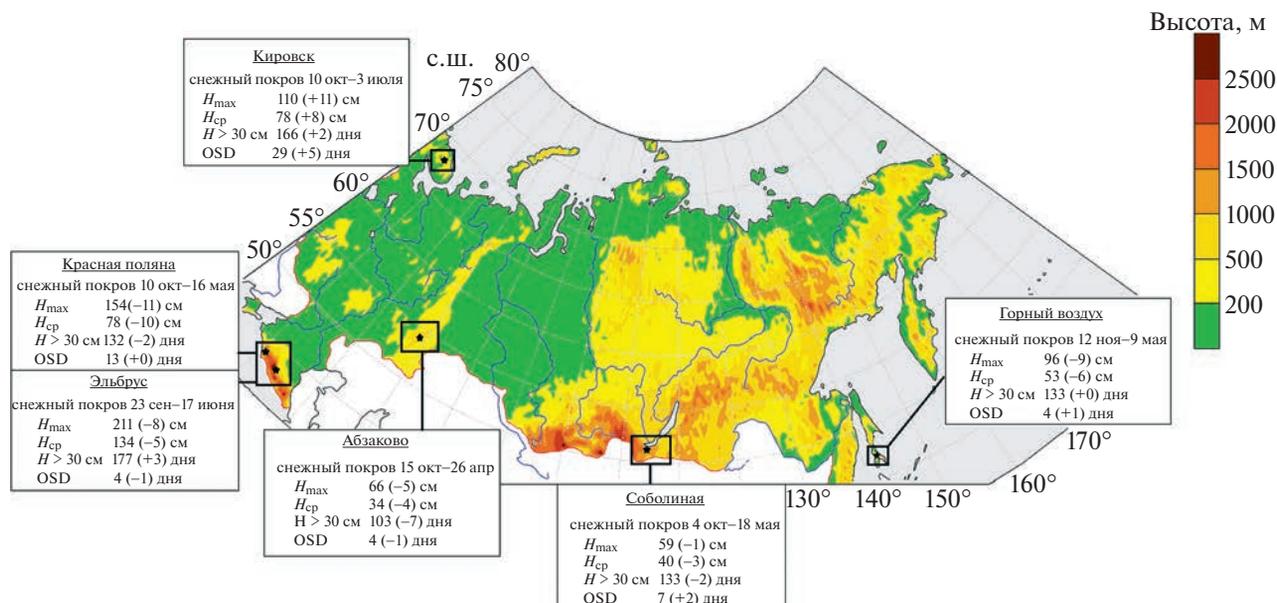
Помимо показателей глубины и продолжительности залегания снежного покрова, другие климатические переменные играют дополнительную роль в оценке условий катания на лыжах. Berghammer и Schmude (2014), например, назвали “оптимальным лыжным днём” (Optimal Ski Day, OSD) день без осадков с температурой воздуха от  $-5$  до  $+5^{\circ}\text{C}$ , с более чем 5 часами солнечного света и скоростью ветра менее 10 м/с, в дополнение к минимальной высоте снега 30 см на склонах и белоснежным пейзажам в окрестностях. Для того, чтобы лыжный день был классифицирован как OSD, все эти шесть климатических условий должны соблюдаться одновременно для всей зоны катания.

Климатические индексы также можно использовать для характеристики горнолыжных курортов, поскольку они суммируют метеорологические переменные, такие как температура, осадки, влажность, давление и ветер, в классифицированные пространственно-временные значения, которые важны для различных физических характеристик и человека (Demiroglu et al., 2021). В частности, был предложен Модифицирован-

ный климатический индекс туризма (MCIT) (Yu et al., 2009a, 2009b) для горнолыжного курорта Аляски, который представляет собой комбинацию четырёх подындексов: воспринимаемой температуры (измеренной в соответствии с охлаждением ветром), скорости ветра, видимости и текущей погоды (по коду Всемирной метеорологической организации). В работе (Demiroglu et al., 2021) предложен Ski Climate Index (SCI), который определяется надёжностью снега (SR) и неснежными компонентами, связанными с эстетикой и комфортом (AC), такими как солнечный свет, ветер, температура и влажность.

В работе (Abegg et al., 2021) разработан и апробирован на альпийских горнолыжных курортах перечень показателей для использования в горнолыжном туризме: снежные дни (число дней с высотой снега минимум  $x$  см); начало снежного сезона (первая дата самого продолжительного непрерывного периода с высотой снега минимум  $x$  см); конец снежного сезона (последняя дата самого продолжительного непрерывного периода с высотой снега минимум  $x$  см); ключевой период (количество дней с высотой снега минимум  $x$  см в течение экономически критического ключевого периода); возможности оснежения (количество часов с температурой по влажному термометру ниже  $x^{\circ}\text{C}$ ).

В настоящее время всё большее количество горнолыжных зон оборудовано снежными пушками, а искусственное оснежение является важной частью эксплуатации горнолыжного курорта, однако расходы на оборудование и адаптационные меры могут увеличить цену пребывания туристов на горнолыжном курорте. В (Berard-Chenu et al., 2021) статистически показано, что оснежение стало второй статьёй инвестиций для горнолыжных курортов, независимо от их высоты или размеров. В работе (Falk, Lin, 2021) подчёркивается, что в последнее время степень зависимости между высотой снежного покрова и количеством ночёвок со временем уменьшается в связи с использованием искусственного снега. В результате снежные дни, продолжительность сезона, правило 100 дней стало можно рассчитать как для естественного, так и для искусственного снега. Однако искусственное оснежение делает более важными технические, инфраструктурные и эксплуатационные аспекты. В работе (Rixen et al., 2011) количество дней с потенциальным оснежением рассчитывается как число дней с температурой точки росы  $\leq -4^{\circ}\text{C}$ . При этом (Demiroglu et al., 2021) отмечают, что в районах с более высокой относительной влажностью требуются более низкие температуры и используют в качестве порогового значения температуру по влажному термометру (WBT)  $-7^{\circ}\text{C}$  для правильной оценки оснежения.



**Рис. 1.** Локализация и характеристики снежного покрова и их изменение между 2011–2020 и 2000–2010 гг. (в скобках) на горнолыжных курортах России на карте рельефа России:  $H_{max}$  – максимальная высота снежного покрова (см);  $H_{cp}$  – средняя высота снежного покрова (см);  $H > 30$  см – число дней с высотой снега больше 30 см; OSD – оптимальный лыжный день с высотой снега не менее 30 см, без осадков, с температурой воздуха от  $-5$  до  $+5^{\circ}\text{C}$ , при скорости ветра меньше 10 м/с и нижней облачности меньше 5 баллов.

**Fig. 1.** Localization and characteristics of snow cover and their change between 2011–2020 and 2001–2010 (in parentheses) in ski resorts of Russia on a relief map of Russia:  $H_{max}$  is the maximum height of snow cover (cm);  $H_{av}$  is an average snow depth (cm);  $H > 30$  cm is the number of days with snow depth more than 30 cm; OSD is an optimal ski day with snow depth no less than 30 cm, no precipitation, air temperature from  $-5$  to  $+5^{\circ}\text{C}$ , wind speed below 10 m/s and cloud cover below 5/10 points at lower cloud layer.

При оценке гидрометеорологических показателей горнолыжных курортов использовались данные реанализа ERA5-Land, которые на данный момент являются одними из лучших и широко применяются в современных исследованиях, в том числе для горных территорий и, в частности, для оценки высоты снежного покрова (Wegmann et al., 2017; Orsolini et al., 2019; Bian et al., 2020; Nouri, Nomaee, 2021). Однако при исследованиях в конкретном районе всегда есть проблема адекватности данных реанализа, который не может учесть все особенности территории, такие как высотные характеристики, особенности рельефа, ориентацию склонов, ветровой режим и т.п., поэтому для оценки адекватности данных реанализа были использованы дополнительные данные ближайших метеостанций, сайты горнолыжных курортов.

Основной целью данной работы является оценка климатических факторов функционирования горнолыжных курортов России в условиях современного климата по данным реанализа ERA5-Land и данным метеосети на основе исследования снежного покрова, комплексных климатических показателей, таких как “оптимальные лыжные дни” (OSD) и дни, подходящие для искусственного оснежения.

## РАЙОНЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

**Районы исследований.** В качестве регионов исследования климатических условий и состояния снежного покрова для горнолыжного туризма выбраны наиболее известные горнолыжные курорты, расположенные в разных регионах страны. Это Кавказ, Урал, Хибины, Сибирь и Дальний Восток (рис. 1). Краткая характеристика курортов приведена ниже, а основные параметры и описание инфраструктуры этих курортов приведены в табл. 1 (<https://www.ski.ru/> и сайты горнолыжных курортов).

Большинство курортов, за исключением части кавказских, находятся на средних высотах (500–1000 м над ур. моря). На этих курортах небольшая протяжённость трасс, а число подъемников в основном не превышает 10.

Горнолыжный курорт Кировска расположен на южном и северном склонах горы Айкуайвенчорр горного массива Кукуисвумчорр. Высшая точка – 1143 м над ур. моря. Склоны гор крутые, покрыты лесотундровой растительностью; вершины плоские, каменистые. Перепад высот на горнолыжном курорте составляет 665 м. Климат курорта умеренно тёплый с избыточным увлаж-

Таблица 1. Горнолыжные курорты России (характеристика и инфраструктура)

Название г/л курорта	Координаты	Длина трасс, км	Перепад, м	max H, м	Зелёные трассы, км	Синие трассы, км	Красные трассы, км	Чёрные трассы, км	Количество подъёмников*
Абзаково (Урал)	53.79–53.8 с.ш. 58.6–58.62 в.д.	15	320	819	4.2	4.5	3.8	2.5	6 б; 2 кр.
Горный воздух (Сахалин)	46.94–46.96 с.ш. 142.77–142.83 в.д.	30.6	495	601	5.7		19.9	5.0	2 к; 2 б; 3 кр.
Кировск (Мурманская область)	67.59–67.61 с.ш. 33.69–33.71 в.д.	29.5	665	1047	0.1	12.3	8.7	8.4	1 к; 6 б; 1 к.
Соболиная (Иркутская область)	51.49–51.51 с.ш. 104.1–104.12 в.д.	14.7	475	1004	0.2	2.8	2.2	8.9	4 б; 1 кр.
<b>Кавказ</b>									
Красная Поляна, включая Роза Хутор, Газпром ГТЦ	43.62–43.71 с.ш. 40.23–40.35 в.д.	168	1949	2509	27.7	53.9	51.7	25.6	18 к; 13 б; 25 кр.
Домбай	43.28–43.30 с.ш. 41.65–41.68 в.д.	25	1538	3168	5	6	8	6	2 к; 6 б; 6 кр.
Приэльбрусье: Эльбрус	43.27–43.31 с.ш. 42.45–42.46 в.д.	32.4	1497	3847	0.3	10.5	17.6	4	5 к; 2 б; 3 кр.
Чегет	43.23–43.24 с.ш. 42.49–42.52 в.д.								
Архыз	43.54–43.56 с.ш. 41.21–41.24 в.д.	28.3	1363	3014	7.8	10.3	6.4	3.8	3 к; 5 кр.

\*Подъёмники: б. — бугельные; кр. — кресельные; к. — кабинки.

нением и относится к умеренному климатическому поясу с влиянием атлантических и арктических воздушных масс (Национальный..., 2007).

Трассы горнолыжного курорта Абзаково находятся в лесном массиве Южного Урала. Максимальная высота курорта 819 м определяется крайней северной вершиной хребта Крыктытау Южного Урала, перепад высот до 320 м. Климат курорта континентальный, умеренно-тёплый с атлантическим влиянием и достаточным увлажнением (Национальный..., 2007).

Зона катания Соболиная расположена на южном берегу озера Байкал, на северном склоне хребта Хамар-Дабан, перепад высот здесь составляет 475 м. Территория этой зоны катания представлена горно-таёжными ландшафтами. Климат курорта умеренный, резкоконтинентальный, но отепляющее влияние Байкала создаёт особые условия с более тёплой зимой, достаточным количеством снега и долгим снежным сезоном.

Горнолыжный курорт “Горный воздух” находится на склонах Сусунайского хребта на окраине города Южно-Сахалинск. Максимальная высота 601 м над ур. моря. На склонах Сусунайского хребта распространена таёжная растительность. Климат умеренный, муссонного типа, умеренно-тёплый и влажный (Национальный..., 2007).

Большинство кавказских курортов можно отнести к высокогорным, расположенным выше 1500 м над ур. моря (см. рис. 1). Курорты находятся на западном и центральном Кавказе, и на северном макросклоне Главного Кавказского хребта (кроме Красной Поляны). Курорты Красной Поляны расположены на высотах от 650 до 2509 м над ур. моря в 15 км от Главного Кавказского хребта. Курорт окружён высокими горными хребтами и занимает обширную террасу, окружённую лесами. Горнолыжная зона Архыз находится в предгорьях Главного Кавказского хребта. Склоны окружающих хребтов в большинстве случаев очень круты, изрезаны поперечными скалистыми ущельями, балками и водопадами. Район Домбая отличается типичным альпийским рельефом с большим диапазоном высот. Основные типы ландшафтов – горнолесные, горно-луговые и нивальные. Курорты Приэльбрусья расположены на отрогах Главного Кавказского хребта и склонах Эльбруса. Рельеф относится к альпийскому типу, отличающемуся изрезанностью, большими перепадами высот и мощным современным оледенением. Условия горного климата Кавказа характеризуются понижением температуры с высотой и уменьшением количества осадков при удалении от Чёрного моря. Для этих курортов характерна наибольшая протяжённость трасс и большое количество подъёмников (см. табл. 1).

**Материалы.** Исследование динамики снежного покрова, “оптимальных лыжных дней” (OSD)

и условий для искусственного оснежения на горнолыжных курортах производилось на основании данных реанализа. Были использованы данные наиболее современного реанализа с высоким разрешением ERA5-Land (Copernicus...), а также данные метеорологической сети из архива ВНИИГМИ-МЦД (<http://www.meteo.ru>) и архива NOAA (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/g sod>). Реанализ ERA5-Land – пятое поколение реанализа глобальных атмосферных наблюдений и предоставляет непрерывные ряды данных с высоким пространственным разрешением  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ . Данные реанализа при оценке снежного покрова используются во многих работах и, в частности, для горных регионов (Orsolini et al., 2019; Bian et al., 2020; Nouri, Номае, 2021). Эти данные приводятся на высоте местности с шагом приблизительно  $9 \times 9$  км, поэтому не все микроклиматические особенности могут быть учтены при таком разрешении данных. Но, к сожалению, более надёжных данных реанализа с высоким разрешением нет.

Для комплексной оценки горнолыжных курортов использовались следующие характеристики из архива ERA5-Land: температура воздуха на высоте 2 м, *u*-составляющая горизонтальной скорости ветра на высоте 10 м, температура точки росы на 2 м, глубина снега в м, балл нижней облачности.

**Методы.** Проведено сравнение данных реанализа ERA5-Land и станционных данных для среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м и высоты снежного покрова за 2000–2021 гг. в районах рассматриваемых горнолыжных курортов. Сравнение параметров проводилось для узла реанализа ( $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ ), ближайшего к метеостанции (табл. 2, рис. 2). Верификация данных значительно затруднена в горной местности. Необходимо учитывать, что метеостанция и узел реанализа иногда находятся на разной высоте, что может увеличивать ошибку при сравнении, а также то, что в случае реанализа приводится единое значение для всего узла сетки, что не позволяет учитывать особенности микрорельефа.

Рассчитывалась корреляция станционных данных с данными реанализа за период 2000–2021 гг. для среднемесячных и среднегодовых значений. Оценивалась погрешность реанализа в процентах, выраженная отношением ошибки измерения к действительному значению измеряемой величины. Расчёт ошибки в процентах производился по формуле:

$$\delta = (X_r - X_c) / X_c \times 100\%,$$

где  $X_r$  – значение реанализа ERA5-Land;  $X_c$  – значение по станционным данным.

Рассмотрена ошибка линейных трендов параметров. Для этого помесечно были рассчитаны

**Таблица 2.** Координаты метеостанций и точек реанализа, используемых для верификации данных

Станция	Широта м/с	Широта ERA5-Land	Долгота, м/с	Долгота, ERA5-Land	Высота, м/с. м	Высота, ERA5-Land, м
Мончегорск	67.93	67.9	32.9	32.9	128	293
Красная поляна	43.68	43.7	40.20	40.2	566	1073
Чегет	43.23	43.2	42.51	42.5	3040	4018
Терскол	43.25	43.3	42.50	42.5	2144	3298
Верхнеуральск	53.88	53.9	59.2	59.2	403	415
Хамар-Дабан	51.5	51.5	103.6	103.6	1442	1302
Байкальск	51.51	51.5	104.15	104.2	460	578
Южно-Сахалинск	46.95	46.9	142.72	142.7	24	380

**Таблица 3.** Годовые значения корреляции, ошибки значений и трендов температуры ( $T$ ) и максимальной высоты снега ( $H_{\max}$ ) в % реанализа ERA5-Land относительно данных наблюдений за 2000–2021 гг.

Мончегорск	Красная Поляна	Чегет	Терскол	Верхне-Уральск	Хамар-Дабан	Байкальск	Южно-Сахалинск
Корреляция, $T/H_{\max}$							
0.96/0.77	0.96/0.61	0.98/0.64	0.84/0.7	0.98/0.94	0.93/0.93	0.95/–	0.80/0.68
Ошибка значений, $T/H_{\max}$							
–8/21	–20/33	–17/11	–13/35	11/–32	8/18	–19/–	13/–10
Ошибка тренда, $T/H_{\max}$							
–5/–8	–5/15	–1/13	–13/–7	14/–8	–14/–6	–9/	–1/–10

тренды температуры и максимальной высоты снежного покрова за период 2000–2021 гг. по данным наблюдений и реанализа ERA5-Land в рассматриваемых точках. Построены зависимости высоты снежного покрова по стационарным данным и данным реанализа ERA5-Land и регрессионные прямые в районах горнолыжных курортов России за период 2000–2021 гг. (см. рис. 2).

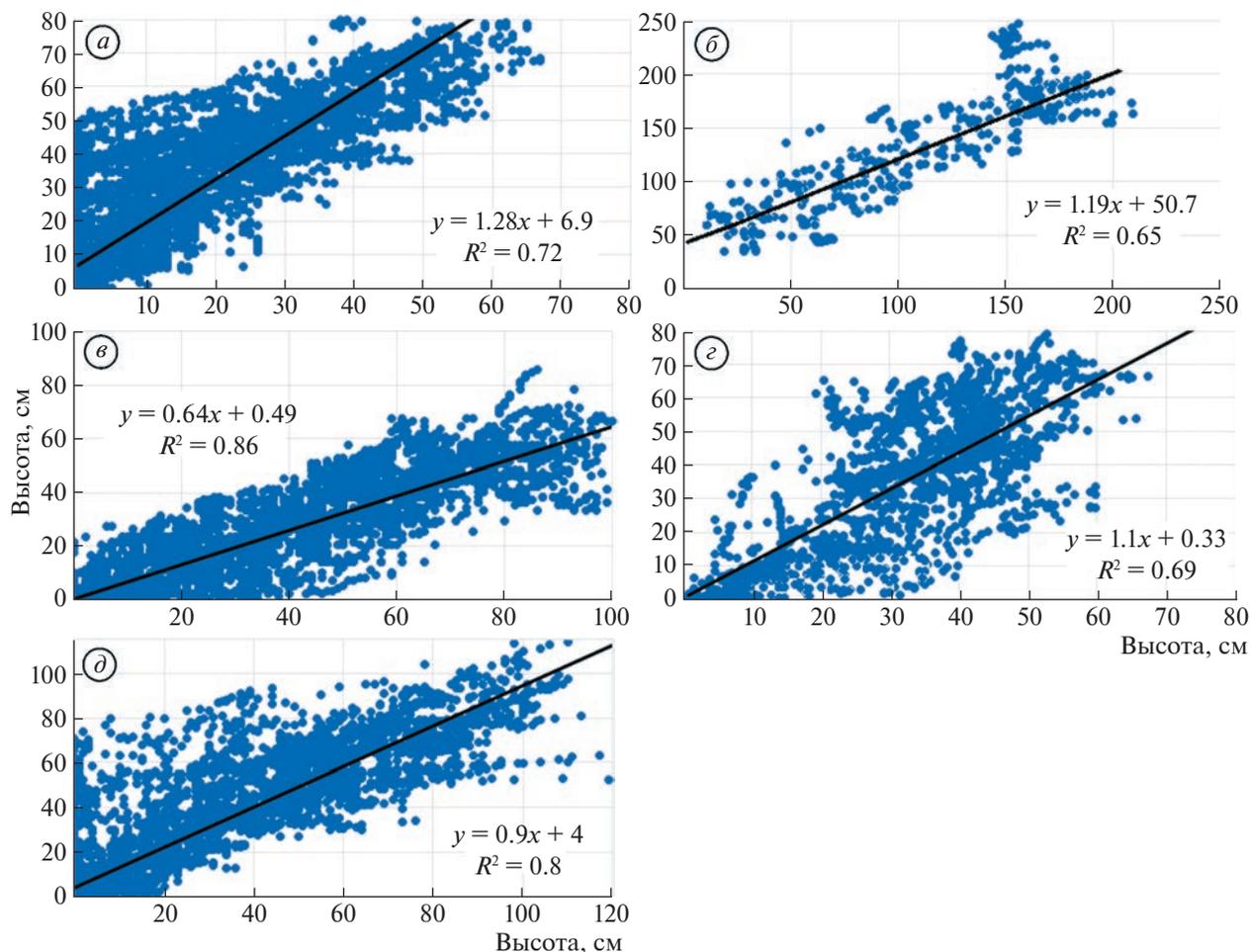
По данным реанализа проведена оценка состояния снежного покрова (высоты, числа дней с высотой снега более 30 см, дат установления и разрушения) в районах горнолыжных курортов. Рассматривалась средняя и средняя из максимальной высоты снежного покрова за зимний период. Также для каждого курорта оценивалось количество “оптимальных лыжных дней” (OSD) и дней, подходящих для искусственного оснежения. Оптимальным лыжным днём считался день с высотой снега не менее 30 см, для которого соблюдались следующие условия: день без осадков с температурой воздуха от  $-5$  до  $+5^{\circ}\text{C}$ , при этом скорость ветра должна быть меньше 10 м/с, а нижняя облачность меньше 5 баллов. Днём, подходящим для искусственного оснежения, считался день с температурой точки росы ниже  $-5^{\circ}\text{C}$ . Эти параметры оценивались для периодов 2000–2021, 2000–2010 и 2011–2021 гг. Также рассматривались их тренды за 2000–2021 гг. Значимость ли-

нейных трендов оценивалась по уравнению регрессии с оценкой статистической значимости 95% по критерию Стьюдента.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

**Сравнение данных реанализа ERA5-Land и стационарных данных в горных районах.** Проведена оценка корреляции значений реанализа ERA5-Land и данных метеосети в районах горнолыжных курортов России. Для всех рассматриваемых зон катания данные ERA5-Land для температуры и высоты снежного покрова хорошо синхронизированы с данными наблюдений. Высокая корреляция отмечается для температуры воздуха. Во всех регионах она около 0.9 вне зависимости от месяца. Для высоты снежного покрова корреляция значима и составляет 0.6–0.9 (табл. 3). Построенные зависимости высоты снежного покрова по стационарным данным и данным реанализа также показывают хорошее сходство значений двух массивов и позволяют оценить систематическую ошибку (см. рис. 2).

Оценка ошибки годовых значений реанализа ERA5-Land показывает, что реанализ достаточно хорошо воспроизводит температуру воздуха в горных районах. Ошибка значений для температуры воздуха по модулю не превышает 20%.



**Рис. 2.** Зависимость средней высоты снежного покрова по стационарным данным (по горизонтали) и ERA5-Land (по вертикали) в районах горнолыжных курортов России за период 2000–2021 гг.: (а) Мончегорск (Хибины); (б) Чегет (Кавказ); (в) Верхнеуральск (Абзаково, Южный Урал); (г) Хамар-Дабан (Соболиная, Южный Байкал); (д) Горный воздух (Южно-Сахалинск).

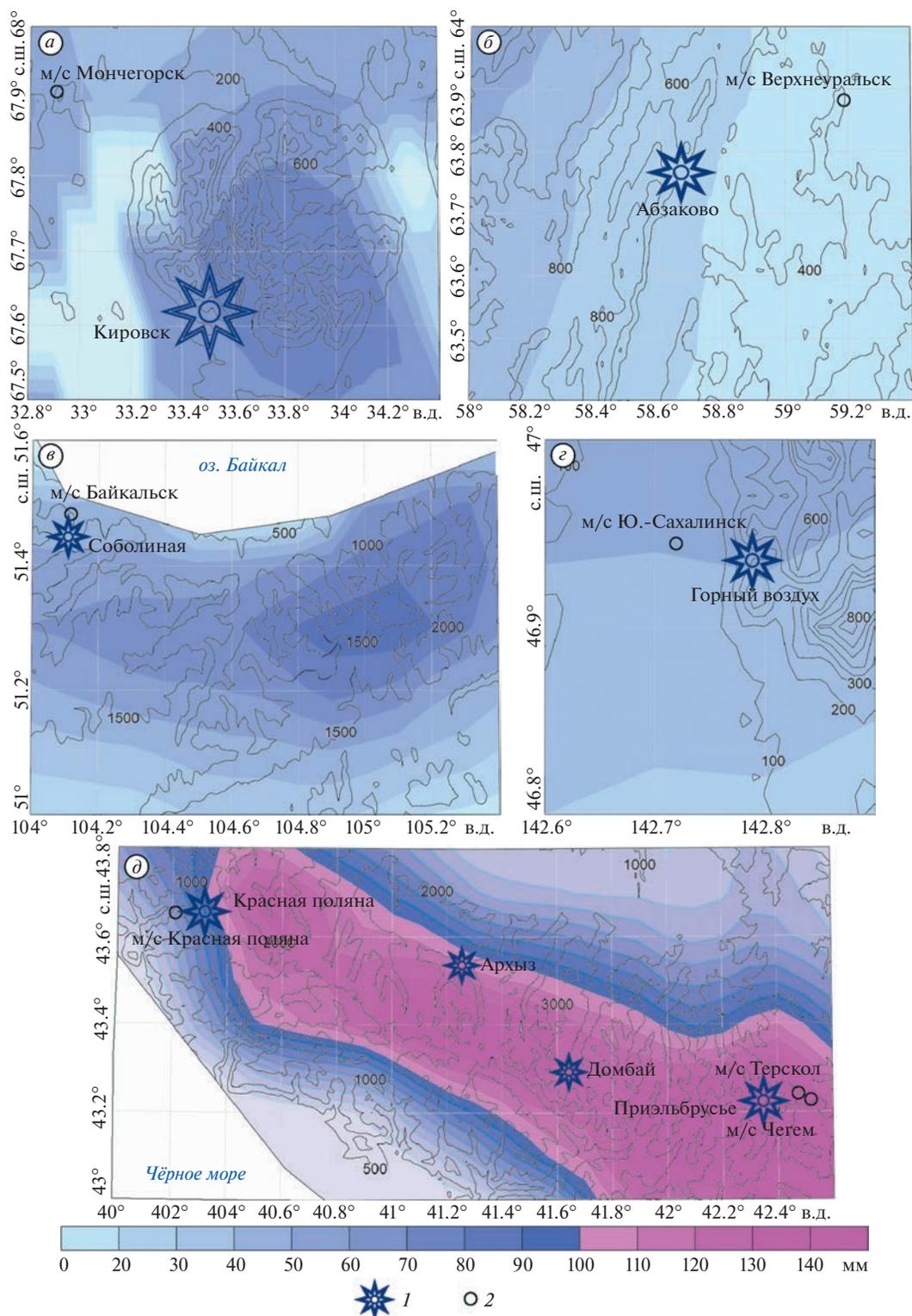
**Fig. 2.** Mean snow cover height according to station data (horizontally) and ERA5-Land (vertically) in the areas of Russian ski resorts for the period of 2000–2021: (a) Monchegorsk (the Khibiny); (б) Cheget (the Caucasus); (в) Verkhneursk (Abzakovo, the Southern Urals); (г) Khamar-Daban (Sobolinaya, the Southern Baikal); (д) Mountain air (Yuzhno-Sakhalinsk).

Ошибка значений максимальной высоты снежного покрова в районе метеостанций изменяется от 10 до 35% как в положительную, так и в отрицательную сторону. В работе анализируются тенденции и изменения всех рассматриваемых параметров, что позволяет минимизировать ошибку исходных данных и получить достоверные результаты с минимальной долей ошибки. Ошибка трендов температуры воздуха и максимальной высоты снежного покрова невелика и по модулю не превышает 19%.

Таким образом, использование значений температуры воздуха по данным реанализа в полной мере допустимо. Использование высоты снежного покрова ERA5-Land требует некоторой осторожности из-за довольно высокой ошибки, связанной с шагом реанализа, который не позволяет

полностью учесть особенности рельефа в горной местности. Оценка трендов температуры воздуха и высоты снежного покрова реанализа ERA5-Land показывает удовлетворительное соответствие с ближайшими метеостанциями (см. рис. 2), и их оценка по реанализу возможна с некоторой долей неопределённости, в зависимости от района исследования.

**Снежный покров в районах горнолыжных курортов.** Высота снежного покрова и продолжительность его залегания — главный фактор функционирования горнолыжных курортов. На всех горнолыжных курортах средняя высота снежного покрова увеличивается от более низких участков склонов к более высоким (рис. 3). Для курортов, расположенных на небольших высотах (до 1200 м), средняя высота снега по данным реанализа не



**Рис. 3.** Средняя за период 2000–2021 гг. высота снежного покрова на горнолыжных курортах России: (а) Кировск (Хибины); (б) Абзаково (Южный Урал); (в) Соболиная (Иркутская область); (з) Горный воздух (Южно-Сахалинск); (д) Красная поляна, Архыз, Домбай, Приэльбрусье (Кавказ). Изолиниями показана высота местности над ур. моря. 1 – локализация горнолыжного курорта; 2 – метеостанция.

**Fig. 3.** Average height of snow cover for the period of 2000–2021 at mountain ski resorts of Russia: (а) Kirovsk (the Khibiny); (б) Abzakovo (the Southern Ural); (в) Sobolinaya (Irkutsk Region); (з) Mountain air (Yuzhno-Sakhalinsk); (д) Krasnaya Polyana, Arkhyz, Dombai, Elbrus region (the Caucasus). Contours show terrain elevation above sea level. 1 – localization of ski resorts; 2 – meteorological station.

**Таблица 4.** Тренды (тренд/10 лет) характеристик снежного покрова в зимний период (2000/2001–2020/2021 гг.) по данным реанализа ERA5–Land на горнолыжных курортах России

Название г/л курорта	Средняя высота квадрата, м	$H_{\max}$ , см (среднее за период)/ $H$ среднее, см/число дней (с $H > = 30$ см)			Дата установления снежного покрова/Дата разрушения снежного покрова			Число "оптимальных лыжных дней" (OSD = 5)			Число дней с температурой точки росы ниже $-5^{\circ}\text{C}$		
		2000–2010	2011–2020	тренд 2000–2020	2000–2010	2011–2020	тренд 2000–2020	2000–2010	2011–2020	тренд 2000–2020	2000–2010	2011–2020	тренд 2000–2020
Абзаково	669	69/37/99	66/37/103	-4.6/-4.2/-6.8	287/119	288/116	2.8/-3.4	4	4	-1.1	140	143	2.6
Горный воздух	403	108/59/129	96/53/133	-9.4/-5.6/0.3	313/130	316/129	4.1/-1.8	3	4	1.1	156	154	-1.4
Кировск	604	103/71/163	110/78/166	10.7/8.4/1.8	264/139	283/154	13.9/21.4	25	29	4.9	145	140	-6.1
Соболиная	914	56/41/134	59/40/133	-0.6/-2.5/-2	272/137	277/138	-0.3/0.1	6	7	1.7	113	108	-6.6
Красная Поляна, Роза Хутор, Газпром	1565	179/99/137	154/86/132	-17.5/-9.9/-3.9	301/143	304/136	3.5/-4.8	11	13	0.2	4	4	-1.1
Домбай	2175	235/143/167	201/118/158	-13.9/-9.4/-1.4	287/169	288/158	2.9/-6.2	12	13	1.2	35	28	-6
Эльбрус	3523	232/149/174	211/134/177	-7.5/-5/3.2	249/173	266/168	14.3/-6.9	5	4	-0.5	102	100	-3.6
Чегет	3298	236/152/173	212/135/177	-7.5/-5.7/3.1	250/173	274/167	20.5/-2.5	8	8	0.4	75	69	-6.1
Архыз	2273	215/126/162	181/105/152	-14.9/-6.7/-0.8	289/155	289/153	2.6/-5.1	10	13	2.7	21	19	-4.5

Полужирным шрифтом выделены значимые изменения с вероятностью 0.95.

превышает 90 см. Минимальные значения (около 37 см) отмечаются на Южном Урале (Абзаково), что немного превышает минимальную глубину снега, необходимую для функционирования горнолыжного курорта. Максимальные значения (около 80 см) характерны для Кировска (табл. 4, см. рис. 3). Средняя максимальная высота снежного покрова на Сахалине (курорт “Горный воздух”) и в Кировске – около 100 см. Эти оценки могут быть несколько занижены, вследствие систематической ошибки реанализа (см. табл. 3 и рис. 2).

Большинство горнолыжных курортов Северного Кавказа расположено в высокогорье, где средняя высота снежного покрова превышает 100 см, увеличиваясь с высотой в зонах катания (см. рис. 3). По реанализу максимальные значения 130–150 см отмечаются в Приэльбрусье и Домбае. Средняя максимальная высота снежного покрова на этих курортах может превышать 200 см, за исключением Красной Поляны, где она достигала 180 см (см. табл. 4). При этом надо учитывать, что данные реанализа могут занижать высоту снежного покрова, в частности из-за шага осреднения и недоучёта микроклиматических особенностей.

Практически на всех рассматриваемых горнолыжных курортах наблюдается уменьшение как максимальной, так и средней высоты снежного покрова. Значимые отрицательные тренды отмечаются на всех курортах (при некотором занижении оценок реанализа), за исключением Кировска, где наблюдаются значимые положительные тренды средней (8 см/10 лет) и средней максимальной (11 см/10 лет) высоты снежного покрова, связанные с увеличением годовых и зимних осадков в этом районе (Доклад..., 2022). Наибольшие значимые отрицательные тренды высоты снежного покрова наблюдаются на Кавказе, особенно в районе Красной поляны. С увеличением высоты горнолыжного курорта отрицательные тренды высоты снежного покрова по модулю уменьшаются (см. табл. 4).

Считается, что климатическая пригодность горнолыжных курортов возможна только при наличии минимум 100 дней за сезон с толщиной снежного покрова не менее 30 см (Witmer, 1986). Поэтому была проведена оценка горнолыжных курортов с точки зрения выполнения этого правила. Можно говорить о том, что для всех курортов, расположенных в разных регионах России, правило 100 дней выполняется. Но фактическое количество дней с высотой снега более 30 см может быть выше из-за занижения высоты снежного покрова реанализом. Число дней с толщиной снежного покрова 30 см и более значительно превышает 100 дней, за исключением курорта Абзаково, где эта величина составляет около 100 дней

и уменьшается. Значимый отрицательный тренд составляет 7 дней/10 лет.

Остальные горнолыжные курорты можно разделить на две категории. На высокогорных курортах Северного Кавказа число дней с толщиной снежного покрова 30 см составляет 160–175 дней, т.е. более 5 месяцев. Наибольшие значения – более 175 дней (т.е. почти 6 месяцев) – наблюдаются в Приэльбрусье, и число таких дней продолжает увеличиваться, значимый тренд составляет около 3 дней/10 лет. На других кавказских курортах тренды отрицательные, и их абсолютные значения увеличиваются с уменьшением высоты курорта. Сравнимые значения продолжительности сезона с высотой снежного покрова не менее 30 см – 160 дней и более – отмечаются в Кировске. Там число таких дней немного увеличивается. В этих сравнительно низко расположенных зонах катания значительная продолжительность лыжного сезона достигается за счёт их географического положения, обеспечивающего длительный холодный сезон и большое количество зимних осадков. На курортах “Горный воздух” (Сахалин), Соболиная (Иркутская область) и Красная Поляна наблюдается порядка 130 дней с толщиной снежного покрова 30 см (см. табл. 4).

Среднегодовое установление и разрушение снежного покрова также являются важной характеристикой горнолыжных курортов. Осенью формирование снежного покрова начинается на самых высокогорных курортах Кавказа (Приэльбрусье), где снег выпадает в сентябре. В конце сентября снег появляется на горнолыжных курортах Иркутской, Мурманской областей (Соболиная, Кировск). Во второй декаде октября снег выпадает на южном Урале (Абзаково), в Домбае и Архызе. Из-за более низкого расположения на курортах Красной Поляны снежный покров начинает формироваться в третьей декаде октября, а на курорте “Горный воздух” (Сахалин) – в первой декаде ноября. Но практически на всех курортах в начале XXI века отмечается сдвиг даты установления снежного покрова на более поздние сроки (тренды значимы). Исключение составляют зона катания в Иркутской области, но здесь тренды не значимы. Максимальные положительные тренды наблюдаются в Приэльбрусье и Кировске – 14–20 дней/10 лет (см. табл. 4).

Наиболее раннее разрушение снежного покрова происходит в Абзаково – в конце апреля. На большинстве рассматриваемых курортов разрушение снежного покрова происходит в течение мая, а на высокогорных курортах Кавказа – в середине июня (см. табл. 4). Даты разрушения снежного покрова сдвигаются на более ранние сроки, тренды значимы и отрицательны. Исключение составляют Кировск, где разрушение снежного покрова сдвигается на более поздние сроки

и тренд составляет 21 день/10 лет, а также Соболиная, где небольшие положительные тренды не значимы. Таким образом, можно говорить, что на большинстве горнолыжных курортов, за исключением Кировска, число дней со снежным покровом сокращается.

#### ***Возможность искусственного оснежения.***

Уменьшение высоты снежного покрова и сдвиг даты его установления на более поздние сроки на невысоко расположенных горнолыжных курортах приводит к необходимости использования снежных пушек для увеличения продолжительности горнолыжного сезона и повышения рентабельности курортов. Как показано в (Abegg et al., 2021) использование искусственного снега помогает справиться с таким “неконтролируемым” фактором, как естественный снегопад. В настоящей работе в качестве условий, необходимых для искусственного оснежения, мы используем температуру точки росы  $\leq -5^{\circ}\text{C}$ . На большинстве курортов, кроме Кавказа, число дней с температурой точки росы ниже  $-5^{\circ}\text{C}$  составляет 140–150 дней, что создаёт благоприятные условия для использования снежных пушек при недостатке естественного снега. Но на большинстве этих курортов, кроме Кировска, отмечаются значимые отрицательные тренды таких дней (см. табл. 4). Вследствие самого южного расположения на кавказских горнолыжных курортах число дней, благоприятных для искусственного оснежения меньше, а при современном потеплении число таких дней везде уменьшается, тренды значимы и отрицательны. Это ухудшает условия катания, особенно для довольно низко расположенного курорта Красная Поляна, где также отмечаются отрицательные тренды высоты снежного покрова и числа дней с высотой снега более 30 см. Но на этих курортах ночные значения температуры точки росы могут быть ниже среднесуточных, которые использовались в этом исследовании, и это удлиняет период возможного искусственного оснежения.

***“Оптимальные лыжные дни” (OSD).*** Для оценки условий катания на лыжах помимо снежного покрова используется комплексный климатический показатель, называемый “оптимальным лыжным днём” (Optimal Ski Day, OSD) (Berghammer, Schmude, 2014). На большинстве курортов число “оптимальных лыжных дней” не превышает 10. Возможно, это связано с низкими зимними температурами на сибирских и высокогорных курортах и облачностью и осадками на курортах, расположенных недалеко от морского побережья. Наибольшее количество OSD отмечается в Кировске (около 30 дней), что скорее всего связано с весенним катанием при большом количестве снега и не очень низких температурах. Но в условиях современного потепления на большинстве курортов, за исключением Абзаково, отмечаются

значимые положительные тренды OSD, т.е. число “оптимальных лыжных дней” увеличивается (см. табл. 4). Как показало наше исследование, большинство горнолыжных курортов России нельзя считать благоприятными по этому показателю. Скорее всего это связано с тем, что для российских горнолыжных курортов необходима корректировка показателя OSD, полученного для европейских курортов, большинство из которых расположено южнее, где в среднем наблюдаются более высокие температуры воздуха и больше солнечных дней. Возможно, для российских курортов надо понизить температурный порог, что может быть предметом дальнейших исследований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ показал, что данные реанализа ERA5-Land для температуры и высоты снежного покрова достаточно хорошо синхронизированы с данными метеорологических наблюдений. Массив данных реанализа ERA5-Land хорошо воспроизводит температуру воздуха в горных районах, а ошибка воспроизведения максимальной высоты снежного покрова может достигать 35%. Максимальные ошибки высоты снежного покрова отмечаются на горнолыжных курортах Красная Поляна, Терскол (Кавказ) и Абзаково (Южный Урал), а наименьшие ошибки – на курорте “Горный воздух” (Южно-Сахалинск). Поэтому надо учитывать, что данные реанализа могут отображать фактическую высоту снежного покрова с ошибкой. По данным реанализа ERA5-Land, оценки трендов температуры воздуха показывают хорошее соответствие результатов, а высоты снежного покрова – удовлетворительное. Поэтому оценка трендов снежного покрова в районах горнолыжных курортов России по реанализу ERA5-Land возможна с учётом выявленной неопределённости.

В условиях современного климата высота снежного покрова достаточна для функционирования горнолыжных курортов России, выполняется правило 100 дней, т.е. за сезон наблюдается минимум 100 дней с толщиной снежного покрова не менее 30 см. Но в 2000–2021 гг. на большинстве курортов отмечалось уменьшение как максимальной, так и средней высоты снежного покрова. Значимые отрицательные тренды характерны для всех курортов, за исключением Кировска. На большинстве курортов отмечается сдвиг даты установления снежного покрова на более поздние сроки, а его разрушения – на более ранние. Уменьшение высоты снежного покрова и сдвиг даты его установления на более поздние сроки приводят к необходимости использования искусственного оснежения для увеличения продолжительности горнолыжного сезона и повышения

рентабельности курортов. На большинстве курортов, кроме Кавказа, число дней, подходящих для использования снежных пушек, довольно велико, но отмечается тенденция уменьшения числа таких дней.

Количество “оптимальных лыжных дней” на большинстве горнолыжных курортов России невелико. Наибольшее число таких дней отмечается в Кировске. Но в условиях современного потепления повышение резилиентности большинства курортов возможно за счёт роста количества “оптимальных лыжных дней”. Возможно, для российских горнолыжных курортов необходима корректировка показателя “оптимальный лыжный день”, полученного для европейских курортов, из-за более холодных климатических условий.

Проведённое исследование показывает, что с точки зрения снежной и погодной ситуации наиболее благоприятные условия складываются на горнолыжных курортах Кировска и на высокогорных курортах Северного Кавказа. Здесь высота снежного покрова, длительность его залегания и наличие значительного количества “оптимальных лыжных дней” повышают устойчивость этих горнолыжных курортов и создают условия для их дальнейшего развития. Наиболее сложные условия с точки зрения снежности при современном потеплении складываются на курортах Абзаково и Красная Поляна, но пока ещё существует возможность повышения резилиентности этих курортов за счёт искусственного оснежения.

**Благодарности.** Статья подготовлена в рамках гранта, предоставленного Министерством науки и высшего образования Российской Федерации (№ соглашения о предоставлении гранта: 075-15-2022-325).

**Acknowledgment.** The article was prepared in the framework of a research grant funded by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (grant ID: 075-15-2022-325).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архив ВНИИГМИ-МЦД // Электронный ресурс. [www.meteo.ru](http://www.meteo.ru) (Дата обращения: 30.09.2022)
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2021 год. М.: Росгидромет. 2022. 110 с.
- Национальный атлас России. 2007. Т. 2. С. 146–150. <https://www.xn--80aaaalbhncclcl1c15c4ep.xn--p1ai/cd2/146-150/146-150.html>
- Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Шныпарков А.Л. Оценка экономического риска горнолыжных курортов в связи с изменением продолжительности снежного сезона // Лёд и Снег. 2014. № 3. № 127. С. 100–106.
- Титкова Т.Б., Виноградова В.В. Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI века по спутниковым данным // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–33.
- Титкова Т.Б., Кутаев Л.М., Виноградова В.В. Коротко-периодная изменчивость сроков залегания снежного покрова по данным MODIS на севере Евразии в условиях современного климата // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 5. С. 223–238.
- Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Под ред. В.М. Катцова. Росгидромет. СПб.: Научно-технические технологии, 2022. 676 с.
- Abegg B. Klimaänderung und Tourismus. Klimafolgenforschung am Beispiel des Wintertourismus in den Schweizer Alpen. vdf Verlag, Zürich. 1996. 240 p.
- Abegg B., Morin S., Demiroglu O.C., François H., Rothleitner M., Strasser U. Overloaded! Critical revision and a new conceptual approach for snow indicators in ski tourism // Intern. Journ. of Biometeorology. 2021. V. 65. P. 691–701. <https://doi.org/10.1007/s00484-020-01867-3>
- Barbier B. Ski et stations de sports d’hiver dans le monde. In: Sinnhuber K., Jülg F. (eds). Beiträge zur Fremdenverkehrsgeographie I. Wiener Geographische Schriften 51/52, Vienna, 1978. P. 130–146.
- Berghammer A., Schmude J. The Christmas–Easter shift: simulating Alpine ski resorts’ future development under climate change conditions using the parameter ‘Optimal Ski Day’ // Tour Econ. 2014. V. 20. № 2. P. 323–336. <https://doi.org/10.5367/te.2013.0272>
- Berard-Chenu L., Cognard J., François H., Morin S., George E. Do changes in snow conditions have an impact on snowmaking investments in French Alps ski resorts? // Intern. Journ. of Biometeorology. 2021. V. 65. P. 659–675. <https://doi.org/10.1007/s00484-020-01933-w>
- Bian Q., Xu Z., Zheng H., Li K., Liang J., Fei W., Shi C., Zhang S., Yang Z.-L. Multiscale changes in snow over the Tibetan Plateau during 1980–2018 represented by reanalysis data sets and satellite observations // Journ. of Geophys. Research. Atmosphere. 2020. 125, e2019JD031914. <https://doi.org/10.1029/2019JD031914>
- Copernicus Publications // Электронный ресурс. <https://publications.copernicus.org> (Дата обращения: 30.09.2022)
- Demiroglu O.C., Turp M.T., Kurnaz M.L., Abegg B. The Ski Climate Index (SCI): fuzzification and a regional climate modeling application for Turkey // Intern. Journ. of Biometeorology. 2021. V. 65. P. 763–777. <https://doi.org/10.1007/s00484-020-01991-0>
- Falk M., Lin X. Time-varying impact of snow depth on tourism in selected regions // Intern. Journ. of Biometeorology. 2021. V. 65. P. 645–657. <https://doi.org/10.1007/s00484-019-01848-1>
- Galloway R.W. The potential impact of climate changes on Australian ski fields. In: Pearman GI (ed) Greenhouse: planning for climate change. CSIRO, Melbourne. 1988. P. 428–437.
- ski.ru // Электронный ресурс. <https://www.ski.ru> (Дата обращения: октябрь 2022)

- IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. 2019. 755 p.  
<https://doi.org/10.1017/9781009157964>.
- Mieczkowski Z. World trends in tourism and recreation. Peter Lang Publishing, New York. 1990.
- Nouri M., Homae M. Spatiotemporal changes of snow metrics in mountainous data-scarce areas using reanalyses // *Journ. of Hydrology*. 2021. V. 603, № A, 126858.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126858>
- Orsolini Y., Wegmann M., Dutra E., Liu B., Balsamo G., Yang K., de Rosnay P., Zhu C., Wang W., Senan R., and Arduini G. Evaluation of snow depth and snow cover over the Tibetan Plateau in global reanalyses using in situ and satellite remote sensing observations // *Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 2221–2239.  
<https://doi.org/10.5194/tc-13-2221-2019>
- Rixen C., Teich M., Lardelli C., Gallati D., Pohl M., Pütz M., Bebi P. Winter tourism and climate change in the Alps: an assessment of resource consumption, snow reliability, and future snowmaking potential // *Mt Res Dev*. 2011. V. 31. № 3. P. 229–236.  
<https://doi.org/10.1659/MRDJOURNAL-D-10-00112.1>
- Wegmann M., Orsolini Y., Dutra E., Bulygina O., Sterin A., Brönnimann S. Eurasian snow depth in long-term climate reanalyses // *The Cryosphere*. 2017. V. 11. P. 923–935.  
<https://doi.org/10.5194/tc-11-923-2017>
- Witmer U. Erfassung, Bearbeitung und Kartierung von Schneedaten in der Schweiz // *Geographica Bernensia* G25, Bern. 1986.
- Yu G., Schwartz Z., Walsh J.E. Effects of climate change on the seasonality of weather for tourism in Alaska // *Arctic*. 2009a. V. 62. P. 371–504.  
<https://doi.org/10.14430/arctic175>
- Yu G., Schwartz Z., Walsh J.E. A weather-resolving index for assessing the impact of climate change on tourism related climate resources // *Climate Change*. 2009b. V. 95. P. 551–573.  
<https://doi.org/10.1007/s10584-009-9565-7>

---

**Citation:** Vinogradova V.V., Titkova T.B. Changes in climate and snow cover in view of functioning of ski resorts in Russia in the early 21th century. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 369–382 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423030134

---

## Changes in Climate and Snow Cover in View of Functioning of Ski Resorts in Russia in the Early 21th Century

V. V. Vinogradova<sup>a,b,#</sup> and T. B. Titkova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*HSE University, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: vvvinog@yandex.ru*

Received December 14, 2023; revised April 21, 2023; accepted June 27, 2023

The development of winter ski tourism and characteristics of ski resorts in various regions of Russia are closely related to climatic conditions, the most important of which are the presence and duration of snow cover. For the period 2000–2021, a study of snow cover, availability of “optimal ski days” and climatic indicators necessary for artificial snowmaking at ski resorts located in different regions of Russia was performed, using data of the reanalysis ERA5-Land. The characteristics of snow cover and temperature from the reanalysis data were compared with data of the meteorological network. The ERA5-Land data for temperature, precipitation, and snow cover thickness are well synchronized with the observational data, and estimates of the error of trends in air temperature and snow cover depth according to the reanalysis data relative to the station data give satisfactory results. In the conditions of the current climate, the average and maximum thickness of snow cover in all resorts is sufficient for their functioning, but in 2000–2021, a decrease in both the maximum and average values of snow cover is noted in most resorts. The study shows that in terms of snow and weather conditions, the highest mountain resorts of the North Caucasus and Kirovsk (Murmansk region) are the most prosperous, where thickness of the snow cover and duration of its occurrence as well as a significant number of “optimal ski days” sustains stability of the resorts and creates favorable conditions for their further development.

