

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

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

Лёд и Снег

Том **66**, № **1**, 2026

Ice and Snow

Москва
ФГБУ «Издательство «Наука»

СОДЕРЖАНИЕ

2026, том 66, № 1

Вечные снега Альп в описании русского путешественника в середине XV в.

А.Ф. Глазовский

6

Ледники и ледниковые покровы

Реконструкция климата и оледенения Эльбруса в XV–XXI вв. на основе данных моделирования CMIP6

И.А. Корнева, О.О. Рыбак, Е.А. Долгова, Н.Э. Елагина

8

Оценки изменения состояния ледниковых щитов Северного полушария в будущие 100 тыс. лет

А.Н. Плосков, А.В. Елисейев, И.И. Мохов

33

Ледник ИГАН на Полярном Урале: изотопные характеристики (^{18}O , ^2H) льда

*Ю.Н. Чижова, Г.А. Носенко, В.М. Михаленко, И.И. Лаврентьев, Н.С. Мергелов, А.В. Долгих,
А.Г. Хайрединова, М.А. Воробьев, М.М. Виноградова, А.Н. Шеин*

45

Современное состояние ледников хребта Цамбагарав (Монгольский Алтай)

*Д.А. Ганюшкин, Д.В. Банцев, С.А. Грига, Е.С. Деркач, О.В. Останин, Ю.А. Горбунова, В.С. Распутина,
И.В. Волков, Ю.Н. Курочкин, А.С. Алексейкова, С. Д. Отгонбаяр, С. Хадбаатар*

59

Вклад фёнового эффекта в таяние ледников залива Грёнфьорд (Шпицберген)
на примере эпизода 4–5 августа 2025 года

*А.А. Шестакова, А.И. Нарижная, И.А. Репина, А.Д. Пашкин, А.Ю. Артамонов, А.Е. Мамонтов,
А.В. Тимажев*

81

Снежный покров и лавины

Пассивная дозиметрия естественного ультрафиолетового потока в снежном покрове
в условиях разной запылённости приземной атмосферы

*М.П. Тентюков, В.П. Лютоев, Б.Д. Белан, Е.Г. Языков, Д.В. Симоненков, И.С. Соболев,
Р.Ю. Гаврилов, О.В. Кустов, В.С. Бучельников*

91

Морские, речные и озёрные льды

Ледовая фенология разнотипных озёр Карелии по данным многолетних наблюдений (1950–2021)

Т.В. Ефремова, Б.З. Белашев, Н.И. Пальшин, Г.Э. Здорвеннова, С.Р. Богданов, Р.Э. Здорвеннов

105

Изменение сплочённости льда в проливе Вилькицкого по данным спутниковой
микроволновой радиометрии с 1979 по 2024 годы

Е.В. Шалина, А.В. Фролова

121

Палеогляциология

Оледенение западного предгорья Верхоянского хребта во время последнего
ледникового максимума (LGM)

М.С. Лукьянычева, А.Н. Васильева, В.М. Лыткин, Р.Н. Курбанов

138

Подземные льды и наледи

Интерпретация изотопных данных по пластовым льдам Западной Сибири – ключ к пониманию условий их формирования

Ю.Н. Чижова, Ю.К. Васильчук

155

Радиометрические исследования наледей в микроволновом диапазоне (на примере р. Смоленка Забайкальского края)

А.А. Гурулев, А.О. Орлов, В.А. Казанцев, А.К. Козлов

172

Обзоры и хроника

Изменения природной среды архипелага Шпицберген в начале XXI в. Часть 2. Криосфера и гидрология

У.В. Прохорова, Е.В. Блошкина, М.С. Махотин, А.В. Весман, А.В. Терехов, А.Л. Борисик, К.В. Ромашова, Р.А. Чернов, И.И. Василевич, В.Э. Демидов

183

Экспресс – информация

Провальные воронки на леднике Большой Азау (по состоянию на 2025 г.)

И.И. Лаврентьев, Т.Д. Киселёва, А.А. Абрамов

203

Мониторинг современных изменений ледников и снежно-ледовых образований Кузнецкого Алатау (по данным полевых исследований августа 2025 г.)

М.М. Адаменко, М.Д. Ананичева, А.А. Абрамов, И.П. Треньков

209

Таблица соответствия архивных и действующих DOI выпусков журналов

215

CONTENTS

2026, vol. 66, no. 1

The eternal snows of the Alps as described by a Russian traveler in the mid-15th century
A. F. Glazovsky. 6

Glaciers and Ice Sheets

Reconstruction of climate and glaciers on Mount Elbrus in the XV–XXI centuries by CMIP6 model data
I. A. Korneva, O. O. Rybak, E. A. Dolgova, N. E. Elagina 8

Estimates of changes in the state of the ice sheets of the Northern Hemisphere during future 100 kyr
A. N. Ploskov1, A. V. Eliseev, I. I. Mokhov 33

The IGAN Glacier in the Polar Urals: Isotopic Characteristics (¹⁸O, ²H) of Ice
*Ju. N. Chizhova, G. A. Nosenko, V. M. Mikhalenko, I. I. Lavrentiev, N. S. Mergelov, A. V. Dolgikh,
A. G. Khairedinova, M. A. Vorobiev, M. M. Vinogradova, A. N. Shein* 45

Current state of the glaciers in the Tsambagarav ridge (Mongolian Altai)
*D. A. Ganyushkin, D. V. Bantcev, S. A. Griga, E.S. Derkach, O. V Ostanin, Yu. A. Gorbunova,
V. S. Rasputina, I. V. Volkov, Yu. N. Kurochkin, A. S. Alekseykova, D. Otgonbayar, S. Khadbaatar* 59

The role of the foehn effect in the glacier melting in Grøn fjorden (Spitsbergen): a case study of 4–5 August 2025
*A. A. Shestakova, A. I. Narizhnaya, I. A. Repina, A. D. Pashkin, A. Y. Artamonov,
A. E. Mamontov, A. V. Timazhev* 81

Snow Cover and Avalanches

Passive dosimetry of the natural ultraviolet flux in a snow cover under conditions
of different dustiness of the surface atmosphere
*M. P. Tentyukov, V. P. Lyutoev, B. D. Belan, E. G. Yazikov, D. V. Simonenkov, I. S. Sobolev,
R. Yu. Gavrilov, O. V. Kustov, V. S. Buchelnikov* 91

Sea, River and Lake Ice

Ice phenology of different types of lakes in Karelia based on long-term 10 observations (1950–2021)
T. V. Efremova, B. Z. Belashev, N. I. Palshin, G. E. Zdorovennova, S. R. Bogdanov, R. E. Zdorovennov 105

Changes in sea ice concentration in the Vilkitsky Strait, as observed from satellite
microwave radiometry data between 1979 and 2024
E. V. Shalina, A. V. Frolova 121

Palaeoglaciology

Glaciation of the Western Foothills of the Verkhoyansk Range during the Last Glacial Maximum (LGM)
M. S. Lukyanycheva, A. N. Vasilieva, V. M. Lytkin, R. N. Kurbanov 138

Ground Ice and Icings

Interpretation of Isotope Data of Massive Ice Bodies in Western Siberia –
the Key to Understanding the Conditions of Ice Formation

Ju. N. Chizhova, Yu. K. Vasil'chuk

155

Radiometric survey of aufeis bodies in the microwave range: a case study
of the Smolenka River in the Transbaikal territory

A. A. Gurulev, A. O. Orlov, V. A. Kazantsev, A. K. Kozlov

172

Review and News

Environmental changes in Svalbard at the beginning of the 21st century. Part 2. Cryosphere and Hydrology

*U. V. Prokhorova, E.V. Bloshkina, M.S. Mahotin, A.V. Vesman, A.V. Terekhov,
A. L. Borisik I, K. V. Romashova, R. A. Chernov, I. I. Vasilevich, V. E. Demidov*

183

Express information

Collapse funnels on the Bolshoy Azau Glacier (as of 2025)

I. I. Lavrentiev, A. A. Abramov, T. D. Kiseleva

203

Monitoring of current changes of glaciers and glacierets in the Kuznetsky Alatau
(according to field studies in August 2025)

M. M. Adamenko, M. D. Ananicheva, A. A. Abramov, I. P. Trenkov

209

Table of Correspondence Between Archival and Current DOI of Journal Issues

215

ВЕЧНЫЕ СНЕГА АЛЬП В ОПИСАНИИ РУССКОГО ПУТЕШЕСТВЕННИКА В СЕРЕДИНЕ XV В.

© 2026 г. А. Ф. Глазовский

*Институт географии РАН, Москва, Российская Федерация
e-mail: glazovsky@igras.ru*

The Eternal Snows of the Alps as Described by a Russian Traveler in the Mid-15th Century

© 2026 A. F. Glazovsky

*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
e-mail: glazovsky@igras.ru*

DOI: 10.7868/S2412376526010017

Интересное описание оставил при пересечении Альп летом 1438 г. в своих путевых записках неизвестный сузалец, участник русского церковного посольства, направлявшегося на объединённый Флорентийский собор православной и католической церквей:

“А от того града <Авспрокъ> до Полониных гор 10 миль. А от Полониных гор до князя, зовомаго дуку, 15 миль, и городок дръжит Жунбрюк невеликъ. А от того града къ Полониным горам до града Фреанды 24 мили. И оттолѣ въ Фряжскую землю до града Павды 15 миль. И всех Полониных горъ 60 миль. Горы же тѣ не ту суть, но от Чернаго моря пошли даждь и до Бѣлаго моря, яко зовутся поясъ земный, камены. Толико жо высоци суть, облаци вполь их ходят, и облаци от них ся взимают. Снѣзи же лежат на них от сотворения горъ тѣхъ; лѣтѣ же варѣ и зной велик в них, но снѣг же не тааше. Павда же град велик велми и крѣпок. И оттолѣ до Ферары града 10 миль. И ту есмь приехали по Госпожинѣ дни на 3 день”.

Перевод: “А от того города <Аугсбург> до Альпийских гор десять миль. А от Альпийских гор до князя, называемого дука, пятнадцать миль, и тот князь владеет небольшим городом Инсбруком. И от, этого города к Альпийским горам до города Тренто двадцать четыре мили. И оттуда во Фряжскую землю до города Падуи пятнадцать миль. И путь через все Альпийские горы составляет шестьдесят миль. Горы же не только тут: простираются они от Черного моря и до Белого и называются пояс земной, каменный. Так высоки они, что облака вдоль них движутся и с них поднимают-

ся. Снега же лежат на горах от их сотворения; летом в горах жара и зной большой, но снег не тает. Падуя — город весьма большой и укрепленный. И от него до города Феррары десять миль. И мы приехали туда в третий день после Госпожины дня” <18 августа; Госпожин день — день Успения Богородицы, 15 августа. >. (Хождение..., 1999).

То есть 588 лет назад, в жаркие дни августа 1438 г., караван всадников двигался по древнему торговому пути через перевал Бреннер, пересекая Альпы, над заснеженными вершинами которых воздымались мощные кучевые облака. Надо полагать, это первое письменное свидетельство в отечественной истории о гляциоклиматических наблюдениях в горах.

Всё путешествие было долгим: из Москвы посольство выехало 8 сентября 1437 г., а назад в Суздаль прибыло 29 сентября 1440 г. Заметим, что период 1430-х гг. в Европе ознаменовался исключительно холодными зимами. Не менее 7 лет стояли продолжительные морозы и бушевали сильные штормы. Голод 1433–1438 гг., захвативший почти всю Европу, по масштабу был почти сравним с Великим голодом 1315–1317 гг. (Фейган, 2022). Хотя в “Хождении...” нет упоминаний о голоде, но есть живописное описание бури в середине мая 1438 г., в которую попали странники, когда плыли по морю из Риги в Любек: “...внезапно, в полночь, налетела на нас буря, хотя ветра и не было, корабль захлестывало волнами так, что даже верхняя надстройка на нем заливалась водой. Мы же все, отчаявшись в жизни, восклицали: ‘Увы! Погибаем’”.