**Keywords:** snow cover, climatic parameters, reanalysis, ski tourism, 100-day rule, Optimal Ski Day

## REFERENCES

- Archive of VNIIGMI-MCD (All-Russian research institute of hydrometeorological information – World Data Center): <http://meteo.ru> (Last access: 30 September 2022)
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiyskoy Federatsii za 2021 god.* Report on climate features in the territory of the Russian Federation for 2021. Moscow: Roshydromet. 2022: 110 [In Russian].
- Nacional'nyy Atlas Rossii.* National Atlas of Russia. 2007, 2: 146–150. <https://www.xn--80aaaa1bhnclcci1-cl5c4ep.xn--p1ai/cd2/146-150/146-150.html>
- Sokratov S.A., Seliverstov Yu.G., Shnyarkov A.L.* Evaluation of the economic risk of ski resorts in connection with the change in the duration of the snow season. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 3 (127): 100–106 [In Russian].
- Titkova T.B., Vinogradova V.V.* The timing of the occurrence of snow cover on the territory of Russia at the beginning of the 21st century according to satellite data. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2017, 57 (1): 25–33 [In Russian].
- Titkova T.B., Kitaev L.M., Vinogradova V.V.* Short-term variability of the timing of the occurrence of snow cover according to MODIS data in the north of Eurasia under the conditions of the current climate. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa.* Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2017, 14 (5): 223–238 [In Russian].
- Tretij ochenochnyy doklad ob izmeneniyah klimata i ih posledstviyah na territorii Rossijskoj Federacii.* The third assessment report on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. St. Petersburg: Science-intensive technologies. 2022: 676 p. [In Russian].
- Abegg B.* Klimaänderung und Tourismus. Klimafolgenforschung am Beispiel des Wintertourismus in den Schweizer Alpen. vdf Verlag, Zurich. 1996: 240
- Abegg B., Morin S., Demiroglu O.C., François H., Rothleitner M., Strasser U.* Overloaded! Critical revision and a new conceptual approach for snow indicators in ski tourism. *Intern. Journ. of Biometeorology.* 2021, 65: 691–701. <https://doi.org/10.1007/s00484-020-01867-3>
- Barbier B.* Ski et stations de sports d'hiver dans le monde. In: Sinnhuber K., Jülg F. (eds) Beiträge zur Fremdenverkehrsgeographie I. Wiener Geographische Schriften 51/52, Vienna. 1978: 130–146.
- Berghammer A., Schmude J.* The Christmas–Easter shift: simulating Alpine ski resorts' future development under climate change conditions using the parameter 'Optimal Ski Day'. *Tour Econ.* 2014, 20 (2): 323–336. <https://doi.org/10.5367/te.2013.0272>
- Berard-Chenu L., Cognard J., François H., Morin S., George E.* Do changes in snow conditions have an impact on snowmaking investments in French Alps ski resorts? *Intern. Journ. of Biometeorology.* 2021, 65: 659–675. <https://doi.org/10.1007/s00484-020-01933-w>
- Bian Q., Xu Z., Zheng H., Li K., Liang J., Fei W., Shi C., Zhang S., Yang ZL.* Multiscale changes in snow over the Tibetan Plateau during 1980–2018 represented by reanalysis data sets and satellite observations *Journ. Geophys. Research. Atmosphere.* 2020, 125: e2019-JD031914. <https://doi.org/10.1029/2019JD031914>.
- Copernicus Publications: <https://publications.copernicus.org> (Last access: 30 September 2022)
- Demiroglu O.C., Turp M.T., Kurnaz M.L., Abegg B.* The Ski Climate Index (SCI): fuzzification and a regional climate modeling application for Turkey. *Intern. Journ. of Biometeorology.* 2021, 65: 763–777. <https://doi.org/10.1007/s00484-020-01991-0>
- Falk M., Lin X.* Time-varying impact of snow depth on tourism in selected regions. *Intern. Journ. of Biometeorology.* 2021, 65: 645–657. <https://doi.org/10.1007/s00484-019-01848-1>
- Galloway R.W.* The potential impact of climate changes on Australian ski fields. In: Pearman G.I. (ed). *Greenhouse: planning for climate change.* CSIRO, Melbourne. 1988: 428–437. [ski.ru](https://www.ski.ru): <https://www.ski.ru> (Last access: October 2022)
- IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. H.O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. 2019: 755. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>.
- Mieczkowski Z.* World trends in tourism and recreation. Peter Lang Publishing, New York. 1990.
- Nouri M., Homae M.* Spatiotemporal changes of snow metrics in mountainous data-scarce areas using reanalyses. *Journ. of Hydrology.* 2021: 603 (A): 126858. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126858>
- Orsolini Y., Wegmann M., Dutra E., Liu B., Balsamo G., Yang K., de Rosnay P., Zhu C., Wang W., Senan R., Arduini G.* Evaluation of snow depth and snow cover over the Tibetan Plateau in global reanalyses using in situ and satellite remote sensing observations. *Cryosphere.* 2019, 13: 2221–2239. <https://doi.org/10.5194/tc-13-2221-2019>.
- Rixen C., Teich M., Lardelli C., Gallati D., Pohl M., Pütz M., Bebi P.* Winter tourism and climate change in the Alps: an assessment of resource consumption, snow reliability, and future snowmaking potential. *Mt Res Dev.* 2011, 31 (3): 229–236. <https://doi.org/10.1659/MRDJOURNAL-D-10-00112.1>
- Wegmann M., Orsolini Y., Dutra E., Bulygina O., Sterin A., Brönnimann S.* Eurasian snow depth in long-term climate reanalyses. *The Cryosphere.* 2017 11, 923–935. <https://doi.org/10.5194/tc-11-923-2017>
- Witmer U.* Erfassung, Bearbeitung und Kartierung von Schneeedaten in der Schweiz. Geographica Bernensia G25, Bern. 1986.
- Yu G., Schwartz Z., Walsh J.E.* Effects of climate change on the seasonality of weather for tourism in Alaska. *Arctic.* 2009a, 62: 371–504. <https://doi.org/10.14430/arctic175>
- Yu G., Schwartz Z., Walsh J.E.* A weather-resolving index for assessing the impact of climate change on tourism related climate resources. *Climate Change.* 2009b, 95: 551–573. <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9565-7>

## КАЧЕСТВО ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА, ПОЛУЧЕННЫХ НА ОСНОВЕ РЕАНАЛИЗА ERA 5-LAND ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ ПЕРМСКОГО КРАЯ

© 2023 г. А. Д. Крючков<sup>1,\*</sup>, Н. А. Калинин<sup>1</sup>, И. А. Сидоров<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

\*e-mail: Candy55man@ya.ru

Поступила в редакцию 31.03.2023 г.

После доработки 06.06.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

Рассмотрены вопросы соответствия информации о среднемесячной высоте снега, содержащейся в реанализе ERA 5-Land, данным наблюдательной сети Пермского края. Показано, что ERA 5-Land завышает фактические значения этого параметра. В сезонном выражении максимумы снегонакопления в реанализе сдвинуты в сторону более раннего наступления, в межгодовом – ERA 5-Land в целом соответствует фактической изменчивости высоты снега.

**Ключевые слова:** реанализ ERA 5-Land, характеристики снежного покрова, подразделения гидрометеорологического мониторинга, Пермский край

**DOI:** 10.31857/S2076673423030055, **EDN:** KLPXPM

### ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров – важный климатообразующий фактор. Изучение характеристик снежности основывается на информации сети гидрометеорологического мониторинга. Результаты исследований взаимного влияния снежного покрова и окружающей среды для разных районов России и мира приведены, например, в трудах (Kunkel и др., 2016; Евсева и др., 2017; Котова, 2019; Коршунова и др., 2021). Соответствующая работа проводится в условиях дефицита сведений о параметрах снега, что обусловлено низкой плотностью сети станций и их неравномерным распределением. Это серьёзная проблема для многих регионов, в том числе Пермского края, поэтому в последнее время всё чаще используют данные спутниковых измерений (Попова и др., 2015; Астафуров и др., 2018), моделирования (Турков и др., 2017; Куракина, Михайлова, 2020; Калинин и др., 2022), различных реанализов (Хан и др., 2007; Турков и др., 2016) или комбинированных подходов. К последним относится разработанная в Гидрометцентре России технология расчёта снегонакопления SnoWE, используемая для всей территории России (Казакова, 2015; Чурюлин и др., 2018).

Использование спутниковой информации при большом пространственном охвате имеет ограничения при наличии облачности (в видимом диапазоне) или в силу несовершенства восстановле-

ния характеристик снега (в микроволновом диапазоне) из-за неоднородности растительного покрова или присутствия ледяных прослоек в снежной толще (Чурюлин и др., 2018; Китаев и др., 2020). В модельных расчётах в качестве предикторов и верификаторов применяются интерполированные в узлы регулярной сетки данные наблюдений метеорологических станций, что вне зависимости от методов интерполяции служит источником дополнительных погрешностей, а также требует высококачественных входных параметров.

Преимущество применения информации, содержащейся в реанализах, заключается в её согласованности в пространстве и времени, охватывающей достаточно большой по длительности период в глобальном или региональном масштабах, а также бесплатном свободном доступе к готовым к использованию в стандартных форматах данным посредством специализированных веб-платформ (Sheffield и др., 2006). В то же время, как и в случае со всеми численными метеорологическими продуктами, данные реанализа должны быть верифицированы путём сравнения с фактическими наблюдениями.

Исследования характеристик снежного покрова с использованием реанализов проводятся преимущественно на основе продуктов серии ERA Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) (Мартынова и др., 2021,

Шихов и др., 2022). Например, в модели SPONSOR Института географии РАН (Турков и др., 2016, 2017; Китаев и др., 2020) в качестве входной информации применяются данные реанализа ERA-Interim. Как показано в работах (Хан и др., 2007; Турков и др., 2016; Pelosi и др., 2020) выбор обусловлен наиболее адекватным воспроизведением погодных параметров, в том числе снега, по сравнению с другими реанализами.

Цель работы – изучение сезонной и межгодовой изменчивости высоты снежного покрова в Пермском крае по данным сети гидрометеорологического мониторинга и реанализа ЕЦСПП ERA 5-Land. Продолжено исследование соответствия информации о высоте снега, которая содержится в архиве представленного реанализа, данным наблюдательных подразделений (далее – НП) Росгидромета в Пермском крае (Крючков, 2021, Крючков, Калинин, 2021, Сидоров, 2022), путём увеличения количества сопоставляемых пунктов за счёт привлечения материалов наблюдений гидрологических постов.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходной информацией послужили среднемесячные данные о высоте снежного покрова из реанализа ERA 5-Land (Era 5-Land..., 2023) и результаты многолетних (1990–2020 гг.) наблюдений за высотой снежного покрова на 25 метеорологических станциях и 31 гидрологическом посту Пермского края (Метеорологический ежемесячник..., 1990–2020).

Необходимость привлечения дополнительной информации определена недостаточной плотностью стационарных наблюдений за характеристиками снега из-за особенностей физико-географического положения Пермского края (многообразие форм рельефа, обусловленное переходом от Восточно-Европейской равнины на западе к Уральским горам на востоке и развитой гидрографической сетью, неравномерно распределённая растительность). Анализ достаточности материалов, которые содержат данные о параметрах снежности, с учётом условно необходимого удаления от пункта наблюдений не более чем на 50 км (минимальное расстояние между двумя станциями в Пермском крае), показал, что действующая сеть метеорологических станций обеспечивает покрытие территории региона, соответствующее обозначенному ограничению на 44% (Сидоров, 2021). Если на севере региона (в пределах Верхнекамской, Камско-Кельтминской и Язьвинско-Вишерской низменностей) распределение снега относительно равномерно, то центральная, юго-восточная и восточная части Пермского края отличаются разнообразием форм рельефа и растительности, что приводит к значительным неоднородностям залегания снежного покрова, для

оценки которых данных только стационарных наблюдений недостаточно. С учётом радиуса 50 км использование информации гидропостов даёт возможность увеличить общую обеспеченность территории края данными о характеристиках снежного покрова до 76%.

Среднее за месяц значение высоты снежного покрова на наблюдательных пунктах получено путём деления суммы данных ежесуточных наблюдений по стационарным снегомерным рейкам за месяц на число дней со снегом. Информация по пунктам Пермского края и методика расчёта характеристик снега представлены в материалах Уральского УГМС (Метеорологический ежемесячник..., 1990–2020 гг.). Многолетние ряды параметров снежности, опубликованные в указанном источнике, отвечают критериям однородности.

В рамках анализа проводилось сопоставление результатов расчётов среднемесячных значений высоты снега (в сантиметрах) с массивом данных ERA 5-Land. Одной из задач была проверка наличия или отсутствия сведений о снежном покрове в начале (октябрь) и конце (май) его залегания по данным реанализа, если соответствующая информация отражена в материалах наблюдательных пунктов. При вычислении использованы материалы с высотой снега не менее 0.5 см.

В дальнейшем был произведён расчёт разности сравниваемых величин, которая принята за величину ошибки. Методика расчётов описана в (Крючков, 2021). Результаты расчётов, равные 5 см и менее, считались незначительной ошибкой, т.е. реанализ достаточно точно воспроизводит реальные значения высоты снега, от 5 до 10 см – малозначимой, когда реанализ можно использовать с учётом дополнительной коррекции, от 10 до 15 см – значительной и более 15 см – неудовлетворительной, когда реанализ в силу каких-то причин не отражает реальную картину.

При формировании картографических изображений пространственного распределения ошибок для улучшения воспроизведения результатов интерполяции на границах Пермского края дополнительно были привлечены данные многолетних наблюдений за характеристиками снежного покрова наиболее близко расположенных к исследуемому региону станций республик Удмуртия (3), Башкортостан (2), Коми (3), Ханты-Мансийского автономного округа (1) и Свердловской области (3) из архивов Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД) (Булыгина и др., 2014).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

*Оценка адекватности воспроизведения реанализом ERA 5-Land сведений о наличии снега.* Увеличение детализации сведений о наличии снежного покрова за счёт привлечения данных гидрологических постов привело к снижению количества совпадений между фактическими наблюдениями и реанализом как для октября, так и для мая по отношению к случаю, когда используется информация только станций. Как известно, реанализ — это результат моделирования гидрометеорологических процессов на основе доступной фактической информации. Следовательно, одной из причин расхождений можно назвать пока ещё недостаточное качество моделирования формирования и перераспределения снежного покрова в ERA 5-Land.

В октябре соответствие информации в двух массивах отмечается в 73% случаев, что на 14% меньше, чем в (Крючков, Калинин, 2021). Минимальное число совпавших данных зафиксировано на посту Троица (рис. 1, а), который относится к Камскому водохранилищу, максимально возможное — в Нововильвенском, в долине реки, расположенной в гористой местности, покрытой хвойным лесом. Отметим, что по данным станций полного совпадения сведений за рассматриваемый период ни по одному подразделению нет. С другой стороны, все зоны с согласованностью данных в 50% и менее связаны с показателями постов. Особенности расположения постов приводят к тому, что гидрометеорологическая информация, которая поступает из подобных наблюдательных пунктов, характерна для небольшой прилегающей территории и, в силу масштаба, используется в реанализе, может не отображаться в нём. Неточности при сравнении реанализа и фактических наблюдений при таком подходе будут сохраняться до тех пор, пока масштаб сетки будет не менее площади территории, прилегающей к наблюдательному пункту, на которой производятся наблюдения за снежным покровом. Кроме того, качество наблюдений на постах часто бывает ниже, чем на станциях, что также может сказываться на результатах сопоставления данных.

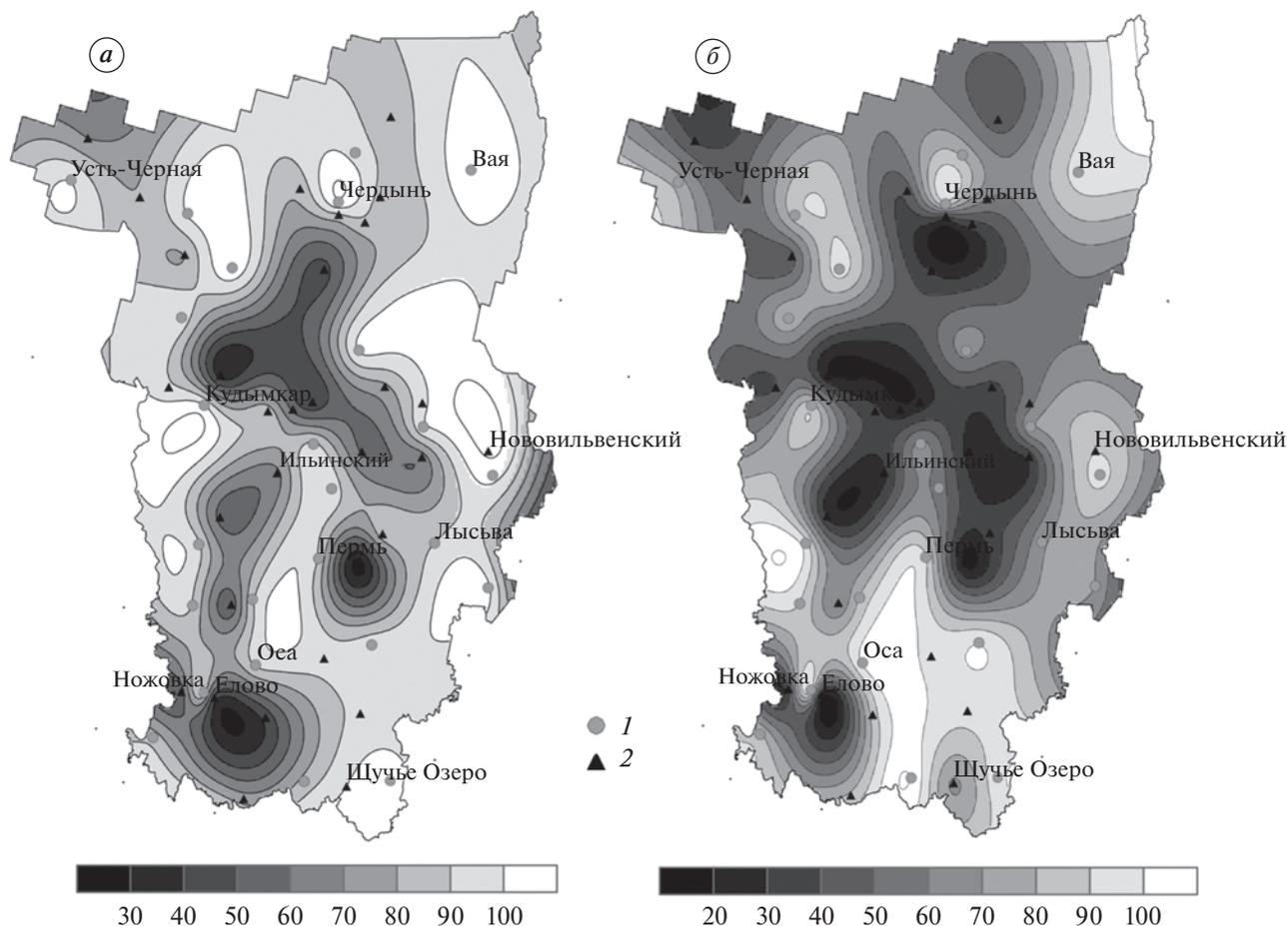
Наиболее близкие значения фактической информации о наличии снежного покрова и данных реанализа наблюдаются преимущественно в западных равнинных и восточных предгорных и горных районах. На общем фоне выделяются 1992 и 2014 гг. с равенством по всем наблюдательным пунктам, как по станциям, так и по постам. Центральная территория характеризуется пересечённым рельефом и влиянием Камского водохранилища и связанной речной сети, что сказывается на формировании и распределении снежности. Зеркало водохранилища протяжённостью около 250 км и шириной местами до 30 км формирует

открытое ровное пространство, которое усиливает метелевый перенос. Многочисленные притоки имеют хорошо выраженные долины, в устьевых участках образуют заливы и плёсы. Извилистые склоны берегов, в особенности, расположенные под большим углом к преобладающим направлениям ветра, служат естественными препятствиями, что в свою очередь способствует снегонакоплению.

В мае данные расширенной сети мониторинга и реанализа совпадают в 53% случаев (см. рис. 1, б), что на 20% меньше, чем в случае использования только станционных материалов. За 30-летний период не зафиксировано ни одного совпадения одновременно во всех сравниваемых пунктах. Наибольшее число несоответствий отмечено в мае 2014 г. (14 станций и 28 постов). Особенности атмосферной циркуляции в апреле 2014 г. (смещение на запад азорского антициклона и необычная интенсивность центров исландского минимума) вызвали резкие колебания погодных условий на Урале. В результате наблюдались ранний сход снега в середине месяца и образование временного снежного покрова в третьей декаде. Конец апреля и начало мая характеризовались интенсивными волнами тепла, которые привели к окончательному повсеместному сходу снега. По данным ERA 5-Land снежный покров сохранился. Следовательно, аномальные погодные условия в текущем варианте реанализа, как и в предыдущих версиях (Крючков, 2021), отображаются по-прежнему не вполне адекватно.

Анализ расхождений показывает, что в массиве ERA 5-Land как в октябре, так и в мае в 98% случаев отмечается наличие снега в зонах расположения гидрологических постов, в то время как наблюдателями он не был зафиксирован. С учётом неиспользуемых при расчётах значений среднемесячной высоты снежного покрова менее 0.5 см, которые приведены в реанализе, абсолютное отсутствие данных в ERA 5-Land при их наличии на постах наблюдается всего 4 раза (0.2%) за 30 лет. На станциях почти половина случаев в осенний месяц связана с фактическим наличием снежного покрова там, где его не определяет реанализ, в весенний — 20%.

С одной стороны, отсутствие данных о снеге в том или ином наблюдательном пункте при его наличии в массиве ERA 5-Land может быть связано с тем, что измерения на метеоплощадках имеют точечный характер. Следовательно, возможен вариант, когда на площадке снежный покров не наблюдался, но залегал в окрестностях станции или поста. В такой ситуации может помочь информация о степени покрытия снегом окрестностей пункта наблюдений, однако в метеорологических ежемесячниках такие сведения не публикуются. Снегомерные маршруты, информация по кото-



**Рис. 1.** Соответствие (%) данных о наличии информации о высоте снежного покрова на подразделениях гидрометеорологического мониторинга Пермского края и в реанализе ERA 5-Land за период 1990–2020 гг.: *a* – октябрь; *б* – май; 1 – станции; 2 – посты.

**Fig. 1.** Coincidence (%) of data on the availability of information about snow depth at hydrometeorological monitoring points in the Perm Region and in the ERA 5-Land reanalysis for the period 1990–2020: *a* – October; *б* – May; 1 – stations; 2 – posts.

рым приводится в ежемесячниках, также служат источником данных о характеристиках снега за пределами площадки, в то же время в силу особенностей организации подобных наблюдений маршруты существуют не во всех пунктах наблюдений, часто переносятся, что нарушает однородность информации. Имеющиеся сведения, таким образом, необходимо сопоставлять с данными стационарных наблюдений, что является темой отдельного исследования.

С другой стороны, наличие снега на станциях, когда оно не отмечено в реанализе, может быть связано с приходом первых осенних или возвратом весенних холодов, которые сопровождаются выпадением твёрдых осадков вплоть до установления временного снежного покрова. Косвенным подтверждением служит наличие снега в отдельные декады исследуемого месяца. Такая ситуация не всегда отображается в модельных данных глобального уровня

**Высота снежного покрова.** Использование расширенной информации о высоте снега подтверждает полученный ранее вывод о том, что среднемесячные значения высоты снежного покрова, которые содержатся в реанализе ERA 5-Land, в целом превышают данные гидрометеорологического мониторинга, как по информации станций (Крючков, 2021, Крючков, Калинин, 2021), так и по постам (табл. 1). Это превышение, осреднённое за октябрь–май, характерно для 52 наблюдательных пунктов из 56 (93%), составляя в среднем 7 см. Совпадение исследуемых характеристик отмечается на станции Кудымкар и посту Щучье Озеро (рис. 2, *a*). Занижение реанализом показателей, как было ранее отмечено, зафиксировано только на станциях Оса и Ножовка.

Незначительная ошибка реанализа свойственна преимущественно пунктам, расположенным на западе Пермского края, со смещением зоны в южной части региона на восток (см. рис. 2, *a*). От-

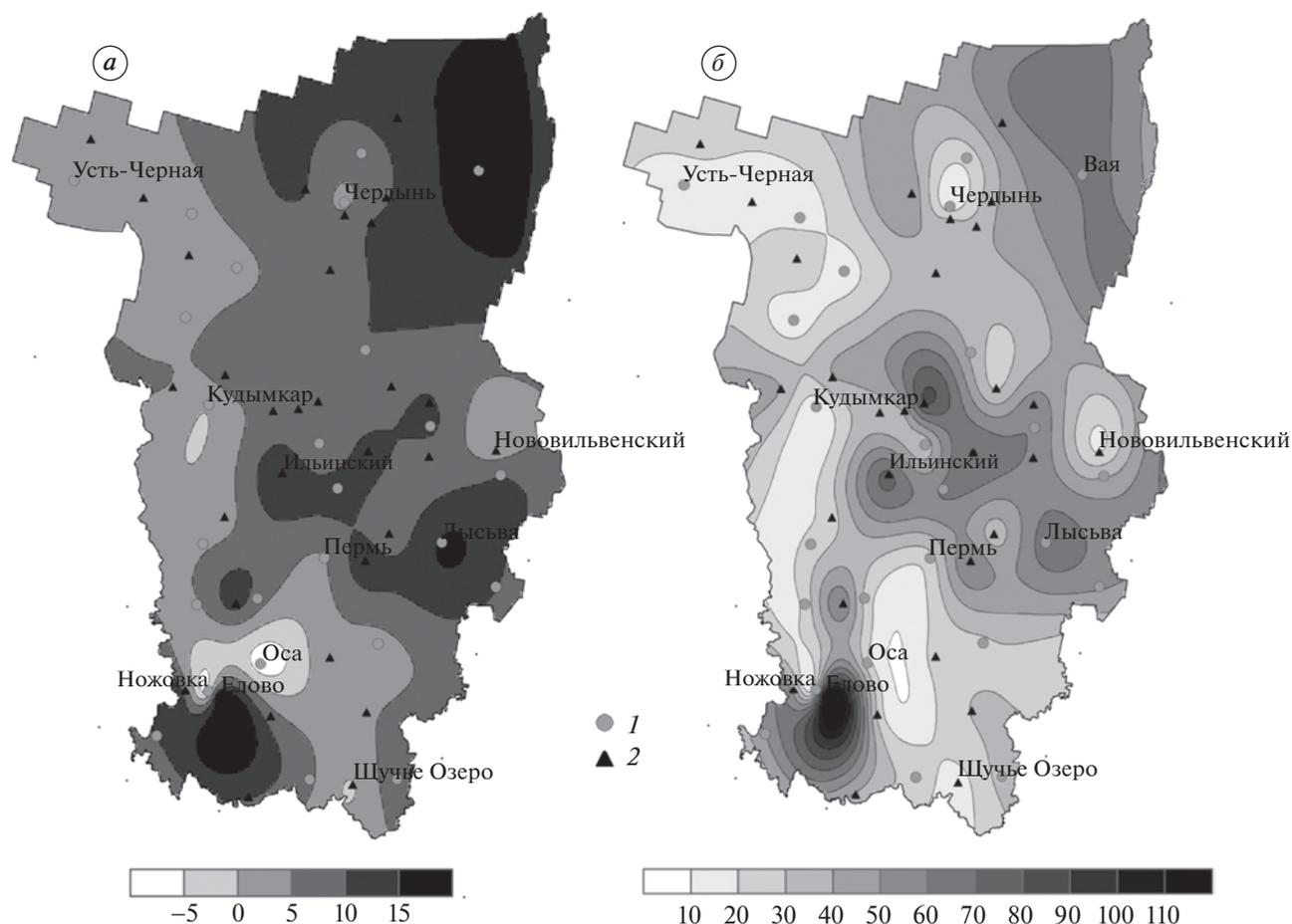
**Таблица 1.** Средние значения абсолютной ошибки реанализа ERA 5-Land по отношению к данным наблюдений в подразделениях гидрометеорологического мониторинга на территории Пермского края за период 1990–2020 гг., см  
**Table 1.** Average absolute error values of the ERA 5-Land reanalysis in relation to the observation data at hydrometeorological monitoring points of the Perm Region for the period 1990–2020, cm

Пост	Месяц								среднее
	октябрь	ноябрь	декабрь	январь	февраль	март	апрель	май	
Керос	0	2	6	3	–1	–6	6	2	1
Оныл	0	3	6	6	3	–3	4	0	2
Сергеевский	–1	4	7	6	5	–1	9	1	4
Бондюг	0	6	11	16	15	11	21	3	10
Булдырья	1	9	16	19	14	7	22	7	12
Митракова	0	9	15	16	11	5	17	3	9
Рябинино	–1	6	9	11	6	0	14	2	6
Нижняя Язьва	0	6	13	16	14	10	18	3	10
Керчевский	1	5	9	11	10	6	11	1	7
Кува	–1	4	8	8	7	2	9	1	5
Ошиб	1	5	10	12	10	6	10	1	7
Слудка	–1	4	10	11	12	7	9	1	7
Майкор	1	6	10	13	11	9	15	2	8
Усть-Пожва	1	4	10	11	10	7	15	2	7
Ильинский	0	8	15	20	20	21	25	2	14
Карагай	0	3	6	6	5	1	2	0	3
Усть-Игум	1	7	12	12	10	5	14	1	8
Кизел	1	9	12	14	9	6	24	9	10
Перемское	0	6	14	16	16	15	20	2	11
Усьва	1	5	10	7	3	2	25	6	7
Нововильвенский	0	7	12	12	8	0	11	5	7
В.-Ч. Городки	–1	5	10	12	10	7	14	1	7
Троица	1	8	15	16	17	18	21	3	12
Казымово	–1	5	16	21	20	21	9	0	11
Калинино	–1	2	9	9	7	3	0	–1	3
Елово	1	3	13	19	24	32	24	1	15
Барда	0	5	13	14	12	11	8	0	8
Суда	0	3	9	11	9	6	–4	0	4
Бабка	0	5	13	15	14	14	12	0	9
Большой Гондыр	–1	4	14	20	21	18	3	0	10
Щучье Озеро	0	3	7	3	–3	–9	–2	–1	0
среднее	0	5	11	13	11	8	12	2	8

мечается некоторый рост величины отклонений при перемещении к северо-востоку, что может быть связано с постепенным усилением влияния Уральских гор, а также уплотнением и изменением характера растительного покрова. Изменчивость ошибок характеризуется увеличением значений с юго-запада на северо-восток, наблюдается сходство с пространственным распределением высоты снежного покрова на территории региона (Истомина, 2019; Крючков, 2021). В то же время

выделяются отдельные зоны возмущений, вызванные локальными особенностями в местах расположения наблюдательных пунктов.

Величины расхождений на юго-западе отличаются значительными контрастами, что связано с проявлением влияния Воткинского водохранилища. Так, станция Ножовка и пост Елово находятся на противоположных берегах р. Камы. Локальные особенности расположения пунктов приводят к тому, что при относительно малом



**Рис. 2.** Разница между наблюдениями за высотой снежного покрова в подразделениях гидрометеорологического мониторинга Пермского края и данными реанализа ERA 5-Land за период 1990–2020 гг.: *a* – средняя абсолютная ошибка, см; *b* – средняя относительная ошибка, %; 1 – станции; 2 – посты.

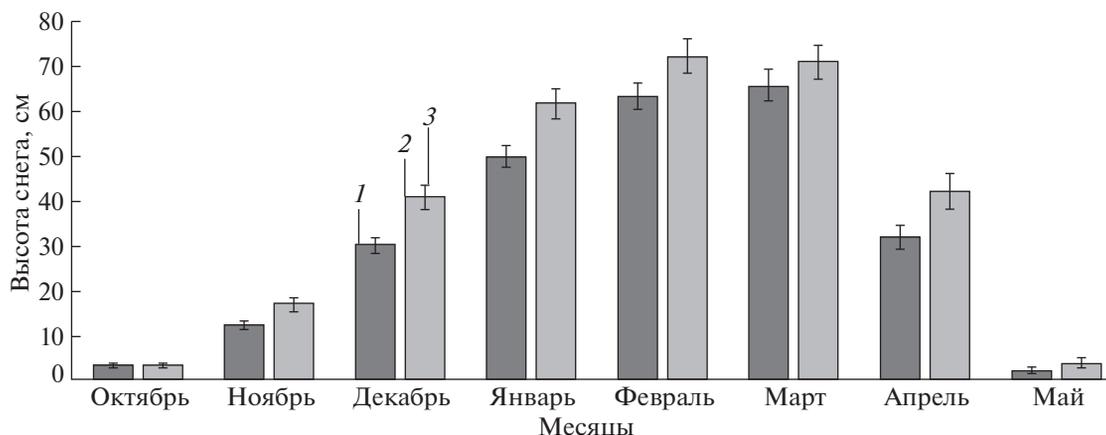
**Fig. 2.** The difference between observations for snow depth at hydrometeorological monitoring points in the Perm Region and the ERA 5-Land reanalysis data for the period 1990–2020: *a* – average absolute error, cm; *b* – average relative error, %; 1 – stations; 2 – posts.

расстоянии между ними средняя разница данных о высоте снега составляет более 15 см (Сидоров, 2021). Кроме того, в исследуемой версии реанализа расчёт характеристик снежности производится в зависимости от типа поверхности. Ячейка реанализа, в которую попадает Ножовка, соответствует зеркалу водохранилища, а Елово – земной поверхности. Сочетание указанных факторов приводит к неудовлетворительным различиям между исследуемыми массивами данных (107% в относительном выражении).

На северо-востоке Пермского края наблюдательных пунктов немного. Станция Вая, для которой абсолютная ошибка реанализа составила 18 см, находится в крупнохолмистой местности со значительной залесённостью. Близкое положение к Уральским горам приводит к изменчивости высот окружающего рельефа от 70 до 600 м. Измерения характеристик снежного покрова

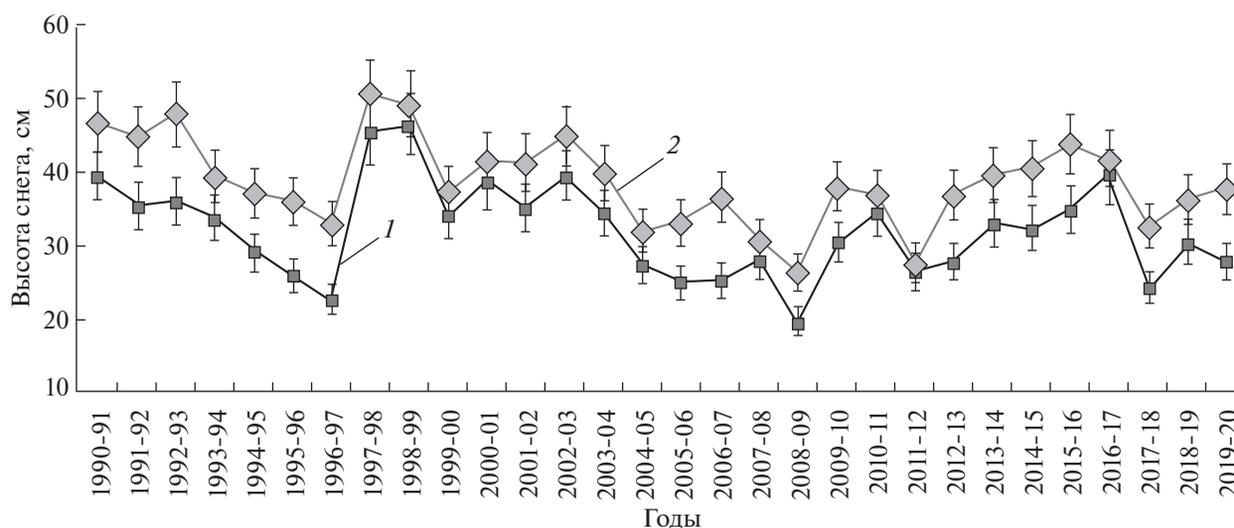
производятся в речной долине и соответствуют только ей, поэтому в горной местности они могут отличаться. В то же время квадрат сетки реанализа, который соотносится со станцией, из-за пространственного разрешения охватывает как речную долину, так и окружающую территорию. Таким образом, в реальности величина ошибок на северо-востоке региона может существенно отличаться от полученных значений как в большую, так и в меньшую стороны.

**Изменчивость высоты снежного покрова.** Расширение исследуемой информации за счёт привлечения данных гидрологических постов не привело к качественным изменениям ни в сезонном (рис. 3), ни в межгодовом (рис. 4) ходе высоты снежного покрова. Как и в случае использования только стационарных материалов, отмечается превышение данных ERA 5-Land над фактическими наблюдениями. О завышении текущим ре-



**Рис. 3.** Средние многолетние месячные значения высоты снежного покрова на территории Пермского края по данным подразделений гидрометеорологического мониторинга и реанализа ERA 5-Land за период 1990–2020 гг.: 1 – наблюдения; 2 – реанализ; 3 – доверительный интервал (95%).

**Fig. 3.** Average long-term monthly values of snow depth on the territory of the Perm Region according to the data of hydrometeorological monitoring points and reanalysis of ERA 5-Land for the period 1990–2020: 1 – observations; 2 – reanalysis; 3 – confidence interval (95%).



**Рис. 4.** Средняя высота снежного покрова на территории Пермского края по данным подразделений гидрометеорологического мониторинга и реанализа ERA 5-Land за период 1990–2020 гг.: 1 – наблюдения; 2 – реанализ; 3 – доверительный интервал (95%).

**Fig. 4.** Mean snow depth on the territory of the Perm Region according to the data of hydrometeorological monitoring points and reanalysis of ERA 5-Land over the 1990–2020 period: 1 – observations; 2 – reanalysis; 3 – confidence interval (95%).

анализом характеристик снежного покрова в бассейне р. Селенги сообщается в работе (Шихов и др., 2022), а для Северного полушария в целом, особенно в горных районах, что актуально для Пермского края, – в исследовании (Kouki и др., 2023).

С октября по февраль в двух исследуемых массивах наблюдается активный прирост высоты снега (см. рис. 3). В марте фактические значения продолжают возрастать, хотя и с меньшей интенсивностью, в то время как в реанализе зафиксиро-

рована тенденция к снижению. В обоих случаях снег на территории Пермского края полностью сходит в мае. Исследование сроков наступления максимальных значений высоты снежного покрова в Пермском крае (Крючков, 2021) показывает, что в последние десятилетия в целом по региону происходит смещение наступления максимумов с первой на вторую и даже третью декаду марта.

В количественном выражении во все месяцы величина расхождений между реанализом и фак-

тическими значениями при использовании расширенного массива данных увеличена по отношению к ограниченному архиву. В октябре—марте прирост составляет от 1 до 3%, в апреле — 8%, а в мае — 32%. Значения средней высоты снега по Пермскому краю, полученные по данным станционных наблюдений, не претерпевают существенных изменений при использовании дополнительной информации, поступившей с гидрологических постов. Следовательно, увеличение разности происходит за счёт повышения величины снежности в расширенном архиве ERA 5-Land.

Использование интервальной оценки распределения средней высоты снега по месяцам показывает совпадение информации в двух исследуемых массивах в пределах доверительных интервалов в октябре, мае и марте. Таким образом, воспроизведение реанализом средней высоты снежного покрова в эти месяцы можно считать в целом удовлетворительным.

Анализ сезонного хода исследуемой характеристики в двух массивах данных отдельно по наблюдательным пунктам показывает, что в марте высота снега, согласно фактическим измерениям, достигает максимальных значений в 45 пунктах (80% от общего числа). В 5 случаях (9%) наибольшие значения наблюдаются как в марте, так и в феврале, ещё в 6 пунктах (11%) максимумы наблюдаются в феврале. По данным реанализа максимальная высота снега в феврале характерна для 41 подразделения (73%), в марте — для одного, ещё в 14 случаях наибольшие значения отмечаются в обоих месяцах. Полное совпадение сезонного хода зафиксировано только в трёх наблюдательных пунктах. Стоит отметить, что согласно станционным декадным данным (Крючков, 2021) в период до 1990 г. максимальные значения преимущественно отмечались в феврале, но в последующем произошло смещение наступления максимумов на первую и даже вторую декаду марта (для постов подобное исследование не проводилось). Определённую роль в таком смещении могла сыграть смена циркуляционных условий в атмосфере на территории края в конце 1980-х годов (уменьшение повторяемости восточной и увеличение западной форм циркуляции по классификации Г.Я. Вангенгейма — А.А. Гирса).

Согласно анализу тесноты связей, преобладающей части подразделений Пермского края с октября по май свойственна прямая зависимость между фактическими наблюдениями за высотой снега и реанализом ERA5-Land. Теснота связи при этом характеризуется значительной вариабельностью (информация по постам приведена в табл. 2). Например, коэффициент корреляции в среднем и по станциям, и по постам Пермского края имеет наибольшее значение в декабре, изменяясь от 0.49 в Верещагино, которое находится в

центральной части западного Предуралья на правом берегу р. Камы, до 0.93 в Щучье Озеро. Максимальная изменчивость коэффициентов наблюдается в мае, когда отмечено большое количество величин, признанных незначимыми. В то же время необходимо учитывать, что снежный покров в периоды его появления и исчезновения имеет неустойчивый характер, поэтому к данным результатам необходимо относиться с осторожностью.

Анализ межгодовой изменчивости высоты снежного покрова в Пермском крае на основе инструментальных измерений и данных ERA 5-Land (см. рис. 4) показывает, что реанализ в целом адекватно воспроизводит ход рассматриваемой характеристики, хотя в отдельные холодные периоды можно видеть расхождение тенденций. Применение доверительных интервалов (максимальное значение составляет 9% от средней величины) при исследовании позволяет сделать вывод о том, что в 13 случаях из 30 реанализ на удовлетворительном уровне воспроизвёл значения высоты снега.

При подробном изучении межгодовых изменений высоты снежного покрова в отдельных подразделениях выявлено, что величина расхождений на протяжении 30 лет имеет тенденцию к снижению в 34 пунктах. Наибольшее уменьшение отмечено на станциях Кын (западные предгорья Среднего Урала, 14 см) и Оса (западные склоны Тулвинской возвышенности, 11 см). Для остальных точек характерен рост, например, пост Усьва (северные предгорья Среднего Урала) показал увеличение ошибки реанализа на 10 см. По отношению к широте расположения наблюдательных пунктов увеличение в большей степени превалирует в южной части края, уменьшение — в центральной и северной частях региона. В меридиональном выражении повторяемость увеличивающихся ошибок реанализа растёт в направлении от центральных территорий к западу и востоку с преобладанием в восточных районах, а уменьшение в большей степени характерно для центра и запада Пермского края. Отчасти это можно объяснить уменьшением продолжительности залегания устойчивого снежного покрова на территории Пермского края (в среднем на 5 дней за 30 лет) и соответствующим изменением условий для возникновения временного снежного покрова, который в свою очередь слабо воспроизводится моделью реанализа. Возможно, посуточное сравнение данных позволит прояснить некоторые вопросы, которые невозможно решить при текущей исходной информации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Использование расширенной информации о характеристиках снега с учётом данных, полученных на гидрологических постах Пермского края,

**Таблица 2.** Коэффициенты корреляции между данными о высоте снежного покрова в подразделениях гидрометеорологического мониторинга Пермского края и в реанализе ERA 5-Land  
**Table 2.** Correlation coefficients between data on snow depth by hydrometeorological monitoring points in the Perm Region and by the ERA 5-Land reanalysis

Пост	Месяц							
	октябрь	ноябрь	декабрь	январь	февраль	март	апрель	май
Керос	<b>0.27</b>	0.89	0.93	0.90	0.85	0.77	0.74	0.63
Оныл	0.40	0.90	0.90	0.88	0.81	0.80	0.72	<b>0.26</b>
Сергеевский	0.55	0.81	0.88	0.86	0.74	0.75	0.77	<b>0.27</b>
Бондюг	0.68	0.75	0.81	0.71	0.66	0.64	0.74	0.71
Булдырья	0.62	0.62	0.58	0.63	0.62	0.53	0.76	0.82
Митракова	0.80	0.72	0.69	0.75	0.76	0.70	0.80	0.69
Рябинино	0.75	0.74	0.74	0.65	0.55	<b>0.35</b>	0.60	0.49
Нижняя Язтва	0.68	0.71	0.83	0.82	0.66	0.62	0.81	0.68
Керчевский	0.64	0.63	0.83	0.80	0.75	0.69	0.71	0.45
Кува	0.77	0.77	0.79	0.82	0.73	0.61	0.77	0.69
Ошиб	0.83	0.68	0.83	0.78	0.76	0.58	0.54	–
Слудка	0.66	0.54	0.84	0.80	0.78	0.73	0.73	<b>0.06</b>
Майкор	0.62	0.68	0.79	0.80	0.79	0.75	0.76	–
Усть-Пожва	0.89	0.48	0.84	0.88	0.76	0.76	0.64	0.38
Ильинский	0.88	0.39	0.79	0.72	0.75	0.59	0.62	<b>0.19</b>
Карагай	0.91	0.78	0.88	0.80	0.78	0.71	0.75	<b>0.25</b>
Усть-Игум	0.69	0.51	0.84	0.82	0.75	0.74	0.73	0.74
Кизел	0.51	0.52	0.68	0.79	0.75	0.78	0.64	0.47
Перемское	0.64	0.63	0.82	0.80	0.78	0.77	0.70	0.04
Усьва	0.55	0.51	0.70	0.72	0.80	0.77	0.60	0.40
Нововильвенский	0.76	0.88	0.80	0.90	0.88	0.86	0.86	0.78
В.-Ч. Городки	0.84	0.68	0.91	0.91	0.85	0.76	0.67	<b>0.22</b>
Троица	0.65	0.61	0.77	0.67	0.51	0.52	0.62	–
Казымово	0.91	0.69	0.86	0.77	0.83	0.59	0.83	–
Калинино	0.91	0.65	0.90	0.90	0.86	0.75	0.76	0.43
Елово	0.72	0.47	0.61	<b>0.34</b>	<b>0.34</b>	<b>0.27</b>	0.50	–
Барда	0.89	0.71	0.87	0.84	0.83	0.78	0.78	<b>–0.03</b>
Суда	0.74	0.79	0.83	0.57	0.53	0.49	0.59	0.81
Бабка	0.73	0.75	0.85	0.78	0.82	0.70	0.80	<b>0.04</b>
Большой Гондыр	0.79	0.78	0.88	0.86	0.86	0.72	0.81	<b>–0.09</b>
Щучье Озеро	0.54	0.60	0.93	0.92	0.94	0.92	0.77	<b>–0.02</b>
среднее	0.70	0.67	0.81	0.78	0.75	0.68	0.71	0.40

*Примечание:* жирным шрифтом выделены значения коэффициентов корреляции, признанные незначимыми.

в количественном выражении более чем на 70% повышает обеспеченность исследуемыми данными территории Пермского края по сравнению только со стационарными материалами. В то же время следует понимать, что для качественного изучения характеристик снежного покрова в условиях разнообразия форм рельефа и растительности такого количества наблюдательных пунктов всё равно недостаточно. Такой дефицит

информации особенно сказывается в зоне наибольшего снегонакопления в горной местности на северо-востоке и отчасти востоке региона, поэтому необходимо использование альтернативных источников гидрометеорологических данных (информации дистанционного зондирования Земли из космоса, результатов гидродинамического моделирования или реанализов).

Реанализ ERA 5-Land на хорошем уровне (в 73% случаев) воспроизводит наличие/отсутствие снега в период появления и на удовлетворительном (53%) – в период схода. При расхождении реанализ преимущественно показывает наличие снега в точках, где его не фиксируют наблюдательные пункты, что может быть связано с более ранним сходом снега на метеоплощадке по сравнению с окружающей местностью. Случаи, когда снежный покров был отмечен, а в ERA 5-Land не отображён, определены только для станций. В данной ситуации может сказываться наступление условий в районе пунктов наблюдений в осеннее и весеннее время для выпадения твёрдых осадков и установления временного снежного покрова, что не всегда отображается в реанализе. Для изучения этого аспекта необходимо привлекать посуточную информацию.

Некоторые особенности, выявленные в исследованиях (Крючков, 2021; Крючков, Калинин, 2021; Сидоров, 2022), подтверждаются при анализе расширенных массивов данных. В частности, в используемом реанализе значения высоты снежного покрова завышены по отношению к инструментальным измерениям для большей части наблюдательных пунктов Пермского края. Вероятно, существует взаимосвязь с оценкой осадков версией реанализа ERA 5 (Григорьев и др., 2022), где также отмечается превышение его данных над фактическими наблюдениями.

Максимальное расхождение получено для северо-восточной части региона, что, по-видимому, связано с сильной изменчивостью рельефа этой местности. Большие ошибки на юго-западе и в центре края, вероятно, связаны с близким расположением водохранилищ и, следовательно, различиями воспроизведения характеристик снега в ERA 5-Land для водной и земной поверхностей. Один из примеров для Камского водохранилища был рассмотрен (Крючков, 2021; Крючков, Калинин, 2021). Не выявлено отклонений только в двух наблюдательных пунктах с малыми перепадами высот в районах их расположения.

В пространственном отношении территория Пермского края характеризуется ростом отклонений данных реанализа от фактических наблюдений при перемещении с юго-западной территории на северо-восток региона. Исключение составляет центральная часть региона, где проявляется влияние Камского водохранилища. Остальные случаи нарушения зависимости связаны с локальными особенностями территорий, окружающих пункты наблюдений: холмистый рельеф, речная долина, растительность, близость к жилой застройке, – которые в силу своего масштаба не отображаются в реанализе.

Таким образом, реанализ ERA 5-Land для определения параметров снежного покрова целе-

сообразней использовать для равнинной и слабохолмистой местности. В горных районах и районах с пересечённым рельефом, а также на границе земная/водная поверхность эффективность реанализа снижается.

Подтверждается и ранее сделанный вывод, что межгодовая изменчивость средней высоты снега в целом по Пермскому краю адекватно воспроизводится реанализом ERA 5-Land. Величина ошибки реанализа уменьшилась в течение 30 лет для 61% наблюдательных пунктов. Уменьшение величины ошибки частично можно связать с ростом количества поступающей исходной информации, которая усваивается реанализом. Одной из причин увеличения ошибок для отдельных подразделений является фактическая информация низкого качества, что связано с ошибками или пропусками наблюдений.

Исследование сезонной изменчивости с учётом использования данных гидрологических постов показало, что в ERA 5-Land максимумы высоты снежного покрова смещены в сторону более раннего наступления по отношению к фактическим значениям, как и в случае анализа только станционных материалов. Вопрос о том, связано ли подобное расхождение с постепенным сдвигом формирования максимальных снеготолщин в Пермском крае в исследуемый период на март, в то время как в реанализе данные изменения не воспроизвелись, в том числе по причине несовершенства используемых моделей эволюции снежного покрова, на текущий момент остаётся открытым. Возможно, продолжение исследования с учётом материалов до 1990 г. позволит дать на него ответ. Величина среднемесячных расхождений между данными реанализа и информацией постов в целом больше, чем аналогичная характеристика для станций, что особенно проявляется в апреле и мае.

Наиболее устойчивая разница между данными двух массивов отмечается в зимние месяцы, что необходимо учитывать при работе с реанализом ERA 5-Land.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астафуров В.Г., Скороходов А.В., Мусиенко О.П., Курьянович К.В.* Статистическая модель текстуры изображений и физических параметров облачности в периоды залегания снежного покрова на территории Российской Федерации по данным MODIS // *Оптика атмосферы и океана*. 2018. Т. 31. № 7. С. 537–541.  
<https://doi.org/10.15372/AOO20180706>
- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М.* «Описание массива данных характеристики снежного покрова на метеорологических станциях России и бывшего СССР» Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621201 // *Электронный ресурс*. <http://meteo.ru/data/165-snow->

- cover#описание-массива-данных. (Дата обращения: 23.01.2023)
- Григорьев В.Ю., Фролова Н.Л., Киреева М.Б., Степаненко В.М. Пространственно-временная изменчивость ошибки воспроизведения осадков реанализом ERA5 на территории России // Известия РАН. Сер. геогр. 2022. Т. 86. № 3. С. 435–446. <https://doi.org/10.31857/S2587556622030062>
- Евсеева Н.С., Петров А.И., Каширо М.А., Квасникова З.Н., Батманова А.С., Хон А.В. Влияние рельефа и растительности на распределение снежного покрова в бассейнах малых рек // Геосферные исследования. 2017. № 4. С. 64–74. <https://doi.org/10.17223/25421379/5/6>
- Казакова Е.В. Ежедневная оценка локальных значений и объективный анализ характеристик снежного покрова в рамках системы численного прогноза погоды COSMO-Ru. Дис. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. Москва: Гидромет. науч.-исслед. центр России, 2015. 181 с.
- Калинин В.Г., Шайдулина А.А., Русаков В.С., Фасахов М.А. Математико-геоинформационное моделирование процесса снеготаяния на речных водосборах Прикамья // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 1. С. 63–74. <https://doi.org/10.31857/S2076673422010116>
- Китаев Л.М., Желтухин А.С., Коробов Е.Д., Аблеева В.А. Снежный покров: особенности локального распределения в лесных массивах как возможный источник погрешностей спутниковых данных // Известия РАН. Сер. геогр. 2020. Т. 84. № 6. С. 855–863. <https://doi.org/10.31857/S2587556620060072>
- Китаев Л.М., Титкова Т.Б., Турков Д.В. Точность воспроизведения межгодовой изменчивости снегозапасов Восточно-Европейской равнины по данным спутниковой информации на примере продукта GlobSnow (SWE) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 1. С. 164–175. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-1-164-175>
- Коришунова Н.Н., Давлетшин С.Г., Аржанова Н.М. Изменчивость характеристик снежного покрова на территории России // Фундаментальная и прикладная климатология. 2021. Т. 7. № 1. С. 80–100. <https://doi.org/10.21513/2410-8758-2021-1-80-100>
- Котова Е.И. Оценка влияния факторов на состав снежного покрова в Российской Арктике // Успехи современного естествознания. 2019. № 10. С. 158–163.
- Крючков А.Д. Пространственно-временное распределение характеристик снежного покрова на территории Пермского края. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Пермь, ПГНИУ. 2021. 223 с. <http://www.psu.ru/files/docs/science/dissertatsionnye-sovety/kryuchkov/disser.pdf>
- Крючков А.Д., Истомина О.В. Динамика снежного покрова на территории Пермского края за период 1988–2018 гг. // Вест. Удмуртского ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле. 2019. Т. 29. Вып. 2. С. 243–251.
- Крючков А.Д., Калинин Н.А. Сравнение характеристик снежного покрова по данным метеорологических станций и реанализа ERA 5-Land на территории Пермского края // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2021. № 2 (380). С. 95–110. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2021-2-95-110>
- Куракина Н.И., Михайлова А.А. Картографическое моделирование снежного покрова в технологии геоинформационных систем // Известия Санкт-Петербургского государственного электротехнического университета “ЛЭТИ” им. В.И. Ульянова 2020. № 1. С. 23–27.
- Мартынова Ю.В., Матюхина А.А., Воронай Н.Н., Крупчатников В.Н. Особенности формирования снежного покрова в Сибири и их связь с аномалиями динамики атмосферы Северного полушария // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. 2021. Т. 1. № 6. С. 118–125. <https://doi.org/10.23885/2500-395X-2021-1-6-118-125>
- Метеорологический ежемесячник // Уральское УГМС. 1990–2020 гг. Вып. 9. Ч. 2. № 1–5. С. 10–13.
- Попова В.В., Морозова П.А., Титкова Т.Б., Семенов В.А., Черенкова Е.А., Ширяева А.В., Китаев Л.М. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 4. С. 73–86. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-73-86>
- Сидоров И.А. Верификация характеристик снежного покрова по данным реанализа ERA 5-Land и наблюдательных подразделений Пермского края за период 1990–2020 гг. // Географическое изучение территориальных систем. Сб. материалов XVI Всеросс. науч.-практич. конф. студентов, аспирантов и молодых учёных. Пермь, 13 мая 2022 г. / Под ред. А.А. Сафаряна. Пермь: ПГНИУ, 2022. С. 160–164.
- Сидоров И.А. Сравнительный анализ характеристик снежного покрова по данным гидрометеорологических станций и постов на территории Пермского края // Географич. изучение территориальных систем: Сб. материалов XV Всеросс. науч.-практич. конф. студентов, аспирантов и молодых учёных, Пермь, 11–12 мая 2021 г. / Под ред. А.А. Сафаряна. Пермь: ПГНИУ, 2021. С. 181–185.
- Турков Д.В., Сократов В.С. Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального теплообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 369–380. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-369-380>
- Турков Д.В., Сократов В.С., Титкова Т.Б. Снежный покров Западной Сибири по расчетам на модели локального теплообмена SPONSOR и данным реанализа // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Материалы XXIII Междунар. симпозиума. Электронный ресурс, Иркутск, 03–07 июля 2017 года / Отв. О.А. Романовский. Иркутск: ИОА СО РАН. 2017. С. 391–395.
- Хан В.М., Рубинштейн К.Г., Шмакин А.Б. Сравнение сезонной и межгодовой изменчивости снежного покрова в бассейнах рек России по данным наблю-

- дений и реанализов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 1. С. 69–80.
- Чурюлин Е.В., Копейкин В.В., Розинкина И.А., Фролова Н.Л., Чурюлина А.Г. Анализ характеристик снежного покрова по спутниковым и модельным данным для различных водосборов на Европейской территории Российской Федерации // Гидромет. исследования и прогнозы. 2018. № 2 (368). С. 120–143.
- Шихов А.Н., Черных В.Н., Аюржанаев А.А., Пьянков С.В. Расчёт снегонакопления в бассейне р. Селенги на основе данных глобальных численных моделей атмосферы с верификацией по спутниковым данным // Материалы 20-й Междунар. конф. “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса”. М.: Ин-т космич. исслед. РАН, 2022. 124 с.  
<https://doi.org/10.21046/20DZZconf-2022a>
- Era 5-Land. Climate Data Store. Copernicus Climate Change Service // Электронный ресурс.  
<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>  
(Дата обращения: 23.01.2023)
- Kunkel K.E., Robinson D.A., Champion S., Yin X., Estilow T., Frankson R.M. Trends and extremes in Northern Hemisphere snow characteristics // Current Climate Change Report. 2016. V. 2. P. 65–73.
- Kouki K., Luojus K., Riihelä A. Evaluation of snow cover properties in ERA5 and ERA5-Land with several satellite-based datasets in the Northern Hemisphere in spring 1982–2018 // The Cryosphere Discuss. [preprint]. 2023.  
<https://doi.org/10.5194/tc-2023-53>
- Pelosi A., Terribile F., D’Urso G., and Chirico, G.B. Comparison of ERA5-Land and UERRA MESCAN-SURFEX reanalysis data with spatially interpolated weather observations for the regional assessment of reference evapotranspiration // Water. 2020. V. 12 (6). 1669 p.
- Sheffield J., Goteti G., Wood E.F. Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. // Journ. of Climatology. 2006. V. 19: 3088–3111.

---

**Citation: Kryuchkov A.D., Kalinin N.A., Sidorov I.A. Quality of snow cover characteristics derived from ERA 5-Land reanalysis for the territory of Perm Krai. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 383–396 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423030055**

---

## Quality of Snow Cover Characteristics Derived from ERA 5-Land Reanalysis for the Territory of Perm Krai

A. D. Kryuchkov<sup>a,#</sup>, N. A. Kalinin<sup>a</sup>, and I. A. Sidorov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Perm State University, Perm, Russia

<sup>#</sup>e-mail: Candy55man@ya.ru

Received March 31, 2023; revised June 6, 2023; accepted June 27, 2023

Agreement between values of the mean monthly snow depth provided by the ERA 5-Land reanalysis and similar characteristics of snow cover calculated on the basis of the extended hydrometeorological monitoring performed in the Perm Region for 1990–2020 is analyzed. It was found that ERA 5-Land in 73% of cases reproduces the presence/absence of snow during the onset period, and in 53% – during the period of snow loss. The conclusions made in the authors' previous studies based on more limited material were generally confirmed. It is shown that the reanalysis values of the snow depth are overestimated in relation to instrumental measurements for most of the hydrometeorological stations of the Perm Region. In space, the magnitude of the reanalysis error increases from the southwest to the northeast of the region, with the exception of its central part, where the influence of the Kama water reservoir is perceptible. But the interannual variability of the average snow depth in the Perm Region was reproduced by the ERA 5-Land reanalysis adequately. For 30 years, the magnitude of the reanalysis error decreased as it was compared with 61% observation points. The analysis of seasonal variability showed that in ERA 5-Land time of the maximum snow depth was shifted to earlier onset. The complete coincidence of the seasonal course was recorded only in 5% of hydrometeorological monitoring sites. The value of the average monthly discrepancies between the data of the reanalysis and the information of the posts as a whole exceeds the similar characteristic for the stations, which is especially evident during the period of active snowmelt.

**Keywords:** ERA 5-Land reanalysis, snow cover characteristics, hydrometeorological monitoring points, Perm Region

## REFERENCES

- Astafurov V.G., Evsyutkin T.V., Kuryanovich K.V., Skorokhodov A.V.* Statistical models of image texture and physical parameters of cloudiness during snow cover periods on the Russian Federation territory from MODIS data. *Optika atmosfery i okeana* Optics of the atmosphere and ocean 2018, 31 (7): 537–541. <https://doi.org/10.15372/AOO20180706> [In Russian].
- Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Aleksandrova T.M.* Description of the data array characteristics of snow cover at meteorological stations in Russia and the former USSR" Certificate of state registration of the database No. 2014621201. Retrieved from: <http://meteo.ru/data/165-snow-cover#opisanie-massiva-dannykh> (Last access: 26 January 2023) [In Russian].
- Grigorev V.YU., Frolova N.L., Kireeva M.B., Stepanenko V.M.* Spatial and temporal variability of ERA5 precipitation accuracy over Russia. *Izvestiya RAN. Ser. geogr. Proc. of the RAS. Geographical series.* 2022, 86 (3): 435–446. <https://doi.org/10.31857/S2587556622030062> [In Russian].
- Evseeva N.S., Petrov A.I., Kashiro M.A., Kvasnikova Z.N., Batmanova A.S., Khon A.V.* Influence of the relief and vegetation on the distribution of the snow cover in the pools of small rivers. *Geosferynye issledovaniya.* Geospheric Research. 2017, 4: 64–74. <https://doi.org/10.17223/25421379/5/6> [In Russian].
- Kazakova E.V.* *Yezhednevnyaya otsenka lokal'nykh znacheniy i ob'yektivnyy analiz kharakteristik snezhnogo pokrova v ramkakh sistemy chislennogo prognoza pogody COSMO-Ru.* Daily assessment of local values and objective analysis of snow cover characteristics in the framework of the COSMO-Ru numerical weather forecast system. PhD. Moscow: Hydrometeorol. scientific-research center of Russia. 2015: 181 p. [In Russian].
- Kalinin V.G., Shaydulina A.A., Rusakov V.S., Fasakhov M.A.* Mathematical and geoinformation modeling of snow-melt process in the river drainage basins of the Kama region. *Led I Sneg.* Ice and Snow. 2022, 62 (1): 63–74. <https://doi.org/10.31857/S2076673422010116> [In Russian].
- Kitaev L.M., Zheltukhin A.S., Korobov E.D., Ableeva V.A.* Snow Cover: Characteristics of Local Distribution in Forests as Possible Source of Satellite Data Errors. *Izvestiya RAN. Ser. geogr.* Proc. of the RAS. Geographical series. 2020, 84 (6): 855–863. <https://doi.org/10.31857/S2587556620060072> [In Russian].
- Kitaev L.M., Titkova T.B., Turkov D.V.* Accuracy of reproduction of interannual variability of snow storages of the East European Plain by satellite data illustrated by the example of the GLOBSNOW (SWE) product. *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa.* Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space, 2020, 17 (1): 164–175. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-1-164-175> [In Russian].
- Korshunova N.N., Davletshin S.G., Arzhanova N.M.* Variability of snow cover characteristics over the Russian territory. *Fundamental'naya I Prikladnaya Klimatologiya.* Fundamental and Applied Climatology. 2021, 7 (1): 80–100. <https://doi.org/10.21513/2410-8758-2021-1-80-100> [In Russian].
- Kotova E.I.* Assessment of factors influence on the composition of snow cover in the Russian Arctic. *Uspehi Sovremennogo Estestvoznaniya.* Advances in Current Natural Sciences. 2019, 10: 158–163. [In Russian].
- Kryuchkov A.D.* *Prostranstvenno-vremennoe raspredelenie kharakteristik snezhnogo pokrova na territorii Permskogo kraya.* Spatial and temporal distribution of snow cover characteristics on the territory of the Perm region. PhD. Perm: Perm State National Research University, 2021: 223 p. <http://www.psu.ru/files/docs/science/dissertatsionnye-sovety/kryuchkov/disser.pdf> [In Russian].
- Kryuchkov A.D., Istomina O.V.* Snow cover dynamic on the territory of the Perm region in the 1988–2018. *Vestnik Udmurtskogo Universiteta. Seriya Biologiya. Nauki o Zemle.* Bulletin of Udmurt University. Series Biology. Earth Sciences. 2019, 29 (2): 243–251 [In Russian].
- Kryuchkov A.D., Kalinin N.A.* Comparison of snow cover characteristics according to meteorological stations and ERA 5-Land reanalysis in the Perm Region. *Gidrometeorologicheskiye Issledovaniya i Prognozy.* Hydrometeorological Research and Forecasting. 2021, 2 (380): 95–110. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2021-2-95-110> [In Russian].
- Kurakina N.I., Mikhaylova A.A.* Cartographic modelling of snow cover in geographic information system technology. *Izvestia SPbETU "LETI".* Proc. of Saint Petersburg Electrotechnical University. 2020, 1: 23–27 [In Russian].
- Martynova Yu.V., Matyukhina A.A., Voropay N.N., Krupchatnikov V.N.* Features of the snow cover formation in Siberia and the relationship with the atmospheric dynamics anomalies in the Northern Hemisphere. *Ekologiya. Ekonomika. Informatika. Seriya: Sistemnyy analiz i modelirovanie ekonomicheskikh i ekologicheskikh sistem.* Ecology. Economy. Computer science. Series: System analysis and modeling of economic and ecological systems. 2021, 1 (6): 118–125. <https://doi.org/10.23885/2500-395X-2021-1-6-118-125> [In Russian].
- Meteorological monthly guide. Ural'skoe UGMS.* Ural UGMS. 1990–2020, 9 (2): 1–5, 10–13. [In Russian].
- Popova V.V., Morozova P.A., Titkova T.B., Semenov V.A., Cherenkova E.A., Shiryayeva A.V., Kitaev L.M.* Regional features of present winter snow accumulation variability in the North Eurasia from data of observations, reanalysis and satellites. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 55 (4): 73–86. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-4-73-86> [In Russian].
- Sidorov I.A.* Verification of snow cover characteristics according to the ERA 5-LAND reanalysis and observation points of Perm region for 1990-2020. *Geograficheskoe izuchenie territorial'nyh sistem: Sbornik materialov HVI Vserossijskoj nauchno-prakticheskoy konferencii studentov, aspirantov i molodyh uchyonnyh, Perm', 13 maya 2022 goda.* Geographical Research of Territorial Systems: Collection of materials of the XVI All-Russian Scientific and Practical Conference students, graduate students and young scientists (May 13, 2022). Perm: Perm State University. 2022: 160–164 [In Russian].

- Sidorov I.A.* Comparative analysis of snow cover characteristics according to hydrometeorological stations and posts on the territory of the perm region Geographical Research of Territorial Systems: Collection of materials of the XV All-Russian Scientific and Practical Conference students, graduate students and young scientists (May 11–12, 2021). Perm: Perm State University. 2021: 181–185 [In Russian].
- Turkov D.V., Sokratov V.S.* Calculating of snow cover characteristics on a plain territory using the model SPONSOR and data of reanalyses (by the example of Moscow region). *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2016, 56 (3): 369–380.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-3-369-380> [In Russian].
- Turkov D.V., Sokratov V.S., Titkova T.B.* Snow cover of Western Siberia according to calculations based on the SPONSOR model of local heat and moisture exchange and reanalysis data. Atmospheric and oceanic optics. Atmospheric physics: Proc. of the XXIII International Symposium. Irkutsk: V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics of Siberian Branch of the Russian Academy of Science. 2017: 391–395 [In Russian].
- Khan V.M., Rubinshtein K.G., Shmakin A.B.* Comparison of seasonal and interannual variability of snow cover in Russian watersheds according to observations and reanalyses. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana.* Proc. of the RAS. Physics of the atmosphere and ocean. 2007, 43 (1): 59–69 [In Russian].
- Churiulin E.V., Kopeykin V.V., Rozinkina I.A., Frolova N.L., Churiulina A.G.* Analysis of snow cover characteristics by satellite and model data for different catchment areas are located on the territory of the Russian Federation. *Gidrometeorologicheskiye Issledovaniya i Prognozy.* Hydrometeorological Research and Forecasting. 2018, 2 (368): 120–143 [In Russian].
- Shikhov A.N., Chernykh V.N., Ayurzhanayev A.A., Pyankov S.V.* Calculation of snow accumulation in the Selenga river basin based on data from global numerical models of the atmosphere with verification by satellite data. *Materialy 20 Mezhdunarodnoi konferencii "Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa"*. Moscow: Space Research Institute RAS. 2022: 124 p.  
<https://doi.org/10.21046/20DZZconf-2022a> [In Russian].
- Era 5-Land. Climate Data Store. Copernicus Climate Change Service. Retrieved from: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home> (Last access: 23 January 2023).
- Kunkel K.E., Robinson D.A., Champion S., Yin X., Estilow T., Frankson R.M.* Trends and extremes in Northern Hemisphere snow characteristics. *Current Climate Change Report.* 2016, 2: 65–73.
- Kouki K., Luoju K., Riitelä A.* Evaluation of snow cover properties in ERA5 and ERA5-Land with several satellite-based datasets in the Northern Hemisphere in spring 1982–2018. *The Cryosphere Discuss.* [preprint]. 2023. <https://doi.org/10.5194/tc-2023-53>
- Pelosi A., Terribile F., D'Urso G., and Chirico, G.B.* Comparison of ERA5-Land and UERRA MESCAN-SURFEX reanalysis data with spatially interpolated weather observations for the regional assessment of reference evapotranspiration. *Water.* 2020, 12 (6): 1669.
- Sheffield J., Goteti G., Wood E.F.* Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journ. of Climatology.* 2006, 19: 3088–3111.

УДК 550.46

## МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ПЫЛИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ПРИМЕРЕ ГОРОДОВ ТЮМЕНЬ И ТОБОЛЬСК

© 2023 г. А. В. Захарченко<sup>1,\*</sup>, А. А. Тигеев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Тюменский научный центр Сибирского отделения РАН, Тюмень, Россия

\*e-mail: avzakh@gmail.com

Поступила в редакцию 05.04.2023 г.

После доработки 10.05.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

Выявлены различия содержания микроэлементов снеговой пыли в городах Тюмень и Тобольск с применением иерархического кластерного анализа. Для кластеризации использованы стандартизованные взвешенные значения. Выделено восемь кластеров, разделённых на группы и подгруппы. Обоснована неоднородность состава микроэлементов. Показано, что в Тобольске содержание элементов выше, чем в Тюмени и соответственно экологическая опасность территорий Тобольска выше, чем Тюмени.

**Ключевые слова:** иерархический кластерный анализ, микроэлементы, пыль в снегу, тест Mann–Whitney, Тюмень, Тобольск

**DOI:** 10.31857/S2076673423030146, **EDN:** PMRONZ

### ВВЕДЕНИЕ

Неоднородность природных объектов – фундаментальная проблема в геохимии (Добровольский, 1983). Актуальность обусловлена поиском новых методических подходов и методик для оценки аэрозольной миграции веществ в атмосфере и характеристики загрязнения снежного покрова (Кондратьев, 2008; Amodio et al., 2014). Часто антропогенный фактор приобретает решающее значение в формировании состава твёрдого атмосферного аэрозоля (Касимов и др., 2012; Московченко, Бабушкин, 2012; Таловская и др. 2014). Техногенные аэрозоли, соединяясь с естественными частицами, формируют локальные области повышенного и даже аномального содержания загрязняющих веществ в снежном покрове. Рассмотрена проблема неоднородности фоновых точек, удалённых на значительное расстояние от источников загрязнения атмосферного воздуха.

В современной литературе широко используется иерархический кластерный анализ (далее – ИКА) для геохимической классификации микроэлементов, их происхождения и районирования (Omar et al., 2005; Templ et al., 2008; Shevchenko et al., 2017; Zhang et al., 2017). Расширить возможности метода можно, если провести стандартизацию исходных данных их содержания в снеговой пыли, перейдя от абсолютных к относительным значениям (Гилязов, 2015). Тогда каждый микроэлемент отражает свой вклад в геохимический

спектр точки наблюдения, форма которого уникальна и является производной от источника его поступления в атмосферу.

Предварительно кластерный анализ данных выполнен отдельно для городов Тюмень и Тобольск, а затем результаты сравнивались (Захарченко и др., 2023). Идея этой статьи заключается в сравнительном анализе геохимических спектров содержания микроэлементов в точках наблюдения указанных городов. Использована единая база данных с применением различных статистических методов анализа. Появление общих кластеров между этими городами можно интерпретировать, с одной стороны, как схожие условия формирования микроэлементного состава пыли в снежном покрове, а с другой стороны, если геохимический спектр отражает специфичный источник загрязнения, то как перенос между городами. Экологическую оценку можно дать при осреднении абсолютных значений содержания микроэлементов снеговой пыли в кластерах по точкам, которые в них входят.

Цель работы – выявить сходство или различия условий формирования микроэлементного состава снеговой пыли между близко расположенными городами Тюменью и Тобольском, где источники загрязнения атмосферы различаются. Кластеризация геохимических спектров позволяет отличать естественные фоновые точки наблю-

дения от фоновых, но подверженных техногенному воздействию, а это даёт возможность избежать ошибки второго рода и принять экологически опасные территории за безопасные.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Тобольск располагается в южно-тайжской подзоне с географическими координатами  $58^{\circ}12'$  с.ш.,  $68^{\circ}16'$  в.д. Основу его промышленного комплекса составляют предприятия химической переработки нефти и энергетики, что может влиять на повышенное содержание углеводов, окислов азота, фенола и пыли в атмосферном воздухе (Московченко, 2021). Тонкие аэрозоли абсорбируют на поверхности тяжёлые металлы, если они есть в выбросах предприятий.

Тюмень находится в подзоне подтайги, имеет географические координаты  $57^{\circ}15'$  с.ш.,  $65^{\circ}54'$  в.д. В городе преобладают предприятия, производящие нефтегазовое оборудование (Московченко, 2012; Moskovchenko et al, 2021). К специализированным производствам можно отнести только аккумуляторный завод, который не представляет опасности по отношению к загрязнению атмосферного воздуха (Крестьянникова и др., 2015). К неспециализированным источникам относятся две ТЭЦ. При географическом сдвиге между городами на  $1^{\circ}$  широты от южной тайги до подтайги химический состав естественных твёрдых аэрозолей атмосферы может существенно измениться по своему геохимическому спектру, предположительно, в сторону снижения содержания микроэлементов.

Отбор проб снега проведён стандартным снегомером на всю глубину слоя снега (Московченко, Бабушкин, 2012). Для оценки содержания пыли составляли сборную пробу из 3–5 образцов в зависимости от толщины слоя снега. Все пробы снега отобраны в 2020 г.: в Тюмени 61 проба, в Тобольске – 31. Отделение твёрдой фракции проводилось фильтрацией через беззольные нитроцеллюлозные фильтры “Millipore” с диаметром пор 0.45 мкм. Для получения достаточного количества твёрдого осадка фильтровали 1.5–2 л талой воды. После высушивания фильтров при  $t = 95^{\circ}\text{C}$  их взвешивали для определения массы пыли с расчётом её содержания в литре талой воды (г/л).

Элементный химический состав твёрдофазных выпадений определялся в аналитическом сертификационном испытательном центре ИП-ТМ РАН (г. Черноголовка, Московская область), с дальнейшим расчётом содержания микроэлементов в снеговой пыли (мг/кг) (Московченко, Бабушкин, 2012). У отдельных химических элементов в некоторых пробах их содержание было ниже порога определения. Те элементы, в которых это повторялось часто, были исключены из

статистического анализа, а использовано 24 микроэлемента: Li, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, W, Pb.

Корректное сравнение геохимических спектров микроэлементов между точками наблюдения возможно, если перейти от абсолютных значений содержания к относительным (стандартизация). Перейти к относительным единицам можно через нормирование отклонений от минимума  $x_{ij} - \min(x_{ij})$  на весь размах шкалы содержания микроэлемента  $\max(x_{ij}) - \min(x_{ij})$ . Для каждой точки наблюдения стандартизованные значения определялись по формуле (Гилязов, 2015):

$$a_{ij} = \frac{x_{ij} - \min(x_{ij})}{\max(x_{ij}) - \min(x_{ij})}, \quad (1)$$

где  $x_{ij}$  – содержание химического элемента;  $\min(x_{ij})$  – минимальное;  $\max(x_{ij})$  – максимальное значения;  $a_{ij}$  – безразмерная величина, отражающая стандартизованное значение содержания элемента, которое изменяется от нуля до 1 в ряду точек наблюдения.

В этом случае изучаются не различия абсолютных значений содержания элемента, а форма кривой, отражающая различия относительных значений ( $a_{ij}$ ) (1) содержания химических элементов между точками наблюдения, где  $i$  – порядковый номер точки отбора пробы,  $j$  – порядковый номер химического элемента в списке изученных. Затем определяем стандартизованное взвешенное  $P_{ij}$  (Захарченко и др., 2023):

$$P_{ij} = \frac{a_{ij}}{\sum_{j=1}^n (a_{ij}) - a_{ij}}, \quad (2)$$

где  $P_{ij}$  – индекс структуры, равный отношению стандартизованного значения к их сумме для всех

элементов  $\frac{a_{ij}}{\sum_{j=1}^n (a_{ij})}$ . Он отражает вероятностный

вклад  $j$ -го химического элемента в форму геохимического спектра  $\sum_{j=1}^n \frac{a_{ij}}{\sum_{j=1}^n (a_{ij})} = 1$ . Из суммы ис-

ключим значение этого элемента  $\sum_{j=1}^n (a_{ij}) - a_{ij}$ . Исходные данные пересчитаны по формуле 2.

Для оценки экологической опасности снеговой пыли рассчитаны коэффициент концентрации как отношение содержания микроэлементов к фоновому значению:

$$Kc_i = \frac{C_i}{C_{\phi}}, \quad (3)$$

и интегральный индекс загрязнения микроэлементами снеговой пыли:

$$Z_c = \sum_i Kc_i - (n - 1),$$

где  $Kc$  – коэффициент концентрации;  $i$  – порядковый номер микроэлемента;  $n$  – число учитываемых элементов с  $Kc > 1.5$ . Для снежного покрова показатель загрязнения считается низким при  $Z_c < 32$ , средним – 32–64, высоким и опасным – 64–128 (Касимов и др., 2012).

ИКА и геоинформационный анализы проводились с помощью программы Orange с пакетом Geo. Пакет Geo по данным GPS позволяет сразу же визуализировать результаты расчётов на местности относительно источников загрязнения атмосферного воздуха. В каждой точке наблюдения обозначен кластер, что позволяет сделать обратный переход от стандартизованных взвешенных значений к номинальным (мг/кг). Для всех элементов рассчитаны средние значения их содержания в кластере.

Распределение микроэлементов как случайной величины имеет степенной закон, что обусловило применение непараметрических методов для статистического анализа. Поэтому сравнение тюменской и тобольской выборок проведено с использованием U-теста Mann–Whitney. Для статистического анализа использовался пакет STATISTICA 12.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

ИКА проводился для стандартизованных взвешенных значений содержания микроэлементов в снеговой пыли ( $P_{ij}$ ) (2) объединённой базы данных Тюмени и Тобольска. Ожидали выявить присутствие специфических кластеров одного города в другом, что будет свидетельствовать об атмосферном переносе твёрдых аэрозолей. Выделено 8 крупных кластеров, объединяющие более мелкие объединения наблюдений (рис. 1).

На самом высоком уровне деления иерархии обособились два класса кластеров – это С1–С4, где точки наблюдения располагаются в Тюмени, и С5–С8 со смешанным расположением точек с преимуществом тобольских. Классы делятся на группы техногенные и естественные. Тюменские кластеры подразделяются на две подгруппы: неспецифичный С1 и специфичные С2, обусловленные выбросами металлообрабатывающих предприятий.

Точки кластера С1 разбросаны по всему городу и не привязаны к конкретному производству, но тяготеют к территориям с высотной застройкой (рис. 2). Кластер С2 тяготеет к промышленным металлообрабатывающим производствам (УГМК “Сталь”, ЖБИ–1,2,3). Кластер С3 относится к

подгруппе естественных и встречается в историческом центре и территории с малоэтажной застройкой. Кластер С4 специфичен тем, что располагается в северной промышленной части Тюмени и вдоль автотранспортных магистралей.

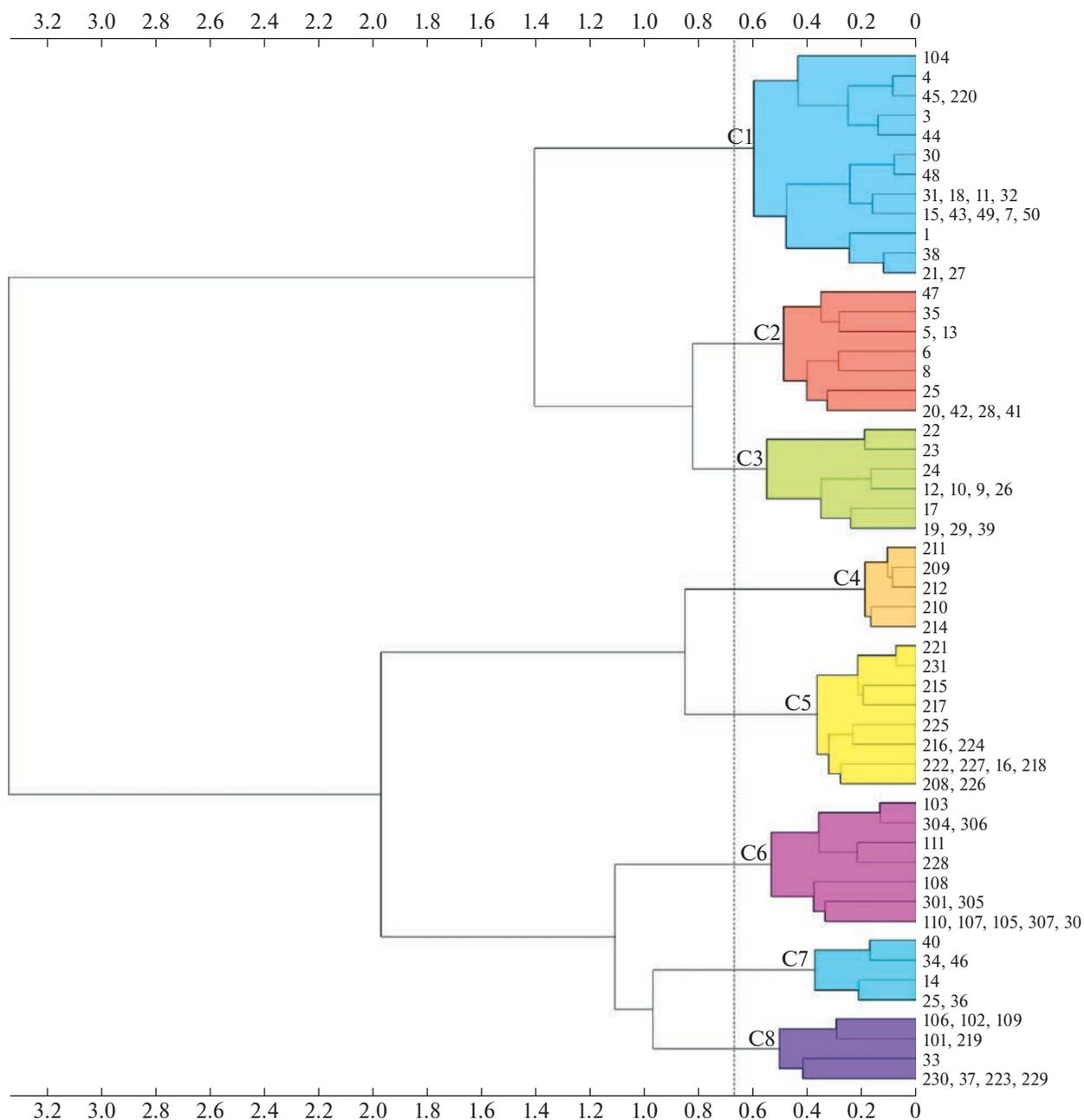
Тобольский смешанный класс иерархии делится на группы: условно-фоновые С5 и С6. К группе техногенных относятся С7 и С8 (рис. 3). Эта группа кластеров объединяет точки, расположенные по внешнему контуру промышленной зоны Тобольска и на удалении от неё. Геохимическую характеристику выделенных кластеров можно сделать, если перейти от стандартизованных взвешенных значений к средним номинальным значениям содержания микроэлементов снеговой пыли (мг/кг) в кластерах (табл. 1).

Кластер С1 характеризуется повышенным содержанием Cr, Ni, Co, Zn, что указывает на техногенный источник снеговой пыли. Условие формирования снеговой пыли С1 заключается в суммарном смешанном пуле загрязнения воздуха выбросами промышленных источников и автотранспорта. Схожее содержание этих микроэлементов в геохимическом спектре снеговой пыли связывают с топливно-энергетическим комплексом (Таловская и др., 2014) и литейным производством (Yanin, 1998). Одна из точек кластера С1 обнаруживается в Тобольске, что объясняется сходными с Тюменью условиями формирования химического состава снеговой пыли, так как рядом расположены точки кластера С8 с близким геохимическим спектром.

Тюменский кластер С2 содержит тяжёлые металлы в меньшем количестве, чем С1, но выделяется высоким содержанием Pb, втрое превышающим медианное значение. Точки С2 попадают на территории, отмеченные повышенным содержанием в снегу растворимой формы меди и свинца вблизи аккумуляторного завода (Крестьянникова и др., 2019).

Точки кластера С3, хотя и находятся в черте города Тюмени, имеют наименьшее содержание микроэлементов (Li, V, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cs, Pb) относительно других кластеров. Положение точек кластера – исторический центр, районы малоэтажной застройки.

Тюменский кластер С4 характеризуется повышенным содержанием тяжёлых металлов, особенно Cu и Zn, что характерно для пыли заводов металлообработки и машиностроения (Yanin, 1998). Кластер выделяется высоким содержанием элементов Nb, Mo, Cd, Sb, Ba, что качественно можно оценить при сравнении с медианой и квантилями. Геохимический спектр этого кластера имеет повышенное относительно медианы содержание Zn, Cu, Cd, Pb, что характерно для транспортного загрязнения атмосферного воздуха городов (Sereviciene et al., 2017). Если судить по



**Рис. 1.** Иерархическая структура кластеров C1–C8 геохимических спектров на основе стандартизованных взвешенных значений содержания микроэлементов в точках наблюдения городской черты Тюмени 1–50, в локации 101–111 показано расположение фоновых точек, г. Тюмень, февраль 2020; точки 208–231 располагаются в городской черте и промышленной зоне Тобольска, точки 301–307 использованы, как фоновые, г. Тобольск, март 2020.

**Fig. 1.** Hierarchical structure of C1–C8 clusters of geochemical spectra based on standardized weighted values of trace element content at observation points of the city limits of Tyumen 1–50, in location 101–111 the location of background points is shown, Tyumen, February 2020; points 208–231 are located in the city and industrial zone of Tobolsk, points 301–307 are used as background points, Tobolsk, March 2020.

географическому расположению, то точки кластера находятся вблизи автодорог с интенсивным движением с одним исключением – т. 23, расположенной около железнодорожных путей.

Кластер C5 содержит в снеговой пыли наименьшее количество тяжёлых металлов, распола-

гается за контуром тобольского техногенного кластера C8 и на удалении от городской черты Тюмени. Кластер C5 близок по геохимическому спектру кластера C3.

Кластер C6 относится к условно-фоновым и выделяется повышенным содержанием Ag и Sn в

**Таблица 1.** Среднее содержание микроэлементов (мг/кг) в кластерах С1–С8, медиана и верхние и нижние квантили (мг/кг), интегральный показатель загрязнения  $Z_c$  рассчитан на основе  $K_c$ , где в качестве естественного фона взяты средние значения кластера С5

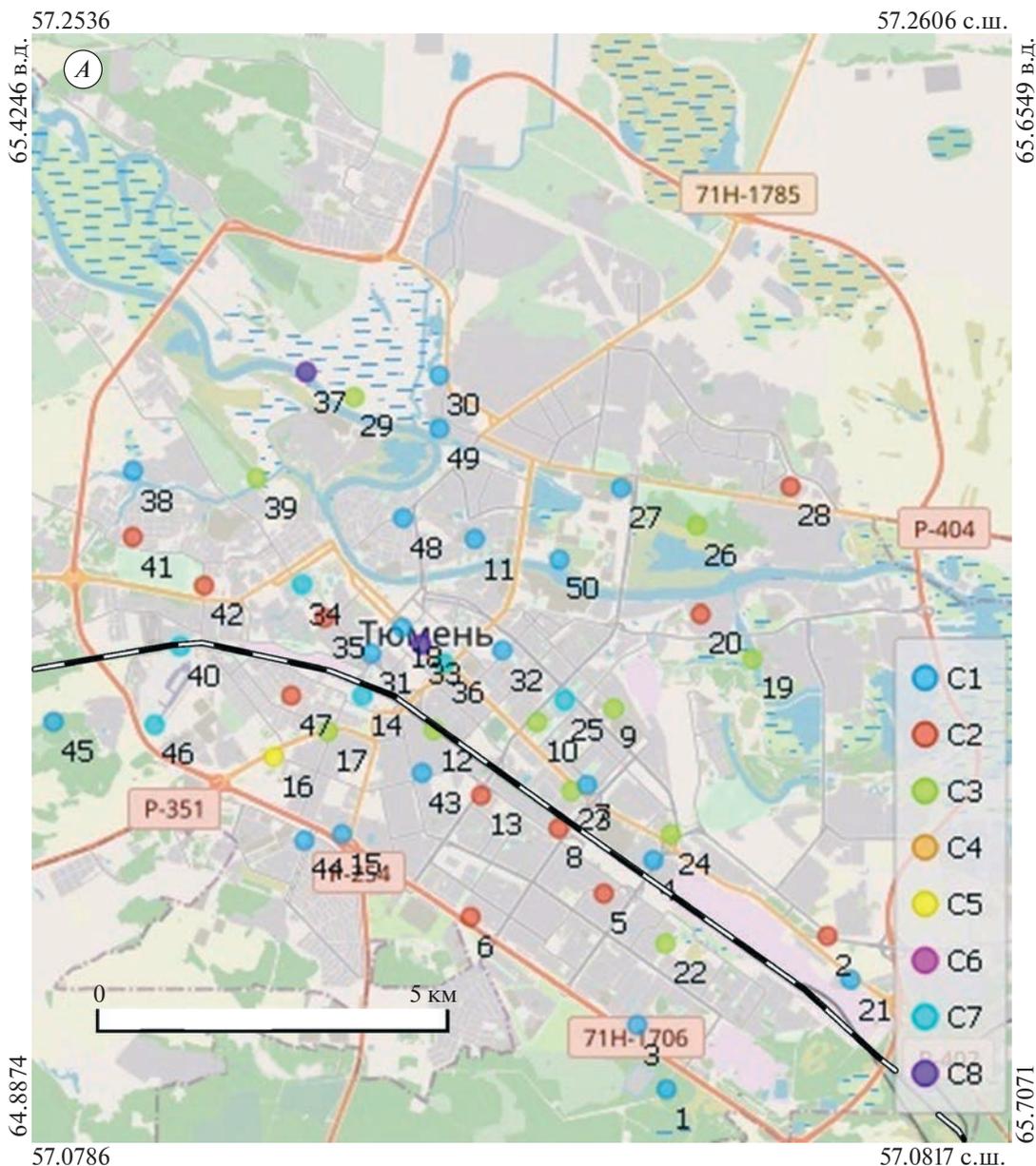
	С1	С2	С3	С4	С5	С6	С7	С8	Квантиль низ	Медиана	Квантиль верх
Li	3.7	2.6	1.2	4.0	2.3	1.9	6.5	7.9	1.8	3.6	5.0
Sc	5.4	2.3	1.4	5.0	1.3	0.9	6.9	5.1	1.0	3.4	5.7
V	30.9	18.0	8.9	33.6	16.6	24.0	26.4	34.6	7.7	27.0	38.7
Cr	415	156	111	347	71	87	525	344	105	230	387
Co	28.7	10.1	6.9	22.6	2.6	3.2	37.3	18.6	4.4	14.3	25.2
Ni	496	166	123	383	42	71	771	300	82	252	439
Cu	87	94	51	153	41	33	95	107	40	72	112
Zn	281	229	169	363	112	139	965	544	154	267	393
Ga	2.1	1.6	0.8	2.4	1.5	1.8	3.3	4.1	1.2	2.0	2.9
As	4.2	5.3	1.8	5.5	2.2	5.0	12.3	13.5	2.2	4.9	7.9
Rb	5.5	4.8	2.1	5.7	6.0	4.8	15.4	22.5	3.0	5.8	11.1
Sr	32.1	30.6	13.2	34.3	16.2	15.1	48.6	62.2	13.9	30.0	42.9
Y	2.9	2.1	1.0	3.1	1.7	1.6	5.2	6.1	1.4	2.7	4.2
Zr	19.5	18.0	7.1	24.7	10.5	12.0	35.1	40.9	9.1	18.9	27.9
Nb	1.6	1.4	0.7	2.1	1.0	1.2	2.5	3.7	0.8	1.6	2.2
Mo	1.6	1.7	0.9	3.2	1.0	1.6	1.7	1.5	0.9	1.5	2.2
Ag	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	1.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3
Cd	0.4	0.5	0.3	0.7	0.2	0.4	1.0	0.9	0.3	0.5	0.8
Sn	6.7	6.5	3.1	8.7	2.4	17.6	5.4	5.0	2.8	5.1	9.1
Sb	5.5	5.5	2.3	8.4	1.7	1.6	3.9	4.0	1.9	3.4	6.2
Cs	0.4	0.3	0.1	0.4	0.3	0.3	0.8	1.0	0.2	0.4	0.6
Ba	95	102	54	135	56	42	147	211	44	99	151
W	6.7	2.1	1.8	6.1	0.7	0.8	5.6	3.2	1.1	3.1	5.5
Pb	45	159	40	97	52	59	51	70	28	53.6	77
Zc	48.4	17.1	1	55.1	—	1	84.1	60.9	—	—	—

снеговой пыли в сравнении с С5 и С3 при минимальных содержаниях Co, Cu, W с характерным расположением в малоэтажной части Тобольска и условно фоновых тюменских точках.

Кластер С7 имеет очень высокое содержание тяжёлых металлов в геохимическом спектре, характерен для Тобольска, приближаясь к верхней квантили, что указывает на техногенный источник его поступления в атмосферу от загрязнения

воздуха предприятиями топливно-энергетического комплекса (Таловская и др., 2014; Talovskaya et al., 2016).

Кластер С8 имеет повышенное содержание редких элементов Ga, As, Rb, Sr, Rb, Sr, Cd, Cs, Ba относительно других кластеров и медианы. Возможными источниками загрязняющих веществ служат химические, электротехнические и приборостроительные предприятия (Yanin, 1998); ис-



**Рис. 2.** Расположение кластеров по точкам наблюдения в Тюмени, февраль 2020 г.: *A* – в городской черте, *B* – в городской черте и фоновые пригороды, *1* – автомагистрали, *2* – железнодорожные пути, цветом показаны кластеры C1–C8 для каждой точки указан порядковый номер наблюдения (см. рис. 1). По осям показана широта и долгота.

**Fig. 2.** Location of clusters by observation points in Tyumen, February 2020. *A* – in the city and background suburbs, *B* – in the city; *1* – highways, *2* – railways, clusters C1–C8 are shown in color for each point, the serial number of the observation is indicated (see Fig. 1). The axes show latitude and longitude.