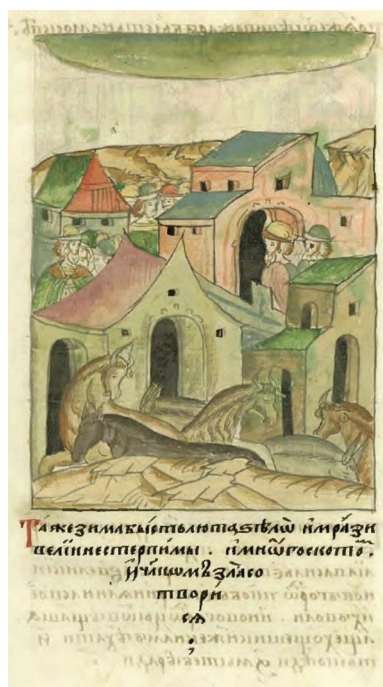


Рис. 1. Лютая зима с нестерпимыми морозами была на Руси 1443 г. (Лицевой..., 2025)

Fig. 1. A severe winter with unbearable frosts hit Russia in 1443 (Litsevoy..., 2025)

История всего путешествия и многих других важных событий того времени запечатлена и в Лицевом летописном своде XVI века (Летописный..., 2025), где, например, сказывается, что на Руси в 1443 г.: “Та же зима была лютая с нестерпимыми морозами и много зла причинила животным и людям (рис. 1). В ту же весну были сильные громы и страшные молнии, сильные ветры и вихри, и страшно было всем людям. В ту же весну наступил продолжительный мороз со снегом после оттепели, выпало много снега, а едва только он сошел, как поднялись ветры, и начались сильные морозы и ветры, и скорбь охватила людей. В тот год хлеб был дорог” (рис. 2). Но это уже иная история о других гляционивальных явлениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лицевой летописный свод XVI века. Русская летописная история. Книга 13. 1425–1443 гг. // Электронный ресурс. URL: <https://runivers.ru/library/594277.html>. (Дата обращения: 25.12.2025).
- Фейган Б. Малый ледниковый период: Как климат изменил историю, 1300–1850. М.: “Бомбора”, 2022. 350 с.



Рис. 2. В ту же весну 1443 г. наступил продолжительный мороз со снегом после оттепели (Лицевой..., 2025)

Fig. 2. That same spring of 1443, a prolonged frost with snow set in Russia after a thaw (Litsevoy..., 2025)

Хождение на Флорентийский собор. Подготовка текста, перевод и комментарии Н.А. Казаковой / В кн.: Библиотека литературы Древней Руси / РАН. ИРЛИ; Под ред. Д.С. Лихачева, Л.А. Дмитриева, А.А. Алексеева, Н.В. Поньрко. СПб.: Наука, 1999. Т. 6: XIV — середина XV века. С. 468–493. <http://lib.pushkinskijdom.ru/Default.aspx?tabid=4996>

REFERENCES

- Litsevoy letopisnyy svod XVI veka. Russkaya letopisnaya istoriya. The Illustrated Chronicle of the 16th Century. Russian Chronicle History. Book 13. 1425–1443. <https://runivers.ru/library/594277.html>. (Last access: December 25, 2025.) [In Russian]
- Feygan B. *Malyy lednikovyy period: Kak klimat izmenil istoriyu, 1300–1850*. The Little Ice Age: How Climate Changed History, 1300–1850. Moscow: Bombora, 2022: 350 p. [In Russian]
- Khodzheniye na Florentiyskiy sobor. A Visit to the Council of Florence. Text preparation, translation, and commentary by N.A. Kazakova. St. Petersburg: Nauka, 1999, 6 (14th — mid-15th centuries): 468–493. <http://lib.pushkinskijdom.ru/Default.aspx?tabid=4996> [In Russian]

РЕКОНСТРУКЦИЯ КЛИМАТА И ОЛЕДЕНЕНИЯ ЭЛЬБРУСА В XV–XXI ВВ. НА ОСНОВЕ ДАННЫХ МОДЕЛИРОВАНИЯ СМIP6

© 2026 г. И. А. Корнева^{1,2,*}, О. О. Рыбак^{2,3,4}, Е. А. Долгова¹, Н. Э. Елагина¹

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Филиал Института природно-технических систем, Сочи, Россия

³Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

⁴Кабардино-Балкарский государственный университет им. Х.М. Бербекова, Нальчик, Россия

*e-mail: comissa@mail.ru

Поступила в редакцию 15.05.2025 г.

После доработки 06.10.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Цель работы — создание долговременных рядов температуры воздуха и атмосферных осадков за XV–XXI вв. для дальнейшей оценки динамики оледенения Эльбруса с помощью гляциологической модели. В качестве исходной информации применялись ряды глобальных климатических моделей проекта СМIP6 за период 1466–2100 гг. Проведены статистические оценки соответствия модельных рядов различным видам данных наблюдений и палеореконструкций: метеорологическим измерениям на сетевых метеостанциях, результатам дендрохронологических реконструкций температуры воздуха и осадков, восстановленному ряду аккумуляции снега на Западном плато Эльбруса по данным ледяного керна. Сравнение показало, что модельные данные за XV–XIX вв. могут быть сопоставимы с данными реконструкций на временных масштабах не менее десятилетий. По совокупности критериев за разные периоды сравнения наилучшее соответствие с данными наблюдений и реконструкций получено для моделей INM-CM4-8 и ACCESS-ESM1-5. Систематические погрешности устранены методом линейной коррекции на основе среднемесячных поправок с учетом данных наблюдений на метеостанции Терскол. Показано, что амплитуда колебаний температуры воздуха и атмосферных осадков, а также баланса массы ледников по модельным данным СМIP6 значительно ниже, чем по данным реконструкций. Получено, что баланс массы Эльбруса, рассчитанный с помощью простых регрессионных соотношений на основе только данных о температуре воздуха и атмосферных осадках в некоторые периоды XIX–XX вв. не согласуется с данными реконструкций колебаний ледников.

Ключевые слова: климатические проекции, реконструкция климата, климатические модели, проект СМIP6, Эльбрус, баланс массы ледников

DOI: 10.7868/S2412376526010024

ВВЕДЕНИЕ

Сокращение ледников по всему миру продолжается и в последние десятилетия становится всё более интенсивным вслед за повышением температуры воздуха (Zemp et al., 2019; Hugonnet et al., 2021). Согласно последним оценкам, общая потеря массы ледниками Кавказа за период 2000–2019 гг. эквивалентна 11.04 ± 0.78 Гт воды (Tielidze et al., 2022). Ледники Эльбруса потеряли 29% своей площади с 1960 г. (Ледники и климат..., 2020). Согласно датировкам морен на Кав-

казе (Solomina et al., 2024), в течение малого ледникового периода было несколько эпизодов наступания ледников: в 1200–1300 гг., в 1500, 1750 и 1840–1860-х годах, после чего за последние полтора столетия длина подавляющего большинства ледников Кавказа сократилась более чем на 1 км (Solomina et al., 2016). Отступанию ледников предшествовал период значительно-го снижения сумм летних осадков (Mikhaleiko et al., 2024). Периодам наступания ледников соответствовали минимумы летней температуры воздуха (Solomina et al., 2016). В целом дина-

мики летних температур и состояния ледников в Альпах и на Кавказе за последние 500 лет согласуются между собой (Solomina et al., 2016), что свидетельствует об определяющем влиянии крупномасштабных климатических изменений на состояние горного оледенения.

Математическое моделирование — универсальный инструмент для исследования эволюции гляциологических параметров на разных временных масштабах. Для проведения соответствующих численных экспериментов по реконструкции и прогнозу оледенения Эльбруса необходимы климатические данные. Температура и осадки — ключевые “драйверы” любой динамической модели горного оледенения с упрощённым масс-балансовым блоком. Поэтому в рамках работы получены синтетические ряды приземной температуры воздуха и количества осадков в исследуемом регионе за XV–XXI вв. Поскольку рассматриваемый здесь временной промежуток значительно выходит за рамки инструментальных наблюдений, необходимый для реконструкций и прогностического моделирования оледенения Эльбруса объём климатической информации обеспечивается косвенными данными и результатами численных экспериментов. В связи с тем, что пространственное разрешение глобальных климатических моделей составляет 1–2°, естественно, что мезомасштабные и региональные процессы моделями такого класса не воспроизводятся, и это критически важно для горных условий, где влияние орографических факторов в масштабе нескольких километров имеет решающее влияние на формирование метеорологических условий. Естественная стратегия в применении данных глобального моделирования будет заключаться в использовании аномалий генерируемых значений температуры воздуха и количества осадков по отношению к историческим рядам, откалиброванным и/или исправленным по данным наблюдений на метеостанциях (Maraun, 2016; Luo et al., 2018; Корнева и др., 2023, 2024).

Существует достаточно работ, в которых оценивается степень реалистичности того, насколько климатические модели, в частности модели проекта CMIP6 (Eyring et al., 2016), воспроизводят реальные поля приземной температуры воздуха и осадков в различных регионах земного шара за исторический период 1850–2014 гг., в том числе и в горных районах (Zhang et al., 2022). Корректность модельных результатов определяется путём их сопоставления с ин-

струментальными данными, объём которых постоянно растёт. Анализ некоторых результатов подобного прямого сопоставления в целом едва ли можно назвать удовлетворительным. Например, в работе (Zhu et al., 2020) показано, что по территории Китая ансамбль из 20 моделей CMIP6 в целом хорошо воспроизводит пространственное распределение температуры воздуха, занижает значения среднегодовой и зимней температуры воздуха (до 4–6 °C), и завышает осадки в Тибете — среднегодовую сумму до 200%, а в зимний период даже до 500% (Yang et al., 2021). Те же тенденции отмечались в этом регионе и по результатам анализа данных более ранних проектов CMIP3 и CMIP5 (Zhu et al., 2020). В высокогорной Азии занижение температуры по моделям CMIP6 в среднем составило –1.9 °C (от –8.2 до +2.9 °C), а суточная сумма осадков оказалась в среднем больше на 143% (от 31 до 281%) (Lalande et al., 2021). Отмечено, что и результаты региональных климатических моделей (эксперимент CORDEX) с характерным разрешением 25 км также демонстрируют систематическое завышение количества осадков и занижение температуры воздуха в горных районах Кавказа (Корнева и др., 2023, 2024), в Гималаях (Dimri et al., 2022) и в Центральной Азии (Tor et al., 2021).

Несмотря на несогласованность в результатах моделирования региональных особенностей климата, прогностические эксперименты на глобальных и мезомасштабных климатических моделях пока можно рассматривать как единственный инструмент физически обоснованной оценки климатических сценариев будущего. Тем не менее общепринятым прагматическим подходом к устранению или, по крайней мере, минимизации отклонения моделей является применение разнообразных процедур коррекции и регионализации. Цель работы — формирование единых долговременных рядов основных климатических величин, необходимых для моделирования эволюции и прогноза состояния ледников Эльбруса — температуры воздуха и осадков — за период 1466–2100 гг. Для этого применены результаты численных экспериментов четырёх глобальных моделей проекта CMIP6, данные которых охватывают полностью весь период исследования: исторический период, последнюю тысячу лет, а также прогностический период до 2100 г. Проведено сравнение исторических модельных данных с измерениями на метеорологических станциях в исследуемом районе, а также палеоклиматических модельных

данных с результатами различных палеореко-
струкций за XV–XXI вв. Для выбранной модели
проведена процедура коррекции систематиче-
ской ошибки, выявленной на основе сравнения
с данными наблюдений за последние десятиле-
тия. В качестве примера применялись итоговые
ряды температуры и осадков за XVI–XXI вв.
В работе также приведены простейшие оценки
баланса массы ледниковой системы Эльбруса
по формуле Кренке–Ходакова.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ. ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Температура воздуха. В работе была примене-
на летняя (июнь–сентябрь) температура возду-
ха, восстановленная по дендрохронологическим
данным, полученным по образцам деревьев, ото-
бранных в двух точках: в Тебердинском нацио-
нальном заповеднике и в Приэльбрусье на высо-
те 2300 м над ур. моря (Dolgova, Solomina, 2010;
Dolgova, 2016). Итоговая хронология охватывает
период 1466–2011 гг., имеет высокие коэффи-
циенты корреляции с данными о температуре
воздуха по метеостанции Клухорский перевал
($r = 0.65$) и большой радиус пространственной
корреляции, поэтому этот температурный ряд
может быть использован для реконструкции кли-
мата не только Кавказского региона, но и Сред-
него Востока (Dolgova, 2016). Методика получе-
ния данной реконструкции подробно описана в
(Dolgova, 2016).

Атмосферные осадки. Единственной длинной
реконструкцией атмосферных осадков в кав-
казском регионе служит реконструкция летних
сумм осадков (май–июль), полученная по дан-
ным о ширине годичных колец сосны (*Pinus
sylvestris* L.), растущей на южном макросклоне
Кавказа. Дендрохронологическая площадка за-
ложена в ходе экспедиционных работ в 2016 г.
сотрудниками Института географии РАН
(41.75925 N, 42.80785 E, $H = 2000$ м). Керны ото-
браны буром Пресслера на высоте 1.3 м от по-
верхности. Ширина годичных колец измерена
в программе Coorecorder (Larsson, 2013), проце-
дура перекрёстного датирования осуществлялась
в программе COFESHA (Holmes, 1983). Воз-
растной тренд из индивидуальных серий удалён
в программе ARSTAN (Cook, 1985), аппрокси-
мирующей отрицательной экспонентой или ли-
нейной функцией путём деления. В работе при-
менены “остаточные” хронологии (residuals),
которые получены путём удаления автокорреля-

ции. В итоговую хронологию вошло 28 древес-
но-кольцевых серий сосны, и она охватывает пе-
риод 1747–2015 гг. В 1798 г. начинается период,
когда в ней присутствует пять и более образцов.

Поскольку инструментальные ряды наблю-
дений на ближайшей метеостанции Абастумани
(41.77 N, 42.83 E, $H = 1265$ м над ур. моря) имеют
пропуски и оканчиваются в 1990-х гг., для ана-
лиза учтены ряды из сеточного архива GPCC для
ближайшей точки (N41.75, E42.75) (Schneider
et al., 2011). Результаты проведённого дендрокли-
матического анализа свидетельствуют о наличии
положительной статистически значимой связи
между приростом сосны и количеством осад-
ков, выпавших в мае–июле ($r = 0.56$, $p < 0.001$;
рис. 1, а). Реконструкция в целом хорошо отра-
жает тренд изменчивости осадков за инструмен-
тальный период, хотя в отдельные годы модель
может давать завышенные или заниженные зна-
чения (см. рис. 1, б). Для перехода от значений
индексированных хронологий ШГК к значени-
ям реконструированных осадков в данном ис-
следовании применялся scaling-метод, который
помогает сохранить изменчивость реконструи-
руемых значений (см. рис. 1, в). Правомерность
использования данной модели подтверждается
полученными статистиками: положительные RE
(ошибка восстановления — reduction of errors)
и SE (коэффициент эффективности построен-
ной модели — coefficient of efficiency) статистики
(Committee, 2006), критерий Дарбина–Уотсона
(табл. 1).

Адекватность полученной реконструкции мож-
но оценить путём сравнения с другими имею-
щимися данными для этого региона. В частно-
сти, засушливые периоды 1850, 1870 и 1910-х гг.,
выявленные в реконструкции, синхронны с за-
сушливыми периодами, зафиксированными
в других исследованиях. Наличие кратковре-
менного эпизода переувлажнения в 1850-х гг.
находит подтверждение в результатах других ис-
следований, проведённых для данного региона
(Akkemik Aras, 2005; Martin-Benito et al., 2016).

**Реконструкция аккумуляции на Западном пла-
то Эльбруса.** Для сравнения динамики зимних
атмосферных осадков по данным моделирова-
ния применены данные зимней аккумуляции
(октябрь–март) на Западном плато Эльбруса
за период 1750–2009 гг., полученные в результа-
те анализа ледникового керна глубиной 181.8 м
(Mikhaleiko et al., 2024). Сравнение с метеоро-
логическими данными показало, что процесс

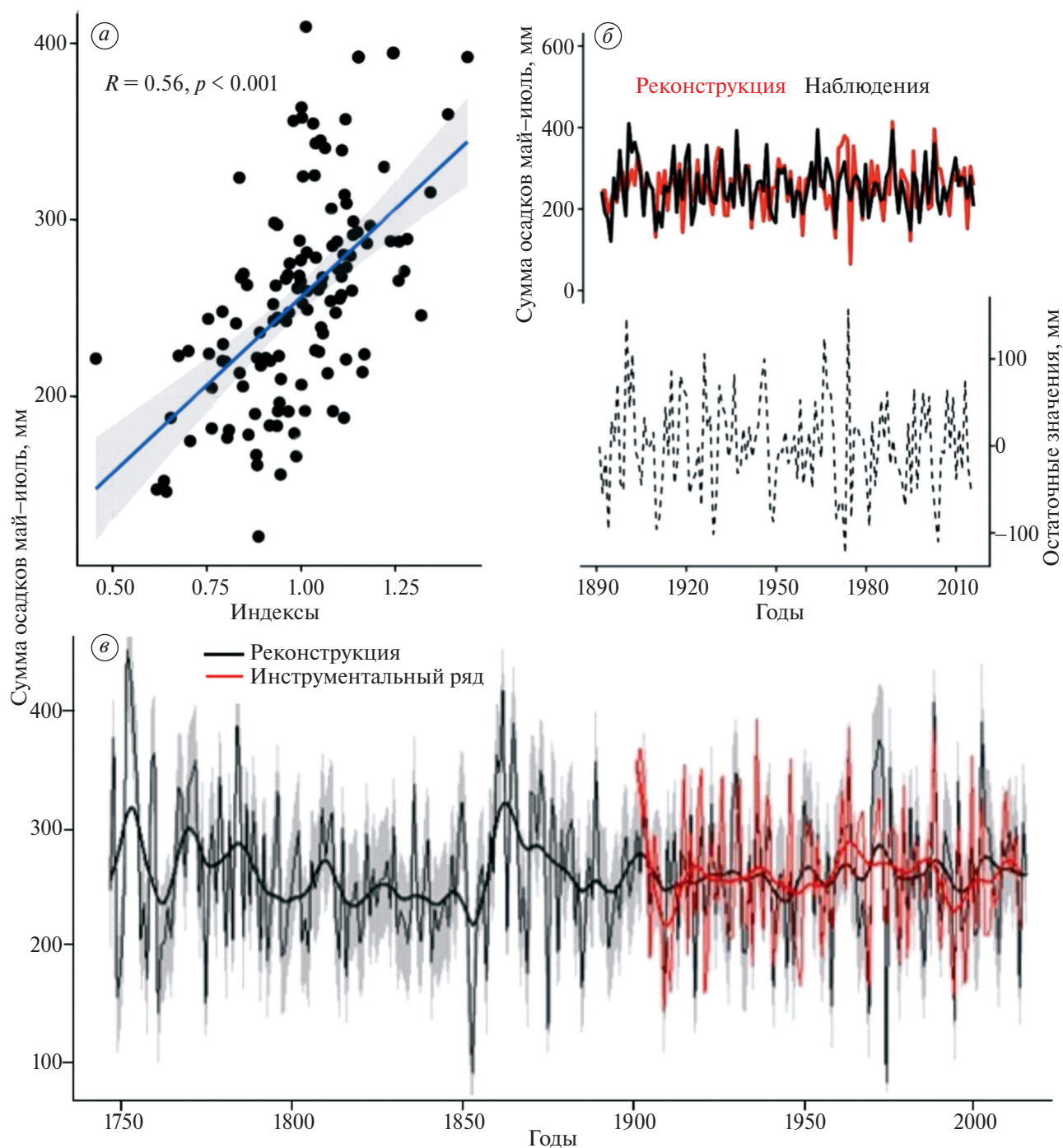


Рис. 1. Зависимость суммы осадков за период май–июль и индексов прироста хронологии сосны (а). Сравнение инструментальных и реконструированных значений суммы осадков за период май–июль (вверху) и разности между ними (внизу) (б). Реконструкция суммы осадков мая–июля, полученная по данным о ширине годичных колец сосны (чёрная линия), где серым обозначена область ± 1 среднеквадратическая ошибка (в). Красная линия — инструментальный ряд. Показаны также значения, сглаженные 30-летним кубическим сплайном

Fig. 1. Dependence of the precipitation sums for the period May–July and growth indices of pine chronology (a). Comparison between instrumental and reconstructed May–July precipitation series (above) and differences between them (below) (b). Reconstruction of the May–July precipitation amount obtained from data on the width of pine tree rings (black line), where the area ± 1 root mean square error is indicated in gray. (c). The red line is the instrumental line. Values smoothed with a 30-year cubic spline are also shown

Таблица 1. Калибровочные и верификационные статистики реконструкции летних осадков в Абастумани**Table 1.** Calibration and verification statistics for the reconstruction of summer precipitation in Abastumani

Период калибровки	Дендрохронологическая реконструкция		
	1891–1951	1952–2015	1891–2015
r^*	0.59	0.61	0.56
Количество лет	62	63	125
DW**	1.59	1.88	1.65
Период верификации	1952–2015	1891–1951	
r	0.61	0.59	
RE***	0.29	0.259	
CE****	0.29	0.256	

* r — коэффициент корреляции, ** DW (Durbin-Watson) — критерий Дарбина–Уотсона, *** RE (Reduction of Error), **** CE (Coefficient of Efficiency) — статистики.

аккумуляции на Эльбрусе в значительной степени определяется атмосферными осадками, что подтверждается как высокой степенью связи статистических характеристик годовой аккумуляции по керну на Западном плато Эльбруса и годовых сумм осадков по данным наблюдений, так и высокой корреляцией зимней аккумуляции и индекса Северо-Атлантического колебания (Mikhailenko et al., 2024). Показано, что реконструкция — репрезентативная для большого региона от Северного Кавказа до Юго-Восточной Европы.

Данные климатических моделей CMIP6. В работе применены расчётные ряды 850–1850 гг., полученные в рамках палеоклиматического эксперимента Past1000 (Jungclaus et al., 2017) проекта PMIP4 (The Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (Joussaume and Taylor, 1995) на четырёх моделях (данные только этих моделей находятся в открытом доступе на (esgf-node.ipsl.upmc.fr..., 2025, табл. 2), а также расчётные ряды исторического эксперимента CMIP6 (HISTORICAL за 1850–2014 гг.). В качестве начальных условий для численных экспериментов были учтены результаты расчёта климатических характеристик, соответствующих условиям доиндустриального климата (контрольный эксперимент pi-control). В эксперименте Past1000 задаются внешние форсинги (изменение солнечной постоянной, параметров орбиты Земли, концентрации парниковых газов, вулканические извержения, содержание озона, характеристики зем-

лепользования) и оценивается отклик модели при отсутствии антропогенного воздействия (Jungclaus et al., 2017; Ohgaito et al., 2020). В качестве прогностического форсинга — прогностические ряды проекта CMIP6 для периода времени 2015–2100 гг., рассчитанные теми же четырьмя климатическими моделями, что применялись и в палеоэксперименте (см. табл. 2), в соответствии с четырьмя сценариями изменения климата: SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 и SSP5-8.5 (IPCC, 2021).