точником может быть также нефтехимическое производство (Московченко и др., 2021). Сходный геохимический спектр тобольского кластера C8 обнаружен в Тюмени (т. 16), где отсутствуют производящие формирующие геохимический спектр этого кластера. Можно предположить возможность регионального переноса пыли между городами, однако в Тюмени присутствуют машиностроительные предприятия, способные создать условия для формирования химического состава

снеговой пыли, аналогичные условиям формирования этого кластера в Тобольске.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Условно-фоновыми можно считать точки (пробы), которые соответствуют условию удалённости более чем на 7 км от источника поступления пыли в атмосферу. Как показано при анализе аэрокосмических снимков на примере цементно-

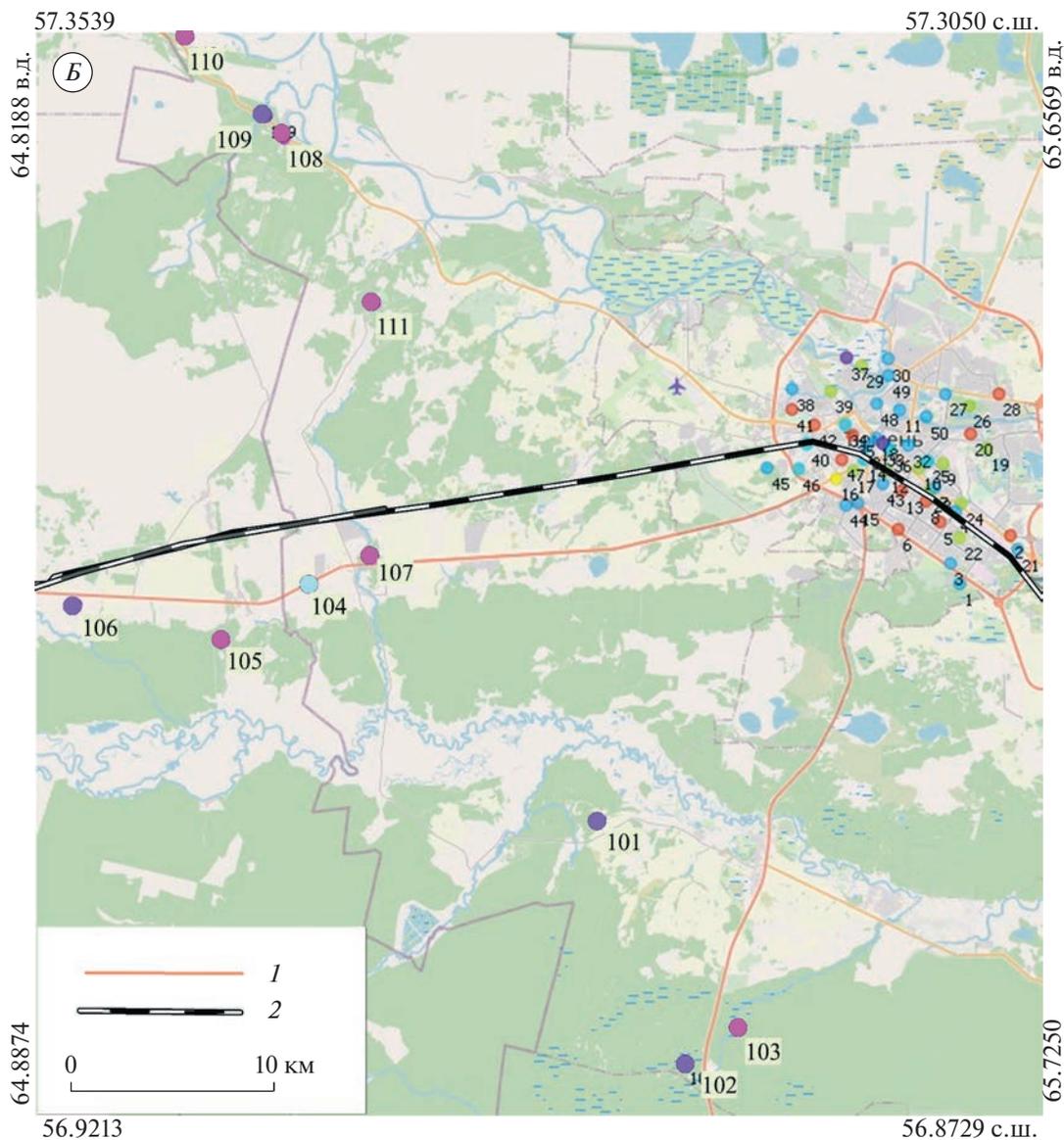


Рис. 2. Окончание

го завода (Леженина, 2016), большая часть пыли выпадает на расстоянии до 4 км от точечного источника, более 7 км наиболее интенсивного её выпадения. Для предприятий Томской области показано, что запыление убывает от источника до минимальных значений уже на расстоянии более 1.5 км (Talovskaya et al., 2016). В крупных промышленных центрах (Норильск) загрязнение свинцом зафиксировано на расстоянии более 30 км от источника (Онучин, 2014). При удалении от источника выброса более 10 км пыль поступает в виде тонкодисперсных фракций, но большая её часть выпадает при мокром вымывании из атмосферы в снегопадах в области пониженного борельного поля, что может быть одним из источников неоднородности снежного покрова. Движе-

ние ветров в этих областях (циклонах) происходит по спирали против часовой стрелки в северном полушарии (Захарченко, 2020). С другой стороны, показано, что условно фоновые участки, удалённые на расстояние от города более 20 км, могут иметь загрязнение микроэлементами водорастворимых форм (Крестьянникова и др., 2019), а также жидкой и твёрдой фаз снежного покрова (Moskovchenko et al., 2021).

Анализ содержания микроэлементов снеговых талых вод выявил среди условно-фоновых точек те, которые имеют высокое их содержание (Московченко и др., 2020; Moskovchenko et al., 2020). Если сравнивать фоновые среднегеометрические значения на маршруте в 1700 км (Shevchenko et al., 2017) с тобольскими фоновыми данными



**Рис. 3.** Расположение кластеров по точкам наблюдения в Тобольске, март, 2020 г.: 1 – автомагистрали, 2 – железнодорожные пути, цветом показаны кластеры C1–C8 для каждой точки показан порядковый номер наблюдения (см. рис. 1). По осям показана широта и долгота.

**Fig. 3.** Location of clusters by observation points in Tobolsk, March, 2020: 1 – highways, 2 – railway tracks, clusters C1–C8 are shown in color for each point, the serial number of the observation is indicated (see Fig. 1). The axes show latitude and longitude.

(Московченко и др., 2021), то почти по всем элементам тобольские меньше маршрутных за исключением Ti, Cr, Ni, Zn, которые имеют местное техногенное происхождение. Ожидалась обратная тенденция, исходя из предыдущих исследований, которые указывают на то, что от подтайги к южной тайге содержание микроэлементов снижается (Ермолов и др., 2014; Shevchenko et al., 2017). Обозначилась проблема неоднородности геохимической информации (ПНГХ). Суть её – если использовать среднегеометрическое фоновое значение природного колебания содержаний химических элементов, то во многих случаях фоновые значения оказываются близки или выше городских (Московченко и др., 2021). Особенно

это заметно по коэффициенту обогащения (далее – КО), рассчитанному по отношению к содержанию алюминия в снеговой пыли (по Добровольскому). Отложенный по логарифмической шкале КО показатель характеризует степень антропогенного вклада в содержание микроэлемента: 10 – естественный, 10–100 – естественно-антропогенный, >100 – антропогенный (Добровольский). Выясняется, что по КО твёрдые аэрозоли снеговой пыли фоновых участков отличаются накоплением халькофильных элементов (Cd, Zn, Pb, As) относительно городских. Из этого делается вывод, что территория города и промышленной зоны экологически безопасна. В случае с геохимическими данными КО по Тобольску

фоновые значения Cd, Pb, Sb, Zn, Mo, Bi, Ni, Cu, S, Cr попадают в интервал 10–100, Ag, Sn – >100 (Московченко и др., 2021). Следовательно, несмотря на удалённость фоновых точек наблюдения от источников загрязнения, антропогенный вклад в формирование геохимического спектра снеговой пыли оказывается существенным. Из этого вытекает, что удалённость на десятки километров от источников выброса в атмосферу загрязняющих веществ не служит гарантом независимости их состава от антропогенного влияния. Формирование микроэлементов снежного покрова неоднородно, например, пыль внутри городской черты по отдельным элементам может содержать их меньше, чем в фоновых условиях. Возникает семантическая неоднородность геоданных, когда появляются разногласия по поводу значений, их интерпретации или предполагаемого использования (Yingjie Hu, 2017). Необходим инструмент для сортировки данных, способный разделить среди условно фоновых и городских точек наблюдения те, которые не подвержены антропогенному воздействию, и их следует рассматривать как естественно-фоновые и использовать для расчёта  $K_c$  (3).

ИКА стандартизованного взвешенного значения содержания микроэлемента позволяет разделить геохимические спектры фоновых точек наблюдения. Кластеры C5 и C6 присутствуют в обоих городах и объединяют условно фоновые точки, удалённые от городской черты и промышленных объектов на расстояние более 7 км. Из табл. 1 следует, что C5 содержит наименьшее количество тяжёлых металлов (Cr, Co, Ni, Cu), C6 имеет наибольшее содержание Ag, Sn и наименьшее Sc, Sb, Ba. Сравним выборки по кластерам C5 и C6, используя тест Mann–Whitney. Различия (при  $p < 0.05$ ) выразились высоким содержанием Ag и Sn в кластере C6 относительно C5. Учитывая рассуждения относительно КО серебра и олова >100, можно говорить о техногенном поступлении загрязняющих веществ в точки наблюдения кластера C6, тогда кластер C5 следует отнести к естественно-фоновым. В городской черте существуют условия для формирования снеговой пыли с низким содержанием микроэлементов – кластер C3. Сравняя выборки кластеров C3 и C6, получаем достоверные различия (при  $p < 0.05$ ) для Ag, Sn, W. При этом Ag и Sn в C6 содержится больше, чем в C3, но W больше в C3 относительно C6. КО для W от 1–10 (Московченко и др., 2021), следовательно, C3 также можно отнести к городским естественно-фоновым. Город накладывает свою специфику. Сравняя кластеры C5 и C3, обнаруживаем различия (при  $p < 0.05$ ) – в C3 повышенное содержание Ni и пониженное содержание Pb и Sc относительно C5. Точки кластера C3 также можно отнести к естественно-фоновым, использовать их для анализа внутригородских условий

формирования микроэлементного состава снеговой пыли. Использование кластерного анализа позволяет избежать ошибки принять территории, подверженные воздействию, за экологически безопасные.

Сравнение выборок по кластерам фоновых территорий и зоны воздействия проведено по тесту Mann–Whitney. Выявлено, что содержание микроэлементов снеговой пыли внутри городской черты Тюмени и Тобольска отличается суммами ранговых значений статистики Z. Различия выявлены (при  $p < 0.05$ ) для микроэлементов: Li, V, Cr, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sb, Cs, Ba, Pb, для остальных нуль гипотеза остаётся в силе. Различия обусловлены тем, что тобольские средние значения выше, чем тюменские. Можно предположить, что локальное промышленное загрязнение атмосферного воздуха вокруг Тобольска вносит более существенный вклад в загрязнение микроэлементами снеговой пыли, чем в Тюмени.

Сравнение выборок Тобольска и Тюмени проведено отдельно для кластеров фоновых и техногенных. В случае фона микроэлементов Li, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Cs, Pb в Тобольске содержится больше, чем в Тюмени (при  $p < 0.05$ ). Для техногенных кластеров микроэлементов Li, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ag, Cd, Cs, Ba в твёрдой фазе снежного покрова в Тобольске содержится больше, чем в Тюмени (при  $p < 0.05$ ), а элементы Sn, Sb имеют обратную тенденцию (при  $p < 0.05$ ). Относительно фоновых кластеров содержание элементов Zn, As, Rb, Sc городских кластеров различается более чем в два раза.

При сравнении опубликованных данных (Московченко и др., 2021) среднегеометрические тюменские значения содержания для большинства микроэлементов больше городских тобольских значений. Авторам приходится искать причины семантической неоднородности данных, хотя вывод лежит на поверхности – фоновые точки следует разделить на подверженные антропогенному воздействию и те, которые формируются в условиях близких к естественным.

Использование ИКА позволило отсеять техногенно загрязнённые фоновые точки наблюдения и выделить естественно-фоновые (C5). На этой основе имеем более точную оценку показателя  $K_c$  и, соответственно, интегральный индекс загрязнения  $Z_c$ . В Тобольске индекс указывает на высокий и опасный уровень загрязнения, особенно в зоне техногенного воздействия (>64), средний – в Тюмени (32–64), низкий уровень загрязнения характерен для тобольской фоновой группы кластеров – 27.2 (<32). В Тюмени для фоновых наблюдений индекс загрязнения отсутствует.

## ВЫВОДЫ

1. Использование стандартизованных взвешенных значений содержания микроэлементов позволяет провести сепарацию данных как внутри зоны воздействия антропогенных факторов, так и относительно фоновых точек наблюдения с выделением 8 кластеров.

2. В Тюмени широко распространён неспецифичный кластер С1 с повышенным содержанием тяжёлых металлов. Ему аналогичен С4 с повышенным содержанием Cu и Zn. Специфичным можно считать С2 с высоким содержанием Pb. Источником их формирования служит суммарный смешанный пул загрязнения воздуха выбросами автотранспорта и промышленных источников. Кластер С3 имеет наименьшее содержание микроэлементов относительно других кластеров.

3. Кластеры С5 и С6 наблюдаются как в Тюмени, так и в Тобольске, и относятся к условно фоновым точкам наблюдения. В результате анализа С5 отнесён к естественно-фоновым, а С6 с высоким содержанием Ag и Sn – к фоновым с техногенным влиянием.

4. Тобольские кластеры С7 и С8 специфичны для города. С7 имеет наиболее высокое содержание тяжёлых металлов, хотя находится в точках наблюдения, удалённых от города. Кластер С8 характеризуется высоким содержанием редких и рассеянных микроэлементов. Условия их образования заключаются в присутствии предпрятий топливно-энергетического комплекса, а также химического, электротехнического и приборостроительного производств.

5. Сравнение выборок Тобольска и Тюмени проведено отдельно для кластеров фоновых и техногенных. В случае фона микроэлементов Li, V, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Cs, Pb в Тобольске содержится больше, чем в Тюмени. В городских условиях микроэлементов Li, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ag, Cd, Cs, Ba в твёрдой фазе снежного покрова в Тобольске содержится также больше, чем в Тюмени, а элементы Sn, Sb имеют обратную тенденцию.

6. Использование кластеризации позволило выделить из условно фоновых точек наблюдения естественно фоновый кластер С5. Его использование позволило характеризовать по индексу Zc уровень загрязнения в Тобольске как высокий и опасный, а в Тюмени как средний.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-05-50062/20.

**Acknowledgements.** This study was supported by Russian Foundation for Basic Research, grant no. 1905-50062/20.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бондаревич Е.А.* Оценка техногенного загрязнения городской среды Читы по состоянию снежного покрова // Лёд и Снег. 2019. Т. 3. № 59. С. 389–400. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-393>
- Гилязов А.Ф.* Кластерный анализ как инструмент районирования территории по крупности речных наносов (на примере бассейна Волги) // Вест. Удмуртского ун-та. Биология. Науки о Земле. 2015. Т. 25. № 2. С. 149–158.
- Добровольский В.В.* География микроэлементов. Глобальное рассеяние. М.: Мысль, 1983. 272 с.
- Ермолов Ю.В., Махатков И.Д., Худяев С.А.* Фоновые концентрации химических элементов в снежном покрове центрального сектора Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 9. С. 790–800.
- Захарченко А.В., Пасько О.А., Тигеев А.А., Московченко Д.В.* Кластерный анализ стандартизованных значений содержания микроэлементов твёрдой фазы снега городов Тобольск и Тюмень // Экология и промышленность России. 2023. Т. 27. № 4. С. 61–65. <https://doi.org/10.18412/1816-0395-2023-4-61-65>
- 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 // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геоэкология. 2020. № 6. С. 41–53. <https://doi.org/10.31857/S0869780920060119>
- Касимов Н.С., Кошелева Н.Е., Власов Д.В., Терская Е.В.* Геохимия снежного покрова в восточном округе Москвы // Вест. МГУ. 2012. Сер. 5. География. № 4. С. 14–24.
- Кондратьев И.И.* Атмосферный трансграничный перенос загрязняющих веществ из центров эмиссии восточной Азии на юг Дальневосточного региона России // Вест. ДВО РАН. 2008. № 1. С. 107–112.
- Крестьянникова Е.В., Козлова В.В., Ларина Н.С., Ларин С.И.* Химико-экологическая оценка загрязнения свинцом атмосферы города Тюмени // Изв. Самарского науч. центра РАН. 2015. Т. 17. № 5. С. 679–684.
- Крестьянникова Е.В., Долгушин А.В., Ларина Н.С.* Особенности миграции водорастворимых форм меди в атмосфере г. Тюмени. // Экология и промышленность России. 2019. № 23 (5). С. 42–46. <https://doi.org/10.18412/1816-0395-2019-5-42-46>
- Леженина А.А., Ярославцева Т.В., Рапуга В.Ф.* Мониторинг аэрозольного загрязнения снежного покрова на основе наземной и спутниковой информации // Журнал Сибирского федерального ун-та. Сер. Техника и технологии. 2016. № 9 (7), С. 950–959 <https://doi.org/10.17516/1999-494X2016-9-7-950-95>
- Московченко Д.В., Бабушкин А.Г.* Особенности формирования химического состава снегового покрова на территории Ханты-Мансийского автономного округа // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 1. С. 71–81.
- Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Курчатова А.Н., Тимшанов Р.И.* Геохимическая характеристика

- снежного покрова Тюмени // Вест. МГУ. 2021. Сер. 5. География. № 3. С. 13–26.
- Московченко Д.В., Пожитков Р.Ю., Соромотин А.В. Геохимическая характеристика снежного покрова г. Тобольск // Изв. Томского политехнич. ун-та. Инженеринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 5. 156–169.  
https://doi.org/10.18799/24131830/2021/05/319
- Онуцин А.А., Буренина Т.А., Зубарева О.Н., Трефилова О.В., Данилова И.В. Загрязнение снежного покрова в зоне воздействия предприятий Норильского промышленного района // Сибирский экологический журнал. 2014. № 6. С. 1025–1037.
- Таловская А.В., Язиков Е.Г., Филимоненко Е.А. Оценка загрязнения атмосферного воздуха урбанизированных районов Томской области по данным изучения снегового покрова // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2014. № 5. С. 408–417.
- Таловская А.В., Филимоненко Е.А., Язиков Е.Г. Динамика элементного состава снегового покрова на территории северо-восточной зоны влияния Томск-Северской промышленной агломерации // Оптика атмосферы и океана. 2014. № 6. С. 491–495.
- Amodio M., Catino S., Dambruoso P.R., De Gennaro G., Di Gilio A., Giungato, P., Tutino M. Atmospheric deposition: sampling procedures, analytical methods, and main recent findings from the scientific literature // *Advances in Meteorology*. 2014. V. 2014. P. 27.  
https://doi.org/10.1155/2014/161730
- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R.Yu., Zakharchenko A.V., Tigeev A.A. Concentrations of Major and Trace Elements within the Snowpack of Tyumen, Russia // *Minerals*. 2021. V. 709. № 11 (7). P. 2–21.  
https://doi.org/10.3390/min11070709
- Omar A.H., Won J.G., Winker D.M., Yoon S.C., Dubovik O., McCormick M.P. Development of globalaerosol models using cluster analysis of Aerosol Robotic Network (AERONET) measurements // *Journ. of Geophys. Research*. 2005. V. 110 (10) P. 10–14.  
https://doi.org/10.1029/2004JD004874
- Shevchenko V.P., Oleg S.P., Sergey N.V., Krickov I.V., Manasyrov R.M., Politova N.V., Kopysov S.G., Dara O.M., Auda Yves, Shirokova L.S., Kolesnichenko L.G., Zemitsov V.A., Kirpotin S.N. Impact of snow deposition on major and trace element concentrations and elementary fluxes in surface waters of the Western Siberian Lowland across a 1700km latitudinal gradient // *Hydrol. Earth System Science*. 2017. V. 21. P. 5725–5746.  
https://doi.org/10.5194/hess-21-5725-2017
- Serevicienė V., Vasiliauskiene V., Paliulis D., Aleknaite J. Integrated evaluation of road transport pollution impact on the urban air // *Environmental Engineering 10<sup>th</sup> Intern. Conf. Vilnius Gediminas Technical University Lithuania, 27–28 April 2017. Environmental Engineering-Vilnius Spausdinta*. 2017. P. 1–12.  
https://doi.org/10.3846/enviro.2017.048
- Yanin E.P. *Electrical Engineering Industry and the Urban Environment (man-made pollution and ecological effects)*. Moscow. Dialog-MGU Publishers, 1998. 37 p.
- Talovskaya A.V., Filimonenko E.A., Osipova N.A., Yazikov E.G., Nadeina L.V. Dust pollution of snow cover in the industrial areas of Tomsk city (Western Siberia, Russia). // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 2016. V. 33. P. 1–5.  
https://doi.org/10.1088/1755-1315/33/1/012024
- Templ M., Filzmoser P., Reimann C. Cluster analysis applied to regional geochemical data: Problems and possibilities // *Applied Geochemistry*. 2008. V. 23 №. 8. P. 2198–2213.  
https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.03.004
- Yingjie Hu. *Geospatial Semantics*. In: Bo Huang, Thomas J. Cova, Ming-Hsiang Tsou et al. (Eds): *Comprehensive Geographic Information Systems*, Elsevier. Oxford, UK. 2017. P. 1–26.  
https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09597-X
- Zhang W., Xu H., Zheng F. Classifying Aerosols Based on Fuzzy Clustering and Their Optical and Microphysical Properties Study in Beijing, China // *Advances in Meteorology*. 2017. P. 1–18.  
https://doi.org/10.1155/2017/4197652

**Citation: Zakharchenko A.V., Tigeev A.A. Microelements in dust in the snow cover: a case study of the cities of Tyumen and Tobolsk. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 397–409 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423030146**

## Microelements in Dust in the Snow Cover: a Case Study of the Cities of Tyumen and Tobolsk

A. V. Zakharchenko<sup>a,#</sup> and A. A. Tigeev<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Tyumen Scientific Center, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia

<sup>#</sup>e-mail: avzakh@gmail.com

Received April 5, 2023; revised May 10, 2023; accepted June 27, 2023

Inhomogeneities of trace elements content in dust of snow cover were studied in two industrial Siberian cities Tobolsk and Tyumen. The clustering method was used, for which standardized values of the content of trace elements in the snow dust of both cities were used. Eight clusters have been identified, which were divided into two classes by location: Tyumen and Tobolsk. The classes were divided into groups: non-specific and specific ones, of which the two subgroups were distinguished: technogenic and natural. The average values of

trace elements in nominal terms were calculated for each cluster. Clusters C1, C2, C4, C7, C8 are characterized by a high content of heavy metals V, Cr, Ni, Cu, Co, Zn, Cd, W, Pb. Background clusters C5 and C6 have a low content of trace elements. Specific technogenic C4 contains more copper than other clusters, and C2 contains more lead. Sources of the formation of technogenic clusters are emissions into the atmosphere of enterprises of the fuel and energy complex, foundry and machine-building industries, and transport. The heterogeneity of the content of microelements in the snow dust under background conditions is demonstrated. The microelements are divided into natural background (cluster C5) and the background with anthropogenic pollution with higher content of Ag and Sn (cluster C6). In urban conditions, a solid phase of snow with a low and minimal content of trace elements in dust (cluster C3) is formed. Increased content of Ni and a reduced content of Pb and Sc is noted in the C3 cluster relative to C5 шты. Using the Mann-Whitney test, it was revealed that the content of trace elements in snow dust within the cities Tyumen and Tobolsk are different for the following elements: Li, V, Cr, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sb, Cs, Ba, Pb. Mean values in are higher than similar ones in Tyumen. The content of Zn, As, Rb, Sc elements in urban clusters differs by more than two times relative to the background ones. In the case of elements Sn, Cs, W, the content of them in the snow dust of Tyumen is higher than that of Tobolsk. The method of clustering makes possible to identify natural background values (C5) and to calculate more precise values of the coefficient Kc as well as to determine the index of the integral pollution. In Tobolsk, the index is indicative of high and dangerous level of pollution, especially in the zone of technogenic impact. The average level is typical for the city of Tyumen.

**Keywords:** hierarchical cluster analysis, trace elements, dust in snow, Mann–Whitney test, Tyumen, Tobolsk

## REFERENCES

- Bondarevich E.A.* Assessment of technogenic pollution of the urban environment in Chita by the snow cover state. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019, 59 (3): 389–400. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-393> [In Russian].
- Gilyazov A.F.* Cluster analysis as a tool of zoning according to the size of river sediments (by the example of Volga basin). *Vestnik udmurtskogo universiteta, Biologiya. Nauki o Zemle*. Bulletin of Udmurt University. Series Biology Earth Sciences. 2015, 25 (2): 149–158 [In Russian].
- Dobrovolskiy V.V.* *Geografiya mikroelementov. Globalnoe rasseyvanie*. Geography of trace elements. Global scattering. Moscow: Mysl Publish. 1983: 272 p. [In Russian].
- Ermolov Yu.V., Makhatkov I.D., Khudyaev S.A.* Background concentration of chemical elements in snow cover of the typical regions of the Western Siberia. *Optika Atmosfery i Okeana*. Atmospheric and Oceanic Optics. 2014, 27 (9): 790–800 [In Russian].
- Zakharchenko A., Pasko O., Tigeev A., Moskovchenko D.* On the Background Values of the Geochemical Spectra of Microelements of the Solid Phase of Snow During their Comparative Analysis in the Cities of Tobolsk and Tyumen. *Ekologiya i promyshlennost' Rossii. Ecology and Industry of Russia*. 2023, 27 (4): 61–65. <https://doi.org/10.18412/1816-0395-2023-4-61-65> [In Russian].
- Zakharchenko A.V., Tigeev A.A., Pas'ko O.A., Kolesnichenko L.G., Moskovchenko D.V.* Transboundary, regional and local geochemical transfer of chemicals in snow cover. *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya*. Geoecology. Engineering geology, hydrogeology, geocryology. 2020, 6: 41–53 <https://doi.org/10.31857/S0869780920060119> [In Russian].
- Kasimov N.S.; Kosheleva N.E.; Vlasov D.V.; Terskaya E.V.* Geochemistry of snow cover within the Eastern district of Moscow. *Vestnik Moskovskogo Unviersiteta, Seriya 5. Geografiya*. Moscow University bulletin. Series 5. Geography. 2012, 4: 14–24 [In Russian].
- Kondratyev I.I.* Atmospheric transboundary transfer of pollutants from the East Asia emission centers to the southern Far Eastern region of Russia. *Vestnik DVO RAN*. Bulletin of the FEB RAS. 2008, 1: 107–113 [In Russian].
- Krestyannikova E.V., Kozlova V.V., Larina N.S., Larin S.I.* Chemical and environmental assessment of lead pollution in the atmosphere of the city of Tyumen. *Izvestiya Samarskogo nauchnogo tsentra Rossiiskoi akademii nauk*. Proc. of the Samara Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. 2015, 17 (5): 679–684 [In Russian].
- Krestyannikova E.V., Dolgushin A.V., Larina N.S.* Features of the Migration of Water-Soluble Forms of Copper in the Atmosphere of the City of Tyumen. *Ecology and Industry of Russia*. Ecology and Industry of Russia. 2019, 23 (5): 42–46. <https://doi.org/10.18412/1816-0395-2019-5-42-46> [In Russian].
- Lezhenin A.A., Yaroslavtseva T.V., Raputa V.F.* Monitoring of aerosol pollution of snow cover with ground based observation data and satellite information. *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Seriya: Tekhnika i tekhnologii*. Journ. of the Siberian Federal University. Series: Engineering and Technology. 2016, 9 (7): 950–959. <https://doi.org/10.17516/1999-494X2016-9-7-950-959> [In Russian].
- Moskovchenko D.V., Babushkin. A.G.* Features of formation of the chemical composition of snow cover on the territory of the Khanty-Mansi Autonomous Okrug. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2012, XVI (1): 71–81 [In Russian].
- Moskovchenko D.V., Pojtkov R.Yu., Kurchatova A.N., Timsharov R.I.* Geochemistry of snow cover within the tyumen city. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2021, 3: 13–26 [In Russian].

- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R. Yu., Soromotin A.V.* Geochemical characteristics of snow cover in Tobolsk. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov*. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2021, 332 (5): 156–169.  
<https://doi.org/10.18799/24131830/2021/5/3195> [In Russian].
- Onuchin A.A., Burenina T.A., Zubareva O.N., Trefilova O.V., Danilova I.V.* Pollution of snow cover in the impact zone of enterprises in norilsk industrial areas. *Sibirskij ekologicheskij zhurnal*. Contemporary Problems of Ecology. 2014, 6: 714–722 [In Russian].
- Talovskaya A.V., Yazikov E.G., Filimonenko E.A., Yazikov E.G.* Assessment of atmosphere pollution in urbanized areas of Tomsk region by the results of snow cover study. *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya. Hidrogeologiya. Geokriologiya*. Geoecology. Engineering Geology. Hydrogeology. Geocryology. 2014, 5: 408–417 [In Russian].
- Talovskaya A.V., Filimonenko E.A.* Dynamics of the elemental composition of the snow cover in the north-eastern zone of influence of Tomsk-Seversk industrial agglomeration. *Optika atmosfery i okeana*. Optics of the atmosphere and ocean. 2014, 27 (6): 491–495 [In Russian].
- Amodio M., Catino S., Dambruoso P.R., De Gennaro G., Di Gilio A., Giungato, P., Tutino M.* Atmospheric deposition: sampling procedures, analytical methods, and main recent findings from the scientific literature. *Advances in Meteorology*. 2014, 2014: 27.  
<https://doi.org/10.1155/2014/161730>
- Moskovchenko D.V., Pozhitkov R. Yu., Zakharchenko A.V., Tigeev A.A.* Concentrations of Major and Trace Elements within the Snowpack of Tyumen, Russia. *Minerals*. 2021, 709: 11 (7), 2–21.  
<https://doi.org/10.3390/min11070709>
- Omar, A.H., Won J.G., Winker D.M., Yoon S.C., Dubovik O., McCormick M.P.* Development of global aerosol models using cluster analysis of Aerosol Robotic Network (AERONET) measurements. *Journ. of Geophys. Research*. 2005, 110 (10): 10–14.  
<https://doi.org/10.1029/2004JD004874>.
- Shevchenko V.P., Oleg S.P., Sergey N.V., Krickov I.V., Manasyrov R.M., Politova N.V., Kopysov S.G., Dara O.M., Auda Yves, Shirokova L.S., Kolesnichenko L.G., Zemtsov V.A., Kirpotin S.N.* Impact of snow deposition on major and trace element concentrations and elementary fluxes in surface waters of the Western Siberian Lowland across a 1700 km latitudinal gradient. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2017, 21: 5725–5746.  
<https://doi.org/10.5194/hess-21-5725-2017>.
- Sereviciene V., Vasiliauskiene V., Paliulis D., Aleknaite J.* Integrated evaluation of road transport pollution impact on the urban air. Environmental Engineering 10<sup>th</sup> International Conference Vilnius Gediminas Technical University Lithuania, 27–28 April 2017. Environmental Engineering-Vilnius Spausdinta. 2017: 1–12.  
<https://doi.org/10.3846/enviro.2017.048>.
- Yanin E.P.* Electrical Engineering Industry and the Urban Environment (man-made pollution and ecological effects). Moscow: Dialog-MGU Publishers, 1998: 37 p.
- Talovskaya A.V., Filimonenko E.A., Osipova N.A., Yazikov E.G. and Nadeina L.V.* Dust pollution of snow cover in the industrial areas of Tomsk city (Western Siberia, Russia). *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 2016, 33: 1–5.  
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/33/1/012024>.
- Templ M., Filzmoser P., Reimann C.* Cluster analysis applied to regional geochemical data: Problems and possibilities. *Applied Geochemistry*. 2008, 23 (8): 2198–2213.  
<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.03.004>
- Yingjie Hu.* Geospatial Semantics. In Bo Huang, Thomas J. Cova, and Ming-Hsiang Tsou et al. (Eds): Comprehensive Geographic Information Systems, Elsevier. Oxford, UK. 2017: 1–26.  
<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09597-X>
- Zhang W., Xu H., Zheng F.* Classifying Aerosols Based on Fuzzy Clustering and Their Optical and Microphysical Properties Study in Beijing, China. *Advances in Meteorology*. 2017: 1–18.  
<https://doi.org/10.1155/2017/4197652>.

УДК 551.324.63

## FIRST $^{10}\text{Be}$ DATES OF LATE HOLOCENE MORAINES OF THE KASHKATASH AND IRIK GLACIERS, NORTHERN CAUCASUS

© 2023 г. O. N. Solomina<sup>1</sup>, V. Jomelli<sup>3</sup>, and I. S. Bushueva<sup>1,2,\*</sup><sup>1</sup> *Institute of Geography Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*<sup>2</sup> *Aix-Marseille University, Marseille, France*<sup>3</sup> *HSE University, Moscow, Russia**\*e-mail: irinasbushueva@gmail.com*

Received June 16, 2023; revised June 21, 2023; accepted June 21, 2023

We present 11  $^{10}\text{Be}$  ages of the moraines of the Irik and Kashkatash glaciers that allowed identifying and dating several Late Holocene glacier advances for the first time, including a prominent advance exceeding the Little Ice Age (LIA) maximum that occurred at 1.6–1.7 ka at epy Irik Glacier. The advance is dated by the three very close  $^{10}\text{Be}$  ages of a moraine ( $1.57 \pm 0.23$  ka,  $1.63 \pm 0.23$ , and  $1.68 \pm 0.24$  ka) located in the vicinity of the moraines of the Little Ice Age (LIA) maximum advance. The advance that occurred at 1.6–1.7 ka might be a possible analogue of the “Historical” stage described earlier in the Caucasus in literature basing at geomorphic evidence, speculations, and analogues with other mountain regions, but not dated. Another possibility is a potential correlation of this advance with the Late Antique Little Ice Age cooling in 536 to ~660 CE. The age of Irik Glacier advance is close to the humid period identified in the Garabashi (Baksan, Elbrus valley) lake sediments at 1500–1700 years BP. The magnitude of the identified glacier advances over the past two millennia was similar. Between the advance of 1.6–1.7 ka and the position of the glacier in 2022 CE the elevation of the Irik Glacier front increased by 520 m from 2490 to 3010 m asl. Four  $^{10}\text{Be}$  dates ( $0.7 + 0.11$ ,  $0.72 + 0.11$ ,  $0.77 + 0.11$  and  $0.82 + 0.18$  ka) of the lateral moraine of the Kashkatash Glacier constrain the advance of the first stage of the LIA. The advance of the 13th century is also dated by  $^{10}\text{Be}$  at the Donguz-Orun and Chalaati glaciers located at the Northern and Southern slopes of the Caucasus, respectively. The corresponding cooling in ca 1250–1400 CE is identified in the sedimentary paleoclimatic proxies of Lake Karakel (Teberda valley). A later advance at the Kashkatash Glacier is constrained by only one  $^{10}\text{Be}$  date ( $0.53 \pm 0.13$  ka) and needs further confirmation. Till deposited between the 1490s and 1640s at the Greater Azau Glacier is close to the date of this advance of the Kashkatash Glacier. A cooling at that time is recorded in the proxies of Karakel Lake sediments (1500–1630 CE). Three other  $^{10}\text{Be}$  dates of two earlier advances at  $0.25 + 0.04$  ka and between  $0.14 + 0.03$  and  $0.16 \pm 0.02$  ka at Kashkatash Glacier are indirectly supported by tree-ring, lake sediment,  $^{14}\text{C}$ , and historical data. Further research and new data is necessary to increase the credibility and accuracy of the dates of glacier advances of the Late Holocene in the Northern Caucasus.

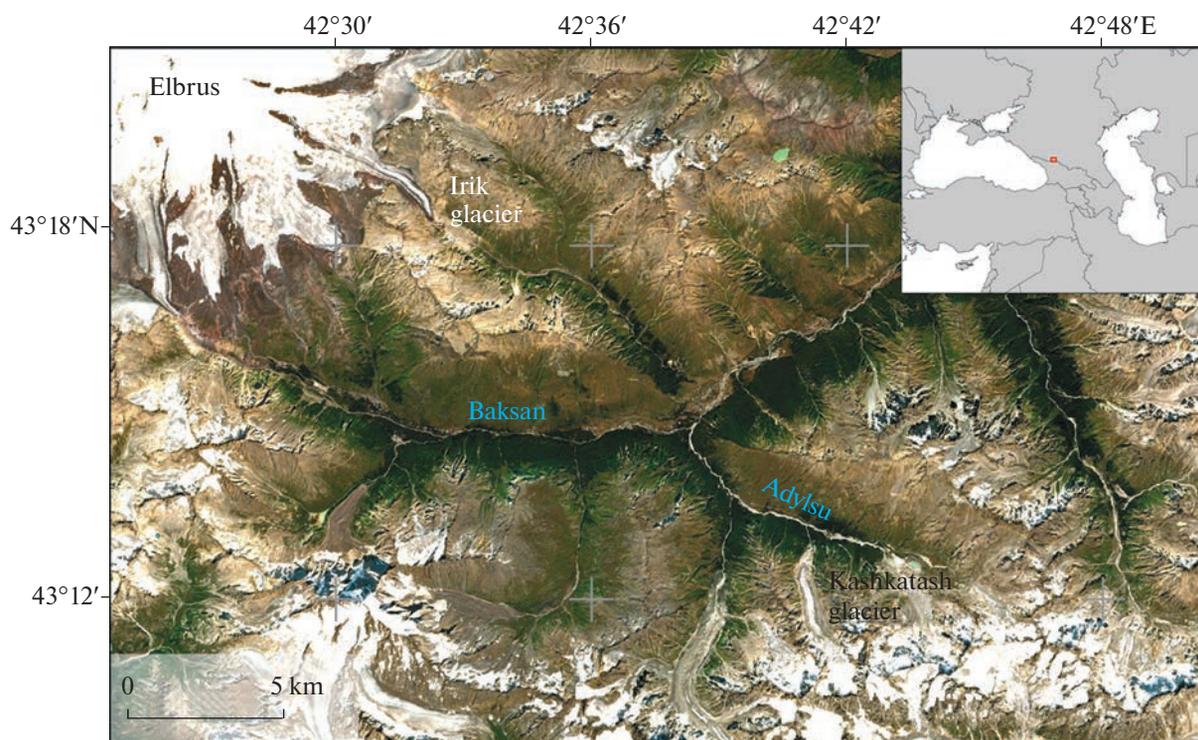
**Keywords:** Late Holocene, glacier fluctuations, moraines, CRE dates, tree rings, lichenometry**DOI:** 10.31857/S2076673423030110, **EDN:** PLXOVJ

### INTRODUCTION

The timing of Holocene glacier variations in the Caucasus preceding the past 100–150 years is poorly documented. Tree-rings and lichenometry were used for the dating of earlier advances (see review in Solomina et al., 2016), but these dates of moraines are minimum limiting only and therefore they are often uncertain. Tree-ring dates in the Caucasus hardly cover the period of the last 300–350 years (Solomina et al., 2021). Moreover, most glaciers in the Caucasus do not reach the upper tree line and even these approximate age estimates of moraines are not applicable for them. Lichenometry was used as an alternative, but these dates are not very reliable especially for the surfaces older than five hundred years or so. Solomina et al. (2022) recently reported the radiocarbon dates of pa-

leosols buried in the lateral moraines of the Greater Azau Glacier and documented this way four periods of glacier advances that occurred in the past 3 ka, but the chronology of glacier variations might be incomplete and the position of moraines corresponding to the respective advances is not known.

The Cosmic Ray Expose (CRE) method provides new insight into moraine dating. It was largely applied globally in order to date the glacial landforms (e.g. Balco, 2011, 2020). By now only sporadic single CRE dates of moraines were reported in the Caucasus (Bushueva et al., 2015, Tielidze et al., 2020). We will discuss these dates below in the context of new findings. In this paper, we provide 11 new CRE dates of moraines of the two glaciers Irik (43.31N; 42.53E) and Kashkatash (43.20N; 42.68E) (Fig. 1) in the Near



**Fig. 1.** Location of the study glaciers.

**Рис. 1.** Местоположение исследуемых ледников.

Elbrus area in the Northern Caucasus and compare them with our previous estimates of the age of moraines derived from tree rings and lichenometry. We also assess the scale of glacier retreat since several Late Holocene glacier maxima.

We visited the moraines of the glaciers and sampled for tree-ring, lichenometry and CRE several times in 2004, 2008, 2009, 2013 and 2022. The CRE dates are reported here for the first time, some tree-ring and lichenometric records were partly published previously (e.g. Solomina et al., 2016), but here we revise them again in the new light of absolute dating results.

## MATERIALS AND METHODS

### **Remote sensing. Mapping of glacier fronts positions.**

Remote sensing data were used to map the glacier positions and estimate changes in the metric parameters of glaciers since the middle of the 20<sup>th</sup> century. Data from space-based cameras obtained from various web services (Google Earth, Bing Maps etc.) was used to determine the current positions of the glacier fronts. These images were used as a reference to tie in the rest of instrumental, historical and bioindication data. In 20<sup>th</sup> century images were taken from airplanes (aerial photography). The images were co-registered in two stages in the ERDAS Imagine software product. At the first stage, the control points and the digital elevation model STRM v3 (grid spacing of 1 arcsecond) were

used to georeference the images using polynomial model (2<sup>nd</sup> order). At the second stage, a new set of control points was acquired, and the images were precisely georeferenced using a linear rubber sheet method. The boundaries of the glaciers were digitized manually. The digital elevation model STRM v3 (grid step – 1 arcsecond) was also used to estimate the elevation of the glacier fronts.

The tongue of the Irik Glacier is debris covered, therefore we used data from the Sentinel-1 spacecraft to verify the correctness of the identification of modern edges of the glacier. For the purpose we downloaded ['Copernicus Sentinel data 2015'] the interferometric pairs of images and assessed their coherence i.e. identified the areas that changed or remained identical between the records. Because the glacier moves the areas that were changing were identified as the glacier surface, those that remained constant were interpreted as dead ice. Sentinel-1 data was processed in the SNAP software product.

**Tree-ring dating.** The tree-ring approach of the dating of moraines is described elsewhere (e.g. Solomina et al., 2016). In the region that we consider here, the time lag of the colonization of fresh moraines by pine trees is 15–20 years. In order to estimate the minimum age of the stabilized surface this number should be added to the number of rings of the tree growing on the moraine or between the moraine ridges. We used increment bore to sample one to three cores from the

oldest trees at the moraine or between the moraine walls. We cored trees at the breast height or at 50–70 cm above the surface. The pine trees reach the age of 5–15 years at the breast height, thus this correction is also necessary in order to assess the approximate age of the tree. In this area, pine can reach up to 500 years and even more (Solomina et al., 2016), but due to the long-lasting heavy anthropogenic pressure, such old specimens are seldom. For this reason, the limiting age of the moraines older than 200–300 years estimated by ring count might be underestimated.

**Lichenometry.** The advantages and disadvantages of lichenometry in the Caucasus was analyzed recently in Solomina et al. (2016) and Nazarov et al. (2022). Due to large uncertainties in the lichen growth curve for the surfaces exceeding two centuries, in this paper we use the rough estimate of diameter-age relationship basing on the linear curve of the growth rate of *Rhizocarpon geographicum sensu lato* published in Solomina et al. (2016). We assess the 10–15 years lag for initial surface colonization by *Rhizocarpon geographicum sensu lato* lichens at the moraines of the Northern Caucasus. The rough estimate of growth rate of *Rhizocarpon geographicum* is around 0.3 mm per year. Obviously, these estimates are also only the minimum limiting dates because the growth rate of lichens decreases over time, but we do not have enough control points to assess this curvilinear shape of the growth curve more precisely. Moreover, some scholars argue that Bayesian approach should be applied in lichenometry (Jomelli et al., 2007). In the Caucasus this approach was not used so far therefore we must be content with the very rough linear lichen growth rate models.

**Cosmic ray expose ages (CRE) method of moraine dating.** Nuclides used for the Cosmic ray expose (CRE) dating (e.g.  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ) are produced in surface rocks by cosmic-ray bombardment that is approximately constant over time.  $^{10}\text{Be}$  that is most widely used to date moraine emplacement and ice retreat is produced by spallation of O and Si in quartz (Balco, 2011). The cosmogenic-nuclide concentration in a rock is proportional to the length of time that the sample has been exposed at the Earth's surface. The production rates of cosmogenic nuclides depend on the altitude (shielding effect of the atmosphere), and the Earth's magnetic field (geomagnetic latitude). Several production-rate scaling algorithms are available. In this paper, we used (Lifton et al., 2014). The cosmic-ray flux rapidly decreases with depth according to the exponential relation.

**Field CRE sampling.** Moraines were sampled and mapped in the field using a Garmin GPS survey instrument (precision 10 m) (Table 1). Using a hammer and a chisel, 11 granitic boulders (>60 cm in height) were sampled from the crest of selected moraines from broadly horizontal or sub-horizontal surfaces. Only boulders with minimal signs of denudation were sampled. A Suunto Compass Clinometer PM-5 was used

to measure topographic shielding for each sample in the field. Sample elevation was extracted from the handheld Garmin GPS instrument. All the boulders were photographed, and their ground-to-sample height was measured. We have considered only well-preserved moraines (>1 m high and >20 m long), and selected boulders and locations on the moraine with no evidence of disturbance caused by the action of other processes (river, rock fall or debris flow; Jomelli and Francou, 2000).

**Sample preparation and AMS measurement.** All samples were processed at CEREGE (Aix-en-Provence, France). Samples were crushed and sieved to collect the 250–1000  $\mu\text{m}$  fraction. Quartz was first concentrated by magnetic separation and then isolated by successive leaching in a  $\text{H}_2\text{SiF}_6/\text{HCl}$  mixture. The obtained quartz fraction was leached at least 3 times in a 10% HF – 10%  $\text{HNO}_3$  solution in order to remove any remaining feldspars and to clean the grains from atmospheric  $^{10}\text{Be}$ . Purified quartz was completely dissolved in concentrated HF after addition of 150  $\mu\text{l}$  of an in-house  $^9\text{Be}$  carrier solution ( $3025 \pm 9$  ppm; Merchel et al., 2008). Beryllium was extracted by successive alkaline precipitations of  $\text{Be}(\text{OH})_2$  alternated with separation on anion and cation columns. Samples were then oxidized at 700 for 1 hour and the final  $\text{BeO}$  mixed with Nb powder and loaded into copper cathodes. AMS measurements of the  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratios were conducted at the French national AMS facility ASTER (Arnold et al., 2010). Samples were calibrated against the in-house standard STD-11 ( $^{10}\text{Be}/^9\text{Be} = 1.191 \pm 0.013 \times 10^{-11}$ ; Braucher et al., 2015) and a  $^{10}\text{Be}$  half-life of  $1.387 \pm 0.0012 \times 10^6$  years (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). Analytical uncertainties combine ASTER counting statistics, standard uncertainty, external uncertainty (0.5%; Arnold et al., 2010) and machine blank correction.  $^{10}\text{Be}$  sample concentration calculated from the corresponding  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratio was corrected from associated chemical blanks. Scaling to the sample locations was made according to the recent, physically-based, LSD model (Lifton et al., 2014) which performs similarly to older empirical models (Borchers et al., 2016). Chosen parameters include the ERA40 atmospheric reanalysis (Uppala et al., 2005) and the VDM 2016 geomagnetic database. We retained the global production rate (PR) as no regional PR is available so far.

Exposure ages were computed with the online CREp program (Martin et al., 2017; <http://crep.cprg.cnrs-nancy.fr>) and are presented in Table 1.  $^{10}\text{Be}$  CRE ages are reported with  $1\sigma$  “external” uncertainties, which include measurement, production rate and scaling uncertainties (e.g., Balco et al., 2008), in the main text and on the maps for better comparison with other proxies. Both internal and external uncertainties (including both analytical and production rate uncertainties) are reported in Table 1. For a given moraine, its assigned age corresponds to

Table 1. <sup>10</sup>Be ages of moraines at Kashkatash (k) and Irık (i) glaciers  
 Таблица 1. Результаты анализа на <sup>10</sup>Be для морен ледников Кашкагаш (k) и Ирик (i)

Sample	Lat (dec°)	Lon (dec°)	Alt (masl)	<sup>10</sup> Be (at/g)	<sup>1</sup> s (at/g)	Shield, Corr	Density	Thick, Corr,	Er, (cm/yr)	Age (ka)	1σ (ka)	1σ without PR error
k1	43.2075	42.6857	2653	4049.4	626.3	0.984	2.75	3	0	0.14	0.02	0.02
k2	43.2073	42.6856	2657	4436.3	394.1	0.9209	2.75	3	0	0.16	0.02	0.01
k3	43.2190	42.6825	2231	5481.5	732.3	0.9573	2.75	3	0	0.25	0.04	0.03
k4	43.2187	42.6825	2260	11874.4	2766.4	0.9573	2.75	3	0	0.53	0.13	0.12
k5	43.2182	42.6823	2260	15154.4	1957.9	0.9209	2.75	3	0	0.7	0.11	0.1
k6	43.2168	42.6825	2264	16155.8	2135.2	0.9573	2.75	3	0	0.72	0.11	0.1
k7	43.2183	42.6820	2254	15531.458	2010.3131	0.9209	2.75	3	0	0.77	0.11	0.11
k8	43.2177	42.6818	2269	18286.2	3505.3	0.9573	2.75	3	0	0.82	0.18	0.17
i1	43.2941	42.5694	2520	38891.9	4055.4	0.9573	2.75	3	0	1.57	0.23	0.19
i2	43.2942	42.5691	2506	39991	4071.5	0.9573	2.75	3	0	1.63	0.23	0.2
i3	43.2943	42.5694	2518	41152.6	4011.1	0.9573	2.75	3	0	1.68	0.24	0.24

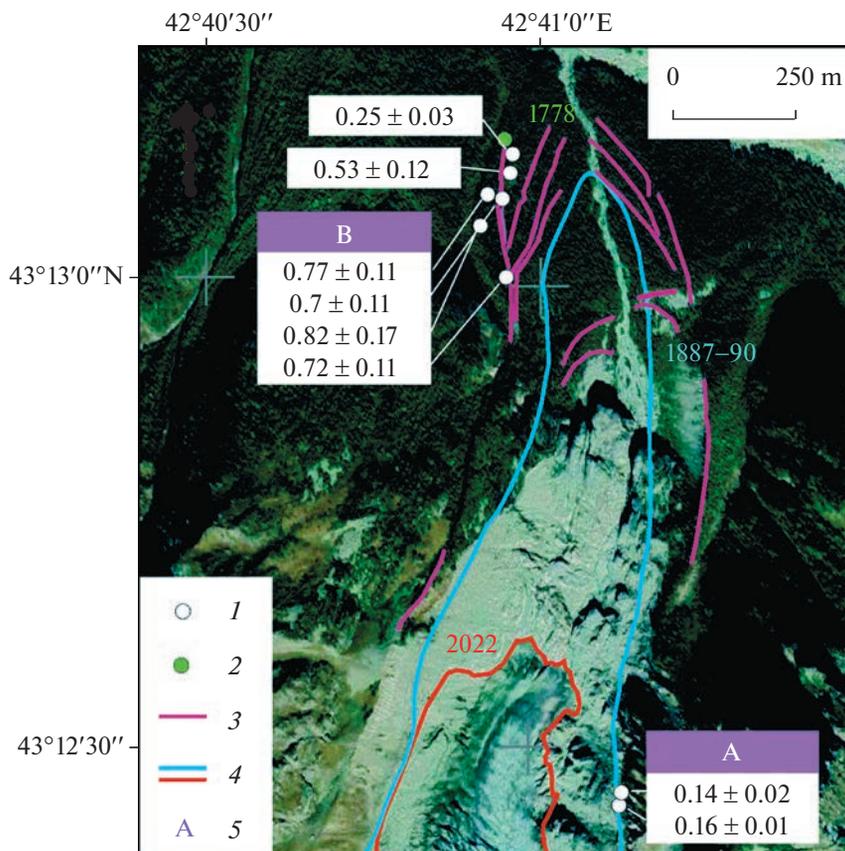
the weighted mean of the sample ages that successfully passed a Chi<sup>2</sup> test (calculated with the internal uncertainties) used to identify outliers (Ward and Wilson, 1978). Based on field observations, we also considered the stratigraphic relationships to identify outliers.