Сравнение с данными метеорологических станций. Для оценки качества воспроизведения климатическими моделями проекта CMIP6 климата района Эльбруса использованы среднесуточные данные о температуре воздуха и количестве атмосферных осадков на метеорологической станции Терскол (43.26 с.ш., 42.51 в.д., высота 2150 м над ур. моря) за период 1983–2014 гг., а для оценки качества воспроизведения моделями CMIP6 летних атмосферных осадков в районе дендрорекострукции в Абастумани (Грузия), — среднемесячные данные о количестве атмосферных осадков на ближайшей доступной к точке отбора образцов метеорологической станции Бахмаро (Грузия, 41.85 с.ш., 42.34 в.д., 1926 м над ур. моря) за периоды 1936–1964 и 1977–1990 гг. (данные об осадках по метеостанции Абастумани недоступны). Отмечено, что данная метеостанция учитывалась только для сравнения данных моделирования и единственной длинной реконструкции осадков в данном районе, чтобы подтвердить репрезентативность моделей.

Таблица 2. Климатические модели, используемые для моделирования климата за период 850–1850 гг. в эксперименте PMIP Past 1000**Table 2.** Climate models used to simulate the climate for the period 850–1850 in the PMIP Past 1000 experiment

Название модели	Название организации	Пространственное разрешение	Ссылка
MIROC-ES2L	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC) (Япония)	1 × (0.5–1°)	Ohgaito et al., 2021
INM-CM4-8	ИВМ РАН (Россия)	2° × (1.5°)	Володин и др., 2013
ACCESS-ESM1-5	The CSIRO Climate Science Centre (Австралия)	1.875° × 1.25°	Ziehn et al., 2020
MRI-ESM2-0	Meteorological Research Institute, Tsukuba (Япония)	120 км	Yukimoto et al., 2019

Для температуры воздуха при сравнении с данными метеостанции Терскол бралась ближайшая к ней точка по модельным данным, после чего температура приводилась к высоте метеостанции с учётом разности высот по вертикальному градиенту температуры $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Заметим, что высота метеостанции Терскол и высота склонов, на которых отбирались деревья для реконструкции температуры воздуха, близки (около 2000 м). Для осадков модельные данные CMIP6 линейно интерполировались в точки станций Терскол (для зимнего периода) и Бахмаро (для летнего периода). Как отмечено выше, глобальные климатические модели с разрешением около 100 км не воспроизводят региональные климатические особенности, особенно распределение осадков в районе со сложной орографией. Поэтому осреднённое значение количества осадков по ячейке глобальной климатической модели отличается от полученного на конкретной метеостанции, находящейся в определённых микроклиматических условиях. Однако в рамках данной работы: (а) ставилась задача прежде всего оценить динамику осадков на длительных временных масштабах нескольких веков и (б) для получения итогового ряда — выполнена коррекция систематической ошибки данных моделирования, которая как раз в том числе и вызвана грубым пространственным разрешением глобальной климатической модели и недоучётом мезомасштабных эффектов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Оценка качества воспроизведения температуры воздуха и атмосферных осадков моделями CMIP6 за период наблюдений. Статистические характеристики сравнения данных моделей

CMIP6, реконструкций и данных метеостанций за общие периоды пересечения всех данных для каждого показателя представлены на рис. 2 и в табл. 3. Для средней летней (июнь–сентябрь) температуры воздуха за период наблюдений самый высокий коэффициент корреляции получен для модели MRI-ESM2.0 (0.4) (см. табл. 3), но средние значения по ней занижены (см. рис. 2, а), наилучшее соответствие средних значений показывает модель ACCESS-ESM-1-5, коэффициент корреляции по которой составляет 0.3, как и по модели INM-CM-4-8, но она завышает средние значения (см. рис. 2, а, в). Модель MIROC-ES2L исключена из дальнейшего анализа, так как данные по температуре воздуха значительно завышены за исторический период. Отмечено, что коэффициент корреляции дендрорекострукции по летней температуре воздуха (Dolgorova, 2016) с данными метеостанции Терскол составляет 0.8 (см. табл. 3), что подтверждает вывод о том, что данная реконструкция может быть использована для восстановления климата района Эльбруса.

Сравнение суммы осадков за холодный период (см. рис. 2, б, г; табл. 3) показывает, что модель MRI-ESM2.0 завышает сезонную сумму в 1.4 раза, а модели ACCESS-ESM-1-5 и INM имеют сходные значения, более близкие к данным по Терсколу. Единственная модель, по данным которой обнаружена ненулевая, но тоже крайне низкая корреляция, — модель ACCESS-ESM-1-5 (см. табл. 3). Функции распределения модельных суточных сумм осадков (см. рис. 2, б) показывают, что по модельным данным осадки малой интенсивности (менее 1 мм) случаются в 5–7 раз чаще, чем наблюдаемые на ГМС Терскол. Это известный для

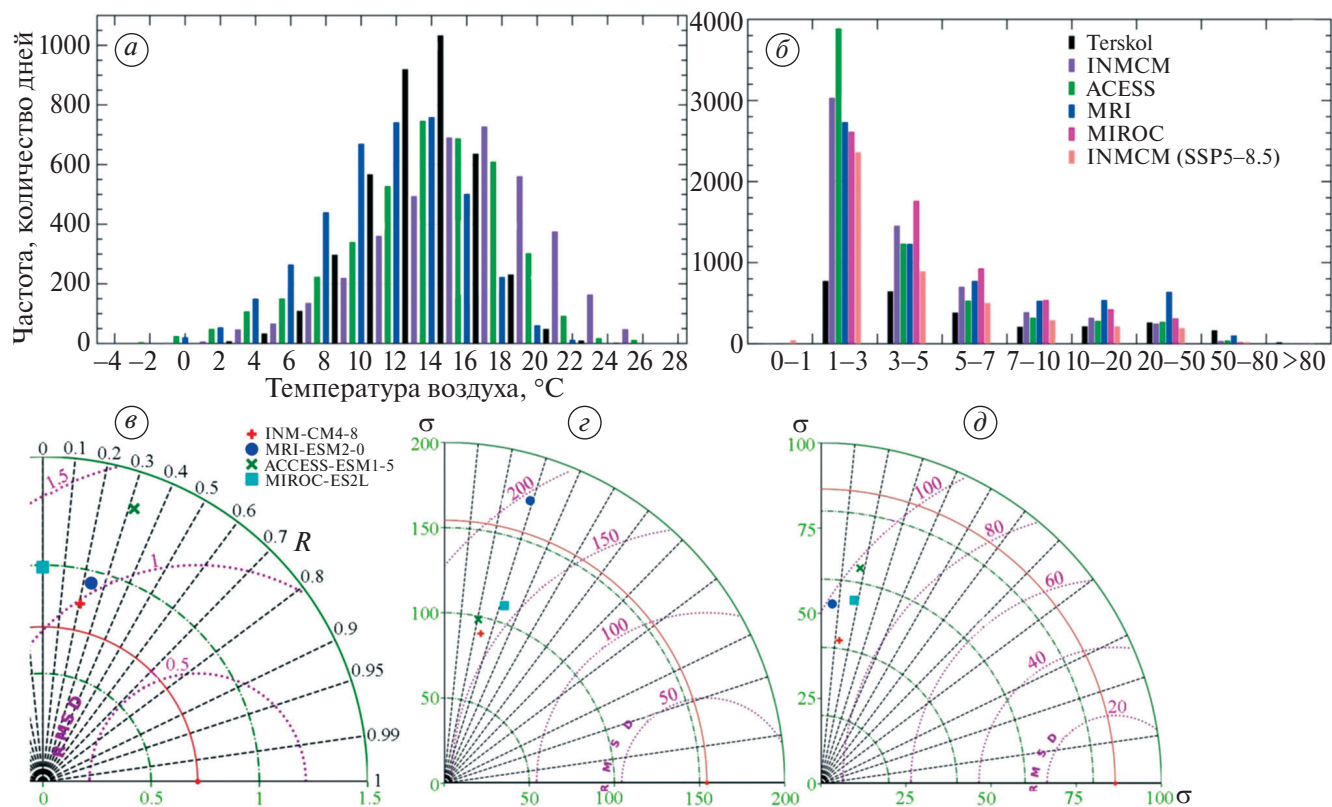


Рис. 2. Гистограммы распределения среднесуточной летней (июнь–сентябрь) температуры воздуха (а) и среднесуточной суммы осадков за месяцы холодного периода (октябрь–апрель) (б); диаграммы Тейлора для средней летней температуры воздуха (июнь–сентябрь) в районе Эльбруса (в), суммы осадков за октябрь–апрель в районе Эльбруса (г), суммы осадков за май–июль в районе метеостанции Бахмаро (д)

Fig. 2. Histograms of the distribution of average daily summer (June–September) air temperature (а) and average daily precipitation for the months of the cold period (October–April) (б); Taylor diagrams for average summer air temperature (June–September) in Elbrus area (в), the amount of precipitation for October–April in Elbrus area (г), the amount of precipitation for May–July in Bakhmaro area (д)

всех климатических моделей drizzle effect, когда в модельных данных вместо нулевого количества осадков появляется много значений “около нуля” (Stephens et al., 2010; Lazoglou et al., 2024). В остальных диапазонах (особенно 1–3, 3–5 мм) модели также завышают частоту возникновения осадков, но не воспроизводят экстремальные осадки высокой интенсивности (более 50 мм). Сравнение реконструированных значений аккумуляции, полученной на Западном плато Эльбруса по ледяному керну (Mikhalenko et al., 2024), с суммой осадков за холодный период на метеостанции Терскол показывает, что их средние значения достаточно близки, однако коэффициент корреляции низкий — 0.08, и межгодовая изменчивость аккумуляции гораздо выше (см. табл. 3), что говорит о том, что динамика снегонакопления на Эльбрусе на межгодовом масштабе существенно зависит от местных факторов.

Сравнение суммы осадков за тёплый период в районе дендрорекострукции в Абастумани, Грузия, показывает, что ненулевые коэффициенты корреляции также получены для моделей ACCESS-ESM-1-5 и INM-CM-4-8, но модель ACCESS-ESM-1-5 завышает абсолютные значения суммы осадков по сравнению с данными ближайшей станции Бахмаро в 1.5 раза.

Итак, по результатам сравнения с данными наблюдений на метеостанциях лучше всего воспроизводят температуру воздуха и осадки модели ACCESS-ESM-1-5 и INM-CM-4-8. С учётом трёх статистических характеристик (коэффициент корреляции, стандартное отклонение, корень из среднеквадратической ошибки), отражённых на диаграмме Тейлора (см. рис. 2, в–г), наилучшей оказывается модель INM-CM-4-8.