## RESULTS

**Kashkatash Glacier** (43.20N; 42.68E) is a cirque-valley glacier oriented to the North (#57 in USSR Glacier Inventory, 1970). According to USSR Glacier Inventory (1970) its length was 4.6 km, its area was 2.5 km<sup>2</sup>, and the front was located at 2600 m a.s.l. Detailed information on fluctuations of the Kashkatash Glacier based on instrumental, historical, lichenometric and tree-ring data was reported in Bushueva and Solomina (2012). We identified at least 13 terminal moraines within the distance of 900 meters from the Kashkatash Glacier front position in 2008. Three moraines were deposited between the 1870s and 1890s. In the 20<sup>th</sup> century the glacier advanced in the 1910-s, 1920-s, and 1960–1970-s.

In 2013 samples of grey granite boulders were collected from the surface of the moraines of the Kashkatash Glacier for <sup>10</sup>Be analyses in the two locations with the most suitable conditions for sampling (see Fig. 1, Table 1). The limitation for CRE sampling in the Kashkatash valley is the dense forest cover that shades the surface of moraines and sometimes masks the shape of the moraine ridges. Many moraines are eroded and preserved in fragments vanishing and re-appearing in the forest, some oldest generations are partly covered by debris flows.

Two <sup>10</sup>Be samples (k1 and k2 at the Table 1) at the site A were collected at the right lateral moraines at the elevation 2653 and 2657 m asl, respectively. At the photo Fig. 2 one can clearly see several levels of lateral moraines preserved inside the highest moraine wall with sharp unvegetated inner slope and forested, more gently inclined outer one. The moraines were sampled where they were least eroded. The samples are coming from two moraine generations located very close to each other and looking very similar in terms of vegetation cover and erosion, so their deposition was most probably separated by a short period of time. It is impossible to precisely trace the connection of these generations with the corresponding frontal and left lateral moraines, but tentatively the A ridges (with the k1 and k2 dates) lead to those formed in 19<sup>th</sup> century before the 1880s – the position of the glacier front at the military topographic map. The k1 and k2 moraines yielded two <sup>10</sup>Be CRE dates and 0.14 ± 0.03 ka and 0.16 ± 0.02 ka. Considering the statistical errors, the dates partly overlap and seem to correspond to the tree-ring age of the right lateral moraine dated by tree-rings to 1839–1840 CE (Bushueva and Solomina, 2012) (see the position of the tree at the Fig. 1).



**Fig. 2.** Kashkatash Glacier terminus: 1 – sites of  $^{10}\text{Be}$  sampling and dates in ka years reported in this paper; 2 – location of the tree damaged by the moraine (number mark the year of the first ring); 3 – moraines; 4 – limits of the glacier tongue in 1887–90 from the map and in 2022 from remote sensing data; 5 – sites mentioned in the text. Satellite image from GeoEye-1, acquired on 30.09.2022.

**Рис. 2.** Конец ледника Кашкаташ: 1 – пункты отбора образцов на анализ  $^{10}\text{Be}$  и результаты анализа – возраст в тысячах лет; 2 – местоположение дерева, повреждённого мореной (указан год образования первого кольца); 3 – морены; 4 – границы ледника в 1887–90 гг. по карте военных топографов и в 2022 г. по космическому снимку; 5 – поверхности, указанные в тексте статьи. Космический снимок с GeoEye-1, полученный 30.09.2022.

Other samples for  $^{10}\text{Be}$  were collected at the left side of the valley within an older moraine (point B), well-shaped, stretching along the left side of the valley composed of several nested ridges. From the distal side this compound rampart is limited by a debris flow noticeable due to a lighter tone at the space image (see Fig. 2). The pine forest covering the landform B is clearly more mature than the one spread out in the bottom of the valley: this is not only evident from tree ring dating (see Bushueva and Solomina, 2012) but distinguishable at the space images by a darker color of this site.

The rampart B was sampled for CRE dating in several locations at the elevation range from 2230 to 2270 m asl (see Table 1; Fig. 2). At least three moraine generations of different ages were identified using the  $^{10}\text{Be}$  CRE dating. The  $^{10}\text{Be}$  dates  $k3$   $0.25 \pm 0.4$  ka and  $k4$   $0.53 \pm 0.12$  ka (See Table 1) come from two moraines attached to the inner slope of the rampart B at the elevations approximately 2230 and 2260 m asl,

respectively. These two generations of moraines depart from the inner slope of the rampart B close to the location of the tree tilted by a large block during a glacier advance that occurred in 1839–1840 CE (see Figs. 2; 4). The tilted tree is growing at the older moraine. Its first recorded ring dates back to 1778 CE i.e. the moraine was deposited at least in the 1760s (with the 15–20 years correction for the establishment of the tree). This tree-ring minimum date corresponds well to the  $0.25 \pm 0.4$  ka  $^{10}\text{Be}$  date. Thus, another  $^{10}\text{Be}$  date is indirectly confirmed by the earlier tree-ring record (Bushueva and Solomina, 2012).

Four exposure ages (samples  $k5$ – $k8$ ) from the stratigraphically oldest moraine at the Kashkatash range from  $0.70 \pm 0.11$  to  $0.82 \pm 0.18$  ka (see Table 1). The date from the outer slope of the rampart is slightly older ( $0.82 \pm 0.18$  ka) than three others, but the internal uncertainties of all samples overlap and thus the dates belong to the same population (Fig. 5). The age of this rampart is considered as a reliable one and dif-



**Fig. 3.** Kashkatash Glacier in 2009. Site A. Location of the sampling sites for k1 and k2  $^{10}\text{Be}$  ( $0.14 \pm 0.03$  and  $0.16 \pm 0.02$  ka). (Photo by I. Bushueva).

**Рис. 3.** Ледник Кашкаташ в 2009 г. Поверхность А. Местоположение отбора и возраст (в тысячах лет) образцов на анализ  $^{10}\text{Be}$  k1 и k2 ( $0.14 + 0.03$  и  $0.16 \pm 0.02$  тыс. лет) (Фото И.С. Бушуевой, август 2009 г.).

ferent from all the other moraine surfaces. On the distal side of the rampart B, we dated living pine trees settled here before 1689 CE marking the minimum age of this surface. The maximum diameter of lichens at this surface reached up to 85–120 mm, but due to the dense forest canopy and large scatter of lichen sizes, we do not consider these data reliable and useful for the surface age assessment.

Thus, even though the replication of the CRE dates of Kashkatash moraines is still poor and the dates are considered only as very preliminary ones, at least three generations of major advances can be tentatively identified as the mid 19<sup>th</sup>, mid 18<sup>th</sup>, and 13<sup>th</sup> centuries. They were of similar magnitude, although the precise locations corresponding to the front positions of these advances are not known. Judging by the size and the preservation of the oldest moraine the magnitude of the advance of 13<sup>th</sup> century was the largest one.

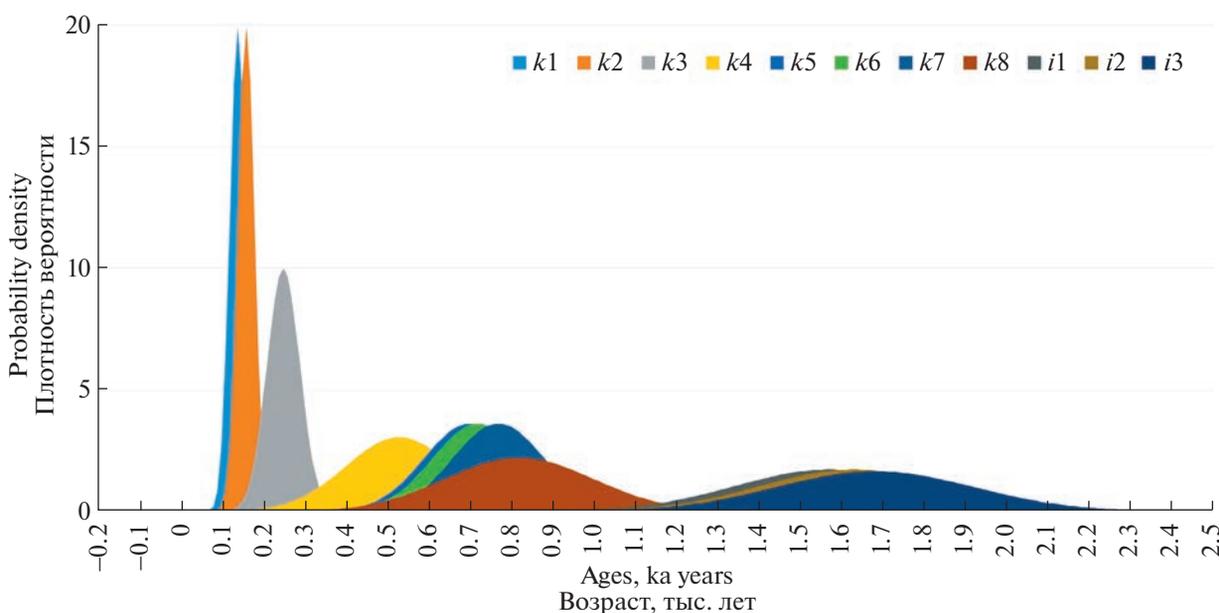
**Irik Glacier** (43.31N; 42.53E, #20 by USSR Glacier Inventory, 1970) descends from Elbrus Mt in a southeasterly direction. According to USSR Glacier Inventory its length in the late sixties was 9.8 km, the area was equal to 10.5 km<sup>2</sup>, the front was located at 2610 m a.s.l. Several maps and photographs show the shape and size of the glacier in 1887–1890 (Military Topographers, 1887–1890, 1:42.000 scale), in 1932 (Solovyev, 1934), in 1957 (topographic map), in the 1980s–early 2000s (Baume and Marcinek 1998; Zolotarev, 2009) (Fig. 6).

The positions of the glacier front and other important geomorphic details were described by numerous expeditions and surveys (Bush, 1914; Solovyev, 1934; Kovalev, 1961; Elbrus glaciation, 1968; Baume and Marcinek, 1998; Volodicheva and Voitkovsky, 2004). The most detailed sketch of glacier variations in the Late Holocene is provided by Baume and Marcinek



**Fig. 4.** Kashkatasch. Sampling site B: *a* – Inner slope of the moraine overlapped with a younger moraine that tilted a tree in 1839–1840 (Photo by O. Solomina, August 2009); *b* – Outer slope of oldest moraine B (Photo by O. Solomina, August 2008).

**Рис. 4.** Ледник Кашкаташ. Поверхность B: *a* – Внутренний склон морены с наложенной на неё более молодой мореной, которая повредила дерево в 1839–1840 гг. (Фото О.Н. Соломиной, август 2009 г.); *b* – Внешний склон старой морены (Фото О.Н. Соломиной, август 2008 г.).



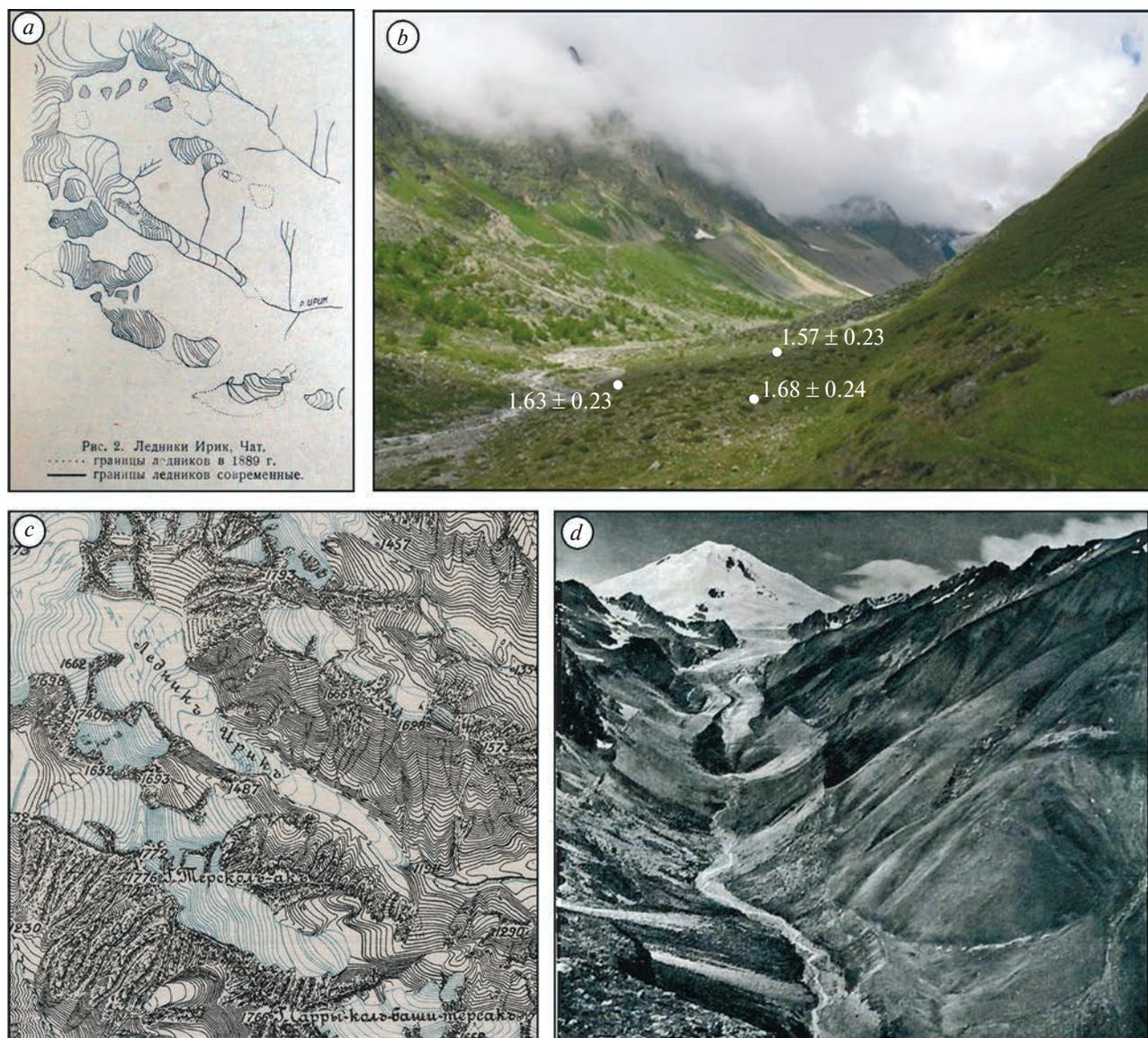
**Fig. 5.** Probability density of the  $^{10}\text{Be}$  dates of Kashkatasch and Irik moraines. Samples are described in Table 2.

**Рис. 5.** Плотность вероятности датирования морен ледников Кашкаташ и Ирик с помощью  $^{10}\text{Be}$ . Описание образцов приведено в табл. 2.

(1998) and Volodicheva and Voitkovsky (2004). In this paper using a number of space images, old maps, descriptions and  $^{10}\text{Be}$  dates of moraines we produced a more comprehensive spatial high-resolution reconstruction of fluctuations of this glacier over the instrumental period and beyond this time.

The first historical data about the Irik Glacier was provided by Abikh who visited the valley in 1871.

He noticed that the glacier was in the phase of its retreat from distinct crescent-shaped rampart of moraines (Volodicheva and Voitkovsky, 2004). According to his measurements, the glacier front was located at 2530 m a.s.l., however the estimate might be not very precise. At the Military Topographers Map which was compiled later (1887–1890) and is considered as a rather accurate one the glacier front is marked at the elevation 2541 m a.s.l. (see Figs. 6, 7).



**Fig. 6.** Irik Glacier and the valley: *a* – Map of Irik in early 1930s (Solovyev, 1931); *b* – Moraines of Irik Glacier (Photo by V.Jomelli, August 2013). At the foreground – the moraines of 19<sup>th</sup> century and moraines dated by  $^{10}\text{Be}$  at ca 1.6 ka.; *c* – Part of the map by Military Topographers, 1887–90; *d* – Irik valley in 1950s (Burakov, 1958 (Katalog..., 1970).

**Рис. 6.** Ледник Ирик и его долина: *a* – Карта ледника Ирик, начало 1930-х годов (Solovyev, 1931); *b* – Морены ледника Ирик (Фото В. Жомелли, август 2013). На переднем плане морены XIX века и морены, датированные с помощью космогенных изотопов  $^{10}\text{Be}$  1.6 тыс. лет.; *c* – Фрагмент карты, сделанной корпусом военных топографов, 1887–90 гг.; *d* – Долина ледника Ирик (Фото Буракова, 1958 (Katalog..., 1970).

We marked the positions of the front of the Irik Glacier map of Military Topographers at the Fig. 7. Although some of the old maps were compiled based on plane table surveying with specific defects causing some error in the identification of glacier margins (Tielidze, 2016), generally we do not question the elevation of the end of the glacier at the Military Topographers map. However the shape of the glacier tongue at this map looks strange: it is asymmetric and pressed against the left side of the valley. It is possible that it is reproduced incorrectly at the map due to the difficul-

ties in identification of the glacier boundaries of the tongue covered with debris. Several authors (e.g. Kovalev, 1961, Volodicheva and Voitkovsky, 2004) noticed that the right side of the glacier tongue may represent the dead ice and, hence, it is shown at the maps and figures as a moraine rather than the glacier body. We also encountered these difficulties using space images while the tongue of Irik is currently covered by debris from the right side and the limit between the ice and the moraine from this side is unclear.



**Fig. 7.** Fluctuations of Irik Glacier from remote sensing, historical, lichenometric and CRE data. 1 – sites of  $^{10}\text{Be}$  sampling and dates in ka years reported in this paper; 2 – location of lichens' measurements and maximum diameter in mm; 3 – moraines; 4 – limits of the glacier tongue, year is marked by corresponding color; 5 – sites mentioned in the text. Satellite image from GeoEye-1, acquired on 12.09.2015.

**Рис. 7.** Колебания конца ледника Ирик по данным дистанционного зондирования Земли, историческим, лихенометрическим и космогенным изотопам: 1 – пункты отбора образцов на анализ  $^{10}\text{Be}$  и результаты анализа – возраст в тыс. лет; 2 – места измерения лишайников и их диаметр в мм; 3 – морены; 4 – границы ледника в разные годы, год указан соответствующим цветом; 5 – поверхности, указанные в тексте статьи. Космический снимок с GeoEye-1, полученный 12.09.2015.

The military topographers map also shows three small glaciers above the right lateral moraine of the Irik Glacier. They still exist now (2022), but have significantly receded. The right lateral moraine of the Irik Glacier is eroded by their stream flows and debris; the surface above the moraine looks unstable, with very sparse vegetation.

According to the descriptions of Bush (1914) in 1911 the front of the Irik Glacier looked like a very high and steep wall, however Bush did not interpret these features as the evidence of glacier advance. Bush also indicated that the right lateral moraine covered a part of the glacier and merged with the median moraine of dark red color. This description confirms our suggestion about a potential cause of the error on the Map of Military Topographers who interpreted the part of the glacier ice as a moraine.

In 1926, Altberg (1928) found the mark of Rengarten installed in 1913 and identified a retreat of the Irik Glacier in 1913–1926 as 97 m. In 1929–1932 the Irik Glacier was surveyed by S.P. Solovyov (1934) who described the glacier itself and its valley in details. According to his data, Irik Glacier was retreating from the position mapped by the Military Topographers in

1887/90 to the year 1932 by approximately 200 m (Solovyov, 1934).

In 1956–1959 a stereophotogrammetric survey was carried out on the Irik Glacier (12.08.1956, 3.08.1958, 22.08.1959) (Elbrus glaciation, 1968 p. 279). During this period, the glacier snout "... on the right side receded by 72 m, of which in the first 2 years by 50 m, and in the third year – by 22 m. The order of magnitude of retreat in the left side of the glacier terminus is the same as in the right side...". The rates of retreat of the Greater Azau and Irik glaciers at that time were similar.

Our remote sensing data (Table 2) shows that between 1957 and 1987 the glacier lost 432 m in length. Between 1987 and 1997 it further retreated by 105 m, and between 1997 and 2015 – by another 265 m. As the glacier snout is covered by a surface moraine we also used the Sentinel 1 obtained on 18<sup>th</sup> and 30<sup>th</sup> of August, 2015 to assure the correctness of the identification of glacier boundaries in 2015. Between 2015 and 2022 Irik glacier retreated by 825 m.

In July 30, 2008, when we visited the glacier it was retreating – its tongue was flat and covered with debris, the boundary between the dead ice and the body

**Table 2.** Irik Glacier length and front elevation changes in 1887/90–2022**Таблица 2.** Изменения длины и высоты конца ледника Ирик в 1887/90 – 2022 гг.

Date	Source	Length Change, m	Front Elevation, m
1.6 ka moraine	$^{10}\text{Be}$ dating		2490
		–260	
1887–90	Map		2506
		–405	
1930	Map		2542
		–590	
1945	Aerial photo		2603
		–64	
16.08.1957	Aerial photo		2605
		–432	
16.09.1987	Aerial photo		2632
		–105	
1997	Aerial photo		2649
		–265	
12.09.2015	Space Image (GeoEye-1)		2733
		–825	
28.08.2022	Space Image (Pleiades)		3010

of the glacier was unclear. The terminal moraines of the Irik Glacier over the whole valley are poorly preserved due to excessive water erosion, avalanche, and debris flow activity. G.K. Tushinsky (Elbrus glaciation, 1968) also noticed that the rock deposits descending from the right side of the valley from the cirques that were supporting small glaciers in the late 19<sup>th</sup> century are not moraines, but solifluction flows and lobes that can be erroneously taken for the glacier deposits of the end of LIA. Between the positions of the glacier front in the 1930s and in 1945 we identified one reasonably well shaped moraine ridge (*a*) with a relatively stable undisturbed surface where we could measure lichens. In 2022 it supported a generation of lichens as large as 25–26 mm still including two outliers (34 and 37 mm) probably growing on the boulders transported from the older moraines at the left slope of the valley.

A moraine complex at the bottom of the valley that is located between 2495 and 2510 m a.s.l. and is composed of two to five ranges occupies a limited space 500–600 m long (see Fig. 6, *b*). Here two moraine ridges support lichens as large as 31 mm (*b*) and 41 mm (*c*). The location of moraine *b* is close to the position of the glacier at the Military Topographers map and, hence the surface had stabilized in the end of the 19<sup>th</sup> century. The outer ridge *C* might represent the moraine described by Abikh in 1871 as a “crescent-shaped

rampart”. It is reasonable to suggest that it might be deposited a few decades before his visit in 1871, most probably in the mid 19<sup>th</sup> century, but since then it was substantially eroded. At present, it does not look like a “crescent-shaped rampart”, but represents a top-rounded eroded range up to 5–7 m high.

Seinova and Zolotarev (2001), identified stadial moraines at both sides of the Irik valley supporting the lichens as large as 33, 40, 50 and 64 mm that they attributed basing on their lichen growth rate to 1910, the 19<sup>th</sup> century, late 18<sup>th</sup>, and late 17<sup>th</sup> centuries. Unfortunately, they did not provide a map or other details of the location of these moraines, so a comparison with our results is difficult, but the lichens at two moraines described above seem to correspond to the earlier measurements of Seinova and Zolotarev (2001).

Below the moraine *c*, a few ridges of similar appearance are located (stage *d*). One more clearly shaped, stable, and less eroded than the other moraine ridges was sampled for  $^{10}\text{Be}$  age in 2013 by V. Jomelli. It returned three  $^{10}\text{Be}$  ages ( $1.57 \pm 0.23$  ka,  $1.63 \pm 0.23$  ka, and  $1.68 \pm 0.24$  ka). The dates are close to each other and mark the advance that occurred at ca ~1.6 ka (see Fig. 7). The sampled moraine is one of the outermost eroded ridges on the left side of the valley located at the elevation of about 2490 m a.s.l.

Outside of this moraine there is a distinct fluvioglacial terrace 10–45 m high that ends at 2300 m a.s.l. composed of unsorted rounded boulders of volcanic and crystalline rocks cemented by laminated sands (Baume, Marcinek 1998). Baume and Marcinek tentatively attributed it to the “Historical” time that traditionally dates back to ca 2 ka in the Elbrus area, although in fact these moraines were never dated. By several morphological evidences (stable flattened surface, well-developed soil cover, large width, and considerable length), this terrace must be much older than the 1.6 ka moraine and its age probably exceeds the Late Holocene limits. It was noticed that the moraine of “Fernau” maximum advance contacts this terrace (Baume, Marcinek 1998). However, this is incorrect as between the position of glacier in the 19<sup>th</sup> century and the beginning of the terrace there is at least one Late Holocene moraine (ca 1.6 ka).

Thus, since the first description in 1871 the Irik Glacier was mostly retreating. The linear retreat between 1880 and 2015 was 1860 m, the rise of the front elevation is 230 m. Two glacier maxima occurred in the past two millennia in the 19<sup>th</sup> century and ca 1.6 ka and these advances were of similar magnitude (2030 m and 2190 m, respectively, in comparison with the year 2015). The second advance was however slightly larger.

## DISCUSSION

We believe that despite of limited number of  $^{10}\text{Be}$  dates that we report here the history of Late Holocene glaciation in Central Caucasus became clearer. How-

ever, we have to admit that the dates of moraines reported here are of different reliability what depends not only on the number of the dates for each moraine, but also on geomorphic setting. In the case of complex morphology of moraine ridges and their fragmentary preservation (e.g. at the Kashkatash Glacier) is might be difficult to distinguish between the landforms of different generations. Some of moraine ridges at the Kashkatash Glacier were also covered by forest and it was difficult to precisely identify in the field whether our sampling sites belong to the same or different stages of glacier advances. Moreover, at the site B, at the Kashkatash Glacier numerous generations of debris flows covered the distal side of the main moraine rampart adding uncertainties to the stratigraphic and genetic identifications of the secondary ranges adjacent to it. In the case of the Irik Valley, the identification of the isolated moraine ridges where we sampled was not difficult, but we cannot exclude potential renovation of the surface while the sampled ridges were rather low, of smooth soft shape and supporting limited number of crustose lichens.

$^{10}\text{Be}$  dates of moraines of the Irik and Kashkatash glaciers, although limited and very preliminary, allow the identification of five maxima of glacier advances of similar magnitude that occurred around 1.62, 0.75, 0.53, 0.25 and 0.16–0.14 ka (i.e. in 4<sup>th</sup>–5<sup>th</sup>, 13<sup>th</sup>, 15<sup>th</sup>, 18<sup>th</sup> and early-mid 19<sup>th</sup> centuries CE). The dates are more credible when several closely intersecting  $^{10}\text{Be}$  dates are coming from the same moraine or (and) the CRE dates are supported by another source of chronological information (historical, tree-rings,  $^{14}\text{C}$ ). When the confident dates come from different glaciers one can suggest that the event was of regional value and is relevant to paleoclimatic context.

**Advance at 1.6 ka (4<sup>th</sup>–5<sup>th</sup> centuries CE).** The advance of the Irik Glacier that is dated by three very close  $^{10}\text{Be}$  ages of moraine ( $1.57 \pm 0.23$  ka,  $1.63 \pm 0.23$ , and  $1.68 \pm 0.24$  ka) is identified in the Caucasus for the first time. It is not confirmed by other evidence. Lichenometry was not useful in this case: the number of lichens on this surface is rather limited and the largest thallii are 52–53 mm, that is equal to several hundred years only judging by our preliminary growth curve (Solomina et al., 2016). The lack of large lichens is a warning signal that the moraine surface might be eroded, and the date can be rejuvenated. However, a close intersect of the three dates is rather a positive sign indicating the significance of the average date.

Traditionally previous studies identified two major Late Holocene advances in the Caucasus that occurred in the LIA and two thousand years ago that they called “Historical stage” (Turmanina, 1971; Tushinsky and Turmanina, 1979; Zolotarev, 2009). The age estimate is based on the descriptive geomorphic evidence, speculations, and analogues with other mountain regions where the Late Holocene moraines were dated. Thus, the  $^{10}\text{Be}$  date of the Irik moraine

( $1.6 \pm 0.23$  ka) seems to be a possible analogue of the “historical” stage of glacier advances in the Caucasus described in literature.

In the section of paleosols interlayered with tills of the Azau Glacier (Solomina et al., 2022) one of four major advances recorded in these sediments is dated by  $^{14}\text{C}$  to the 7<sup>th</sup>–9<sup>th</sup> centuries CE. This till is several centuries younger than the  $^{10}\text{Be}$  date of the moraine at the Irik Glacier (4<sup>th</sup>–5<sup>th</sup> centuries CE) and therefore even considering the potential analytical errors it probably characterizes a different period of glacier advances in the Caucasus. No closer analogues of the advance at 1.6 ka are found so far in the Caucasus.

In the Swiss Alps, the glacier area in 5<sup>th</sup> century was similar to the end of 20<sup>th</sup> century, while the glaciers reached their maximum of the 1<sup>st</sup> millennium CE later, in the 6<sup>th</sup> – early 7<sup>th</sup> centuries (Holzhauser et al., 2005; Le Roy et al., 2015). In the Italian Alps, the phase of advances started earlier and continued through the 5<sup>th</sup> to 9<sup>th</sup> century CE (Deline and Orombelli, 2005). This might be a case similar to the Elbrus area. In the Himalaya-Tibetan monsoon area Yang et al. (2008) basing on multi-proxy data established a period of glacier advance at around CE 200–600, while Murari et al. (2014) confirmed the advance in the region at  $500 \pm 200$  CE by  $^{10}\text{Be}$  dating. These dates are closer to our dates of Irik Late Holocene moraines (CE 4<sup>th</sup>–5<sup>th</sup> centuries CE). Taking in consideration the dating uncertainties, these advances might be correlative with the Late Antique LIA cooling that was documented by tree rings in the Alps, Altay, and some other temperate regions in Eurasia in 536 to ~660 CE (Büntgen et al., 2016).

The paleoclimatic context for the period 1.6 ka in the Caucasus is unknown, because the temporal resolution for the available reconstructions (e.g. Grachev et al., 2021) is not enough to recognize the events of centennial duration. However, we noticed an interesting coincidence that might explain the climatic background of the advance of 1.6 ka. In Lake Garabashi, located in a neighboring valley a fraction of sediments was laminated indicating that in the period of their formation the small lake did not dry out. Three radiocarbon dates ( $1505 \pm 20$ ,  $1650 \pm 20$ ,  $1760 \pm 20$  years BP) (Shishkov et al., 2019; Alexandrin, personal communication) constrain this episode of more humid and possibly colder climate that led to the permanent waterproofing of the lake. Judging by the number of preserved layers it lasted for about 100 years.

**Advance at 0.7–0.8 ka (13<sup>th</sup> century CE).** Four  $^{10}\text{Be}$  dates ( $0.7 \pm 0.11$ ,  $0.72 \pm 0.11$ ,  $0.77 \pm 0.11$ , and  $0.82 \pm 0.18$  ka) are obtained for the left lateral moraine of the Kashkatash Glacier. This time (13<sup>th</sup> century CE) is known as the first stage of the LIA and the evidence of glacier advances at that time was reported for many regions including those that are based on direct historical descriptions (Grove, 2012). In the Northern Cau-

casus at the Donguz-Orun glacier left lateral moraine yielded a  $^{10}\text{Be}$  date  $0.77 \pm 0.1$  ka (Solomina et al., 2018). Although the date is single it supports our  $^{10}\text{Be}$  Kashkatash dates of moraines at 0.7–0.8 ka. At the southern slope of Caucasus in Georgia a left lateral moraine of Chalaati Glacier yielded two  $^{10}\text{Be}$  dates as  $0.67 \pm 0.1$  and  $0.79 \pm 0.08$  ka (Tielidze et al., 2020). The dates of this moraine partly overlap with those of the Kashkatash moraine. Based on spore-pollen and geochemical analysis of the deposits of Lake Karakel (Teberda valley) Alexandrin et al. (2023) identified the beginning of the LIA cooling in the Caucasus in ca 1250–1400 CE that corresponds to the timing of glacier advances mentioned above.

**The advance at 0.53 ka (15<sup>th</sup> century CE).** Only one moraine at Kashkatash Glacier dating back to 15<sup>th</sup> century ( $0.53 \pm 0.13$  ka) was obtained so far. For this reason, it cannot be considered as a reliable one at the moment. However, in the sediments of Lake Karakel a second cold minimum (1500–1630 CE) begins roughly at that time. In the section “Azau Star” one till layer was deposited between 1490s and 1640s (Solomina et al., 2016). It is quite possible that the new evidence of this advance will be found in the future in the Caucasus.

This advance is documented in the Alps. Schimelpfennig et al. (2014) at Steingletscher reported numerous  $^{10}\text{Be}$  ages in stratigraphic order distinguishing four LIA glacier culminations at about 1470, 1650, 1750 and 1820 CE. For the LIA in the European Alps Nicolussi et al. (2022) proposed the subdivision of LIA in three phases: early 1260–1380 CE, intermediate 1380–1575 CE and a main 1575–1860 CE. The moraine at Kashkatash of 15<sup>th</sup> century may correspond to the intermediate phase of advances in the scheme of Nicolussi.

**The advances at 0.25 ka and 0.16–0.14 ka (18<sup>th</sup> and 19<sup>th</sup> centuries CE).** The  $^{10}\text{Be}$  date  $0.25 \pm 0.04$  ka at Kashkatash moraine is also single, but it is indirectly supported by tree ring minimum date at the moraine of the same glacier (Bushueva and Solomina, 2012). At the Alibek and Tseia glaciers we found 220–300 year old trees growing at the moraines that are located in the vicinity of those of the 19<sup>th</sup> century, but this minimum age might be very different from the real time of deposition of the moraines (Solomina et al., 2016). In the Lake Karakel sediment-based reconstruction the last LIA cooling period that might correspond to the culmination of glacier advances in the Caucasus occurred at ca 1750–1880 CE (Alexandrin et al., 2023). In the paleosol section this period of advances dates back to 1680–1850s CE.

The  $^{10}\text{Be}$  dates of the last LIA maximum (0.16–0.14 ka) at the Kashkatash Glacier is supported by tree-ring dates at Kashkatash and other glaciers (Solomina et al., 2016), tree-ring summer temperature and mass balance reconstruction (Dolgoва, 2016) and pa-

leosol section at Greater Azau (Solomina et al., 2022). It coincides with the advance of the Greater Azau Glacier (Elbrus area) in 1849 CE known from direct historical description of Abich.

In their global review Solomina et al. (2016) indicated that the mountain glacier advances in the past two millennia cluster in 200s–300s, 400s–600s, 800s, 1000, 1150s, 1280s, 1350s, 1400s, 1450s, 1600s, 1640s, 1680s, 1720s, 1770s, 1820s, 1850s–1860s, 1890s, 1900s–1920s, 1970s–1980s and 1990s CE. In this paper, using the new  $^{10}\text{Be}$  dates we demonstrated that in the Northern Caucasus some periods of glacier advances (e.g. in 4–5<sup>th</sup>, 13<sup>th</sup>, 15<sup>th</sup>, 18<sup>th</sup> and early-mid 19<sup>th</sup> centuries CE) may be synchronized with this global pattern.

## CONCLUSIONS

In this study, we presented  $^{10}\text{Be}$  ages from the Irik and Kashkatash glaciers, northern Greater Caucasus. The new dataset allowed us for the first time to identify moraine deposition of these glaciers in 4–5<sup>th</sup>, 13<sup>th</sup>, 15<sup>th</sup>, 18<sup>th</sup>, and early mid-19<sup>th</sup> centuries CE, which is consistent with the global pattern of mountain glacier advancement over the past two millennia. The new evidence shows that the advances of the first millennium CE of the Irik Glacier were slightly larger than those of the later glacier maxima (in the 19<sup>th</sup> century CE). At Kashkatash the oldest and most prominent moraine that was identified and dated by  $^{10}\text{Be}$  was formed at the first stage of the LIA (in the 13<sup>th</sup> century CE). Although precise area of the glacier at that time is unknown, it is clear that the glacier shape and size were only slightly larger than those of the second LIA maximum in the 19<sup>th</sup> century. Due to a limited number of  $^{10}\text{Be}$  dates we consider our data presented here as very preliminary and hope that in the nearest future more detailed studies in this direction will allow to increase the credibility and accuracy of the reconstructed glacier and climate history in this region.

**Acknowledement.** We are grateful to our French colleagues of the Aix-Marseille University, CNRS, for the introduction of this method in the Caucasus. The ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence) is supported by the INSU/CNRS, the ANR through the “Projets thematiques d’excellence” program for the “Equipements d’excellence” ASTER-CEREGE action and IRD. We thank our colleagues Dr. Ekaterina Dolgoва, Dr. Vladimir Mikhalenko, and Dr. Vladimir Matskovsky continuous efforts in sampling, processing the samples in the lab. and statistical analyses. The field works were supported by the framework (No 0148-2019-0004) of the State Assignment of Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. The Megagrant project (agreement No 075-15-2021-599, 8.06.2021) of the Ministry of Highest Education of Russia “Natural and Anthropogenic Environmental Changes Inferred From

Multi-Proxy Paleorecords. In Russia” supported the analyses of the data and writing of this paper.

**Благодарности.** Мы благодарим наших французских коллег из Университета Экс-Марсель, Марсель, Франция за внедрение метода космогенных изотопов на Кавказе. Мы благодарны нашим коллегам Екатерине Долговой, Владимиру Михаленко и Владимиру Мацковскому за их усилия по отбору, подготовке и анализу образцов в лаборатории. Они также принимали участие в полевых работах и любезно предоставили данные по дендрохронологическому датированию и статистическому анализу. Полевые работы выполнены в рамках темы государственного задания Института географии № 0148-2019-0004. Анализ данных и написание статьи проведены в рамках Мегагранта № 075-15-2021-599 от 08.06.2021 г.

## REFERENCES

- Alexandrin M.Y., Solomina O.N., Darin A.V.* Variations of heat availability in the Western Caucasus in the past 1500 years inferred from a high-resolution record of bromine in the sediment of Lake Karakel. *Quatern. International*. 2023. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.05.020>
- Altberg V.J.* *O Sostoyanii lednikov Elbrusa i Glavnogo Kavkazskogo khrebtu v basseine reki Baksan v period 1925–1927 godov.* About the state of glaciers of Elbrus and the Greater Caucasus mountain range in the basin of Baksan River during 1925–1927. *Otisk iz Izvestij GGI*. Proc. of the State Hydrological Institute. 1928, 22:79–89. [In Russian].
- Arnold M., Merchel S., Bourlès D.L., Braucher R., Benedetti L., Finkel R.C., Aumaître G., Gottang A., Klein M.* The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments *Nuclear Instrumentation Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*. 2010, 268: 1954–1959.
- Balco G.* Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990–2010. *Quaternary Science Reviews*. 2011, 30 :3–27.
- Balco G.* Glacier Change and Paleoclimate Applications of Cosmogenic-Nuclide Exposure Dating. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 2020, 48 (1): 21–48. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-081619-05260>
- Balco G, Stone J.O, Lifton N.A, Dunai T.J.* A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements. *Quat Geochronol*. 2008, 3: 174–195.
- Baume O., Marcinek J.* *Gletscher und Landschaften des Elbrusgebietes. Die Lawienentätigkeit.* Verlag Gotha, Gotha. 1998 [In German].
- Borchers Brian, Marrero S., Balco G., Caffee M., Goehring B., Lifton N., Nishiizumi K., Phillips F., Schaefer J., Stone J.* Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. *Quaternary Geochronology*. 2016, 31: 188–198.
- Bush N.A.* *O Sostoyanii lednikov severnogo sklona Kavkaza v 1907, 1909, 1911 i 1913 godah.* About state of glaciers of the Northern slope of the Caucasus in 1907, 1909, 1911 and 1913. *Izvestiya Imperatorskogo geograficheskogo obschestva po obschey geografii*. IRGO notes on general geography. 1914, 50 (5–9): 461–510 [In Russian].
- Büntgen U., Myglan V.S., Ljungqvist F.C., McCormick M., Di Cosmo N., Sigl M., Kirdyanov A.V.* Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD. *Nature geoscience*. 2016, 9 (3): 231–236. <https://doi.org/10.1038/ngeo2652>
- Bushueva I.S., Solomina O.N., Jomelli V.* History of Alibek Glacier based on Earth remote sensing images, bioindication and cosmogenic ( $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$ ). *Led i Sneg. Snow and Ice*. 2015, 55 (3): 97–106. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-3-97-106>
- Bushueva I.S., Solomina O.N.* *Kolebaniya lednika Kashkatash za poslednie chetire stoletiya po kartograficheskim, dendrochronologicheskim i lichenometricheskim dannim.* Fluctuations of Kashkatash Glacier over last 400 years using cartographical, dendrochronological and lichenometrical data. *Led i sneg. Ice and Snow*. 2012, 2 (118): 121–130 [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-2-121-130>
- Braucher R., Guillou V., Bourlès D.L., Arnold M., Aumaître G., Keddadouche K., Nottoli E.* Preparation of Aster in-house  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  standard solutions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. 2015, 361: 335–340.
- Chmeleff J., von Blanckenburg F., Kossert K., Jakob D.* Determination of the  $^{10}\text{Be}$  half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res.* 2010, Sect. B 268 (2), 192–199. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>
- Deline P., Orombelli G.* Glacier fluctuations in the western Alps during the Neoglacial, as indicated by the Miage morainic amphitheatre (Mont Blanc massif, Italy). *Boreas*. 2005, 34: 456–467. <https://doi.org/10.1080/03009480500231369>
- Dolgova E.* June–September temperature reconstruction in the Northern Caucasus based on blue intensity data. *Dendrochronologia*. 2016, 39: 17–23. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2016.03.002>
- Grachev A.M., Novenko E.Y., Grabenko E.A., Alexandrin M.Y., Zazovskaya E.P., Konstantinov E.A., Solomina O.N.* The Holocene paleoenvironmental history of Western Caucasus (Russia) reconstructed by multiproxy analysis of the continuous sediment sequence from Lake Khuko. *The Holocene*. 2021, 31 (3): 368–379. <https://doi.org/10.1177/0959683620972782>
- Grove J.M.* *Little Ice Ages: Ancient and Modern*. 2004. Vol. 1 and 2, 2nd ed. London, New York: Routledge. <https://doi.org/10.1017/S0016756805400771>
- Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H.J.* Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *Holocene*. 2005, 15 (6): 789–801. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl853ra>

- Hormes A., Müller B.U., Schlüchter C. The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene*. 2001: 255–265.  
https://doi.org/10.1191/095968301675275728
- Jomelli V., Grancher D., Naveau P., Cooley D., Brunstein D. Assessment study of lichenometric methods for dating surfaces. *Journ. of Geomorphology*. 2007, 86 (1–2): 131–143.  
https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.08.010
- Jomelli V., Francou B. Comparing characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an alpine environment using a new methodological approach. *Geomorphology*. 2000, 35: 181–192.
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 8. North Caucasus. Pt. 5. Basins of Malka and Baksan rivers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1970: 145 p. [In Russian].
- Korschinek Gunther, Bergmaier A., Faestermann T., Gerstmann U.C., Knie K., Rugel G., Wallner A. A new value for the half-life of <sup>10</sup>Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*. 2010, 268 (2): 187–191.
- Kovalev P.V. *Sovremennoe oledenenie basseina reki Baksan*. Modern glaciation of the Baksan River basin. *Materiali kavkazskoi ekspedicii po programme MGG*. Data of Caucasian expedition by the program of International Geophysical Year. 1961, 2: 3–106 [In Russian].
- Le Roy M., Nicolussi K., Deline P., Astrade L., Edouard J.L., Miramont C., Arnaud F. Calendar-dated glacier variations in the Western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. *Quaternary Science Reviews*. 2015, 108: 1–22.  
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.033
- Lifton N., Sato T., Dunai T.J. Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014, 386: 149–160.  
https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.052
- Martin L.C.P., Blard P.H., Balco G., Lavé J., Delunel R., Lifton N., Laurent V. The CREP program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. *Quaternary geochronology*. 2017, 38: 25–49.
- Merchel S., Arnold M., Aumaître G., Benedetti L., Bourlès D.L., Braucher R., Alfimov V., Freeman S.P.H.T., Steier P., Wallner A. Towards more precise <sup>10</sup>Be and <sup>36</sup>Cl data from measurements at the 10–14 level: Influence of sample preparation. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*. 2008, 266 (22): 4921–4926.  
https://doi.org/10.1016/j.nimb.2008.07.031
- Military Topographers Map, 1887–1890. 1:42 000, Office of military topographers, 4<sup>th</sup> Cartographic Factory Geokartprom, Rostov-Don.
- Murari M.K., Owen L.A., Dortch J.M., Caffee M.W., Dietsch C., Fuchs M., Haneberg W.C., Sharma M.C., Townsend-Small A. Timing and climatic drivers for glaciation across monsoon-influenced regions of the Himalayan-Tibetan orogen. *Quaternary Science Reviews*. 2014, 88C: 159–182.  
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.01.013
- Nicolussi K., Roy M.L., Schlüchter C., Stoffel M., Wacker L. The glacier advance at the onset of the Little Ice Age in the Alps: New evidence from Mont Miné and Morteratsch glaciers. *The Holocene*. 2022, 32 (41): 09596836221088247.  
https://doi.org/10.1177/09596836221088247
- Oledenenie El'brusa. Elbrus glaciations / Ed. G.K. Tushinskiy. Moscow: MSU, 1968: 345 p. [In Russian].
- Uppala, Sakari M., Källberg P.W., Adrian J., Simmons U., Andrae V., Bechtold Da Costa, Fiorino M., Gibson J.K. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*. 2005, 131 (612): 2961–3012.
- Prirodnye processy na territorii Kabardino-Balkarii. Environmental processes in the territory of Kabardino-Balkaria. Moscow–Nal'chik: RAS, 2004: 438 p. [In Russian].
- Schimmelpfennig I., Schaefer J.M., Akçar N., Koffman T., Ivy-Ochs S., Schwartz R., Schlüchter C. A chronology of Holocene and Little Ice Age glacier culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, based on high-sensitivity beryllium-10 moraine dating. *Earth and Planetary Science Letters*. 2014, 393: 220–230.  
https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.046
- Shishkov V.A., Kuderina T.M., Mikhaleiko V.N., Kuzmenkova N.V., Zazovskaya E.P., Solomina O.N. Garabashi lake as a paleoarchive (Elbrus area, Caucasus). *Geophysical Research Abstracts*. 2019, 21. EGU2019-15885-2. EGU General Assembly. CC Attribution 4.0 license.
- Seinova I.B., Zolotarev E.V. *Ledniki i seli Prielbrusiya*. Glaciers and debris flows of vicinity of the Mt. Elbrus. Moscow: *Nauchnyj mir*. The scientific world. 2001 [In Russian].
- Solomina O.N., Alexandrovskiy A.L., Zazovskaya E.P., Konstantinov E.A., Shishkov V.A., Kuderina T.M., Bushueva I.S. Late-Holocene advances of the Greater Azau Glacier (Elbrus area, Northern Caucasus) revealed by 14C dating of paleosols. *The Holocene*. 2022, 32 (5): 468–481.  
https://doi.org/10.1177/09596836221074029
- Solomina O.N., Bushueva I.S., Polumieva P.D., Dolgova E.A., Dokukin M.D. History of the Donguz-Orun Glacier from bioindication, historical, cartographic sources and remote sensing data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (4): 448–461 [In Russian].  
https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-448-461
- Solomina O.N., Bushueva I.S., Dolgova E.A., Jomelli V., Alexandrin M.J., Mikhaleiko V.N., Matskovsky V.V. Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium. *Glob. Planet change*. 2016, 140: 28–58.  
https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.02.008
- Solomina O.N., Bushueva I.S., Volodicheva N.A., Dolgova E.A. Age of moraines of the Bolshoy Azau Glacier in the upper course of the Baksan River valley according

- to dendrochronological data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (2): 271–290 [In Russian].  
<https://doi.org/10.31857/S2076673421020088>
- Solovyev S.P. *Izuchenie lednikov Severnogo Kavkaza za 25 let (1907–1932 goda)*. Study of glaciers on the Northern Caucasus over 25 years (1907–1932). *Izvestiya Gosudarstvennogo geograficheskogo obshchestva*. Proc. of the State Geographical Society. 1934, 66 (4): 525–555 [In Russian].
- Tielidze L.G. Glacier change over the last century, Caucasus Mountains, Georgia, observed from old topographical maps, Landsat and ASTER satellite imagery. *The Cryosphere*, 2016, 10: 713–725. <https://doi.org/>, 2016 <https://doi.org/10.5194/tc-10-713-2016>
- Tielidze L.G., Solomina O.N., Jomelli V., Dolgova E.A., Bushueva I.S., Mikhalenko V.N., Brauche R., ASTER Team. Change of Chalaati Glacier (Georgian Caucasus) since the Little Ice Age based on dendrochronological and Beryllium-10 data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (3): 453–470.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673420030052>
- Turmanina V.I. *Perspektivy primeneniya fitoindikacionnykh metodov v glaciologii*. Perspectives of applying phytosignificational methods in glaciology. In: *Tushinskiy G.K.* (Ed.), *Fitoindikacionnye metody v glaciologii*. Phytosignification methods in glaciology. Moscow: MGU Press, 1971: 5–19 [In Russian].
- Tushinsky G.K. *Glyatsiologicheskie raboti na Elbruse*. Glaciological studies on the Elbrus. *Informatsionnyy sbornik o rabotah po Mejdunarodnomu geofizicheskomu godu*. International collection on the studies of the International Geophysical Year. Moscow: PUBLISHER, 1958: 3–28 [In Russian].
- Tushinsky G.K., Turmanina V.A. Rhythms of the glacial processes of the past millennium. In *Rhythms of the glacial processes*. Moscow: MSU, 1979: 154–159.
- Volodicheva N.A., Voitkovskiy K.F. *Evolutsiya lednikovoi sistemi Elbrusa*. Evolution of Elbrus glacial system. In: *Konischev V.I., Safyanov G.A.* (Eds.). *Geografiya, obshchestvo i okruzhayushchaya sreda. Struktura, dinamika i evolyutsiya prirodnih geosystem*. Geography, society and environment. Structure, dynamics and evolution of natural geosystems. Moscow: Gorodets, 2004: 44–50 [In Russian].
- Ward, Greame K., Wilson S.R. Procedures for comparing and combining radiocarbon age determinations: a critique. *Archaeometry*. 1978, 20 (1): 19–31.
- Yang B., Brauning A., Dong Z., Zhang Z., Keqing J. Late Holocene monsoonal temperate glacier fluctuations on the Tibetan Plateau. *Global and Planetary Change* 2008, 60: 126–140.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.07.035>
- Zolotarev E.A. *Evolutsiya oledeneniya Elbrusa*. Evolution of Elbrus glaciation. Moscow: *Nauchnyj mir*. The scientific world. 2009. [In Russian].