Таблица 3. Статистические характеристики (коэффициент корреляции с данными метеостанции, максимум, минимум, стандартное отклонение) рядов средних летних температур воздуха (июнь–сентябрь), суммы зимних осадков (октябрь–апрель) за период 1977–2011 гг. по данным метеостанции Терскол, дендрорекострукции и моделям CMIP6; суммы летних осадков (май–июль) за периоды 1936–1964, 1977–1990 гг. по данным метеостанции Бахмаро, дендрорекострукции и моделям CMIP6

Table 3. Statistical characteristics (correlation coefficient with weather station data, maximum, minimum, standard deviation) of series of mean summer air temperatures (June–September), total winter precipitation (October–April) for the period 1977–2011 according to data from the Terskol weather station, dendrochronology, and CMIP6 models; summer precipitation totals (May–July) for the periods 1936–1964 and 1977–1990 based on data from the Bakhmara weather station, dendrochronology, and CMIP6 models

Источник	Температура воздуха					Сумма осадков				
	<i>r</i>	Mean	Max	Min	σ	<i>r</i>	Mean	Max	Min	σ
	1977–2011 (июнь–сентябрь)					1983–2009 (октябрь–апрель)				
Терскол		11.5	13.5	10.1	0.8		563	887	283	165
Реконструкция*	0.8	11.6	13.8	9.9	0.9	0.08	518	1310	80	336
ACCESS-ESM-1-5	0.3	11.8	15.7	9.4	1.3	0.16	430	535	312	67
MRI-ESM2.0	0.4	9.4	11.4	7.5	1.1	–0.08	792	1133	553	114
INM-CM-4-8	0.3	14.2	15.6	12.4	0.9	0.00	473	641	358	72
		Сумма осадков								
		1936–1964, 1977–1990 (май–июль)								
Бахмаро		308	479	179	87					
Реконструкция*	0.57	263	398	145	52					
ACCESS-ESM-1-5	0.16	470	619	324	71					
MIROC-ES2L	0.13	298	429	148	64					
MRI-ESM2.0	–0.01	257	419	122	66					
INM-CM-4-8	0.14	245	370	163	46					

* Для летней температуры воздуха и летних осадков применяются дендрорекострукции, для зимних осадков — аккумуляция по ледяному ядру (Mikhailenko et al., 2024).

КЛИМАТ 1466–2014 ГГ. ПО ДАННЫМ РЕКОНСТРУКЦИЙ И МОДЕЛЕЙ CMIP6

Температура воздуха. Модельный эксперимент последнего тысячелетия (850–1849) — “промежуточный” между экспериментами за исторический период и палеоклиматическими экспериментами последнего ледникового максимума или оптимума голоцена. Цель эксперимента past 1000 заключается в оценке отклика на внешние форсинги (орбитальные параметры, солнечная активность, вулканический форсинг, землепользование, парниковые газы) на фоне климатического режима, сходного с современным, а также в выявлении различий влияния внешнего форсинга и внутренней климатической изменчивости (Jungclauss et al., 2017). Поэто-

му данные такого промежуточного эксперимента — достаточно сложные для интерпретации.

Часто для интерпретации модельных результатов анализируется отклик на внешние форсинги. Например, в работе (Wang et al., 2023) проанализирован отклик на вулканические извержения восстановленной по дендрорекострукциям и смоделированной по данным RMP4/CMIP6 температуры воздуха за последнюю тысячу лет в регионе Северной Атлантики (в Восточной Канаде и Западной Европе). В работе показано, что отклик на вулканические извержения во внетропических широтах в модельных данных RMP4/CMIP6 проявился значительно слабее, чем на извержения в тропиках. Отмечено, что в модели INM-CM4-8 отклик на вулканиче-

ские извержения сильно завышен. Модельные оценки MIROC-ES2L за последнее тысячелетие показали сильный отклик глобальной температуры на вулканические извержения, а отклик на остальные внешние форсинги не проявился, возможно, за счёт большой внутренней изменчивости климатической системы (Ohgaito et al., 2020). Эта модель хорошо воспроизвела понижение глобальной температуры в течение малого ледникового периода (далее — МЛП), однако потепление в Средневековье не проявилось. При этом авторы отмечают, что, по-видимому, эта аномалия более характерна для регионального масштаба, а основной причиной возникновения МЛП послужили вулканические извержения. Отмечено, что среди причин возникновения МЛП отмечаются и другие: достаточно большое количество минимумов солнечной активности в этот период (минимумы Вольфа, Спёра, Маундера, Дальтона), а также обратные связи в климатической системе, вызванные похолоданием и соответственным увеличением площади арктического морского льда и альбедо поверхности, замедление термохалинной океанической циркуляции в Северной Атлантике (Phister and Wanner, 2021; Wanner et al., 2022). Продолжительность и время начала и окончания МЛП различна в разных регионах земного шара (Кислов, 2021; Wanner et al., 2022), в европейском регионе МЛП охватывает 1250–1860-е г., в рамках которого периоды похолодания сменяются кратковременными периодами потепления.

Достаточно работ посвящено анализу данных предыдущей стадии модельных экспериментов PMIP3 (Jungclaus et al., 2010; Fernández-Donado et al., 2013; Phipps et al., 2013; Ljungqvist et al., 2019), в которых показано, что динамика температуры по результатам моделей PMIP3 за последнее тысячелетие на глобальном и континентальном масштабах в целом сходятся с данными реконструкций, в том числе показывают значимые различия между температурами в эпоху потепления Средневековья и МЛП, а также сходные функции спектральной плотности (Fernández-Donado et al., 2013). В работе (Ljungqvist et al., 2019) выполнено сравнение разности температуры воздуха в эпоху потепления Средневековья (950–1250) и во время МЛП (1450–1850) по данным реконструкций и модельных экспериментов PMIP3 — таким образом оценена способность моделей воспроизводить межвековую (низкочастотную) динамику температуры воздуха. Модельные результаты в большинстве районов

Северного полушария показывают значительно меньшие разности в эти два климатических периода, по сравнению с данными реконструкций. Показано, что модельные данные хорошо согласуются с реконструкциями на континентальном масштабе, но на локальном существуют существенные различия. Гораздо более низкая амплитуда температурной изменчивости в моделях по сравнению с реконструкциями может говорить как о недостаточном воспроизведении внутренней климатической изменчивости в модели, так и об отсутствии в моделях какого-то значимого внешнего форсинга или о слабом механизме обратных связей.

По данным для региона Эльбруса, коэффициенты корреляции исходных рядов с годовым разрешением за период 1466–1849 гг. между реконструкциями и данными моделирования температуры воздуха за период XV–XIV вв. практически равны 0, что ожидаемо, учитывая специфику палеоклиматических модельных данных (см. табл. 4). Линейные корреляции скользящих 25-летних аномалий за период 1466–1849 гг. также достаточно низкие — до 0.22. За исторический период 1850–2011 гг. корреляции выше, наиболее высокие значения получены для моделей INM-CM4-8 и ACCESS-ESM-1-5: 0.82/0.60 соответственно. Анализ скользящих коэффициентов корреляции показал, что их значения непостоянны во времени и меняются от -0.4 до 0.4 в зависимости от модели и временного промежутка.

Поскольку период средневековой климатической аномалии выходит за рамки временного периода, рассматриваемого в работе, сравнены средние летние температуры за период МЛП (1466–1849) и за индустриальный период (1850–2011). Модель MRI-ESM2.0 показывает одинаковые летние температуры в среднем за периоды 1466–1849 гг. и 1850–2011 гг., а в моделях INM-CM4-8 и ACCESS-ESM-1-5 разность составляет -0.2 и -0.4 °C соответственно. По данным дендрорекострукции соответствующая разность составляет -0.2 °C.

По данным озёрных отложений, периоды наступания ледников на Западном Кавказе отмечались в три стадии в течение МЛП: 1-я стадия в 1270–1310 гг. и 1370–1410 гг., 2-я стадия в 1500–1630 гг. и 3-я стадия в 1750–1840 гг. (Alexandrin et al. 2023). В то же время значительное наступание ледника Ирик (г. Эльбрус), длина которого составляет около 9.3 км, про-

Таблица 4. Статистические характеристики (коэффициент корреляции исходных рядов годового разрешения (в скобках — 10-летних средних аномалий), максимум, минимум, стандартное отклонение) рядов средней летней температуры воздуха (июнь—сентябрь) за период 1466—1849 гг. и 1850—2011 гг. по данным дендрорекострукции и моделей CMIP6; зимних осадков (октябрь—апрель) за 1750—2009 гг. и летних осадков (май—июль) за период 1761—1849 гг. по данным реконструкций и моделей CMIP6: коэффициент корреляции 25-летних скользящих средних рядов аномалий (r), стандартное отклонение, максимум и минимум абсолютных значений

Table 4. Statistical characteristics (correlation coefficient of the initial series of annual resolution (in brackets — 10-year average anomalies), maximum, minimum, standard deviation) of the series of average summer air temperature (June—September) for the period 1466—1849 and 1850—2011 based on dendrochronological reconstruction and CMIP6 models; winter precipitation (October—April) for 1750—2009 and summer precipitation (May—July) for the period 1761—1849 based on reconstructions and CMIP6 models: correlation coefficient of 25-year moving average anomaly series (r), standard deviation, maximum and minimum absolute values

Источник	Температура воздуха (июнь—сентябрь)									
	r	Mean	Max	Min	σ	r	Mean	Max	Min	σ
	1466—1849					1850—2011				
Реконструкция		11.0	13.5	8.4	0.8		11.2	13.8	8.9	0.8
ACCESS-ESM-1-5	0.04 (0.17)	11.0	13.9	8.4	0.89	0.16 (0.60)	11.4	15.7	9.3	1.0
MRI-ESM2.0	0.03 (0.05)	9.4	11.3	6.9	0.72	0.11 (0.41)	9.4	11.7	7.1	0.9
INM-CM-4-8	0.07 (0.22)	13.3	15.9	7.6	1.09	0.24 (0.82)	13.5	15.6	10.8	0.9
Сумма осадков 1750—2009 (октябрь—апрель)					Сумма осадков 1761—2014 (май—июль)					
	r	Mean	Max	Min	σ	r	Mean	Max	Min	σ
Реконструкция		582	1700	60	391		261	431	98	56
ACCESS-ESM-1-5	0.05 (0.23)	425	606	239	66	0.05 (0.35)	484	796	295	85
MIROC-ES2L	0.16 (–0.12)	601	782	358	76	0.10 (0.11)	317	520	148	66
MRI-ESM2.0	0.02 (–0.59)	815	1204	549	113	–0.08 (0.00)	274	448	122	67
INM-CM-4-8	–0.11 (0.34)	477	666	325	69	0.11 (0.33)	253	427	136	54

изошло около 1600—1700 л.н. (Solomina et al., 2023). Достаточно большое количество отрицательных аномалий, по модельным данным, сосредоточено как раз в промежутке 1600—1700 гг., а данные дендрорекострукции показывают более значительные эпизоды похолодания в 1470—1550 гг. (рис. 3). Общее отступление ледников началось в 1840-х гг. с небольшими периодами положительного баланса массы в 1860—1880-х гг. и в 1910, 1920 и 1970—1980-х гг. Ледник Большой Азау в XX веке в целом отступал, но были небольшие периоды наступания: в 1911, 1930—1932 и 1972—1981 гг. Преобладание положительных аномалий температуры после 1840-х гг. показывает модель ACCESS-ESM-1-5.