---

**Citation: Solomina O.N., Jomelli V., Bushueva I.S. First  $^{10}\text{Be}$  dates of Late Holocene moraines of the Kashkatas and Irik glaciers, Northern Caucasus. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 410–425. doi 10.31857/S2076673423030110**

---

## ПЕРВЫЕ $^{10}\text{Be}$ ДАТИРОВКИ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВЫХ МОРЕН ЛЕДНИКОВ КАШКАТАШ И ИРИК, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ

О. Н. Соломина<sup>а</sup>, В. Джомелли<sup>с</sup>, И.С. Бушуева<sup>а,б,в</sup>

<sup>а</sup>Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>б</sup>Национальный исследовательский университет “Высшая школа экономики”, Москва, Россия

<sup>с</sup>Университет Экс-Марсель, Марсель, Франция

<sup>в</sup>e-mail: irinasbushueva@gmail.com

Поступила в редакцию 16.06.2023 г.

После доработки 21.06.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.3

Мы представляем 11 датировок морен ледников Ирик и Кашкаташ, выполненных на основе анализа космогенных изотопов ( $^{10}\text{Be}$ ). С помощью космических снимков и карт установлено положение фронта ледника Ирик в 2022, 2015, 1997, 1987, 1957, 1945, 1930-х, 1887–1890 гг. и около 1600 лет назад. Три датировки по бериллию-10 ( $1.57 \pm 0.23$ ,  $1.63 \pm 0.23$ ,  $1.68 \pm 0.24$  тыс. л.н.), которые имеют близкие значения, позволили впервые идентифицировать морену и определить возраст значительного наступания ледника Ирик, которое произошло около 1600–1700 л.н. Это наступание по своим масштабам превосходило размеры ледника в максимум малого ледникового периода. Морена этого возраста расположена в 260 м от того положения конца ледника, которое было зафиксировано на карте военных топографов в 1887–1890 гг. Между положением фронта в конце XIX в. и моренной, сформировавшейся в 1600 л.н., прослеживаются следы размывов моренных валов, возможно, нескольких стадий наступания, в том числе, максимума МЛП. В период между продвижением 1.6–1.7 тыс. лет назад и 2022 г. н.э. высота фронта ледника Ирик увеличилась на

520 м (с 2490 до 3010 м над уровнем моря). У ледника Кашкаташ удалось идентифицировать несколько наступаний путем космогенного датирования береговых морен. Наиболее достоверно датировано наступание между 700 и 800 л.н., для которого получено четыре близкие датировки по бериллию-10 ( $0.70 \pm 0.11$ ,  $0.72 \pm 0.11$ ,  $0.77 \pm 0.11$ ,  $0.82 \pm 0.18$  тыс. л.н.) в комплексе морен, расположенных по левому борту долины. К сожалению, положение конечной морены, соответствующей этой стадии наступания, установить не удалось. Эти датировки морены ледника Кашкаташ подтвердили представления о наступании первой фазы малого ледникового периода, которое ранее было датировано по  $^{10}\text{Be}$  на южном макросклоне Кавказа у ледника Чалаати ( $0.67 \pm 0.1$ ,  $0.79 \pm 0.08$  тыс. л.н.) (Tielidze et al., 2020). Примерно тот же возраст имеет и морена ледника Донгуз-Орун на северном макросклоне Кавказа, в Приэльбрусье, также датированная по  $^{10}\text{Be}$  (одна дата —  $0.77 \pm 0.1$  тыс. л.н.) (Solomina et al., 2018). Согласно реконструкции условий теплообеспеченности по озерным отложениям оз. Каракель (долина Теберды), на этот период на Кавказе приходится окончание средневекового оптимума и начало малого ледникового периода, маркированное резким похолоданием около 1250 г. н.э.

В том же комплексе морен у ледника Кашкаташ датированы наступания  $0.53 \pm 0.13$ ,  $0.25 \pm 0.04$ ,  $0.16 \pm 0.02$  и  $0.14 \pm 0.02$  тыс. л.н. Масштабы этих наступаний были примерно одинаковыми. Мы сравнили эти новые датировки с датировками морен по древесно-кольцевым и лихенометрическим данным. Новые данные о наступаниях малого ледникового периода ледников Кашкаташ и Ирик хорошо согласуются с историческими и биоиндикационными датировками морен малого ледникового периода, полученными ранее. Наступание 1600–1700 лет назад совпадает с периодом повышенной обводненности котловины озера Гарабаши, который выделен по данным стратиграфии и радиоуглеродного анализа отложений озера. Установлено сходство хронологии колебаний ледников Ирик и Кашкаташ за последние 1600 лет с реконструкциями колебаний ледников в Альпах.

Наступания ледников 700 и 1600–1700 л.н. несколько превосходили масштабы наступаний максимума МЛП в XIX в., но, в целом, диапазон колебаний ледников в первом и во втором тысячелетии новой эры был сопоставимым, что свидетельствует о сходных по масштабу колебаний климата, их вызывавших.

**Ключевые слова:** поздний голоцен, колебания ледников, морены, космогенные изотопы, дендрохронология, лихенометрия

УДК 556.555,552.143,551.324.63,551.4

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

© 2023 г. Н. И. Мещеряков<sup>1,\*</sup>, О. В. Кокин<sup>2</sup>, И. С. Усягина<sup>1</sup>, Н. Е. Касаткина<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Мурманский морской биологический институт Российской академии наук, Мурманск, Россия

<sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

\*e-mail: meshcheriakov104@mail.ru

Поступила в редакцию 15.05.2023 г.

После доработки 10.06.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

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

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

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

### ВВЕДЕНИЕ

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

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

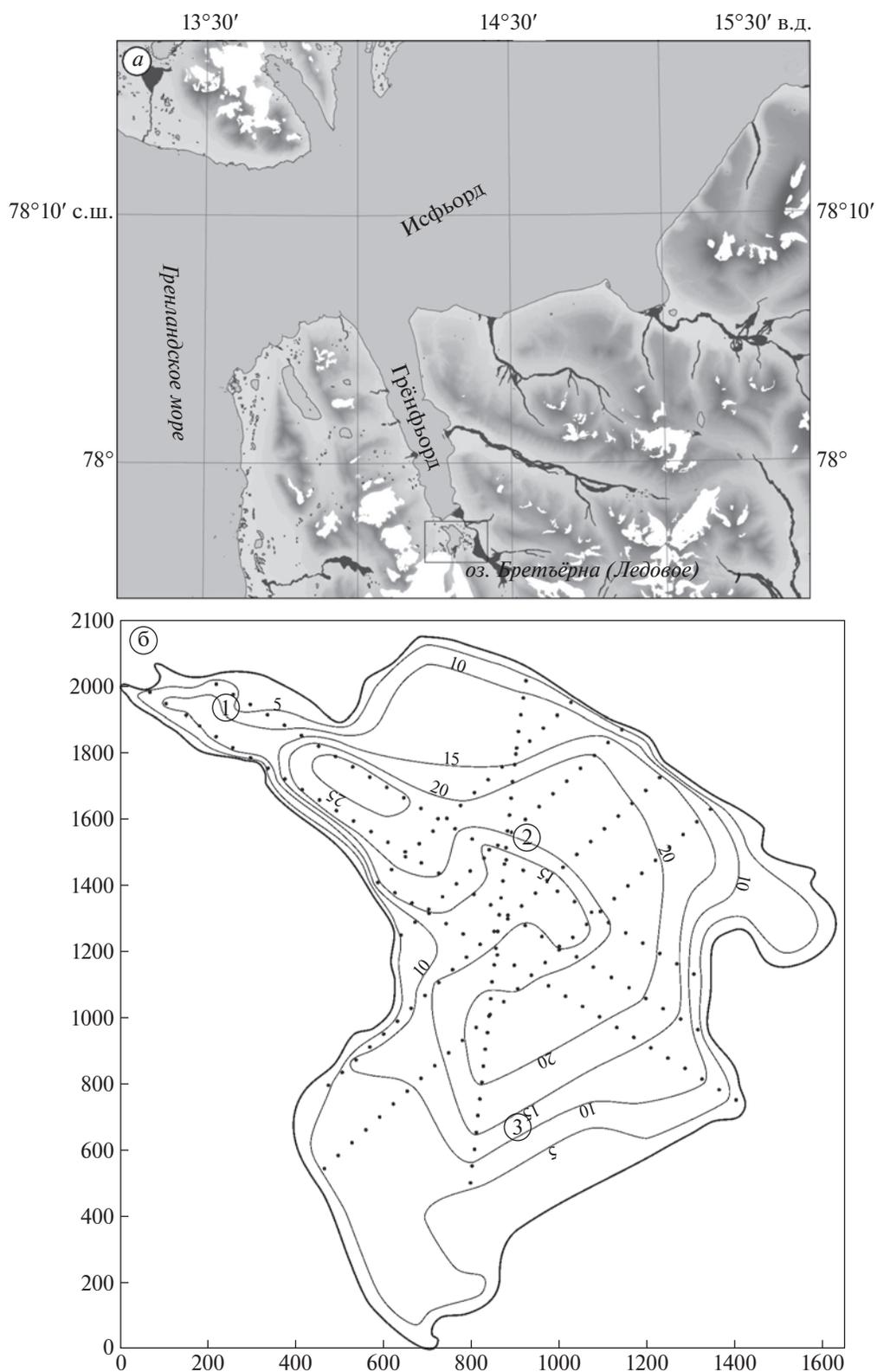
пе с 2000 г. по настоящее время осадки стали менее грубыми и более сортированными. После потери контакта озера с ледником роль внутри- и подледниковых отложений снизилась. В это время осадконакопление в озере определялось стоком талых ледниковых вод и атмосферными осадками, выпавшими на водосборную площадь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

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

### РАЙОН РАБОТ

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

Изучение геоморфологического строения краевой зоны ледника Грэнфьорд проводилось в ходе



**Рис. 1.** Район работ (а); Батиметрическая карта-схема озера Бретъёрна (Ледовое) (б): станции отбора проб (кружки) и точки измерения глубины (точки).

**Fig. 1.** Area of work (a); Bathymetric map-scheme of Lake Bretjorn (Ledovoe) (b); sampling stations (circles) and points of depth measurements (points).

экспедиций ММБИ РАН в период с 2005 по 2009 г. (Кокин, Кириллова, 2017). Котловина озера сформировалась в ходе последней стадии наступания ледника 700–100 л.н. в результате экзарационной деятельности ледника и формирования вала краевой морены (Тарасов, Кокин, 2007). Свой современный вид озеро начало приобретать после значительного отступления ледника Грэнфьорд в середине прошлого века (Кокин, Тарасов, 2008). В настоящий момент водосборная площадь водоёма продолжает развиваться из-за таяния мёртвого льда под срединной мореной и отступления фронта ледника. Площадь водного зеркала озера составляет 1.52 км<sup>2</sup>, объём – 17.5 млн м<sup>3</sup>, максимальная глубина – 24 м (см. рис. 1, б). Формирование донных отложений предположительно приурочено к турбидитовому процессу высокоплотных потоков на фоне сезонной изменчивости поступления осадочного материала в бассейн седиментации (Кокин, Кириллова, 2017).

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## РЕЗУЛЬТАТЫ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

**Седиментация.** В сентябре 2017 г. вертикальный поток взвешенного вещества в озере Бретъёрна составлял в среднем 140 г/м<sup>2</sup> сут<sup>-1</sup>, в июле 2018 г. — 190 г/м<sup>2</sup> сут<sup>-1</sup>. Средняя скорость осадконакопления составила 0.1–0.13 мм/сут. В марте–апреле 2018 г., когда озеро покрыто льдом, это значение составляло 0.21 г/м<sup>2</sup> сут<sup>-1</sup>, что соответствует скорости осадконакопления  $1.5 \times 10^{-4}$  мм/сут. Наибольшие значения вертикального потока осадочных частиц зафиксированы в периоды обильного выпадения атмосферных осадков (табл. 1). Такими периодами были 02–06.09.2017 и 09–13.07.2018. Содержание минеральных частиц в пробах взвеси в период 02–06.09.2017 составило 1709.3 г/м<sup>2</sup> за четырёхдневную экспозицию, что соответствует значению вертикального потока 427 г/м<sup>2</sup>сут<sup>-1</sup>, скорость седиментации при этом достигала средних значений 0.3 мм/сут. Содержание минеральных частиц в пробах взвеси в период 09–13.07.2018 составило 1386.7 г/м<sup>2</sup> за четырёхдневную экспозицию, что соответствует значению вертикального потока 346 г/м<sup>2</sup> сут<sup>-1</sup>, скорость седиментации при этом достигала средних значений 0.25 мм/сут.

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

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

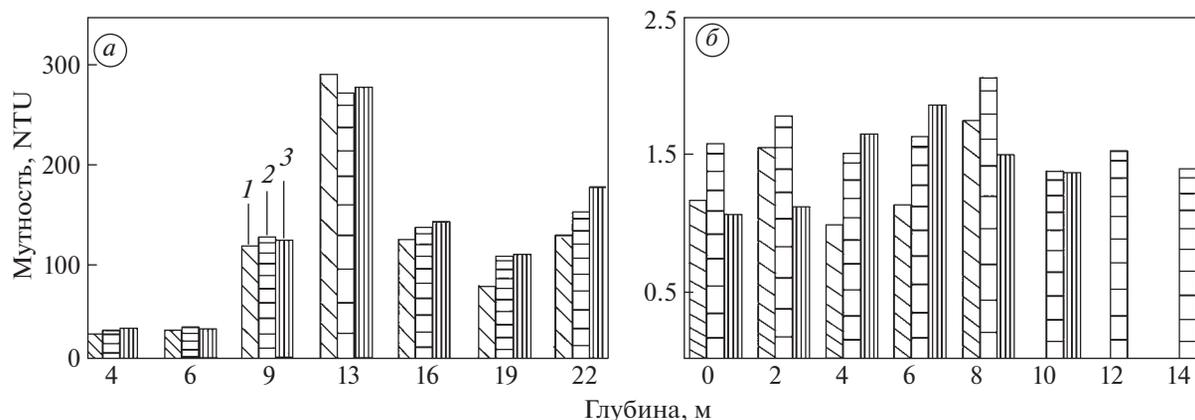
**Таблица 1.** Климатические характеристики и значение вертикального потока осадочных частиц в летне-осенний период отбора проб

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

маркера периодов радиоактивного загрязнения (рис. 4).

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

### ОБСУЖДЕНИЕ

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

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

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

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

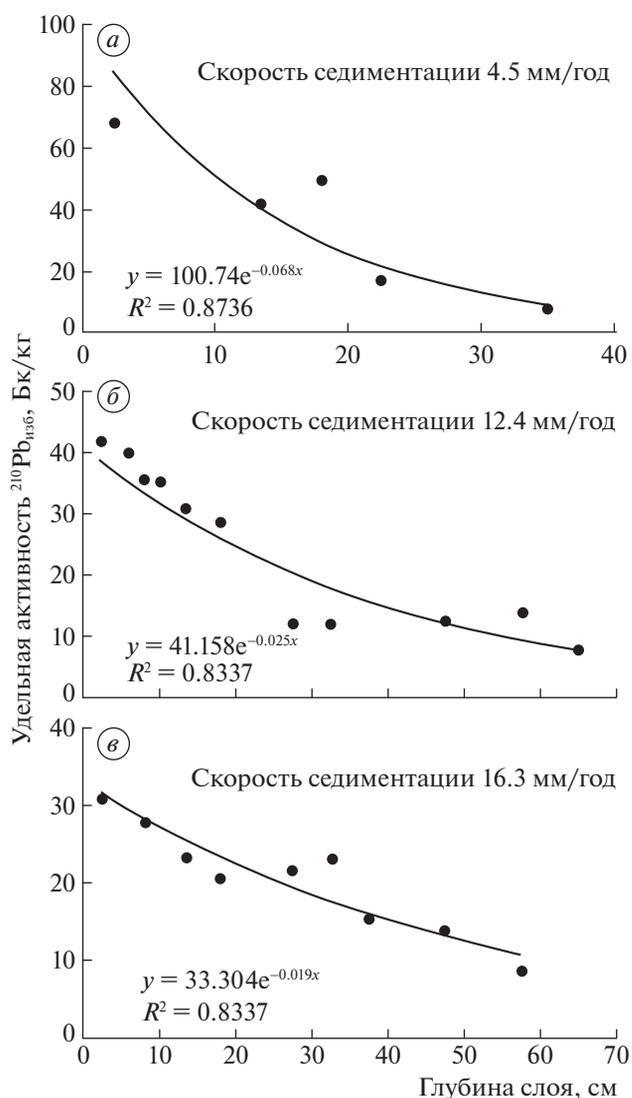
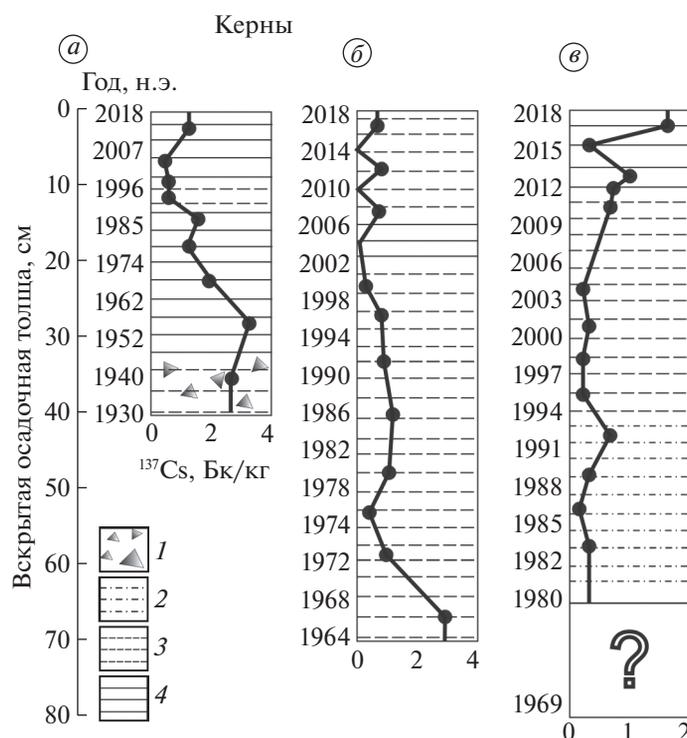


Рис. 3. Удельная активность  $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$  в донных отложениях озера Бретъёрна (Ледовое). Бк/кг и скорость седиментации: ядро 1 (а); ядро 2 (б); ядро 3 (в).

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

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

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



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

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

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

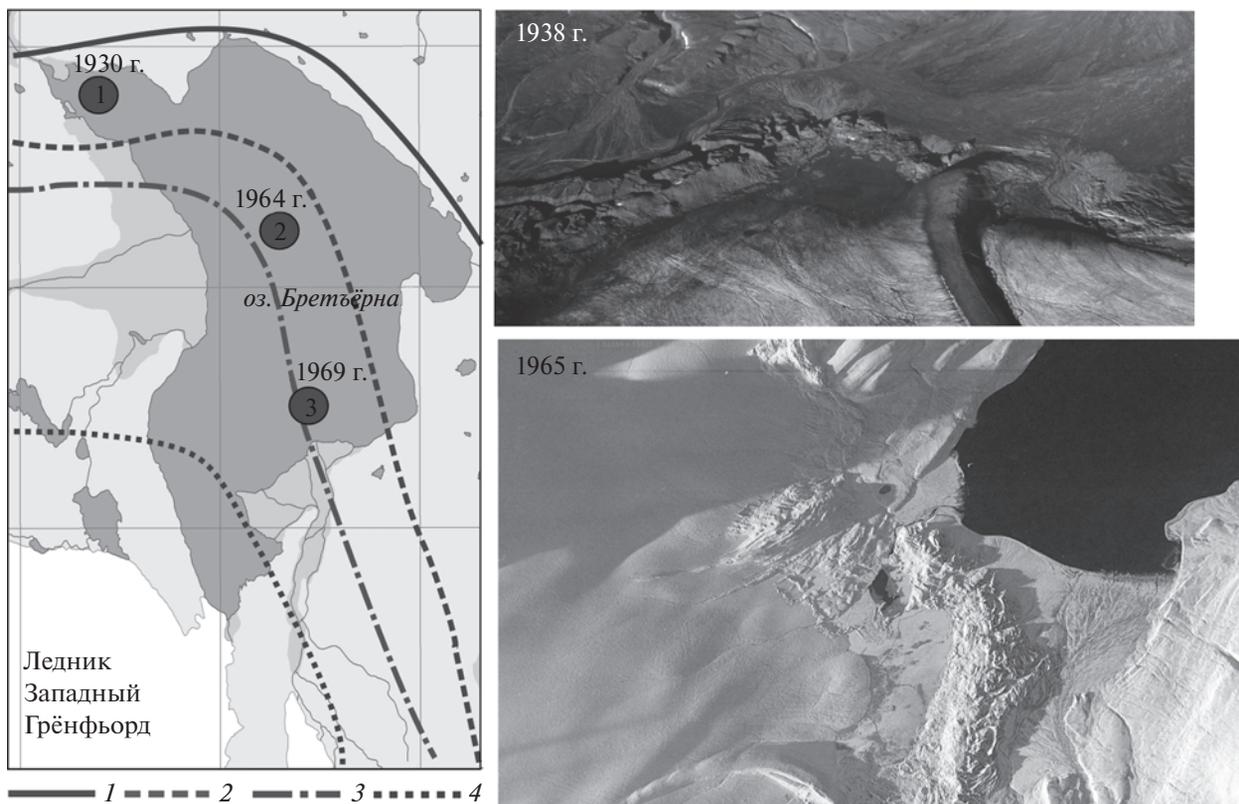
В настоящее время скорость седиментации в озере Бретъёрна находится в корреляционной зависимости от атмосферных осадков (рис. 6). Значение скорости осадконакопления увеличивается с севера на юг, что в первую очередь объясняется близостью флювиогляциальных потоков, впадающих в южную часть бассейна озера.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

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

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

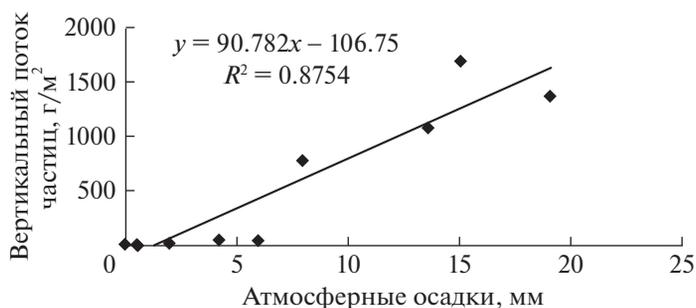
### ВЫВОДЫ

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



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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алиев Р.А. Радиоактивность: учебное пособие для вузов / Алиев Р.А., Калмыков С.Н. 3-е изд., стер. СПб.: Лань, 2022. 304 с. // Электронный ресурс. <https://e.lanbook.com/book/184130> (Дата обращения: 02.05.2023).
- Андреева И.А., Лапина Н.Н. Методика гранулометрического анализа донных осадков Мирового океана и геологическая интерпретация результатов лабораторного изучения вещественного состава осадков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 45 с.
- Анциферова А.Р., Мокротоварова О.И., Сиеккинен Е.Д. Изменения климата на Архипелаге Шпицберген. Климатические особенности зимы 2013–2014 гг. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. М.: ГЕОС, 2014. Вып. 12. С. 16–21.
- Емельянов Е.М., Кравцов В.А., Тарасов Г.А. Основные черты состава донных осадков анаэробного озера Могильного // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 440–457.
- Кокин О.В., Кириллова А.В. Реконструкция динамики ледника Грэнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 2. С. 241–252. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-2-241-252>
- Кокин О.В., Тарасов Г.А. Подводный рельеф и донные отложения приледникового озера Ледовое (Западный Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. М.: ГЕОС, 2008. Вып. 8. С. 173–177.
- Лаврушина Ю.А. Особенности накопления и строения ледниково-морских отложений в условиях фьордового побережья (на примере Шпицбергена) // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 3. С. 63–79.
- Лукашин В.Н., Шевченко В.П., Романкевич Е.А., Арашкевич Е.Г., Бородкин С.О., Корнеева Г.А., Оськина Н.С., Пименов Н.В. Потоки осадочного вещества в юго-восточной Атлантике // Доклады Академии наук. Секция наук о Земле. 1993. Т. 330. № 5. С. 638–641.
- Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М., Соловьянова И.Ю. Реакция ледников Земли Норденшельда (арх. Шпицберген) на изменение климата // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Вып. 1 (91). С. 67–77.
- Мещеряков Н.И., Тарасов Г.В. Гранулометрический состав донных отложений озера Бретъёрна (Западный Шпицберген) // Исследование арктических экосистем. Материалы XXXVII конф. молодых учёных ММБИ КНЦ РАН. Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра РАН. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2019. С. 55–59.
- Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 276 с.
- Тарасов Г.А. Новые данные о потоках осадочного вещества в заливах Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // Комплексные исследования Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. Вып. 4. С. 151–158.
- Тарасов Г.А., Кокин О.В. Новые данные о возрасте напорного вала ледника Грэнфьорд // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. Вып. 7. С. 85–92.
- Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию. М.: ИздАТ, 2005. 624 с.
- Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472>
- Appleby P.G., Nolan P.J., Gifford D.W., Godfrey M.J., Oldfield F., Anderson N.J., Battarbee R.W.  $^{210}\text{Pb}$  dating by low-background gamma // Hydrobiologia. 1986. V. 143 (1). P. 21–27. <https://doi.org/10.1007/bf00026640>

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

---

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

---

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

N. I. Meshcheriakov<sup>a,#</sup>, O. V. Kokin<sup>b</sup>, I. S. Usyagina<sup>a</sup>, and N. E. Kasatkina<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*A federal state budgetary scientific institution of Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia*

<sup>b</sup>*M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: meshcheriakov104@mail.ru*

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

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

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

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

## REFERENCES

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

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

**ЛЁД И СНЕГ ОЗЕРА СТЕММЕ  
(о. ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН) ЗИМОЙ 2019/20 г.**

© 2023 г. П. В. Богородский<sup>1,\*</sup>, А. Л. Борисик<sup>1</sup>, В. Ю. Кустов<sup>1</sup>,  
А. В. Марченко<sup>2,3</sup>, В. В. Мовчан<sup>1</sup>, А. Л. Новиков<sup>1</sup>, К. В. Ромашова<sup>1</sup>,  
И. В. Рыжов<sup>1</sup>, О. Р. Сидорова<sup>1</sup>, К. В. Фильчук<sup>1</sup>, В. А. Хаустов<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Университетский центр на Шпицбергене, Лонгйирбюэн, Норвегия

<sup>3</sup>Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Москва, Россия

<sup>4</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: bogorodski@aari.ru

Поступила в редакцию 19.01.2023 г.

После доработки 22.03.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

Представлены и проанализированы результаты комплексных наблюдений снежно-ледяного покрова оз. Стемме (о. Западный Шпицберген) зимой 2019/20 г. Полевые данные дополнены результатами моделирования, описывающими особенности его нарастания и деформации.

**Ключевые слова:** Шпицберген, озеро, снежно-ледяной покров, измерения, радиолокация, моделирование

**DOI:** 10.31857/S2076673423020035, **EDN:** RT1VJT

**ВВЕДЕНИЕ**

Льдообразование – характерная черта гидрологического режима озёр архипелага Шпицберген. Изменения толщины, структуры и плотности снежно-ледяного покрова представляют несомненный интерес как с точки зрения энергообмена пограничного слоя атмосферы с водной массой, так и влияния ледового режима на тепловой и водный баланс, геофизиологические условия, экологическое состояние и, тем самым, качество воды водоёмов (Чижов, 1990; Leppänta, 2015).

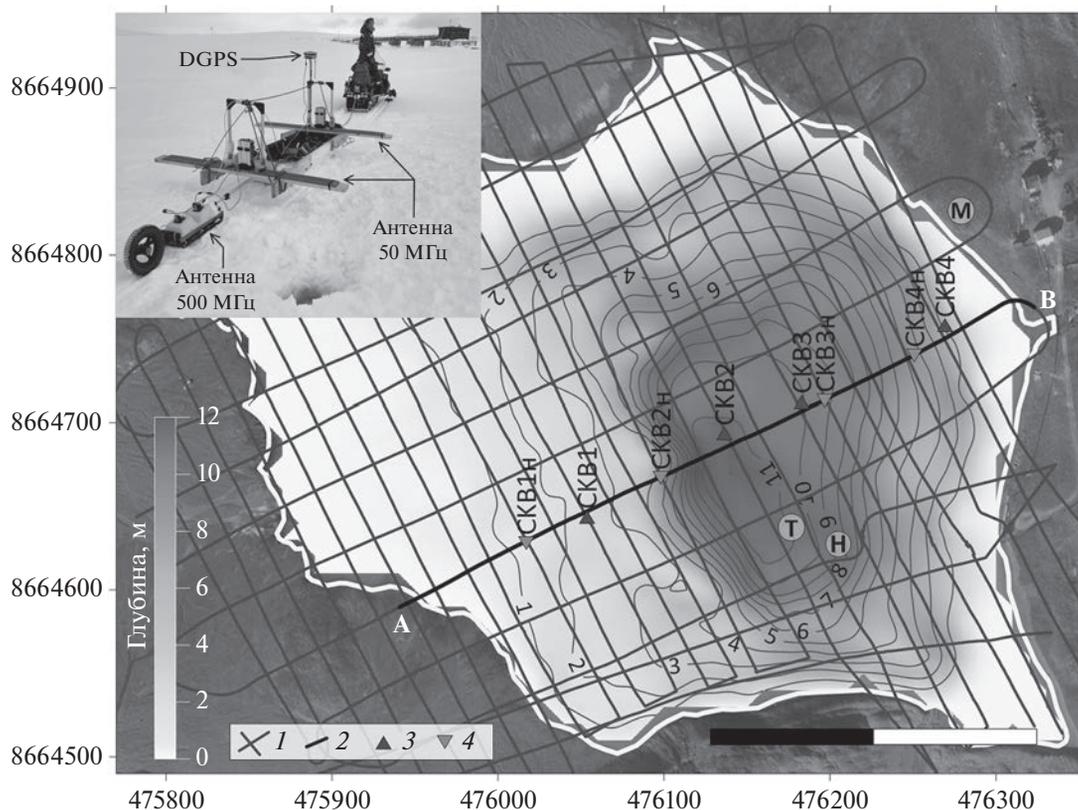
Наращение льда происходит путём сменяющих друг друга процессов, основным из которых является кристаллизация воды на нижней поверхности льда за счёт теплового потока из водной массы в атмосферу (конжеляционное льдообразование). Другой процесс связан с погружением границы раздела снег–лёд под воду до глубины, соответствующей условиям статического равновесия из-за прогиба ледяного покрова, обусловленного его снеговой перегрузкой. Промерзание пропитанного водой снега (инфильтрационное или изостатическое льдообразование) приводит к образованию водно-снежного (снежного) льда и формированию двухслойной структуры ледяного покрова с отличающимися друг от

друга физическими свойствами слоев (Черепанов, 1976; Снег..., 1986).

Несмотря на важность этих эффектов как с теоретической, так и прикладной точек зрения, сведения о них крайне скудны и разбросаны по немногочисленным публикациям седиментационного направления (Демешкин, 2015; Мещеряков, 2017; McGinn, 2018). Именно дефицит экспериментальных данных стимулировал постановку в 2019/20 г. комплексных наблюдений и расчётов эволюции толщины и напряжённо-деформированного состояния снежно-ледяного покрова оз. Стемме (о. Западный Шпицберген), описанию и обсуждению результатов которых посвящена настоящая статья.

**ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ**

Ледниковое озеро Стемме расположено на западном берегу залива Грэнфьорд на высоте 115 м над ур. моря в межгорной котловине, открытой для ветрового воздействия с восточной стороны. Как и другие озёра архипелага, озеро Стемме имеет термическое происхождение, обусловленное таянием насыщенной льдом многолетней мерзлоты, уменьшением объема грунта и его заполнением водой. Питание озера происходит за счёт ледников. Ледовый режим обусловлен кон-



**Рис. 1.** Батиметрическая карта оз. Стемме со схемой профилей георадиолокации (1), включая основной профиль А–В (2) и скважин, пробуренных 12 марта (3) и 22 апреля (4) 2020 г. Система координат карты WGS 84/UTM zone 33.

Т – термокоса; Н – насосная станция, М – автоматическая метеостанция НОВО. На врезке – измерительная установка на льду озера; на переднем плане скважина, на заднем – насосная станция. Фото А.Л. Борисика 22.04.2020.

**Fig. 1.** Bathymetric map of Lake Stemme with a scheme of GPR profiles (1) including main profile A–B (2) and wells drilled on March 12 (3) and April 22 (4), 2020 (map coordinate system WGS 84/UTM zone 33).

T – thermistor string; N – pumping station, M – automatic weather station HOBO. Inset: measuring setup on the ice of the lake; a well in the foreground, a pumping station in the background. Photo by A.L. Borisik April 22, 2020.

трастными погодными условиями архипелага, вызванными кратковременными и резкими сменами воздушных масс. Конфигурация озёрной чаши неправильной формы (рис. 1; система координат карты WGS 84/UTM zone 33), наибольшая длина водоёма 595.5 м, ширина 377.0 м, площадь зеркала 0.13 км<sup>2</sup>, водосбора 5.2 км<sup>2</sup>, максимальный объём 516 тыс. м<sup>3</sup>, средняя глубина 3.2 м, максимальная 12.8 м (Семёнов и др., 2003). Берега озера пологие, южный берег приглубый. Из водоёма вытекают несколько ручьёв, замерзающих в зимний период. Озеро более 40 лет служит источником пресной воды Баренцбурга и благодаря обеспечивающей её подачу обитаемой насосной станции, близости (~5 км) к посёлку с одноимённой метеостанцией (WMO ID 20107) и небольшим размерам, было выбрано естественным полигоном для изучения процессов льдообразования.

Наблюдения на акватории озера выполнялись силами сезонного и зимовочного составов Российской арктической экспедиции на арх. Шпиц-

берген (РАЭ-Ш) при активном участии рабочих насосной станции (ФГУП “Государственный трест Арктикуголь”) и включали измерения параметров атмосферы, снега, льда и воды, а также фиксацию особенностей состояния ледяного покрова. Метеопараметры регистрировались автоматической метеостанцией HOBO Weather Station фирмы Onset Computer Corporation (США), установленной в сентябре 2018 г. на восточном берегу озера. Температура снежно-ледяного покрова и подледного слоя воды в течение всей зимы ежедневно измерялась вмороженной в лёд термокосой GP5W Shell фирмы GeoPrecision (Германия) из 20 полупроводниковых термисторов, расположенных на расстоянии 0.25 м друг от друга. Также ежедневно, с помощью автономного регистратора Solinst 3001 Levelogger (Канада), установленного в водомерном колодце насосной станции в середине сентября 2019 г. на глубине около 3 м, велись измерения уровня воды в озере и её температуры. 12 марта 2020 г. на трех станциях (см. рис. 1, точки СКВ2, СКВ3 и СКВ4) зондом-профилографом

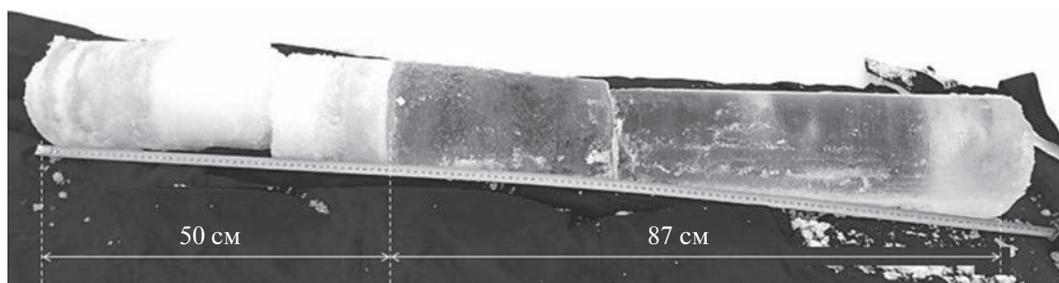


Рис. 2. Общий вид ледяного керна, отобранного 27.04.2020. Фото А.Л. Новикова 27.04.2020.

Fig. 2. General view of the core drilled from the ice cover on April 27, 2020. Photo by A.L. Novikov on April 27, 2020.

RBR concerto C.T.D 200 m (Канада) было выполнено три гидрологических зондирования водоема. Весной на акватории проводились неоднократные измерения высоты снега и толщины льда, а 27.04.2020 из ледяного покрова был выбурен керн.

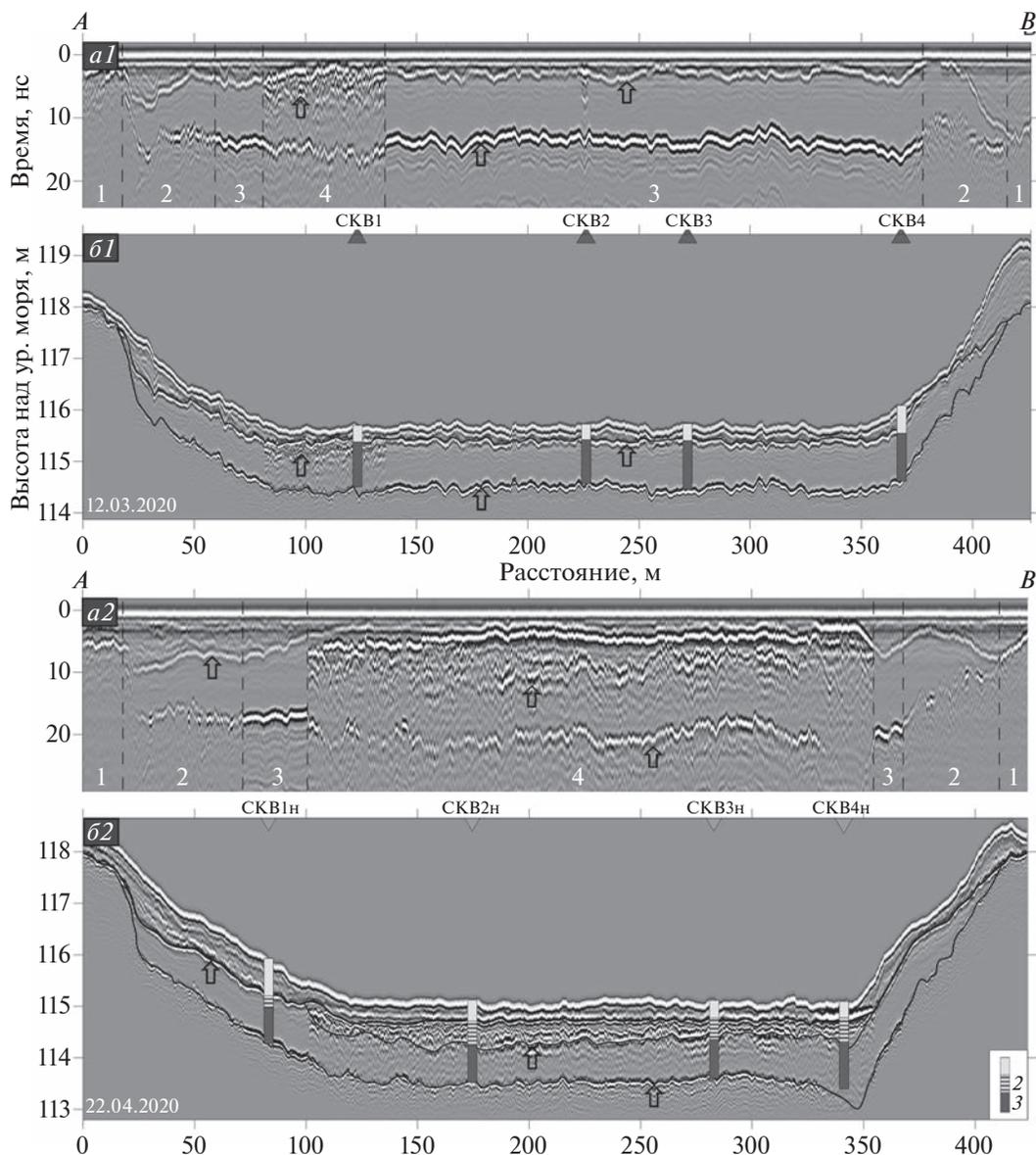
Основная информация о структуре и распределении снежно-ледяного покрова была получена методом радиолокации, основанном на выявлении отражений от диэлектрически контрастных границ раздела слоев (Владов, Судакова, 2017). Измерения, по-видимому, первые на плывучем льду водоемов архипелага, выполнялись георадаром pulseEKKO PRO (Sensors&Software, Канада), состоящим из экранированной приемно-передающей антенны 500 МГц, блока управления и визуализации, а также DGPS-приемника. Вся конструкция размещалась на специальных санях, буксируемых снегоходом со скоростью около 10 км/ч. Съёмки проводились 12 марта и 22 апреля 2020 г. по сети профилей общей протяженностью около 16 погонных км с шагом наблюдений 0.2 м по методике, сходной с (Лаврентьев и др., 2017). На основном профиле А–В они сопровождались контактными измерениями толщины снежно-ледяного покрова. Плановую и высотную привязку точек измерений выполняли с помощью высокоточной DGPS системы Sokkia GRX2 (Sokkia Topcon Co, Япония), работавшей в режиме Real Time Kinematic, что обеспечивало относительную точность по вертикали и горизонтали не более 10 см. Стандартный граф обработки радарограмм включал ввод статических поправок на положение DGPS-приёмника и разнос антенных блоков (NMO), частотную фильтрацию и усиление сигнала. Затем выполнялась послойная обработка радарограмм, включавшая полуавтоматическое и ручное пикирование границ раздела слоев, перевод полученных времен в глубины с опорой на точки контактных измерений толщин, а также учёт рельефа поверхности. На последнем этапе рассчитанный массив значений толщин интерполировался в узлы сети 5 × 5 м (алгоритм kriging), которые использовались для построения

карт толщин льда и высот поверхности снежно-ледяного покрова.

## РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Зима 2019/20 г. характеризовалась существенной изменчивостью атмосферных условий, типичной для побережья Грэнфьорда (Котляков и др., 2020). Анализ текстуры керна, отобранного 27 апреля из ледяного покрова в центральной части озера, показал, что он состоял из отчетливо различающихся по цвету слоёв снежного и кристаллического льда: типы А9 и А1 по структурно-генетической классификации льдов природных водоемов (Черепанов, 1976), “белый” и “чёрный” в англоязычной литературе (Снег..., 1986), толщиной 50 и 87 см соответственно (рис. 2). Переходящий в лёд снежный покров также имел плоскопараллельную структуру, включающую ледяные корки, прослойки снега, сухие и пропитанные дождевой (талой) водой, отчетливо фиксируемую визуально и по различному наклону профилей температуры, зарегистрированных термокасами. К 27.04.2020 его толщина и интегральная плотность составила 31 см и 350 кг/м<sup>3</sup> соответственно. С некоторой поправкой на начавшийся тепловой и радиационный прогрев и внутреннее таяние эти величины, по-видимому, близки к своим средним максимальным значениям.

Гидрологические измерения показали типичное для озёр арктической климатической зоны вертикальное распределение температуры (Павлов, 1990; Leppäranta, 2015), а также существенное понижение уровня воды – 2.3 м за 6 зимних месяцев. Предшествующее замерзанию осеннее охлаждение воды и ветровое перемешивание привело к возникновению приповерхностного квазиоднородного слоя, толщина которого по мере понижения температуры до 0°C постепенно увеличивалась и достигла 1–2 м. С началом ледостава и охлаждением воды ниже 4°C в глубокой части озера сформировалось сохранившееся до середины марта распределение температур воды с максимальным значением 1.4°C на глубине, возможно,



**Рис. 3.** Исходные (*a1*, *a2*) и обработанные (*b1*, *b2*) радарограммы по основному профилю *A–B* (см. рис. 1) 12 марта (*a1*, *b1*) и 22 апреля (*a2*, *b2*) 2020 г.

Границы снег–лёд, снежный–конжеляционный лёд и конжеляционный лёд–вода показаны стрелками и линией; снег, снежный и конжеляционный лёд – условными знаками на колонках скважин: 1 – снег; 2 – снежно-водный лёд; 3 – конжеляционный лёд.

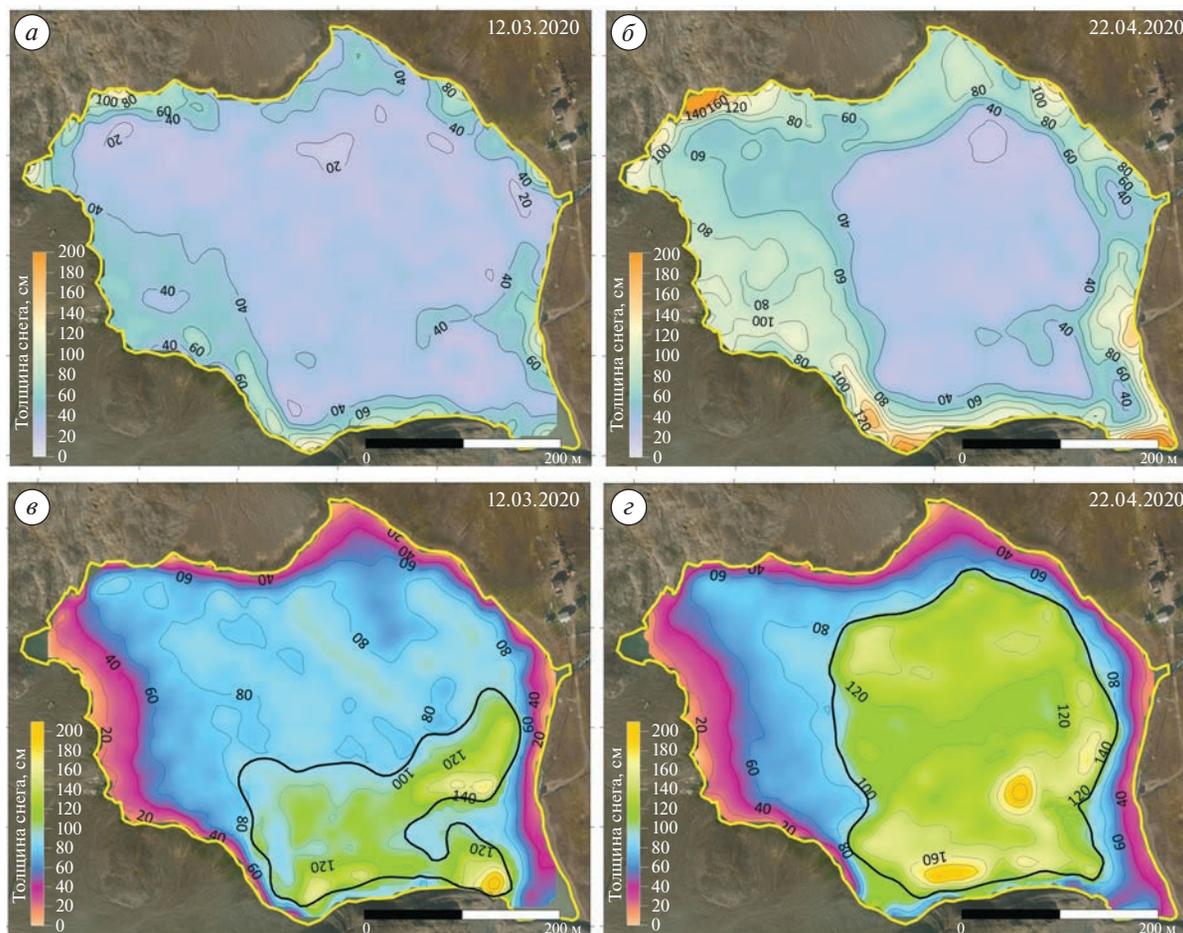
**Fig. 3.** Initial (*a1*, *a2*) and processed (*b1*, *b2*) radar records along the *A–B* profile (see Fig. 1) on March 12 (*a1*, *b1*) and April 22 (*a2*, *b2*).

Snow–ice, snow – congelation ice, and congelation ice–water boundaries are shown by arrows and a line; snow, snow and congelation ice colors on well cores: 1 – snow; 2 – snow-water ice; 3 – congelation ice.

обусловленное тепловым потоком от дна. Учитывая устойчивую плотностную стратификацию тепловой поток к нижней поверхности льда можно оценить величиной, близкой к  $0.1 \text{ Вт/м}^2$ .

Качественно новой ледовой информацией, позволившей выявить слоистую структуру снежно-ледяного покрова на всей исследуемой акватории, стали данные георадарных съёмки. Время

проведения съёмок – март и апрель, поэтому полученные результаты характеризуют распределение толщин слоёв льда, близких к максимальным за зиму. Судя по ним, число слоёв возрастало от периферии к центру водоёма от одного до четырех: слоя снега на берегу, слоёв снега и льда на дне, слоёв снега и льда на воде и слоёв снега и льда, разделенных прослойкой снежного льда на воде (соответственно, зоны 1–4 на рис. 3, *a1* и *a2*).