Несколько периоды наступания и отступления ледников Эльбруса совпадают с эпизодами похолодания и потепления? Как отмечено во многих работах, реакция ледников на внешние изменения климата происходит с некоторым запаздыванием, время реакции зависит прежде всего от размеров ледника (Harrison et al., 2001), от его длины и толщины (Johannesson et al., 1989; Harrison et al., 2001; Cuffey and Paterson, 2010). Маленькие ледники реагируют на изменения климата быстрее, поэтому, в частности, в эпоху современного потепления климата больше всего сократились и внесли вклад в увеличение уровня моря ледники малых размеров (Gardner et al., 2013). В (Wanner et al. 2022) показано, что Алечский ледник — самый большой ледник в Альпах, у которого длина бо-

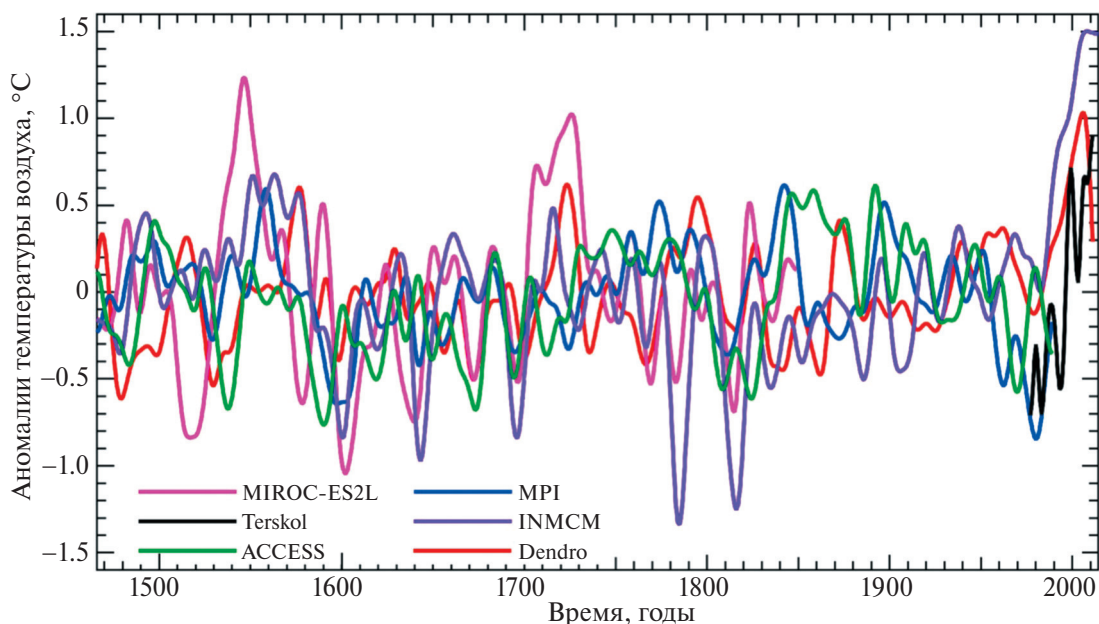


Рис. 3. Ряды сглаженных биномиальным фильтром аномалий летней температуры воздуха (июнь–сентябрь) относительно среднего за период 1466–2011 гг. по данным дендрорекострукции (Dolgova, 2016), метеостанции Терскол и по данным климатических моделей CMIP6

Fig. 3. Series of summer air temperature anomalies smoothed by a binomial filter (June–September) relative to the average for the period 1466–2011 according to dendroreconstruction (Dolgova, 2016), Terskol weather station and according to CMIP6 climate models

лее 20 км и толщина льда более 800 м, имеет время реакции на внешние климатические изменения, в частности на МЛП, более 50 лет, в то время как ледники длиной порядка 10 км реагируют гораздо быстрее — около 20 лет, а маленькие ледники порядка нескольких км могут реагировать на климатические изменения в пределах нескольких лет (Haeberli, 1995). Время реакции зависит также и от других факторов, таких как высотный градиент баланса массы (Johannesson et al., 1989), скорость фронтальной абляции, геометрия ледника, рельеф (Raper, Brathwaite, 2009).

Атмосферные осадки. Процесс аккумуляции на Эльбрусе в значительной степени определяется атмосферными осадками, что подтверждается как высокой степенью связи статистических характеристик годовой аккумуляции по керну на Западном плато Эльбруса и годовых сумм осадков по данным наблюдений, так и высокой корреляцией зимней аккумуляции и индекса Северо-Атлантического колебания (Mikhalenko et al., 2024). Аккумуляция на Эльбрусе в летний период в большей степени определяется мезомасштабными процессами, главным драйвером которых является орографический эффект.

Сопоставлены модельные ряды зимних сумм осадков с реконструкцией зимней аккумуляции на Эльбрусе за 1750–2009 гг., полученной по данным ледяного керна (Mikhalenko et al., 2024) (рис. 4, а; см. табл. 4). Так, модель MRI в 1.4 раза завышает зимнюю сумму осадков и имеет отрицательные корреляции с данными реконструкции. Наилучший результат показывают модели INMCM-4-8 и ACCESS-ESM-1-5 (см. табл. 4): за весь период 1750–2009 гг. коэффициент корреляции с данными керна составляет 0.34 и 0.23 соответственно, средние сезонные суммы равны 477 и 425 мм, а по данным реконструкции — 582 мм в.э. Преобладание отрицательных аномалий аккумуляции до конца XIX в. и затем её рост в целом совпадает со схожими тенденциями по моделям INMCM-4-8 и ACCESS-ESM-1-5. Рост аккумуляции на рубеже XIX–XX вв. получен для ледника Джанкуат (Дюргеров, Поповнин, 1981) и для ледников Казбека (Кренке, Попова, 1974). Что касается более раннего периода, МЛП характеризовался в основном холодными и снежными зимними сезонами (Pfister, Wanner, 2021; Wanner et al. 2022), что, наоборот, показывают модели MRI-ESM2 и MIROC-ES2L (см. рис. 4, а).

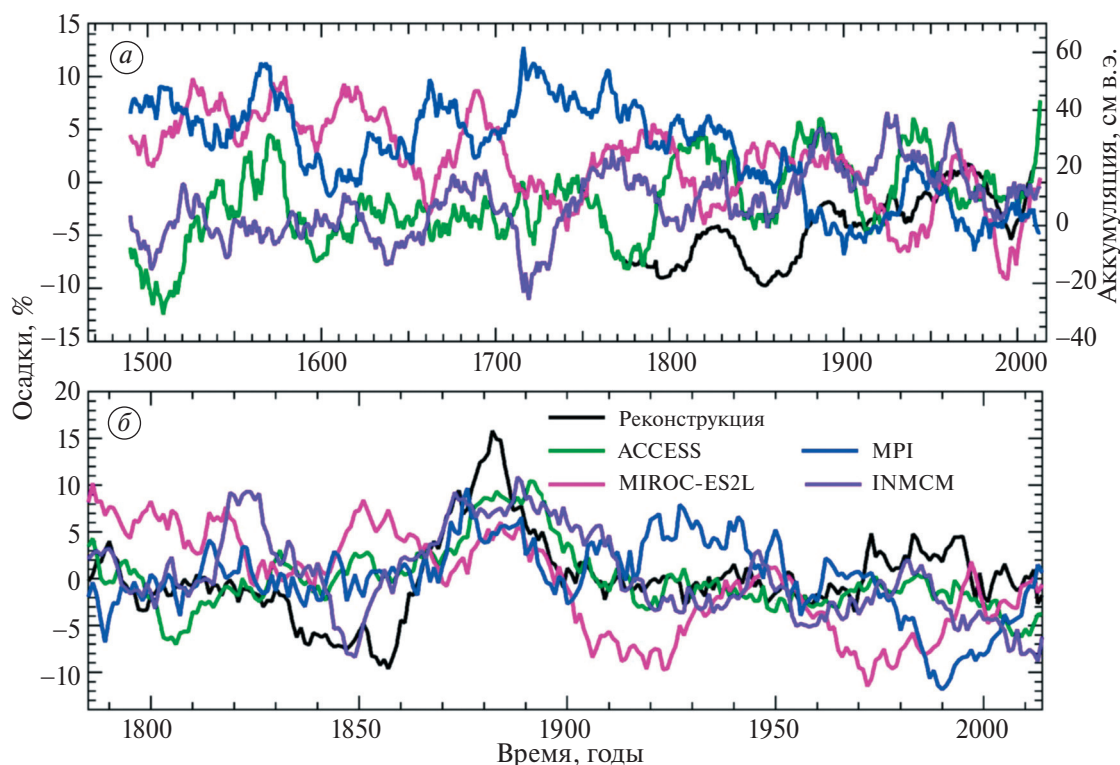


Рис. 4. 25-летние скользящие относительные аномалии (%) осадков за зимний сезон (октябрь–апрель) по моделям CMIP6 для района Эльбруса и реконструированные значения аккумуляции по данным ледяного ядра Эльбруса (Mikhalenko et al., 2024) (а); 25-летние скользящие относительные аномалии (%) осадков за летний сезон (май–июль) по моделям CMIP6 и реконструкция осадков по дендрохронологическим данным в районе Абастумани (Грузия) за 1761–2015 гг. (б)

Fig. 4. 25-year rolling relative anomalies (%) of winter precipitation (October–April) according to CMIP6 models for the Elbrus area and reconstructed accumulation values from Elbrus ice core data (Mikhalenko et al., 2024) (a); 25-year rolling relative anomalies (%) rainfall for the summer season (May–July) according to CMIP6 models and precipitation reconstruction from dendrochronological data in the area of Abastumani (Georgia) from 1761–2015 (b)

Допущено, что качество воспроизведения летних сумм атмосферных осадков глобальными климатическими моделями сопоставимо с таковым для зимних осадков, поэтому проведено также сравнение летних сумм атмосферных осадков за май–июль по четырём моделям CMIP6 и по данным дендрорекострукции в Абастумани (Грузия) (см. рис. 4, б; табл. 4). Модель ACCESS-ESM-1-5 в среднем завышает сумму осадков приблизительно на 80%. Коэффициент корреляции рядов этой модели с данными реконструкции оказался удовлетворительным для исторического периода (1850–2011 гг.), но низким для периода 1761–1849 гг. (см. табл. 4). Самый высокий коэффициент корреляции 25-летних скользящих аномалий получен для моделей ACCESS-ESM-1-5 и INM-CM-4-8. Из четырёх рассмотренных моделей только MRI корректно воспроизводит годовой ход в рассматриваемом районе: максимум осадков приходится на осенне-зимний период, как и по данным наблюдений

на ближайшей доступной метеостанции Бахмаро. Отмечено, что в горных районах глобальные климатические модели часто ошибочно воспроизводят годовой ход осадков, поскольку недоучитывают их конвективную составляющую. В период МЛП по данным реконструкций в Европе наблюдались достаточно часто годы с холодным и влажным летним сезоном, в том числе и с экстремальными наводнениями (Starkel, 2001; Soon, Baliunas, 2003), поэтому в среднем период МЛП должен характеризоваться положительными аномалиями осадков. Положительные аномалии летних осадков за 1466–1849 гг. показали модели INM-CM-4-8 и MRI-ESM2.

По результатам сравнения данных температуры воздуха и осадков с данными наблюдений и реконструкций наилучшими оказались модели ACCESS-ESM1-5 и INM-CM4-8, поэтому для дальнейшей работы решено применять среднее по данным этих двух моделей.

Коррекция систематической ошибки данных моделирования. Итак, для минимизации систематической модельной ошибки в мировой практике повсеместно применяются разные методы коррекции модельных данных, в данной работе — простые методы линейной коррекции (Luo et al., 2018) для температуры воздуха (1, 2) и осадков (3) за период 1983–2014 гг.:

$$T_{M_d}^c = T_{M_d} + (\overline{T_{O_m}} - \overline{T_{M_m}}) \quad (1)$$

$$T_{M_d}^c = \overline{T_{M_m}^c} + \Delta T_{M_d} \times \frac{\sigma_m(T_{O,d})}{\sigma_m(T_{M_d})} \quad (2)$$

$$P_{M_d}^c = P_{M_d} \times \frac{\overline{P_{O_m}}}{P_{M_m}} \quad (3)$$

В (1)–(3) нижний индекс M обозначает данные моделей, нижний индекс O — данные наблюдений, нижний индекс m — среднемесячные данные, нижний индекс d — среднесуточные данные. Верхний индекс c обозначает скорректированные данные. Верхняя черта (например, $\overline{T_{M_m}}$) означает многолетнее осреднение. T — температура воздуха, P — сумма осадков, σ — стандартное отклонение.

Наибольшие отклонения модельной температуры воздуха от наблюдаемой характерны для летних месяцев (табл. 5): модель завышает температуру воздуха (максимум на 5.0 °C в июле).

В зимние же месяцы, наоборот, значения модельной температуры занижены, но ошибка в среднем не превышает 1.3° C. Стандартные отклонения среднемесячной модельной температуры воздуха близки к наблюдаемым. Количество модельных осадков в тёплый сезон оказывается несколько завышено относительно наблюдаемых, а в холодный сезон, наоборот, занижено в 1.4–1.8 раза.

В работе принято допущение, что полученные за исторический период 1983–2014 гг. модельные отклонения температуры воздуха и осадков от данных наблюдений остаются постоянными во времени. В действительности это, конечно, не так. Насколько изменчива величина систематической модельной ошибки? Этому вопросу посвящено некоторое количество работ. В некоторых из них показано, что систематическую модельную ошибку правомерно оценивать на больших временных масштабах порядка нескольких десятилетий, когда долгопериодный климатический сигнал преобладает над естественной внутренней климатической изменчивостью (Teutschbein, Seibert, 2013; Maraun, aWidmann, 2018). В новой работе (Weathers et al., 2025) оценено влияние метода и периода коррекции данных моделирования на будущие прогностические оценки баланса массы ледников в разных районах земного шара, показано, что в кавказском регионе выбор периода коррекции (2000–2019 или 1980–2019 гг.) практически не влияет на распределение температуры и осад-

Таблица 5. Отклонения среднемесячных данных моделирования (модель INM-CM-4-8) от данных наблюдений на ГМС Терскол для температуры воздуха и количества осадков в среднем за период 1983–2014 гг. Delta — разность (для температуры воздуха) или отношение (для осадков) средних наблюдаемых и модельных значений; Sigma_ratio — отношение стандартного отклонения наблюдаемых данных к стандартному отклонению модельных данных

Table 5. Deviations of mean monthly modeling data (INM-CM-4-8 model) from observation data at the Terskol Hydrometeorological Station for air temperature and precipitation averages for the period 1983–2014. Delta is the difference (for air temperature) or ratio (for precipitation) between the average observed and modeled values; Sigma_ratio is the ratio of the standard deviation of the observed data to the standard deviation of the modeled data

	Месяцы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Температура воздуха												
Delta, °C	1.26	0.44	-1.59	-1.85	-1.81	-3.62	-5.02	-4.16	-1.25	1.10	0.27	0.58
Sigma_ratio	1.27	1.07	1.12	0.96	1.00	0.85	0.82	0.75	0.75	0.97	1.27	1.29
Атмосферные осадки												
Delta	1.59	1.38	0.98	0.71	0.58	0.71	0.57	0.46	0.84	1.74	1.75	1.81

ков и к концу XXI в. даёт различия в расчётном балансе массы в пределах 5%. В работе проверена динамика модельной ошибки во времени в рассматриваемом кавказском регионе: за последовательные двадцатилетние периоды по данным о температуре воздуха на метеостанции Терскол (1983–2014) и по длинному ряду на метеостанции Сочи (1870–2014), при этом брались ближайшие к метеостанциям точки модельных данных. По данным обеих метеостанций, значения модельного отклонения в зависимости от периода меняются в пределах 0.1–0.7 °C и при этом годовой ход этой ошибки остаётся стабильным — сильное завышение модельных данных по сравнению с данными метеостанций в тёплый период (на 1–5 °C) и занижение в холодный. Таким образом, абсолютные значения модельной ошибки практически во все месяцы значительно превышают её временную изменчивость, поэтому будет правомерным применять единые значения для всего временного интервала: значения, приведённые в табл. 5, — и для коррекции данных палеомоделирования 1466–1850 гг., а также и прогностических данных 2015–2100 гг. Таким образом, получены единые скорректированные ряды среднемесячных температур воздуха и месячных сумм осадков 1466–2100 гг.

Прогностические оценки температуры воздуха и количества осадков до 2100 г. Единые ряды аномалий температуры воздуха и количества осадков по скорректированным модельным данным для региона Эльбруса приведены на рис. 5. При самом мягком сценарии изменения климата (SSP1-2.6) температура воздуха в регионе в середине века стабилизируется на уровне аномалии +2 °C относительно современного климата (1981–2010 гг.), а при самом жёстком (SSP5-8.5) к концу века аномалия достигает +6 °C (см. рис. 5, а). Отмечено, что аномалия температуры за последние пять веков по сравнению с современным периодом 1981–2010 гг. отрицательна.

Поскольку в аккумуляцию на Эльбрусе вносят вклад твёрдые атмосферные осадки как во время холодного (апрель–октябрь), так и во время тёплого сезона (май–сентябрь), то проанализированы аномалии количества осадков за оба сезона. Установлено, что вплоть до начала XVII в. в основном преобладали отрицательные аномалии количества зимних осадков по сравнению с современным уровнем, а начиная с середины XIX в. и на протяжении почти всего XX в., наоборот, положительные аномалии (см. рис. 5, б). В среднем по всем

сценариям в XXI в. ожидается рост количества зимних осадков и почти во всех сценариях ожидаются положительные аномалии количества зимних осадков на протяжении всего XXI в., за исключением самого мягкого сценария SSP1-2.6, в котором ожидается примерно современный уровень осадков в начале XXI в. Во всех сценариях прогнозируется уменьшение количества зимних осадков в 2010–2030-х гг. и их стабилизация на уровне аномалии от +8 до +20% в зависимости от сценария. Замечено, что наибольшее количество зимних осадков во второй половине XXI в. ожидается в сценарии SSP3-7.0, а не в сценарии SSP5-8.5. При этом статистическое распределение суточных значений осадков по данным модели INMCM-4-8 к концу века не меняется.

Летние атмосферные осадки (см. рис. 5, в), наоборот, по прогнозам, практически во всех сценариях будут сокращаться, за исключением сценария SSP1-2.6, в соответствии с которым в начале столетия осадки будут сокращаться, затем расти к середине столетия и снижаться к его концу.

Оценки изменения баланса массы оледенения Эльбруса за XV–XXI вв. Основная цель работы — получение длинных рядов температуры воздуха и атмосферных осадков для дальнейшего использования в качестве входных параметров в полной гляциологической модели для моделирования оледенения Эльбруса. Однако в качестве “первого приближения” интересно посмотреть на динамику баланса массы ледников за последние шесть веков как функцию только температуры и осадков, используя простые регрессионные соотношения. Попытки такой реконструкции баланса массы ледников уже делались ранее в некоторых других работах. Так, в (Роготаева, Тарасова, 2000) сделана реконструкция баланса массы ледника Гарабаши на основе линейной регрессии метеорологических данных и данных об измеренных составляющих баланса массы за период 1905–1995 гг. Для расчёта абляции применена летняя температура воздуха, а для расчёта аккумуляции — сумма осадков за гидрологический год (принято во внимание, что на Эльбрусе значительные снегопады бывают летом), при этом для расчёта аккумуляции кроме метеостанции Терскол учтены и метеостанции в Грузии (Местия, Хаиши). Проверка полученных расчётных значений абляции и аккумуляции по данным измерений показала хорошее соответствие: $r = 0.92$ и относительная ошибка 10.8% для

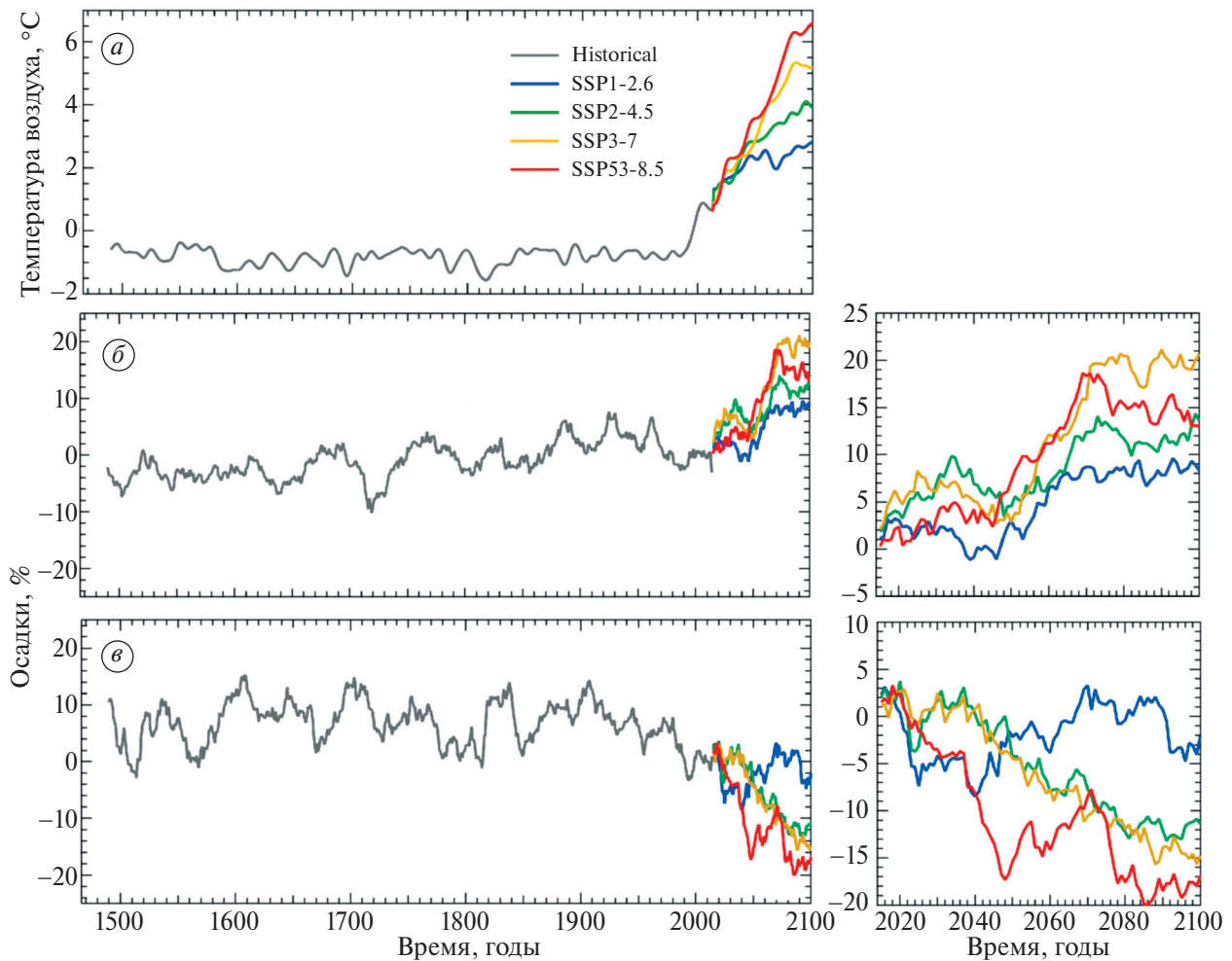


Рис. 5. Скользящие средние за 25 лет аномалии среднелетней (июнь–сентябрь) температуры воздуха по данным среднего двух моделей INM-CM4-8 и ACCESS-ESM1-5 (а) и аномалии сумм атмосферных осадков за холодный период (апрель–октябрь) (б) и за теплый период (май–сентябрь) (в) в районе г. Эльбрус за 1466–2100 гг. Увеличенные фрагменты динамики атмосферных осадков после 2020 г. на рис. б–в приведены справа. Аномалии рассчитаны относительно среднего за период 1981–2010 гг.