**Рис. 4.** Распределение толщины (см) снега (а–б) и льда (в–з) по данным георадиолокационных съёмок 12 марта (а, в) и 22 апреля 2020 г. (б, з). Черная линия на рис. (в, з) – граница распространения снежно-водного льда.  
**Fig. 4.** Snow (а–б) and ice (в–з) thickness (cm) distribution according to radar surveys on March 12 (а, в) and April 22, 2020 (б, з). The black line on Fig. (в, з) is the boundary of the distribution of snow ice.

Последняя фиксировалась по скачкообразному увеличению времени распространения электромагнитного импульса до верхней границы кристаллического льда и появлению характерных возмущений, возникающих из-за пропитки снега водой и неравномерного промерзания мокрого снега. Пикирование времени прихода радиоволн показало, что уже во время первой съёмки 12 марта (155 суток с начала конжеляционного льдообразования) на границе льда и снега на разрезе А–В протяженность зоны 4 составляла около 50 м при толщине снежного льда в несколько см. (рис. 3, б1). Ко времени второй съёмки 22 апреля (196 суток), его толщина на том же профиле увеличилась до 0.5 м, а протяжённость – до 250 м (рис. 3, б2). За время между съёмками (6 недель) толщина снежного льда увеличилась в два–три раза, и он распространился на всю глубоководную часть акватории.

Использование высокоточной привязки данных также позволило выявить существенный

прогиб поверхности льда в центральной части озера, форма которого соответствовала конфигурации донного рельефа. Помимо аккумуляции снега, причиной деформации льда стало понижение уровня воды из-за некомпенсируемого водозабора, достигавшего в зимний период 50 м<sup>3</sup>/час при среднем расходе 30–40 м<sup>3</sup>/час (Дексгеймер, Чернышёв, 2021). Данные уровнемера показали, что при таких скоростях уровень воды в течение 6 зимних месяцев понижался со средней скоростью около 1.24 см/сут. Известно, что образование чаши прогиба обусловлено преимущественно пластической деформацией ледяного покрова (упругая деформация слишком незначительна), сопровождаемой образованием новых (развитием уже имеющихся) термических трещин, растущих во льду навстречу друг другу (Чижов, 1990).

Согласно данным измерений, во вдольбереговой полосе шириной около 30 м высота снега оказалась несколько выше, а толщина льда ниже, чем в остальной части водоёма. К 12 марта толщина

ледяного покрова в центральной части озера достигла примерно 1 м, снега – 40 см, увеличившись к 22 апреля для льда на 20 см и оставшись практически неизменной для снега (рис. 4). При этом область погружения льда под воду по данным первой съёмки занимала южную часть акватории площадью около её трети, а по данным второй – более половины.

**Рост льда.** Несмотря на фрагментарность полученных данных, обусловленную вынужденной эпизодичностью наблюдений, наличие непрерывных рядов метеонаблюдений позволяет рассчитать рост озёрного льда с помощью моделирования. Для этой цели применялся вариант термодинамической модели плавающего снежно-ледяного покрова (Булдович, 2001), использующей следующие упрощения. Температурное поле во всех его слоях полагается квазистационарным, плотность снега по разрезу постоянной, температура верхней границы системы принимается равной температуре воздуха, уплотнение снега и капиллярное поднятие при пропитке водой отсутствуют. Считается, что при затоплении верхней поверхности льда её температура скачком повышается до  $0^\circ\text{C}$ , которая остается неизменной до полного промерзания затопленного слоя. Смена типа льдообразования происходит при достижении метеорологической толщиной выпавшего на поверхность снега некоторой критической величины  $h_s^*$ , определяемой законом Архимеда

$$h_s^* = h_i (\rho_w - \rho_i) / \rho_s, \quad (1)$$

Уравнения баланса тепла и массы имеют вид (подробности вывода в (Булдович, 2001)) для конжеляционного льдообразования:

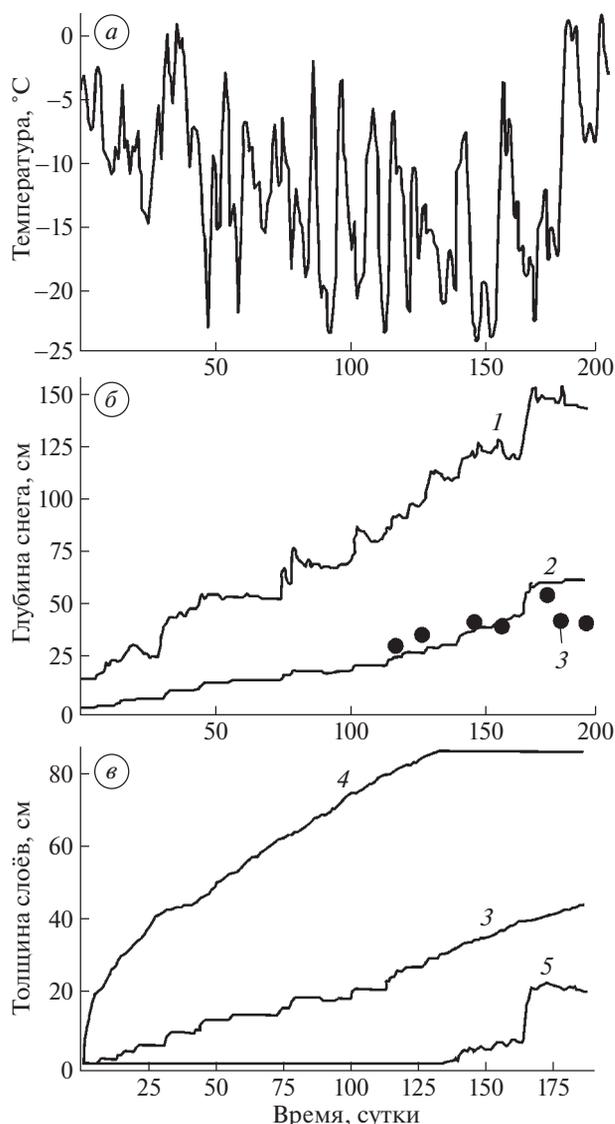
$$L\rho_i \frac{dh_i}{dt} = \frac{T}{h_s/k_s + h_i/k_i}, \quad (2)$$

и изостатического льдообразования:

$$\frac{L(\rho_i - \rho_s)}{\rho_w - \rho_i} \left( h_s \frac{d\rho_s}{dt} + \rho_s \frac{dh_s}{dt} \right) = - \frac{\alpha T k_i}{h_i + h_{si}}, \quad (3)$$

где  $T$  – температура воздуха;  $t$  – время;  $L$  – скрытая теплота льдообразования;  $\alpha = k_s \rho_s / k_i (\rho_w - \rho_i)$ ;  $\rho_i$ ,  $\rho_s$  и  $\rho_w$  и  $k_s$ ,  $k_i$  и  $k_w$  – плотности и теплопроводности снега, льда и воды, соответственно;  $h_i$  и  $h_{si}$  – толщины кристаллического и снежного льда.

В качестве атмосферного форсинга модели (1)–(3) использовались осредненные по суткам величины температуры воздуха на берегу озера (рис. 5, а) для 186-суточного периода льдообразования, начало которого определялось по её устойчивому переходу через  $0^\circ\text{C}$  (10 октября 2019 г.), окончание – по началу таяния снежно-ледяного покрова (12 апреля 2020 г.).



**Рис. 5.** Атмосферный форсинг модели: (а) – среднесуточные значения температуры воздуха на берегу оз. Стемме; (б) – метеорологическая высота снежного покрова в Баренцбурге (1) и на оз. Стемме по данным расчетов (2) и измерений (3). Параметры снежно-ледяного покрова: (с) – толщины снега (1), кристаллического (2) и снежного льда (3) для плотности льда  $880 \text{ кг/м}^3$  и максимальной плотности снега  $350 \text{ кг/м}^3$  ("0" на оси времени соответствует 10 октября 2019 г.).

**Fig. 5.** Atmospheric forcing of the model: (a) – average daily values of air temperature on the shore of the lake. Stemme; (b) – meteorological height of snow cover in Barentsburg (1) and on the lake. Stemme according to calculations (2) and measurements (3). Parameters of snow and ice cover: (c) – thickness of snow (1), crystal (2) and snow ice (3) for ice density of  $880 \text{ kg/m}^3$  and maximum snow density of  $350 \text{ kg/m}^3$  ("0" on the axis the time corresponds to October 10, 2019).

Необходимая для расчетов метеорологическая толщина снега  $h_s^{\text{met}} = h_s + h_{si}$ , до начала снежного льдообразования совпадающая с глубиной снега на озере, определялась путем суммирования вы-

**Таблица 1.** Модельные оценки продолжительности нарастания и максимальной толщины слоев кристаллического  $\tau_i$  и  $h_{si}^{\max}$  и снежного льда  $\tau_{si}$  и  $h_s^{\max}$  и критической  $h_s^*$  и максимальной  $h_s^{\max}$  высоты снега для их различных плотностей в течение 186 сут.  $\rho_i = 880 \text{ кг/м}^3$

$\rho_s$ , кг/м <sup>3</sup>	$\rho_i$ , кг/м <sup>3</sup>	Льдообразование					
		конжеляционное			изостатическое		
		$\tau_i$ , сут.	$h_i^{\max}$ , см	$h_s^*$ , см	$\tau_{si}$ , сут.	$h_{si}^{\max}$ , см	$h_s^{\max}$ , см
350	850	152	94	40	34	15	48
	880	132	86	30	54	21	43
	910	100	73	18	86	22	41
300	880	138	79	30	48	20	43
400		126	92	28	60	23	41

соты твердых осадков на каждые  $j$ -е сутки ( $1 \leq j \leq 186$ ) с коэффициентами потерь  $A_1$ , обусловленными совокупностью процессов (сублимацией, метелевым переносом и др.), и снеготаяния в период оттепелей  $A_2$  (Хаустов и др., 2017)  $h_s^{\text{мет}} = \sum_{j=1}^{186} A_1 h_s^j - A_2 T^j$ . Значения  $A_1 = 0.29$  и  $A_2 = 7.53$  находились из решения обратной задачи по данным контактных измерений высоты снежного покрова и температуры воздуха на озере и на метеостанции Баренцбург (Хаустов и др., 2019) (см. рис. 5, б). Для определения плотности снега использовалась нелинейная функция, асимптотическая к его максимальной сезонной плотности  $\rho_s^{\max}$ , предложенная в виде (Sturm et al., 2010)

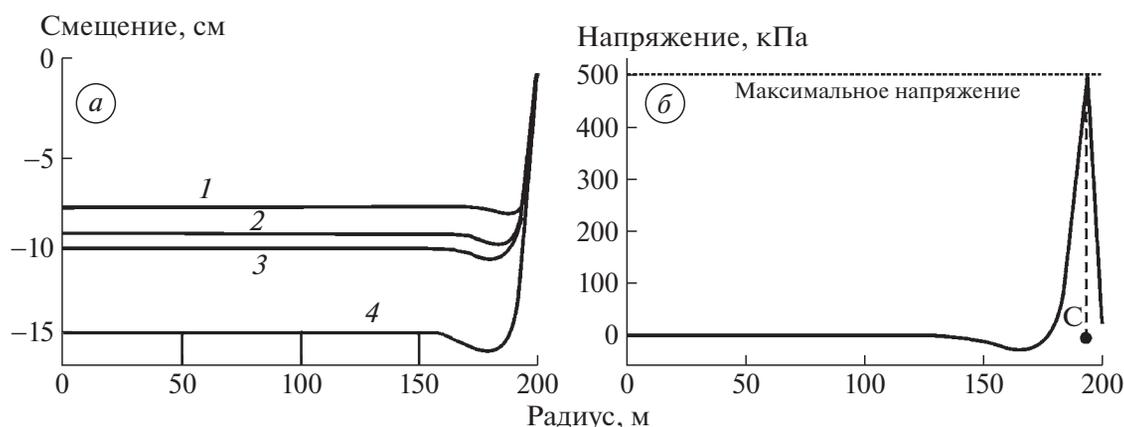
$$\rho_s = \rho_{s0} + (\rho_s^{\max} - \rho_{s0})[1 - \exp(-kh_s)], \quad (4)$$

где  $\rho_{s0}$  – начальная плотности снега;  $k$  – коэффициент формы, характеризующий скорость её выхода на асимптоту. Исходя из данных наблюдений, для снежного покрова оз. Стемме были выбраны величины  $\rho_{s0} = 100 \text{ кг/м}^3$ ;  $\rho_s^{\max} = 350 \text{ кг/м}^3$ ;  $k = 30$ ; последняя выводит кривую (4) на асимптоту  $\rho_s^{\max}$  примерно на 100-е сутки с начала снегонакопления. Коэффициент теплопроводности рассчитывался по обобщенной формуле (Осокин и др., 2017)  $k_s = 9.165 \times 10^{-2} - 3.814 \times 10^{-4} \rho_s + 2.905 \times 10^{-6} \rho_s^2$ . Коэффициент теплопроводности

и теплота плавления льда полагались постоянными и равными  $2.22 \text{ Вт/(м}^\circ\text{C)}$  и  $3.33 \times 10^5 \text{ Дж/кг}$  соответственно.

Вычисления показали, что динамика толщины слоев системы, связанных тепловым взаимодействием, как и её статическое равновесие, весьма чувствительна к изменениям теплофизических свойств, определяемых преимущественно плотностью снега и льда (табл. 1). Видно, что с увеличением плотности льда от  $850$  до  $910 \text{ кг/м}^3$  (Донченко, 1987) при постоянной плотности снега  $350 \text{ кг/м}^3$  продолжительность кристаллического льдообразования сокращается, а продолжительность нарастания снежного льда возрастает на 52 дня за счёт уменьшения грузоподъемности ледяного покрова. При принятом характере снегонакопления (см. рис. 5, б) это увеличивает толщину снежного льда на 7 см. Аналогичный эффект при неизменной плотности льда оказывает рост плотности снега, увеличивающий коэффициент его теплопроводности, толщину кристаллического ледяного покрова и продолжительность изостатического льдообразования. Однако модельное увеличение толщины снежного льда при плотности кристаллического в  $880 \text{ кг/м}^3$  оказалось невелико – всего 3 см при увеличении плотности снега на  $100 \text{ кг/м}^3$ .

При средних плотностях льда  $880 \text{ кг/м}^3$  и снега  $350 \text{ кг/м}^3$  рассчитанный по (4) характер снегонакопления за 186 суток заморозания приводит к максимальным толщинам кристаллического и снежного льда и снега 86, 21 и 43 см (см. рис. 5, в). С учётом близости среднесуточных температур воздуха зимой 2019/20 г. к своим средним значениям (Котляков и др., 2020) эти величины с известными оговорками можно принять в качестве типичных. Снежное льдообразование, до начала которого ледяной покров был кристаллическим, а толщина его снежного покрова совпадала с метеорологической, отчётливо просматривается на этом рисунке по характеру изменения кривых 3 и 4 и появлению кривой 5. С этого момента в системе возникает обратная связь между процессом теплопереноса, обеспечивающая прирост ледяного покрова сверху и уменьшение высоты снега за счёт перехода его части в лед, и скоростью снегонакопления, регулирующей интенсивность образования снежного льда. При этом с выходом воды на поверхность конжеляционного льда его нарастание снизу из-за выравнивания температур внешних границ (равенства нулю температурного градиента) прекращается до полного промерзания пропитанного водой слоя, обеспечивающего рост ледяного покрова сверху. Из-за этого начи-



**Рис. 6.** Формы поверхности льда, рассчитанные для толщин льда 40 (1), 60 (2), 80 (3) и 100 (4) см на момент облома кромки льда вблизи берега озера (а) и распределение радиальных напряжений на нижней поверхности льда на момент его облома, рассчитанное при толщине льда 80 см (б) (облом льда происходит в точке С, где напряжение достигает максимума).

**Fig. 6.** Forms of the ice surface calculated for different ice thicknesses 40 (1), 60 (2), 80 (3) and 100 (4) cm at the time of the breakage of the ice edge near the lake shore (a) and the distribution of radial stresses on the lower surface of the ice at the time of its breakage, calculated at an ice thickness of 80 cm (b) (ice breaking occurs at point C, where the voltage reaches a maximum).

ная с 132 суток из-за непрерывного увеличения глубины снега на акватории озера (см. рис. 5, б) толщина снежного льда росла, а кристаллического оставалась неизменной.

**Деформация ледяного покрова.** Необходимым условием образования снежного льда служит выход воды на поверхность ледяного покрова, возможный лишь при наличии в нем нарушений сплошности (трещин), вопрос о существовании которых остается открытым. Согласно одной точке зрения, трещины в плавающем ледяном покрове существуют всегда (Крицкий и др., 1947), согласно другой, снежный покров, даже при большой высоте и неравномерном распределении, не создает в ледяном покрове напряжений, достаточных для его разрушения (Пивоваров, 1972). Давление снега на поверхность льда уравновешивается реакцией водной массы, поскольку сплошной ледяной покров не может погрузиться в воду под избыточным давлением. В действительности, деформации ледяного покрова носят долговременный характер и определяются не только упругими, но и в значительной степени вязкими свойствами льда. При воздействии сне-

говой нагрузки ледяной покров будет прогибаться, вследствие чего на его верхней и нижней поверхностях возникнут зоны растяжения и сжатия, однако для начала трещинообразования величина растягивающих напряжений должна превышать прочность льда.

При ползучем течении льда тензор скоростей деформаций при ползучести  $\dot{\epsilon}_{cr}$  определяется моделью Нортон (Norton, 1929; Schulson, Duval, 2009):

$$\dot{\epsilon}_{cr} = A(\sigma_c/\sigma_{ref})^3 \mathbf{n}, \quad (5)$$

где  $\mathbf{n} = 3 \text{dev}(\boldsymbol{\sigma})/2\sigma_c$ ;  $\boldsymbol{\sigma}$  – тензор напряжений;  $\sigma_c = \sqrt{J_2(\boldsymbol{\sigma})/2}$  – напряжение фон Мизеса;  $J_2(\boldsymbol{\sigma})$  – второй инвариант тензора напряжений;  $A$  – скорость деформаций при  $\sigma_c = \sigma_{ref}$  и  $\sigma_{ref}$  – характерное напряжение при ползучести. Для расчета напряженно-деформированного состояния льда оз. Стемме рассматривалась осесимметричная задача для круглого водоема с радиусом  $R = 200$  м, уровень воды в котором, как и положение льда относительно него, могут изменяться вследствие стока и нагрузки от снега, плотность которого полагается постоянной. Ледяной покров озера представляется в виде однородной, изотропной пластины из льда с горизонтальной поверхностью, плавающей на поверхности водоема с понижающимся уровнем жидкости. В начальный момент времени лёд находится в положении гидростатического равновесия. Предполагается, что ледяной покров опирается на берега, то есть его

**Таблица 2.** Расчётное время облома льда изгибом ( $t_b$ ) для различной толщина льда  $h_i$  и начальной толщины снега  $h_{s0}$

$h_i$ , см	40	50	60	70	80	90	100
$h_{s0}$ , см	10	17	21	37.5	47	55	60
$t_b$ сут.	3.7	5.0	5.4	5.8	6.0	6.4	6.7

вертикальное смещение на контуре водоема не меняется со временем:

$$w = w_0, \quad r = R, \quad (6)$$

где  $r$  – радиальная координата цилиндрической системы координат. Кроме того, считается, что на контуре водоема напряжения отсутствуют

$$\sigma_{rr} = \sigma_{rz} = 0, \quad r = R, \quad (7)$$

Давление снега рассчитывается по формуле:

$$p_s = -\rho_s g(h_{s0} + \gamma_s t), \quad (8)$$

где  $\gamma_s$  – скорость снегонакопления;  $h_{s0}$  – начальная толщина снега. Формула (8) используется при толщине льда менее 80 см; при большей предполагается, что  $\gamma_s = 0$ . Изменение давления воды подо льдом вследствие её стока и гидростатического давления из-за прогиба льда задается формулой:

$$p_w = -\rho_w g(w + \gamma_w t) + p_0, \quad (9)$$

где  $\gamma_w$  – скорость изменения уровня воды;  $p_0 = \rho_s g h_{s0}$  – начальное гидростатическое давление, при котором поверхность льда горизонтальна и  $w = 0$  в начальный момент времени  $t = 0$ .

Расчеты напряженно-деформированного состояния ледяного покрова по модели (5) с краевыми условиями (6)–(7) и параметризациями (8)–(9) проводились методом конечных элементов в пакете прикладных программ Comsol Multiphysics 5.4 для различных толщин снега и льда в течение физического времени 10 суток при постоянных значениях параметров, характеризующих вязкоупругую реологию льда:  $\rho_i = 917$  кг/м<sup>3</sup>;  $\rho_s = 200$  кг/м<sup>3</sup>;  $E = 3$  ГПа;  $\nu = 0.4$ ;  $A = 10^{-5}$  1/с;  $\sigma_{ref} = 1$  МПа, где  $E$  и  $\nu$  – модуль упругости и коэффициент Пуассона;  $\gamma_s = 2.7 \times 10^{-8}$  м/с;  $\gamma_w = 1.9 \times 10^{-7}$  м/с. Из расчётов определялось время  $t_b$ , за которое максимальное растягивающее напряжение на нижней поверхности ледяного покрова достигало прочности льда на изгиб  $\sigma_{fs} = 0.5$  МПа (Karulina et al., 2019), при котором происходил облом кромок льда. Положение трещины определялось условием  $\sigma_{rr} = \sigma_{fs}$ , где  $\sigma_{rr}$  – радиальное напряжение на нижней поверхности ледяного покрова.

Результаты расчётов значений  $t_b$  приведены в табл. 2. Если в рамках упругой модели изменение формы льда происходит только во время снегопада (после его прекращения форма льда не изменяется), то учёт ползучести приводит к медленному изменению формы поверхности (течения) льда после прекращения снегопада. Рис. 6, а показывает форму поверхности льда разной толщины в момент его облома, а рис. 6, б – зависимость ра-

диальных напряжений  $\sigma_{rr}$  на нижней поверхности льда от расстояния  $r$  в момент облома льда толщиной 80 см. Как видно из рисунков, основная деформация льда концентрируется во вдольбереговой зоне шириной менее 50 м. При этом максимальное радиальное напряжение достигается на расстоянии порядка 6 м от берега, где образуется круговая трещина, параллельная береговой линии. Расчёты показывают, что такая трещина образуется при всех толщинах льда, приведенных в табл. 2, примерно на таком же расстоянии от берега.

Согласно вычислениям, при средних скоростях понижения уровня в момент облома льда углы наклона поверхности льда к горизонтальной плоскости составляют менее 0.015 рад, что меньше угла наклона дна оз. Стемме 0.058 рад к горизонтальной плоскости (см. рис. 1). Таким образом, при опускании уровня воды лёд не успевает лечь на дно, поскольку периодически обламывается вдоль трещин, параллельных берегу по мере обмеления. Трещины последовательно формируются вследствие изгиба льда в перпендикулярном направлении к берегу. Условием образования каждой трещины служит равенство максимального растягивающего напряжения прочности льда на изгиб. Расстояние между трещинами оценивается величиной порядка 6 м. К сожалению, данные наблюдений весны 2020 г. не позволяют судить о степени их распространения и повторяемости рассматриваемого явления по исследуемой акватории, оставляя решение этого вопроса на будущее.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Как отмечалось, модельные оценки нарастания снежно-ледяного покрова в целом соответствуют данным измерений *in situ* и, по-видимому, близки к своим средним многолетним значениям, хотя и несколько занижают толщину снежного льда. Очевидные причины такого расхождения – принятое в модели равенство плотностей сухого и пропитанного водой снега, рассматриваемого к тому же с вычислительной точки зрения как однослойная среда. В реальности, из-за влияния внешних воздействий и процессов метаморфизма для сформировавшегося снежного покрова озера характерна слоистая структура с различными физическими свойствами слоев. На плотность снега на озере сильно влияет ветер и температурный градиент (Павлов, 2008), из-за чего снежный покров арктических озёр, за исключением прибрежной зоны, обычно имеет меньшую высоту, водный эквивалент и большую плотность по сравнению со снежным покровом суши, а его теплоизоляционная способность составляет около половины наземного (Sturm, Liston, 2003). К сожалению, параметризации, учитывающие

специфику снегонакопления на озёрах, авторам пока неизвестны.

Свое влияние на процесс оказывает не поддающийся описанию тип осадков в период оттепелей (см. рис. 5, а), а также эффект выпадения снега в воду до начала льдообразования. В некоторых местах снежный покров выдувается ветром, что приводит к локальным утолщениям льда с размерами единиц и десятков метров, распределение которых носит случайный характер. Помимо этого, скорость растекания воды под снегом неизвестна и потому её учёт при расчётах толщины льда невозможен (Финкельштейн и др., 1984). Поэтому можно предположить, что процесс изостатического льдообразования на акватории протекает не одновременно, что увеличивает пространственную неоднородность толщины всех слоёв (см. рис. 3). Все это затрудняет применение расчётных методов и делает невозможным моделирование процесса снежного льдообразования в рамках чисто тепловых задач и, следовательно, лучшее согласование его измеренных и рассчитанных характеристик. Однако даже такая простая модель как (1)–(3) позволяет исследовать взаимосвязи, существующие между снежно-ледяным покровом и другими компонентами климатической системы архипелага в целях прогноза толщины льда для меняющихся атмосферных условий на количественном уровне, давая при этом качественные оценки, отвечающие интуитивным представлениям о процессе.

Оценки понижения уровня озера и нарастания льда, которые протекают одновременно, показывают, что к середине весны мелководная часть акватории с глубиной менее 2 м оказывается под лежащим на дне снежно-ледяным покровом. Совместное влияние этих процессов приводит к образованию концентрических трещин вдоль изобат и последовательному облому ледяного покрова. На этих участках, составляющих около половины её площади, происходит сезонное промерзание верхних слоев донных отложений, по мере нарастания озёрного льда распространяющееся от берегов к центру (или их переход в многолетнемерзлое состояние) при круглогодичном талом состоянии в глубоководной части водоема. По-видимому, в зависимости от мощности и температуры многолетнемерзлой толщи на территории, окружающей водоем, здесь располагается субаквальный талик, существование которого подтверждается направленным вверх потоком тепла (см. рис. 2, б).

## ВЫВОДЫ

Комплексные измерения оз. Стемме зимой 2019/20 г. показали, что нарастание ледяного покрова водоема происходит на его нижней и верхней границах. Радиолокационные съёмки позво-

лили получить качественно новую ледовую информацию о распределении толщины ледяного покрова на всей акватории озера, более детальную по сравнению с данными контактных ледемерных измерений. Несмотря на сложности моделирования процесса снежного льдообразования в рамках чисто тепловых задач, использование термодинамической модели оказалось достаточно плодотворным для его изучения на качественном и, отчасти, количественном уровне.

Судя по данным измерений и расчетов, средняя продолжительность конжеляционного льдообразования колеблется в пределах 3–5 месяцев, изостатического – 1–3 месяца. За этот период кристаллический лёд достигает толщины 70–90 см, снежный – 20–40 см. Снежное льдообразование уменьшает отепляющий эффект снежного покрова и оказывает существенное влияние на тепловой и массовый баланс озёрного льда, которое необходимо учитывать при моделировании водных объектов криолитозоны.

Прогиб ледяного покрова водоема носит долговременный характер и определяется не только упругими, но и в значительной степени вязкими свойствами льда, приводящими к его течению. Основная деформация ледяного покрова оз. Стемме концентрируется во вдольбереговой зоне шириной 50 м с максимальным радиальным напряжением на расстоянии 6 м.

Методы исследования ледяного покрова оз. Стемме могут быть использованы для изучения замерзания пресноводных водоемов островов Шпицбергена и других арктических архипелагов.

**Благодарность.** Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность рабочим насосной станции Д.В. Дексгеймеру и П.В. Чернышёву за ценную информацию об объекте исследований и помощь в проведении наблюдений.

Исследования выполнены в рамках работ по программе РАЭ-Ш ФГБУ ААНИИ и тематики НИОКР Росгидромета.

**Acknowledgments.** The authors consider it their pleasant duty to express their gratitude to the workers of the pumping station D.V. Deksgeimer and P.V. Chernyshev for valuable information and assistance in the observations.

The studies were carried out within the framework of the work under the RAE-Sh program of the Federal State Budgetary Institution AARI and R&D topics of Roshydromet.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булдович С.Н.* Влияние водных покровов на температурный режим поверхности пород / В кн.: Основы геокриологии. Ч. 4 / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд. МГУ, 2001. С. 75–85.
- Владов М.Л., Судакова М.С.* Георадиолокация: от физических основ до перспективных направлений. М.: ГЕОС, 2017. 240 с.
- Дексгеймер Д.В., Чернышёв П.В.* Персональное сообщение, 2021.
- Демешкин А.С.* Геоэкологическая оценка состояния природной среды в районе расположения российского угледобывающего рудника Баренцбург на архипелаге Шпицберген. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПб.: РГМУ. 2015. 181 с.
- Донченко Р.В.* Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 248 с.
- Котляков В.М., Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Динамика сезонно-талого слоя на Шпицбергене и Антарктическом полуострове в XXI в. по результатам моделирования // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 2. С. 201–212.  
<https://doi.org/10.31857/S2076673420020034>
- Крицкий С.П., Менкель М.Ф., Россинский К.И.* Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов. М.–Л.: Госэнергоиздат, 1947. 155 с.
- Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Черняков Г.И.* Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грэнфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 5–20.  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20>
- Мещеряков Н.И.* Современное осадконакопление в заливе Грэнфьорд (Западный Шпицберген). Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Мурманск: Мурманский морской биологический ин-т КНЦ РАН. 2017. 120 с.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68.  
[https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2017-3\(55-61\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2017-3(55-61))
- Павлов А.В.* Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Академ. изд-во “Гео”, 2008. 229 с.
- Павлов А.В.* Термический режим озёр равнинных районов севера // Криосфера Земли. 1999. Т. III. № 3. С. 59–70.
- Пивоваров А.А.* Термика замерзающих водоемов. М.: Изд-во МГУ, 1972. 140 с.
- Семенов А.В., Давыдов А.А., Ипатов А.Н.* Гидрологическое обследование озера Биенда-стемме (архипелаг Шпицберген). В кн.: Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты, 2003. С. 127–136.
- Снег: Справочник / Под ред. Д.М. Грея, Д.Х. Мейла. Л., Гидрометеоздат, 1986. 751 с.
- Финкельштейн М.И., Лазарев Э.И., Чижов А.Н.* Радиолокационные аэроледомерные съёмки рек, озёр и водохранилищ. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 112 с.
- Хаустов В.А., Ромашова К.В., Хренов А.А.* Оценка многолетних изменений максимальных снегозапасов и водоотдачи Северного края России // Сб. тезисов Всеросс. науч.-практич. конф. “Современные проблемы гидрометеорологии и устойчивого развития Российской Федерации”. СПб.: Российский гос. гидромет. ун-т, 2019. С. 294–296.
- Хаустов В.А.* Моделирование процесса формирования снегозапасов Российской части бассейна Северного Ледовитого океана // Тр. Всеросс. конф. “Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы развития”. СПб.: Аграф+, 2017. С. 470–473.
- Черепанов Н.В.* Классификация льдов природных водоемов // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77–99.
- Чижов А.Н.* Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщины. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 128 с.
- gp5.ru // Электронный ресурс. [http://gp5.ru/archive.php?wmo\\_id=20107](http://gp5.ru/archive.php?wmo_id=20107). Дата обращения: 19.01.2023.
- Karulina M., Marchenko A., Karulin E., Sodhi D., Sakharov A., Chitsyakov P.* Full-scale flexural strength of sea ice and freshwater ice in Spitsbergen Fjords and North-West Barents Sea // Applied Ocean Research. 2019. V. 90. 101853  
<https://doi.org/10.1016/j.apor.2019.101853>
- Leppäranta M.* Freezing of lakes and the evolution of their ice cover. Springer-Praxis, Heidelberg, Germany, 2015. P. 301.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-29081-7>
- McGinn G.H.P.* Sediment trap analysis in high-arctic lake Linnêvatnet indicates a recent shift in the annual hydrological regime // Honors Theses. 2018. 250 p.  
<https://scarab.bates.edu/honorsthesis/250>
- Norton F.H.* The Creep of Steels at High Temperatures, Mc-Graw-Hill, New York, 1929. 90 p.
- Schulson E.M., Duval P.* Creep and fracture of ice. University Press: Cambridge, 2009. 401 p.
- Sturm M., Liston G.E.* The snow cover on lakes of the Arctic Coastal Plain of Alaska, USA // Journ. of Glaciology. 2003. V. 49. № 166. P. 370–380.
- Sturm M., Taras B., Liston G., Derksen C., Jonas T., Lea J.* Estimating regional and global snow water resources using depth data and climate classes of snow // Journ. of Hydrometeorology. 2010. V. 11. P. 1380–1394.  
<https://doi.org/10.1175/2010JHM1202.1>

Citation: Bogorodskiy P.V., Borisik A.L., Filchuk K.V., Khaustov V.A., Kustov V.Yu., Marchenko A.V., Movchan V.V., Novikov A.L., Romashova K.V., Ryzhov I.V., Sidorova O.R. Ice and snow on Lake Stemmevatnet, Spitsbergen, in winter 2019/20. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 441–453 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423020035

## Ice and Snow on Lake Stemmevatnet, Spitsbergen, in Winter 2019/20

P. V. Bogorodskiy<sup>a,#</sup>, A. L. Borisik<sup>a</sup>, V. Yu. Kustov<sup>a</sup>, A. V. Marchenko<sup>b,c</sup>, V. V. Movchan<sup>a</sup>, A. L. Novikov<sup>a</sup>, K. V. Romashova<sup>a</sup>, I. V. Ryzhov<sup>a</sup>, O. R. Sidorova<sup>a</sup>, K. V. Filchuk<sup>a</sup>, and V. A. Khaustov<sup>d</sup>

<sup>a</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

<sup>b</sup>University Centre in Svalbard, Longyearbyen, Norway

<sup>c</sup>Zubov Oceanographic Institute, Moscow, Russia

<sup>d</sup>State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

#e-mail: bogorodski@aari.ru

Received January 19, 2023 ;revised March 22, 2023; accepted June 27, 2023

The results of observations and modeling of the formation of the snow-ice cover of Lake Stemme (West Svalbard Island) in winter 2019/20 are presented. The main information was obtained by two radar (GPR) survey, performed on the floating ice of the Lake on March 12 and April 22 of 2020. Authors believe that probably these observations were the first ones on the Lake. The use of the radar made it possible to obtain data on the dynamics of the thickness of the layers of snow and ice cover, the so-called “snow ice” which is formed when the boundary between snow and ice was submerged under water. During the time between records, the thickness of the last “snow ice” increased two to three times, i.e., from units to the first tens of cm, and it spread to the entire deep-water part of the Lake area. In addition, analysis of high-precision positioning of the radar records revealed a significant deflection in the ice surface in the central part of the Lake under the influence of snow load and the decreasing level of the reservoir. The calculations of the thermodynamics of the floating ice cover have shown that its thickening occurs as a result of the processes of congelation and isostatic ice formation, replacing each other at its lower and upper boundaries, respectively. At the same time, the formation of “snow ice” violates the characteristic feature of decreasing of ice thickness with growth of the snow thickness, which significantly influences on the thermal and mass balance of the Lake snow-ice cover. Results of calculations of the ice cover deformation did show that it takes place not only due to the elastic, but also to the viscous properties of ice, and it is concentrated in a narrow coastal zone. The maximum radial stress is reached at a distance of several meters from the shore, where a circular crack parallel to the shoreline is formed. Such a crack is formed at all ice thicknesses at about the same distance from the shore.

**Keywords:** Svalbard, lake, ice cover, measurements, radar survey, modeling

### REFERENCES

- Buldovich S.N.* Influence of water covers on the temperature regime of the rock surface. *Osnovy geokriologii. Fundamentals of geocryology*. Moscow: Moscow University Press, 2001: 75–85 [In Russian].
- Vladov M.L., Sudakova M.S.* *Georadiolokatsiia: ot fizicheskikh osnov do perspektivnykh napravlenii*. Ground Penetrating Radar: From Theory to future applications. Moscow: “Geos” publishing, 2017: 240 p. [In Russian].
- Dexgeymer D.V., Chernyshov P.V.* *Personal'noe soobshchenie*. Personal message, 2021.
- Demeshkin A.S.* *Geoekologicheskaya otsenka sostoiianiia prirodnoi sredy v raione raspolozheniia rossiskogo ugledobyvaiushchego rudnika Barentsburg na arkhipelage Shpitsbergen*. Geoecological assessment of the natural environment state in the location of the Russian coal mine Barentsburg on Svalbard. PhD. Russian State Hydrometeorological University. St. Petersburg. 2015: 181 p. [In Russian].
- Donchenko R.V.* *Ledovyi rezhim rek SSSR*. Ice regime of the USSR rivers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1987: 248 p. [In Russian].
- Kotlyakov V.M., Osokin N.I., Sosnovsky A.V.* Dynamics of seasonally thawed layer on Svalbard and the Antarctic Peninsula in the XXI century according to modeling data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (2): 201–212 [In Russian].  
<https://doi.org/10.31857/S2076673420020034>
- Kritskij S.P., Menkel' M.F., Rossinski K.I.* *Zimnii termicheskim rezhim vodokhranilishch, rek i kanalov*. Winter thermal regime of reservoirs, rivers and canals. Moscow: Gosenergoizdat, 1947: 155 p. [In Russian].
- Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Glazovsky A.F., Macheret Y.Y., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A., Cherniakov G.A.* Snow thickness on Austre Grøn fjordbreen,

- Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (1): 5–20 [In Russian].  
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20>
- Meshcheryakov N.I. Sovremennoe osadkonakoplenie v zalive Grenfjord (Zapadniy Shpitsbergen)*. Modern sedimentation in the Grenfjord bay (Western Spitsbergen). PhD. Murmansk Marine Biological Institute, Russian Academy of Sciences. Murmansk. 2017: 120 p. [In Russian].
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A.* Effective Thermal Conductivity of Snow and Its Variations. *Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth*. 2017, 21 (3): 60–68 [In Russian].  
[https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2017-3\(55-61\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2017-3(55-61))
- Pavlov A.V. Monitoring kriolitozony*. Monitoring of permafrost zone. Novosibirsk: Academy izdatelstvo “Geo”, 2008: 229 p. [In Russian].
- Pavlov A.V.* The thermal regime of lakes in northern plain regions. *Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth*. 1999, 3 (3): 59–70 [In Russian].
- Pivovarov A.A. Termika zamerzaiushchikh vodoemov*. Thermals of freezing reservoirs. Moscow: Moscow University Press, 1972: 140 p. [In Russian].
- Semenov A.V., Davydov A.A., Ipatov A.N. V knize Kompleksnyye issledovaniia prirody Shpitsbergena*. Hydrological survey of lake Bienda-stemme (Spitsbergen archipelago). Complex investigations of Spitsbergen nature. Aptaty, 2003: 127–136 [In Russian].
- Sneg. The Snow*. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1986: 751 p. [In Russian].
- Finkelstein M.I., Lazarev E.I., Chizhov A.N. Radiolokazionnye aeroledomernye s'emki rek, ozer I vodokhranilichsh*. Radar aerial ice surveys of rivers, lakes and reservoirs. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1984: 112 p. [In Russian].
- Khaustov V.A., Romashova K.V., Khrenov A.A.* Assessment of long-term changes in the maximum snow reserves and water yield of the northern region of Russia. *Sbornik tezisev Vserossiiskoi nauchno-prakticheskoi konferentsii “Sovremennye problemy gidrometeorologii i ustoychivogo razvitiia Rossiiskoi Federatsii”*. Collection of abstracts of the All-Russian scientific-practical conference “Modern problems of hydrometeorology and sustainable development of the Russian Federation”. St. Petersburg: Russian State Hydrometeorological University, 2019: 294–296 [In Russian].
- Khaustov V.A.* Model operation of process of formation of snow cover water equivalents of the Russian part of the basin of the Arctic Ocean. *Trudy Vserossiiskoj konferentsii “Gidrometeorologiya i ekologiya: nauchnye i obrazovatel'nye dostizheniya i perspektivy razvitiya”*. Proceedings of the All-Russian Conference “Hydrometeorology and ecology: scientific and educational achievements and perspectives”. St. Petersburg: Agraf+, 2017: 470–473 [In Russian].
- Cherepanov N.V.* Classification of ice of natural reservoirs. *Trudy AANII. Proc. AARI*. 1976, 331: 77–99 [In Russian].
- Chizhov A.N. Formirovanie ledyanogo pokrova i prostranstvennoe raspredelenie ego tolshchin*. The formation of an ice cover and the spatial distribution of its thickness. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 128 p. [In Russian].  
 rp5.ru. Retrieved from: [http://rp5.ru/archive.php?wmo\\_id=20107](http://rp5.ru/archive.php?wmo_id=20107) (Last access: 19 January 2023).
- Karulina M., Marchenko A., Karulin E., Sodhi D., Sakharov A., Chitsyakov P.* Full-scale flexural strength of sea ice and freshwater ice in Spitsbergen Fjords and North-West Barents Sea. *Applied Ocean Research*. 2019, 90: 101853.  
<https://doi.org/10.1016/j.apor.2019.101853>.
- Leppäranta M.* Freezing of lakes and the evolution of their ice cover. Springer Berlin Heidelberg, 2015: 301 p.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-29081-7>.
- McGinn G.H.P.* Sediment trap analysis in high-arctic lake Linnêvatnet indicates a recent shift in the annual hydrological regime. Honors Theses. 2018: 250.  
<https://scarab.bates.edu/honorsthesis/250>.
- Norton F.H.* The Creep of Steels at High Temperatures. New York: Mc-Graw-Hill, 1929: 90 p.
- Schulson E.M., Duval P.* Creep and fracture of ice. University Press: Cambridge. 2009: 401 p.
- Sturm M., Liston G.E.* The snow cover on lakes of the Arctic Coastal Plain of Alaska, U.S.A. *Journ. of Glaciology*. 2003, 49 (166): 370–380.
- Sturm M., Taras B., Liston G., Derksen C., Jonas T., Lea J.* Estimating regional and global snow water resources using depth data and climate classes of snow. *Journ. of Hydrometeorology*. 2010, 11: 1380–1394.  
<https://doi.org/10.1175/2010JHM1202.1>.

УДК 551.326.7

## РАСЧЁТ ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ ОРИЕНТАЦИИ РАЗРЫВОВ В ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ПО ДАННЫМ ДРЕЙФА ЛЬДА

© 2023 г. Л. Н. Дымент<sup>1,\*</sup>, А. А. Ершова<sup>1</sup>, В. С. Порубаев<sup>1</sup>, А. А. Чиркова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: ldyment@yandex.ru

Поступила в редакцию 10.04.2023 г.

После доработки 25.05.2023 г.

Принята к публикации 27.06.2023 г.

Изложены основы алгоритма, позволяющего определить по последовательности полей приземного атмосферного давления за предшествующий период дату возникновения дрейфа льда, приведшего к деформациям в ледяном покрове и образованию существующей системы разрывов в море Лаптевых. Приведены результаты оправдываемости расчётной ориентации разрывов, полученной по данным фактического дрейфа льда на основе разработанного алгоритма.

**Ключевые слова:** нарушения сплошности льда, направление разрывов, интенсивность воздушных потоков, деформация ледяного покрова, спутниковые снимки

**DOI:** 10.31857/S2076673423030031, **EDN:** PLYIJW

### ВВЕДЕНИЕ

Основные стратегии социально-экономического развития Российской Федерации включают в себя реализацию круглогодичной навигации по Северному морскому пути (далее – СМП), которая является системным условием развития Арктического региона. Для обеспечения регулярного транспортного коридора в сложных ледовых условиях Арктики помимо увеличения и модернизации ледокольного флота требуется совершенствование существующих, и разработка новых методов гидрометеорологического обеспечения, способных обеспечить эффективное и безопасное судоходство.

Морской ледяной покров характеризуется пространственной и временной неоднородностью, предоставляя судоводителю возможность выбора наиболее лёгкого из имеющихся вариантов маршрута судна. Одной из важнейших для навигации характеристик ледяного покрова являются разрывы – нарушения сплошности льда, образующиеся в результате динамических процессов. Разрывы представляют собой протяжённые участки в сплочённом льду как с открытой водой, так и покрытые ниласом, молодым льдом или заполненные ледяной кашей (Номенклатура..., 2014). Ширина разрывов изменяется от нескольких метров до нескольких сотен метров, а протяжённость может достигать нескольких тысяч километров. Таким образом, само определение разры-

вов уже указывает на потенциал их использования в качестве маршрутов более лёгкого плавания в ледовых условиях. На основании опыта гидрометеорологического обеспечения высокоширотных плаваний и транзитных рейсов по СМП было установлено, что эффективность использования разрывов зависит от их ориентации относительно генерального курса судна (Фролов, 1997). Наиболее результативным оказывается использование систем ориентированных попутных разрывов (Фролов, Клячкин, 2001). Таким образом, разработка метода прогноза характеристик разрывов в ледяном покрове арктических морей – актуальная задача, при этом особенно востребованы сведения о предполагаемой преобладающей ориентации разрывов.

Основными причинами возникновения деформаций льда и, как следствие, образования или закрытия разрывов, являются неравномерности в поле дрейфа льда, возникающие из-за пространственно-временной изменчивости действующих на ледяной покров внешних сил, таких как ветер, приливные явления (Назирова, 1982) и течения. В прибрежных районах на дрейф льда также оказывают влияние особенности береговой черты и рельефа дна (Смирнов, 1996; Клячкин и др., 2015). При этом основной вклад в дрейф льда вносит ветровая компонента (Доронин, Хейсин, 1975; Горбунов и др., 1986; Легеньков, 1988; Гудкович, Доронин, 2001). Поскольку скорость и на-

правление ветра тесно связаны с барическим градиентом, дрейф льда определяется распределением атмосферного давления в приземном слое, причём резкое изменение барического поля может привести к достаточно быстрой перестройке системы разрывов. Если у судоводителя имеется возможность получения оперативной информации о текущей ледовой обстановке непосредственно в районе плавания, выбор оптимального маршрута следования принимается на основании фактических данных. Для успешного планирования морских операций существует потребность в краткосрочных прогнозах ориентации разрывов с заблаговременностью до 5 суток.

В настоящее время в Арктическом и Антарктическом институте разрабатывается автоматизированный метод краткосрочного прогноза преобладающей ориентации разрывов в море Лаптевых, в основе которого лежит метод аналогов. В качестве характеристики преобладающего направления разрывов используется их модальная ориентация. Особенности расчёта модальной ориентации разрывов подробно описаны в (Горбунов и др., 2014). Каждый комплексный аналог представляет собой совокупность ретроспективных полей приземного атмосферного давления, дрейфа льда, дивергенции скорости дрейфа, модальной ориентации и удельной длины разрывов. Суть аналогового метода прогноза заключается в том, чтобы подобрать для рассматриваемой акватории из ретроспективного ряда такое поле атмосферного давления, которое имеет максимальное сходство с прогностическим полем. В этом случае предполагается, что похожие поля формируют разрывы с близкими значениями своих характеристик, на основании чего составляется прогноз. Высокая оправдываемость краткосрочных прогнозов полей приземного атмосферного давления, которые лежат в основе подбора аналога, предполагает, что количество неудовлетворительных прогнозов характеристик разрывов по причине несоответствия прогностического поля давления реальному будет минимальным. Обоснованность такого подхода подтверждают предыдущие исследования и разработанные ранее на их основе методы среднесрочного прогноза преобладающей ориентации разрывов в Арктическом бассейне (Горбунов и др., 2008) и в Карском море (Горбунов и др., 2001). Преимущество аналогового метода заключается в том, что он основан на фактических данных о разрывах, и таким образом уже учитывает не только действие циркуляции атмосферы, но и влияние береговой черты, островов и других факторов, определяющих дрейф.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

При разработке метода прогноза преобладающей ориентации разрывов в море Лаптевых для получения фактических данных о разрывах используются снимки ИСЗ SuomiNPP разрешением 375 м инфракрасного диапазона (11 мкм) с полосой обзора 3000 км. Главным преимуществом этих снимков является единовременный охват всей акватории моря Лаптевых. Основным недостатком снимков выбранного диапазона — ограничение видимости при наличии облачности, что приводит к невозможности дешифрирования разрывов и, как следствие, к пробелам в фактических данных. Радиолокационные снимки, лишённые этого недостатка, имеют недостаточно большой пространственный охват по сравнению с площадью моря. Конструирование мозаики из нескольких радиолокационных снимков не устраняет проблему, так как за промежуток времени между последовательными снимками системы разрывов могут существенно измениться. Кроме того, радиолокационный сигнал, проникая сквозь облачность, реагирует на шероховатость поверхности, и поэтому покрытые молодым льдом разрывы трудно идентифицируются на фоне более возрастного ровного льда.

Таким образом, при разработке метода прогноза ориентации разрывов возникает необходимость в восстановлении полной картины положения нарушений сплошности ледяного покрова на акватории моря путём дополнения фактических данных расчётными.

В результате неравномерности поля дрейфа льда в ледяном покрове возникают деформации. Сжатие и растяжение в каждой точке ледяного покрова характеризует тензор деформации. Известно, что в любой точке плоскости можно провести две взаимно перпендикулярные оси, вдоль которых из двух составляющих деформации одна будет максимальной, а вторая минимальной. Такие оси ( $\xi$ ,  $\eta$ ) называются главными осями деформации, а составляющие скорости деформаций вдоль главных осей — главными скоростями деформаций.

Для наглядного представления скорости деформации используют эллипс скорости деформации. Направление большей оси эллипса соответствует максимальному растяжению (или минимальному сжатию), малая ось — минимальному растяжению (максимальному сжатию).

В работе (Аппель, Гудкович, 1992) приведена формула расчёта направления относительно оси

абсцисс большой оси эллипса деформаций в дрейфующем льду:

$$\varphi_{\xi} = \arctg \frac{\varepsilon_{\xi} - \varepsilon_{xx}}{\varepsilon_{xy}}, \quad (1)$$

здесь  $\varepsilon_{xx}$ ,  $\varepsilon_{xy}$  — компоненты тензора скоростей деформации:

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}; \quad \varepsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x}; \quad \varepsilon_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y}; \quad \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y},$$

где  $u$ ,  $v$  — компоненты вектора скорости дрейфа льда  $\vec{W}$  вдоль декартовых осей координат. Тензор скоростей деформации ледяного покрова считается симметричным, т.е.  $\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx}$ .  $\varepsilon_{\xi}$  — составляющая скорости линейных деформаций вдоль большей оси эллипса деформации:

$$\varepsilon_{\xi} = \frac{1}{2}(\operatorname{div} \vec{W} + \gamma_{\max}). \quad (2)$$

В формуле (2) дивергенция скорости дрейфа льда  $\operatorname{div} \vec{W} = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy}$ , а суммарная деформация  $\gamma_{\max} = \sqrt{Q^2 + \gamma^2}$ , где линейная деформация  $Q = \varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}$ , а угловая деформация  $\gamma = \varepsilon_{xy} + \varepsilon_{yx}$ .

Растяжение ледяного покрова приводит к образованию в нём разрывов, которые преимущественно ориентированы перпендикулярно большей оси эллипса деформации и соответственно параллельно его малой оси (Hibler, 1973). Это означает, что преобладающее направление разрывов примерно совпадает с направлением оси сжатия.

$$\varphi_{\eta} = \varphi_{\xi} + 90^{\circ}. \quad (3)$$

Сопоставление значений ориентации малой оси эллипса деформации ледяного покрова, полученных по формулам (1–3), и модальной ориентации разрывов, рассчитанной по фактическим данным, проводилось в Арктическом бассейне (Лосев, Горбунов, 1998). Авторы использовали разрывы, дешифрованные по снимкам ИСЗ малого разрешения. Приведённые в работе результаты свидетельствуют о достаточно высокой оправданности (70%) расчётных значений преобладающего направления разрывов при допуске  $\pm 45^{\circ}$ , т.е. расчётное значение считалось верным, если оно отличалось от фактической модальной ориентации разрывов не более чем на  $45^{\circ}$ . Для моря Лаптевых подобные исследования не проводились.

В качестве фактических значений модальной ориентации разрывов в настоящей работе использовались результаты расчёта по данным о разрывах в море Лаптевых за ледовые периоды 2016–2021 гг. Поскольку в настоящее время методы автоматической идентификации разрывов на снимках ИСЗ видимого и ИК-диапазонов

не являются достаточно надёжными, дешифрирование и оцифровка снимков ИСЗ для данной работы проводилась экспертом вручную при помощи средств ГИС. Для проведения расчётов модальной ориентации разрывов акватория моря Лаптевых была разбита на 64 квадрата  $100 \times 100$  км, при этом из анализа была исключена зона, в которой большую часть ледового сезона расположен припай. Выбор размера квадрата обусловлен представлением о разрывах как о протяжённых макрообъектах, в связи с чем уменьшение размера квадрата увеличивает вероятность отсутствия в нём фактических разрывов, что может привести к появлению на исследуемой акватории большого количества квадратов, не обеспеченных фактическими данными. Квадрат сетки считался обеспеченным исходными данными о разрывах, если суммарная протяжённость разрывов в нём превышала 100 км. В противном случае такой квадрат исключался из расчёта, так как предполагалось, что полученные значения модальной ориентации разрывов в нём не будут достоверны.

Согласно (Наставление..., 2011) при прогнозе характеристик ледовых объектов на период до 5 суток допустимая ошибка прогностического значения должна составлять 0.674 от его среднеквадратического отклонения ( $\sigma$ ). Проведённые расчёты модальной ориентации разрывов в море Лаптевых за период с октября по май 2016–2021 гг. выявили существенную изменчивость этой характеристики. Средняя за ледовый цикл величина  $\sigma$  модальной ориентации разрывов составляет  $44^{\circ}$  и в различные сезоны изменяется незначительно, не более чем на  $3^{\circ}$ . Таким образом, допустимая ошибка расчётного преобладающего направления разрывов не должна превышать  $30^{\circ}$ . В работе (Фролов, Клячкин, 2001) указывается, что в судоходстве в основном используются разрывы, ориентация которых отклоняется от генерального курса судна не более чем на  $30^{\circ}$ . Исходя из этих соображений при проверке оправданности расчётов преобладающего направления разрывов в море Лаптевых в качестве допустимого отклонения была принята величина  $30^{\circ}$ .

Размерность сетки для осреднения фактических данных характеристик разрывов обусловила выбор источника данных полей дрейфа для расчётных значений преобладающей ориентации разрывов. Существует несколько массивов данных дрейфа льда, предоставляемых разными организациями и находящимися в свободном доступе (CERSAT/Iframer, NSDIC, OSI SAF). В качестве исходных данных для нашего исследования были выбраны данные архива OSI SAF Европейской организации спутниковой метеорологии EUROMETSAT (Low Resolution..., 2023). Данные OSI SAF представляют собой векторы

**Таблица 1.** Оправдываемость соответствия расчётной преобладающей ориентации разрывов в море Лаптевых фактическим значениям при определении деформации ледяного покрова по данным дрейфа за дату фиксирования разрывов и в предшествующие дни, %

Статистические показатели	Количество дней между датой снимка ИСЗ и датой данных дрейфа льда, использованных при расчёте преобладающей ориентации разрывов				
	0	1	2	3	0–3
Минимальная	24.2	34.1	16.0	16.0	46.7
Максимальная	87.5	91.3	89.6	86.8	91.3
Средняя	58.3	63.9	60.1	55.6	70.4
Стандартное отклонение	13.2	11.2	11.6	13.8	9.1
Повторяемость случаев, когда расчёт по данным дрейфа за эту дату приводил к наилучшему результату	<b>27.8</b>	<b>33.5</b>	<b>20.3</b>	<b>18.4</b>	<b>100</b>

скорости дрейфа льда в Северном Ледовитом океане, определяемые по последовательным спутниковым снимкам на протяжении 48 часов и интерполированные в узлы регулярной сетки с шагом 62.5 км, что сопоставимо с размерностью сетки, используемой нами при пространственном осреднении фактических данных о разрывах. Для сравнения, массив данных Французского научно-исследовательского института по эксплуатации морских ресурсов Ifremer содержит векторы дрейфа льда с временным разрешением 1, 2 и 3 суток в сетке  $31.25 \times 31.25$  км; данные Национального центра данных по исследованию снега и льда NSIDC включают векторы дрейфа льда с посуточным осреднением в сетке с ячейкой 25 км. Более высокое пространственное разрешение данных этих массивов позволяет фиксировать небольшие изменения направления дрейфа льда, однако для решения задачи расчёта преобладающей ориентации разрывов по квадратам сетки  $100 \times 100$  км этого не требуется. Кроме того, интерполяция исходных данных в узлы сетки с более высоким разрешением вносит дополнительные погрешности.

Значения дрейфа льда OSI SAF в море Лаптевых за выбранный период изучения интерполировались в узлы, соответствующие центрам квадратов сетки  $100 \times 100$  км. По полученным значениям для каждого квадрата рассчитывались значения дивергенции скорости дрейфа, составляющие скорости деформации ледяного покрова и ориентация осей эллипса деформации, входящие в формулы (1) и (3).

Значения дрейфа льда OSI SAF – результат осреднения двухсуточного периода, отсчитываемого от 12:00 UTC. Снимки ИСЗ SuomiNPP, которые служили источником данных о разрывах, фиксируют море Лаптевых в период между 19 и 21 часами (UTC). В связи с этим в настоящем исследовании было принято, что существующим за конкретную дату разрывам соответствуют данные дрейфа за предшествующую дату. Например, информация о разрывах, полученная со снимка ИСЗ 6 марта в 19:00, ставилась в соответствие со значениями дрейфа льда за 5 марта, которые являются результатом осреднения за период с 12:00 часов 5 марта по 12:00 часов 7 марта.

В работе отобрано 200 оцифрованных снимков ИСЗ; на каждом из них данными о разрывах было обеспечено не менее трети от общего количества квадратов сетки моря Лаптевых. Суммарное число квадратов, обеспеченных данными, составило 6900.

Проведённое сопоставление полученных результатов расчёта модальной ориентации разрывов и малой оси эллипса деформации ледяного покрова выявило недостаточно высокое их совпадение. При выбранном допуске в  $30^\circ$  соответствии наблюдалось лишь в 58% случаев. Было проведено аналогичное сопоставление при расчёте малой оси эллипса деформации по данным дрейфа за три предшествующих дня. Результаты представлены в табл. 1. Последний столбец таблицы демонстрирует лучшие из возможных значений статистических показателей. При их определении для каждого из двухсот случаев выбирались максимальное из четырёх значений

оправдаваемости, рассчитанных по данным дрейфа за дату фиксирования разрывов и три предшествующих дня.

Наилучшее соответствие расчётной ориентации разрывов фактическим данным достигается в случае, когда для расчёта используются значения дрейфа “вчерашнего” дня, т.е. дата фиксации разрывов на снимке ИСЗ совпадает с датой окончания двухсуточного периода осреднения данных дрейфа льда. Это можно объяснить инерционностью ледовых процессов. Однако и в этом случае число квадратов с близкими значениями фактической и расчётной преобладающей ориентации разрывов не достигает 64% от общего их числа. Из двухсот снимков ИСЗ, послуживших исходными данными о разрывах, результаты расчётов по значениям дрейфа за “вчерашний” день привели к наилучшему совпадению только в трети от общего числа случаев (см. табл. 1). Иногда наилучшее совпадение достигалось при использовании данных дрейфа за более ранние дни, а расчёт по “вчерашним” данным приводил к совершенно неудовлетворительным результатам. Очевидно, что в каждом конкретном случае требуется анализ изменчивости интенсивности и направления дрейфа льда в предшествующий период для выявления дня, в который вероятнее всего произошло образование разрывов.

Поскольку в период до пяти суток основной вклад в формирование поля дрейфа льда вносит ветровая компонента, изменение поля ветра будет вызывать изменение дрейфа льда, приводящее к деформации ледяного покрова. При этом чем интенсивнее воздушные потоки, тем более значимы будут изменения, возникающие в поле дрейфа льда. Цель данной работы — разработка алгоритма, позволяющего по последовательности полей приземного атмосферного давления за предшествующий период определить дату возникновения значимых деформаций в ледяном покрове, приведших к образованию существующей на данный момент системы разрывов. Поле дрейфа льда за эту дату будет оптимальным для вычисления расчётной преобладающей ориентации разрывов.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

По данным разрывов каждого дешифрованного снимка ИСЗ было рассчитано поле модальной ориентации разрывов. Наибольший интерес представляли сведения о разрывах за несколько последовательных дней. Установлено, что система разрывов в море Лаптевых может сохраняться практически неизменной на протяжении нескольких суток, а затем происходит её перестройка. Сопоставление каждого поля модальной ориентации разрывов с полями приземного атмо-

сферного давления за соответствующие дни показало, что изменение существующей системы разрывов в море Лаптевых происходило только в случае достаточно интенсивных воздушных потоков, возникающих при значительных величинах градиента в поле атмосферного давления. Если на протяжении нескольких дней отмечалось малоградиентное поле давления, разрывы не меняли своей ориентации в пространстве. Был отмечен случай, когда сложившаяся система разрывов просуществовала 7 дней (1–7 марта 2018 г.). Если же, напротив, в течение двух–трёх суток направление воздушных потоков ежедневно существенно менялось, что происходит при прохождении над морем интенсивного циклона, то ориентация разрывов также изменялась практически на всей акватории.

Для автоматического определения даты возникновения поля атмосферного давления, приводящего к изменению существующей системы разрывов, требовалось иметь некоторую количественную характеристику его интенсивности, а также определить её пороговое значение, при котором возникающие воздушные потоки способны воздействовать на изменение векторов скорости дрейфа льда. В качестве такой характеристики было принято среднее изменение атмосферного давления над акваторией моря, отнесённое на 100 км.

Определение среднего изменения атмосферного давления над акваторией моря ( $G$ ) проводилось следующим образом. Рассчитывались абсолютные значения разностей атмосферного давления в двух соседних узлах географической сетки с шагом  $1^\circ$  по широте и  $2^\circ$  по долготе. При этом оба узла находились в пределах акватории моря Лаптевых. Каждая разность была отнесена к расстоянию между соответствующими узлами. Изменение атмосферного давления определялось отдельно в широтном и меридиональном направлениях, поскольку получаемое количество рассчитываемых разностей было разным и составляло 142 значения по широте ( $n$ ) и 127 значений по долготе ( $m$ ). Среднее значение из полученных величин представляло собой среднее изменение атмосферного давления на 1 км. В формуле (4) эта величина умножена на 100 для получения визуально более удобного порядка значимых цифр. Размерность получаемой величины  $G$  гПа/км  $\times 10^2$ .

$$G = \frac{1}{2} \left( \frac{\sum_{i=1}^n \frac{|p_i - p_{i+1}|}{d_i}}{n} + \frac{\sum_{j=1}^m \frac{|p_j - p_{j+1}|}{d_j}}{m} \right) \times 100, \quad (4)$$

**Таблица 2.** Распределение по группам данных о сочетании типов интенсивности воздушных потоков в течение двух суток в зимний и весенний периоды 2016–2021 гг. в море Лаптевых

Номер группы	Интенсивность воздушных потоков		Число случаев		Повторяемость, %	
	текущий день	предыдущий день	весь период	выборка	весь период	выборка
1	средняя	средняя	334	56	26.2	28
2	низкая	низкая	259	37	20.3	18.5
3	средняя	низкая	161	26	12.6	13
4	низкая	средняя	158	24	12.4	12
5	высокая	высокая	118	22	9.3	11
6	высокая	средняя	108	14	8.5	7
7	средняя	высокая	106	18	8.3	9
8	низкая	высокая	15	2	1.2	1
9	высокая	низкая	15	1	1.2	0.5
			1274	200	100	100

где  $p_i$  и  $p_{i+1}$  – значения атмосферного давления в двух соседних узлах, расположенных на одной параллели,  $p_j$  и  $p_{j+1}$  – значения атмосферного давления в двух соседних узлах, расположенных на одном меридиане;  $d_i$  – расстояние между узлами  $i$  и  $i+1$ , расположенными на одной параллели;  $d_j$  – расстояние между двумя соседними узлами, расположенными на одном меридиане.

Минимальное значение величины  $G$  из рассчитанных за период 2016–2021 гг. в море Лаптевых наблюдалось 23 декабря 2021 г. и составило  $0.31 \text{ гПа/км} \times 10^2$ , а максимальное, равное  $2.95 \text{ гПа/км} \times 10^2$ , – 23 декабря 2018 г. Сопоставление имеющихся полей модальной ориентации разрывов с полями атмосферного давления позволило установить, что изменение существующей системы разрывов всегда происходило при среднем изменении атмосферного давления  $G \geq 1.4 \text{ гПа/км} \times 10^2$  и ни разу не происходило при  $G < 0.85 \text{ гПа/км} \times 10^2$ . При  $0.85 \leq G < 1.4 \text{ гПа/км} \times 10^2$  были отмечены случаи как сохранения модальной ориентации разрывов, так и её изменения. По-видимому, в каждой конкретной ситуации на поле дрейфа льда и, как следствие, на систему разрывов оказывали влияние дополнительные факторы, например, сохранение направления воздушных потоков, их интенсивность в предшествующий день.

Для анализа связи изменения ориентации разрывов в ледяном покрове с интенсивностью воздушных потоков над морем поля атмосферного давления были разделены на три типа: с высокой интенсивностью ветровых потоков ( $G \geq 1.4 \text{ гПа/км} \times 10^2$ ), средней ( $0.85 \leq G < 1.4 \text{ гПа/км} \times 10^2$ ) и низкой ( $G < 0.85 \text{ гПа/км} \times 10^2$ ). В ледовый сезон моря Лаптевых, т.е. в ноябре–мае, по данным 2016–2021 гг., высокая интенсивность ветровых потоков отмечалась в 19% случаев, средняя – в 47% случаев, низкая – в 34%. Поскольку используемые в работе данные дрейфа льда имеют двухсуточное осреднение, поля атмосферного давления были поделены на группы, учитывающие тип интенсивности воздушных потоков за два последовательных дня. В табл. 2 приводится повторяемость полученных групп как в течение всего ледового периода 2016–2021 гг., так и рассчитанная по выборке из 200 дат, входящих в этот же период и обеспеченных фактическими данными о разрывах в море Лаптевых. В процентном отношении распределение по группам в имеющейся выборке хорошо согласуется с распределением, полученным по всему шестилетнему периоду, т.е. в этом отношении выборка репрезентативна.

Как видно из данных табл. 2, в рассматриваемый период в море Лаптевых наибольшую повторяемость имеют группы, учитывающие воздушные потоки только средней и низкой интенсивности, на долю которых приходится более 70%

случаев (группы 1–4). В большинстве случаев тип интенсивности на протяжении двух дней сохраняется (группы 1, 2 и 5). Изменение интенсивности происходит постепенно, переход в течение суток от низкого типа к высокому и наоборот встречается крайне редко. Всё изложенное выше соответствует режиму моря Лаптевых, для которого характерно преобладание умеренного ветра, в среднем около 5 м/с (Моря..., 2021). Это обусловлено тем, что в холодный сезон море Лаптевых находится под воздействием антициклонической циркуляции. Циклоны, вызывающие сильные ветры, достигают этого моря значительно реже (Прик, 1971; Добровольский, Залогин, 1982).

Для каждой из выделенных групп 1–7 было проведено сопоставление хода изменения полей атмосферного давления, дрейфа льда и фактической модальной ориентации разрывов. Группы 8 и 9 из-за малого количества исходных данных не рассматривались, однако полученные в ходе анализа остальных групп общие принципы взаимосвязи указанных выше параметров могут быть распространены и на данные этих групп.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сопоставление полей атмосферного давления с оправдываемостью расчётной преобладающей ориентации разрывов, полученной по данным дрейфа за различные дни, позволило выявить некоторые закономерности, присущие всем девяти выделенным группам, и особенности, характерные для каждой из них. Установлено, что система разрывов, сформированная воздушными потоками высокой интенсивности, может сохраняться на протяжении трёх суток и более, если в последующие дни поля атмосферного давления по величине  $G$  относились к менее интенсивным типам.

Наличие в поле атмосферного давления циклона, центр которого располагается над акваторией моря, приводит к формированию системы разрывов независимо от интенсивности воздушных потоков в нём. При отсутствии воздушных потоков высокой интенсивности в течение двух суток (случаи, относящиеся к группам 1–4), влияние циклона на дрейф льда сохраняется на протяжении до трёх суток.

Большое влияние на формирование системы разрывов оказывает сохранение подобия в направлении воздушных потоков с интенсивностью не ниже средней в течение нескольких суток. Если на протяжении не менее двух суток направление воздушных потоков практически не менялось при средней их интенсивности, возникновение воздушного потока даже высокой интенсивности, но иного направления, не приводило к смене преобладающей ориентации разрывов. При сохране-

нии направления воздушных потоков средней и высокой интенсивности от двух дней наилучшими для расчёта в подавляющем большинстве случаев были данные дрейфа за день, когда данное направление впервые установилось.

Если на протяжении нескольких суток направление воздушных потоков ежедневно менялось, то для каждой группы существовали свои особенности для определения наилучших данных дрейфа льда для расчёта преобладающего направления разрывов. Для группы 1 учитывалось абсолютное значение величины  $G$  за каждые сутки, определяющее тип интенсивности воздушных потоков. В некоторых случаях требовалось дополнительно учитывать и величину изменения  $G$ . Установлено, что для групп 3 и 7 наилучшим для расчёта является предшествующий период, в который произошло наиболее существенное изменение  $G$ . В случае, когда два дня подряд наблюдаются воздушные потоки высокой интенсивности (группа 5) разного направления, формируется двухмодальная система разрывов, так как вновь образовавшиеся разрывы существуют одновременно с ещё не исчезнувшими разрывами, сформировавшимися ранее.

Все выявленные закономерности были включены в алгоритм разработанного программного обеспечения. Для автоматического определения факта сохранения направления воздушных потоков использовалась методика, основанная на классификации барических ситуаций в море Лаптевых (Порубаев, Дымент, 2021) и дополненная учётом структуры ложбин и гребней.

На основе автоматического анализа ретроспективных полей атмосферного давления определялась оптимальная дата данных дрейфа льда для последующего расчёта преобладающей ориентации разрывов в квадратах сетки. Полученные расчётные значения были сопоставлены со значениями фактической модальной ориентации разрывов. Рассчитанное преобладающее направление разрывов считалось верным, если его отличие от фактического не превышало 30°. В табл. 3 представлена оправдываемость ориентации разрывов, полученной в ходе работы алгоритма. Для сравнения здесь же приводится оправдываемость расчётов, выполненных по данным дрейфа льда за предшествующий день, поскольку, как было показано ранее (см. табл. 1), расчёт по данным этого дня приводил к лучшим результатам.

Средняя оправдываемость после применения алгоритма возросла несущественно по сравнению с расчётом по данным дрейфа предыдущего дня (см. табл. 3). Эффективность составляет менее 5%. Это связано с тем, что в некоторых группах, и в частности, в самой многочисленной группе 1, действительно к наилучшему результату в

**Таблица 3.** Оправдываемость расчёта преобладающей ориентации разрывов в группах с различным сочетанием типов интенсивности воздушных потоков в течение двух суток и её статистические характеристики в целом по выборке

Номер группы	Количество квадратов, участвовавших в расчёте	Оправдываемость расчёта, %		
		по данным дрейфа за предшествующий день	по данным дрейфа за день, определённый по алгоритму	по данным дрейфа за день, определённый по алгоритму, с учётом различия групп в северной и южной частях моря
1	1918	65.7	66.5	68.7
2	1283	57.5	<b>64.9</b>	<b>68.3</b>
3	848	65.1	67.0	68.3
4	834	66.3	67.0	67.9
5	813	63.0	<b>72.8</b>	<b>74.4</b>
6	475	58.1	62.4	<b>69.3</b>
7	620	68.5	68.5	70.6
8	73	56.2	56.2	63.0
9	36	86.1	86.1	86.1
Минимальная		34.1	41.5	50.0
Максимальная		91.3	91.3	97.4
Средняя		63.6	67.0	69.4
Стандартное отклонение		11.2	9.6	9.5

большинстве случаев приводит расчёт по данным “вчерашнего” дрейфа. Было установлено, что если воздушные потоки средней интенсивности существуют на протяжении двух дней (группа 1), то выбирать для расчёта данные дрейфа иного дня следует только в трёх ситуациях: направление воздушных потоков сохранялось не только в эти два дня, но и в предшествующие им, при этом тип интенсивности по-прежнему был не ниже среднего; два дня назад наблюдался воздушный поток высокой интенсивности; два дня назад наблюдался циклон с центром над акваторией моря. Поскольку такие ситуации встречаются редко, эффект от применения алгоритма для данных группы 1 в целом минимален. Тем не менее, учёт указанных выше особенностей позволяет повысить оправдываемость расчётов в соответствующих случаях.

Применение алгоритма для данных группы 2, объединяющей ситуации с воздушными потоками низкой интенсивности на протяжении двух суток и более, приводит к гораздо более суще-

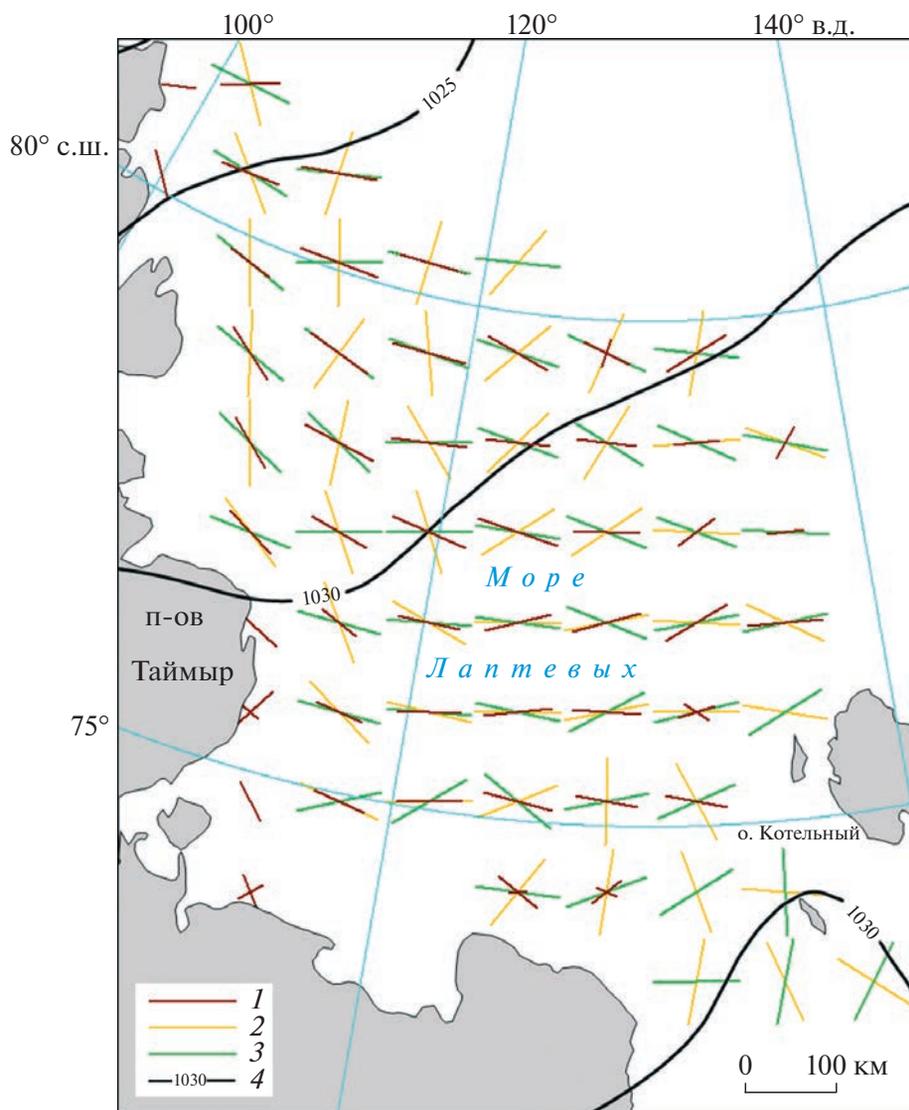
ственному повышению оправдываемости расчётов. Поскольку при малоградиентном поле атмосферного давления не формируется новая система разрывов, расчёт преобладающей ориентации разрывов по данным дрейфа предыдущего дня заведомо приведёт к ошибочным результатам. В этом случае анализ ретроспективных полей атмосферного давления позволяет определить поле с большей интенсивностью воздушных потоков, которое предположительно могло бы вызвать существенные деформации в ледяном покрове, приводящие к образованию разрывов. В качестве примера на рис. 1 приведены поля атмосферного давления за 4 последовательных дня (11–14 февраля 2021 г.). Наиболее вероятно, что разрывы, наблюдаемые 14 февраля, были образованы дрейфом, вызванным интенсивными воздушными потоками 11 февраля. На рис. 2 представлены результаты расчёта преобладающей ориентации разрывов по данным дрейфа за 11 и 13 февраля. Сопоставление их с фактическими данными модальной ориентации разрывов подтверждает это



**Рис. 1.** Поля атмосферного давления над акваторией моря Лаптевых 11–14 февраля 2021 г. (а–г): 1 – изобары, гПа.  
**Fig. 1.** Atmospheric pressure fields, Laptev Sea, February 11–14, 2021 (a–г): 1 – isobar, hPa.

предположение. В данном случае оправдываемость расчётов по данным дрейфа за 11 февраля составила 82%, в то время как при расчёте по данным за 13 февраля она бы составила только 34%.

Сложности в определении расчётной преобладающей ориентации разрывов возникают при сохранении малоградиентного поля атмосферного давления на протяжении длительного времени



**Рис. 2.** Рассчитанная преобладающая ориентация разрывов в море Лаптевых:

1 – по фактическим данным 14.02.2021 г.; 2 – по данным дрейфа за 13.02.2021 г.; 3 – по данным дрейфа за 11.02.2021; 4 – изобары, гПа.

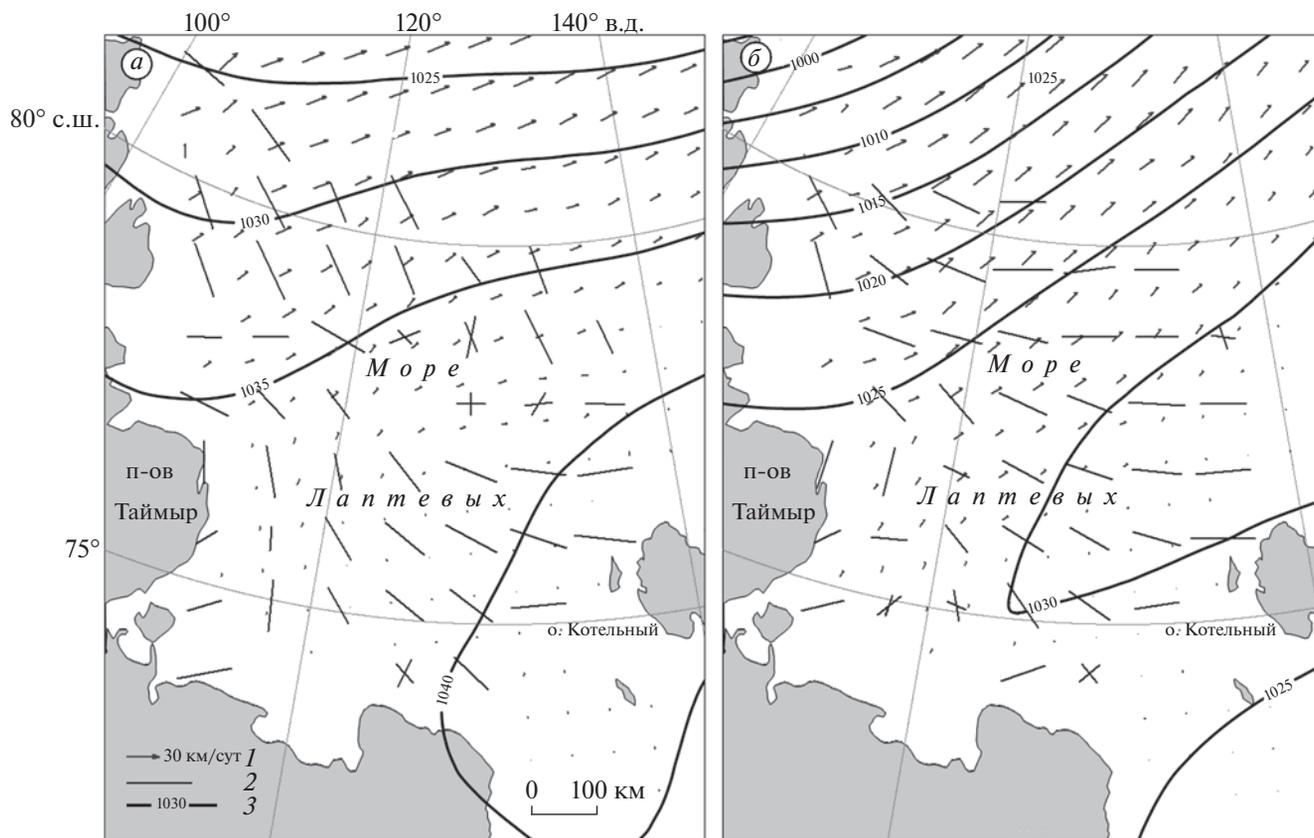
**Fig. 2.** Calculated prevailed orientation of leads in the Laptev Sea

1 – based on actual data on 14.02.2021; 2 – based on ice drift on 13.02.2021; 3 – based on ice drift on 11.02.2021; 4 – isobar, hPa.

(6 суток и более). При этих условиях сложившаяся система разрывов может просуществовать достаточно долго, но за счёт дрейфа льда она будет медленно перемещаться в пространстве без изменения преобладающего направления разрывов. Поскольку осреднение при расчётах производится по квадратам  $100 \times 100$  км, спустя 5–6 суток образованные под действием интенсивного поля атмосферного давления разрывы могут переместиться в зону соседнего квадрата. По этой причине расчётные значения ориентации разрывов, полученные по данным дрейфа “недельной давности”, могут не соответствовать фактическим данным. Очевидно, в этом случае потре-

буется дополнительный учёт направления и скорости дрейфа льда за расчётный период. В данной работе подобные ситуации не рассматривались, и не были включены в анализируемую выборку.

Наиболее значимый эффект от применения разработанного алгоритма наблюдается в группе 5 (см. табл. 3), объединяющей ситуации, когда в течение двух дней сохранялась высокая интенсивность воздушных потоков. Выявлено, что поле атмосферного давления с величиной  $G$ , существенно превышающей нижнее пороговое значение типа с высокой интенсивностью воздушных потоков, приводит к возникновению дрейфа



**Рис. 3.** Поля атмосферного давления, дрейфа льда и фактической модальной ориентации разрывов в море Лаптевых 5.02.2018 (а) и 6.02.2018 (б): 1 – масштабированный вектор скорости дрейфа льда; 2 – фактическая модальная ориентация разрывов; 3 – изобары, гПа.

**Fig. 3.** Fields of atmospheric pressure, sea ice drift and actual modal orientation of leads in the Laptev Sea on 5.02.2018 (a) and 6.02.2018 (b): 1 – scaled vector of sea ice drift velocity; 2 – actual modal orientation of leads; 3 – isobar, hPa.

льда, формирующего новую систему разрывов в течение суток. Поэтому в случае особенно интенсивных воздушных потоков наилучшими для расчёта являются данные дрейфа текущего дня. Эта же закономерность использовалась при расчёте случаев, относящихся к группе 6, когда интенсивность воздушных потоков в течение двух дней возрастает от средней до высокой.

На рис. 3 в качестве примера представлены поля атмосферного давления средней (а) и высокой (б) интенсивности на 0:00 UTC, существовавшие в два последовательных дня. На этих же рисунках приведена модальная ориентация разрывов, рассчитанная по фактическим данным со снимков ИСЗ, зафиксировавших разрывы в ледяном покрове в эти же дни около 20:00 UTC. Воздушные потоки высокой интенсивности, отмечающиеся в северной части моря 6 февраля, в течение суток изменили преобладающую ориентацию разрывов, тогда как гораздо менее интенсивные потоки в южной части моря не привели к значимым изменениям существовавшей ранее системы разрывов.

Приведённые поля атмосферного давления (см. рис. 3) также иллюстрируют ряд случаев, когда интенсивность воздушных потоков непостоянна по акватории моря, что подтверждается существенным различием модулей скорости дрейфа льда в северной и южной частях моря. Несмотря на достаточно высокое значение  $G = 1.76 \text{ гПа/км} \times 10^2$ , полученное по морю в целом 6 февраля 2018 г., воздушные потоки в южной части моря в этот день нельзя отнести к интенсивным. Величина  $G$ , рассчитанная отдельно для северной и южной частей моря, равна 2.6 и  $0.82 \text{ гПа/км} \times 10^2$  соответственно, т.е. к типу с высокой интенсивностью относится только северная часть моря, а южная часть – к типу с низкой интенсивностью. Аналогично, поле атмосферного давления за 5 февраля 2018 г. относится к типу со средней интенсивностью воздушных потоков только за счёт более интенсивной северной части. Таким образом, случай 5–6 февраля 2018 г. можно отнести к группе 6 только в северной части моря. По значениям в южной части моря он относится к группе 2.

Поскольку алгоритм определения даты поля дрейфа льда для расчёта ориентации разрывов учитывает интенсивность воздушных потоков, для корректного его применения было решено разделить море Лаптевых на две части (северную и южную) по 77° с.ш. Для полей атмосферного давления, различающихся по типу интенсивности в северной и южной частях моря, алгоритм применяется отдельно для каждой из них. Определённые в этом случае даты данных по дрейфу льда для расчёта ориентации разрывов для каждой части моря могут оказаться разными.

По сравнению с применением алгоритма к акватории моря в целом оправдываемость расчётной ориентации разрывов, полученной с учётом различия интенсивности воздушных потоков в северной и южной частях моря, повысилась во всех группах кроме 9-й (см. табл. 3). Среднее значение оправдываемости и её среднее квадратическое отклонение приблизились к величинам, полученным при формальном выборе для расчёта данных дрейфа льда, заведомо приводящих к наилучшему результату (см. последний столбец табл. 1). Минимальное значение оправдываемости поднялось до 50%, таким образом, удалось избежать случаев выбора абсолютно неподходящих для расчёта данных дрейфа льда.

## ВЫВОДЫ

В ходе проведённого исследования установлено, что существует возможность получать расчётные значения преобладающей ориентации разрывов в ледяном покрове моря Лаптевых по данным фактического дрейфа льда.

При использовании данных дрейфа OSI SAF для определения преобладающей ориентации разрывов в море Лаптевых в трети случаев наибольшая оправдываемость достигается при расчёте по данным, в которых конечный день периода осреднения совпадает с датой наблюдения разрывов. Однако существует ряд ситуаций, когда такой выбор исходных данных приводит к неудовлетворительным результатам.

Для расчёта преобладающей ориентации разрывов требуется учёт интенсивности воздушных потоков в предшествующие дни, сведений о сохранении подобия в направлении ветра и о наличии циклонов над акваторией моря.

Введён количественный показатель среднего изменения атмосферного давления, на основании значений которого можно судить о типе интенсивности воздушных потоков при автоматическом анализе данных.

Разработаны принципы определения даты поля дрейфа льда, оптимального для расчёта преобладающей ориентации разрывов, для семи из де-

вяти возможных сочетаний типов интенсивности воздушных потоков в предшествующие два дня.

Установлено, что при различии типов интенсивности воздушных потоков в северной и южной частях моря Лаптевых применять разработанный алгоритм определения даты данных дрейфа льда следует к каждой части моря отдельно.

Средняя оправдываемость расчётной преобладающей ориентации разрывов, полученная при применении разработанного алгоритма на выборке из 200 дат за период 2016–2021 гг. составила 69.4% при установленной допустимой ошибке 30°. Оправдываемость менее 60% наблюдалась только в 16% случаев, при этом минимальное из полученных значений равнялось 50%. В 46% случаев оправдываемость расчётов превышала 70%.

В случае, если в предшествующие шесть и более суток над морем Лаптевых сохранялось малоградиентное поле атмосферного давления, разработанный алгоритм определения даты поля дрейфа льда может оказаться неэффективным.

Увеличение количества снимков ИСЗ с дешифрованными разрывами в море Лаптевых позволит проверить работу алгоритма на новой выборке и при необходимости его уточнить.

**Благодарности.** Исследования выполнены в рамках НИТР 5.1.1 Росгидромета на 2020–2024 гг. “Развитие моделей, методов и технологий мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы, океана, морского ледяного покрова, ледников и вечной мерзлоты (криосферы), процессов взаимодействия льда с природными объектами и инженерными сооружениями для Арктики и технологий гидрометеорологического обеспечения потребителей”.

**Acknowledgments.** The research was carried out within the framework of the scientific research and technology works 5.1.1 of Roshydromet for 2020–2024. “Development of models, methods and technologies for monitoring and forecasting the state of the atmosphere, ocean, sea ice cover, glaciers and permafrost (cryosphere), processes of interaction of ice with natural objects and engineering structures for the Arctic and technologies for hydrometeorological provision of consumers”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аппель И.Л., Гудкович З.М.* Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 144 с.
- Горбунов Ю.А., Дымент Л.Н., Лосев С.М.* Средние многолетние характеристики крупных нарушений сплошности льда в Карском море и в Северо-Во-

- сточной части Баренцева моря. Справочное пособие. СПб.: ААНИИ. 2014. 36 с.
- Горбунов Ю.А., Дымент Л.Н., Лосев С.М., Фролов С.В. Среднесрочные прогнозы крупных нарушений сплошности льда при гидрометеорологическом обеспечении мореплавания в Арктическом бассейне // *Метеорология и гидрология*. 2008. № 9. С. 78–86.
- Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Лосев С.М. К вопросу о причинах нарушения сплошности морского ледяного покрова в зимний период // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 1986. Вып. 62. С. 110–116.
- Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Метод диагностики и среднесрочного прогноза разрывов в ледяном покрове Карского моря // *Тр. ААНИИ*. 2001. Т. 443. С. 94–102.
- Гудкович З.М., Доронин Ю.П. Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеоздат, 2001. 111 с.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
- Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лёд. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 318 с.
- 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.
- Легеньков А.П. Подвижки и приливные деформации дрейфующего льда. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 104 с.
- Лосев С.М., Горбунов Ю.А. Диагностика и среднесрочный прогноз нарушений сплошности морского ледяного покрова // *Тр. ААНИИ*. 1998. Т. 438. С. 13–25.
- Моря российской Арктики в современных условиях / Ред. И.М. Ашик. СПб.: ААНИИ, 2021. 360 с.
- Назирова М. Льды и взвеси как гидротермодинамические трассеры по данным космических многозональных съёмок. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 161 с.
- Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. М.: ТРИАДА ЛТД, 2011. 102 с.
- Номенклатура ВМО по морскому льду (WMO Sea Ice Nomenclature). WMO/ОММ/ВМО № 259. 2014 // Электронный ресурс. <http://wdc.aari.ru/wmo/nomen/volume1.html> (Дата обращения: 30.03.2023).
- Порубаев В.С., Дымент Л.Н. Типизация полей атмосферного давления в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2021. Т. 67. № 4. С. 394–405.
- Прик З.М. Климатическое районирование Арктики // *Тр. ААНИИ*. 1971. Т. 304. С. 72–84.
- Смирнов В.Н. Динамические процессы в морских льдах. СПб.: Гидрометеоздат, 1996. 162 с.
- Фролов С.В. Основные закономерности распределения характеристик ледяного покрова и их влияния на движение ледокола в Арктическом бассейне в летний период (по данным высокоширотных плаваний) // *Тр. ААНИИ*. 1997. Т. 437. С. 83–98.
- Фролов С.В., Клячкин С.В. Учёт влияния ориентации разрывов в ледяном покрове на скорость движения судна во льдах // *Тр. ААНИИ*. 2001. Т. 443. С. 103–111.
- Hibler W.D., Weeks W.E., Ackley S., Kovacs A., Campbell W.J. Mesoscale strain measurements on the Beaufort sea pack ice (AIDJEX 1971) // *Journ. of Glaciology*. 1973. V. 12. № 65. P. 187–206. <https://doi.org/10.3189/S0022143000032032>
- Low Resolution Sea Ice Drift Product of the EUMETSAT OSI SAF // Электронный ресурс. <https://osi-saf.eu-metsat.int/products/osi-405-c> (Дата обращения: 30.03.2023).

---

**Citation: Dymant L.N., Ershova A.A., Porubaev V.S., Chirkova A.A. Determination of the predominant orientation of cracks in ice cover of the Laptev Sea from the ice drift data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 454–468 [In Russian]. doi 10.31857/S2076673423030031**

---

## Determination of the Predominant Orientation of Cracks in Ice Cover of the Laptev Sea from the Ice Drift Data

L. N. Dymant<sup>a,#</sup>, A. A. Ershova<sup>a</sup>, V. S. Porubaev<sup>a</sup>, and A. A. Chirkova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

<sup>#</sup>e-mail: [ldymant@yandex.ru](mailto:ldymant@yandex.ru)

Received April 10, 2023; revised May 25, 2023; accepted June 27, 2023

The paper shows that in order to solve the problem of predicting the predominant orientation of cracks in ice covering the Laptev Sea, when the satellite information is absent, the orientation of cracks in ice cover can be calculated using data on the ice drift in the Sea. We have selected 200 satellite images made in both visible and infrared spectral bands allowing to obtain actual data on ice cracks in the Laptev Sea for seasons

2016–2021, and then calculated the predominant orientation of them using data on the OSI SAF ice drift for the date of each image as well as for several previous days. Results obtained were compared with actual modal orientations of the cracks and with characteristics of the atmospheric pressure fields in these days. It was found that selecting of initial ice drift data should be done with regard for the intensity of air flows, the invariability or constancy of the direction of air flows over the sea aquatory during several days, and the presence of a cyclone centered over the sea area. An algorithm has been developed for automatic selection of a date when the ice drift can be most likely accompanied by formation of cracks on the day under consideration, and calculation of predominant orientation of cracks should be made exactly on that day. The selected data on ice drift serve as a basis for calculating. It was revealed also that with the difference in the types of intensity of air flows in the northern and southern parts of the Laptev Sea, the developed algorithm for determining the date of ice drift should be applied to each part of the sea separately. The number of squares of the Laptev Sea grid in which the calculated orientation of cracks corresponded to its actual meaning with an established permissible error of 30° has been determined. The ratio of this number to the total quantity of grid squares (skill score) was equal to 69% on the average. The skill score exceeded 70% in 46 percent of the cases. The skill score falls below 60% in only 16 percent of the cases, with minimum value of 50%.

**Key words:** sea ice cover discontinuities, direction of cracks, air flow intensity, ice cover deformation, satellite images

## REFERENCES

- Appel I.L., Gudkovich Z.M. Chislennoe modelirovanie i prognoz evolutsii ledyanogo pokrova arkticheskikh morey v period tayaniya.* Numerical modeling and forecasting of evolution of the Arctic sea ice cover during melting. Saint Petersburg: Hydrometeoizdat, 1992: 144 p. [In Russian].
- Gorbunov Yu.A., Dymant L.N., Losev S.M. Srednie mnogoletnie kharakteristiki krupnih narusheniy sploshnosti l'da v Karskom more i v Severo-Vostochnoy chasti Barentseva morya.* Average long-term characteristics of large ice discontinuities in the Kara Sea and in the Northeastern part of the Barents Sea. Reference book. Saint Petersburg: AARI, 2014: 36 p. [In Russian].
- Gorbunov Yu.A., Dymant L.N., Losev S.M., Frolov S.V.* Medium-range forecasts of large ice cover discontinuities for hydrometeorological support of navigation in the Arctic basin. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology, Hydrology. 2008, 9: 78–96 [In Russian].
- Gorbunov Yu.A., Karelin I.D., Losev S.M.* On the causes of sea ice cover discontinuities in winter season. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 1986, 62: 110–116 [In Russian].
- Gorbunov Yu.A., Losev S.M., Dymant L.N.* Method of diagnostics and medium-range forecast of leads in the ice cover of the Kara Sea. *Trudy AANII.* Proc. of the AARI. 2001, V. 443: 94–102 [In Russian].
- Gudkovich Z.M., Doronin Yu.P. Dreif morskikh l'dov.* Drift of sea ice. Saint Petersburg: Hydrometeoizdat, 2001: 111 p. [In Russian].
- Dobrovolskiy A.D., Zalogin B.S. Morya SSSR.* Seas of the USSR. Moscow: Moscow University Press, 1982: 192 p. [In Russian].
- Doronin Yu.P., Heisin D.E. Morskoy led.* Sea ice. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1975: 318 p. [In Russian].
- Klyachkin S.V., Guzenko R.B., May R.I.* Numerical model of the Arctic sea ice cover evolution for operational forecasting. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 55 (3): 83–96 [In Russian].
- Legenkov A.P. Podvizhki I prilivnie deformacii dreifuyushego l'da.* Movement and tidal deformation of drift ice. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1988: 104 p. [In Russian].
- Losev S.M., Gorbunov Yu.A.* Diagnostics and medium-range forecast of sea ice cover discontinuities. *Trudy AANII.* Proc. of the AARI. 1998, 438: 13–25 [In Russian].
- Morya Rossiyskoy Arktiki v sovremennih usloviyah.* Seas of the Russian Arctic in modern conditions. Saint Petersburg: AARI, 2021: 360 p. [In Russian].
- Nazirov M. L'dy i vzvesi kak gidrotermodynamicheskie trassery po dannym kosmicheskikh mnogoazonalnykh s'yomok.* Ice and suspensions as hydrothermodynamic tracers according to multi-zonal space-based surveys. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 161 p. [In Russian].
- Nastavlenie po sluzhbe prognozov. Razdel 3. Chast III.* Manual on forecast service. Section 3. Part III. Moscow: TRIADA LTD, 2011: 102 p. [In Russian].
- Sea Ice Nomenclature: Snapshot of the WMO Sea Ice Nomenclature WMO No. 259, 2014: <http://wdc.aari.ru/wmo/nomen/volume1.html> (Last access: 30 March 2023).
- Porubaev V.S., Dymant L.N.* Types of atmospheric pressure fields in the Laptev and East Siberian seas. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (4): 394–405 [In Russian].
- Prik Z.M.* Climatic zoning of the Arctic. *Trudy AANII.* Proc. of the AARI. 1971, 304: 72–84 [In Russian].

- Smirnov V.N. Dinamicheskie processy v morskikh l'dah.* Dynamic processes in sea ice. Saint Petersburg: Hydrometeoizdat, 1996: 162 p. [In Russian].
- Frolov S.V.* Main regularities of the distribution of sea ice cover characteristics and their impact on movement of icebreaker in the Arctic basin in summer period (according to the data of high-latitude voyages). *Trudy AANII. Proc. of the AARI.* 1997, 437: 83–98 [In Russian].
- Frolov S.V., Klyachkin S.V.* Accounting for the impact of orientation of leads in sea ice cover on the speed of ship movement in ice. *Trudy AANII. Proc. of the AARI.* 2001, 443: 103–111 [In Russian].
- Hibler W.D., Weeks W.E., Ackley S., Kovacs A., Campbell W.J.* Mesoscale strain measurements on the Beaufort sea pack ice (AIDJEX 1971). *Journ. of Glaciology.* 1973, 12 (65): 187–206.  
<https://doi.org/10.3189/S0022143000032032>
- Low Resolution Sea Ice Drift Product of the EUMETSAT OSI SAF. Retrieved from: <https://osi-saf.eumetsat.int/products/osi-405-c> (Last access: 30 March 2023).