Fig. 5. 25-years moving averages of summer (June–September) air temperatures by the average data of 2 models INM-CM4-8 and ACCESS-ESM1-5 (a) and precipitation anomalies for the cold period (April–October) (б) and for the warm period (May–September) (в) in Elbrus region for the years 1466–2100. Enlarged fragments of precipitation dynamics after 2020 at Figure б–в are presented by the right hand. Anomalies are calculated from the average of the years 1981–2010

абляции, $r = 0.94$ и относительная ошибка 5.6% для аккумуляции. Результаты реконструкции показали, что межгодовые колебания баланса массы ледника Гарабаша определяются в большей степени температурой воздуха. В работе (Долгова и др., 2013) представлена реконструкция баланса массы ледника Гарабаша за более длительный период — 1800–2005 гг. по дендрохронологическим данным о температуре воздуха, полученным в Тебердинском заповеднике. Полученная реконструкция показала рост баланса массы в 1830–1860-х гг., что подтверждается историческими данными и датировками морен (Соломина и др., 2012). В (Linderholm et al., 2007)

реконструирован баланс массы ледника Сторго (Швеция) на основе дендрорекострукции летней температуры воздуха и зимних индексов циркуляции атмосферы. Реконструкция оледенения в Британской Колумбии, Канада (Wood, Smith, 2012), на основе дендрохронологических данных с 1780-х гг. показала, что главным драйвером в вариациях баланса массы служит сокращение твёрдых осадков в зимний период с середины 1700-х гг.

В работе абляция оценена с помощью температурно-индексного подхода, который широко применяется для глобальных и региональных

оценок таяния ледников на больших временных масштабах порядка нескольких десятилетий, в том числе в известных глобальных гляциологических моделях (Hock, 1999, 2003; Hock et al., 2019; Litt et al., 2019; Чернов и др., 2019). В большинстве случаев учитывается зависимость абляции от суммы градусодней с положительной температурой воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период таяния через коэффициент таяния ($\text{мм}/^{\circ}\text{C}/\text{день}$), который подбирается на основе данных наблюдений. В данном случае — ряды со среднемесячным разрешением, и для расчёта абляции применена простая эмпирическая формула Кренке—Ходакова (Кренке, Ходаков, 1966), которая была получена по данным наблюдений за суммарной абляцией на ледниках в разных районах земного шара:

$$A = (T_d + 10)^3, \quad (4)$$

где A — абляция, $\text{мм}/\text{год}$; T_d — средняя температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$, над поверхностью льда за летний период (июнь—август).

Для корректного расчёта по формуле (4) необходимо сначала оценить вертикальный градиент температуры γ . Для этого расчётная абляция на леднике Гарабаши (на южном склоне Эльбруса) сравнивалась с инструментальными наблюдениями за 1984—2014 гг. Сравнение производилось в стометровых высотных поясах, и по его результатам определено оптимальное значение $\gamma = -0.57 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ (через минимизацию среднеквадратической ошибки). После определения γ на леднике Гарабаши рассчитана абляция для всего ледникового массива Эльбруса с 1466 по 2100 г. Для этого Эльбрус поделён на высотные зоны с интервалом 500 м. Абляция для всей ледниковой системы рассчитывалась как средневзвешенное по площади каждой зоны. Поскольку оценить γ в доиндустриальный период не представляется возможным, упомянутое выше значение градиента применялось для расчётов за весь период моделирования, что, разумеется, является существенным допущением.

Для этого же временного интервала рассчитана и аккумуляция для всего Эльбруса, учтены суммы осадков за холодный период (с ноября по май). Отмечено, что величина осадков на Эльбрусе зависит не только от высоты, но и от ориентации склонов и их крутизны (Торопов и др., 2022). В частности, показано, что на южных и юго-западных склонах Эльбруса осадков выпадает вдвое больше, чем на северо-восточных и вос-

точных. Соответственно, определение пространственного распределения аккумуляции с помощью простой модели аккумуляции не представляется реалистичным. В работе (Elagina et al., 2025) получена карта средней многолетней толщины снежного покрова Эльбруса, и на этой основе выведен коэффициент, на который умножается количество твёрдых осадков, выпавших за зимний период, для каждой точки расчётной сетки с узлами 250 на 250 м. Данный коэффициент позволяет получить карту распределения снега для каждого балансового года. Также он применялся и в этой работе для учёта пространственной неоднородности поля аккумуляции. Таким образом, в работе аккумуляция рассчитывается посредством умножения суммы осадков за зимний период на средний коэффициент распределения снежного покрова, полученный из среднегодовой карты толщины снега.

На основе рассчитанных рядов абляции и аккумуляции получены ряды баланса массы для ледниковой системы Эльбруса с 1466 по 2014 г. Далее такой же расчёт выполнен и по прогностическим данным для 2015—2100 гг. в соответствии с четырьмя сценариями SSP. Полные ряды баланса массы представлены на рис. 6. Для сравнения показан также баланс массы, рассчитанный тем же способом, но с учётом данных дендрореконовструкций температуры воздуха и данных аккумуляции по ледяному керну на Западном плато Эльбруса.

Баланс массы, рассчитанный по данным палеореконовструкций, показывает положительные значения в 1750—1800 и 1850—1930 гг., что согласуется с данными реконструкций оледенения Кавказа, однако отрицательный баланс массы Эльбруса на протяжении XIX в. и во второй половине XX в. не соответствует палеоклиматическим свидетельствам о состоянии ледников (Alexandrin et al. 2023; Solomina et al., 2023). В работах (Кренке, Попова, 1974; Дюргеров, Поповнин, 1981; Рототаева, Тарасова, 2000) показано, что баланс массы ледников Кавказа (в том числе ледника Гарабаши) в начале XX в. слаболожительный или нулевой, в середине века — отрицательный, а затем во второй половине XX в. снова стал положительным. Это означает, что предложенный простейший метод расчёта баланса массы — абляции по формуле Кренке—Ходакова и аккумуляции через усреднённый снежный коэффициент, не всегда хорошо работает для такой сложной системы, как Эльбрус.

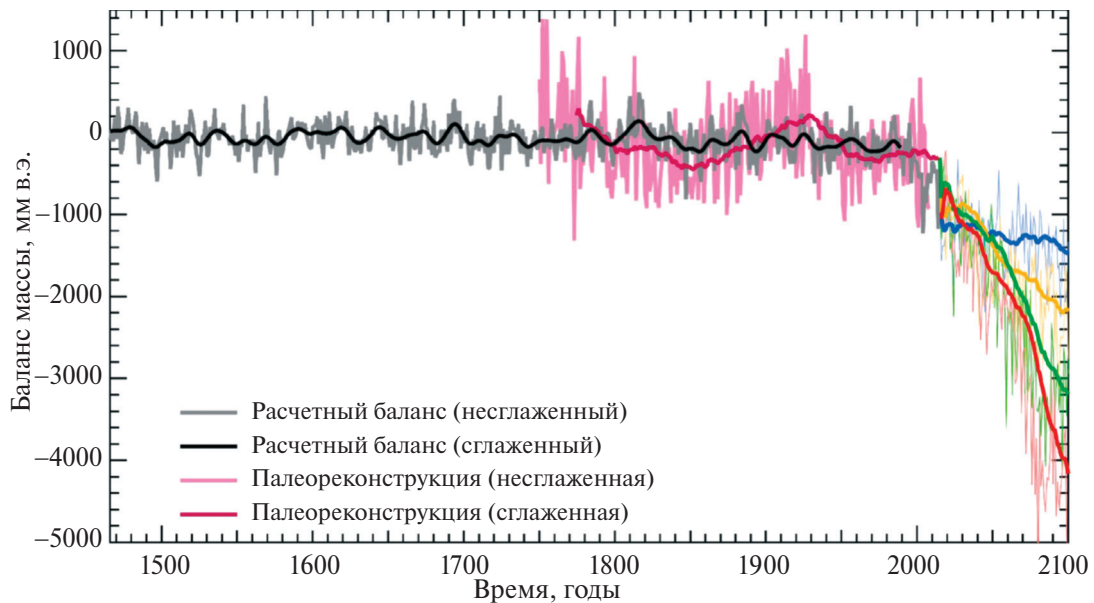


Рис. 6. Баланс массы ледников Эльбруса, рассчитанный по формуле Кренке–Ходакова, исходя из данных моделирования CMIP6 (чёрная и цветные кривые) и рассчитанный по данным палеорекострукций (розовая кривая)

Fig. 6. Elbrus glaciers mass balance, calculated by Krenke–Hodakov method, using CMIP6 model data (black and color lines) and using paleoreconstructions data (pink line)

Баланс массы, рассчитанный с применением модельных данных CMIP6, не показывает значительных различий между значениями в МЛП и в индустриальную эпоху. До 1830-х гг. периоды отрицательных аномалий модельного баланса массы чередуются с периодами слабopоложительных значений. Таким образом, получается, что рассчитанный описанным выше способом по модельным данным баланс массы в МЛП не показывает существенного наступания ледников Эльбруса, что, судя по палеоклиматическим данным, также нереалистично. Исходя из вышеизложенного, амплитуда межгодовых, междесятилетних и межвековых разновременных колебаний баланса массы, рассчитанного по модельным данным CMIP6, значительно ниже, чем рассчитанного по данным реконструкций. По расчётным оценкам, в XXI в. в зависимости от сценария баланс массы будет уменьшаться вслед за ростом температуры, особенно интенсивно при сценариях SSP3-7.0 и SSP5-8.5.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам анализа данных климатических моделей проекта CMIP6 построен синтетический ряд форсинга температуры воздуха и атмосферных осадков за 1466–2100 гг. в районе ледникового комплекса Эльбруса для применения в гляциологическом моделировании.

Он получен на основе выбора лучших для района моделей по итогам сравнения с данными наблюдений и палеорекострукций и коррекции систематической ошибки. Наилучшим образом воспроизвели климат района Эльбруса модели INM-CM-4-8 и ACCESS-1-5. К концу XXI в. по оценкам моделей среднелетняя температура воздуха возрастёт на 2–6 °C в зависимости от сценария климатических изменений, количество зимних осадков возрастёт от 8 до 20% в зависимости от сценария, а количество летних осадков, наоборот, сократится до 20% (кроме сценария SSP3-7.0).

При анализе и сравнении данных выявлены некоторые особенности, которые стоит отметить. Выяснено, что данные моделей CMIP6, как и данные дендрорекострукции температуры воздуха, не показывают сильных различий в средних летних температурах во время МЛП и в индустриальную эпоху — различия составляют лишь 0.2–0.4 °C. Амплитуда колебаний температуры воздуха и осадков, а также баланса массы, рассчитанного по этим характеристикам, на разных временных масштабах по модельным данным CMIP6 значительно ниже, чем по данным реконструкций.

Баланс массы Эльбруса, рассчитанный с помощью простых регрессионных соотношений

(формула Кренке–Ходакова) на основе лишь данных о температуре воздуха и атмосферных осадках в некоторые периоды XIX–XX вв., не согласуется с данными реконструкций колебаний ледников

Благодарности. Оценки баланса массы оледенения Эльбруса выполнены в рамках проекта РНФ № 23-17-00247; анализ данных дендрорекострукции осадков в Абастумани выполнен в рамках темы государственного задания Института географии РАН № FMWS-2024-0004, исследование модельных рядов температуры воздуха и осадков выполнено в рамках темы государственного задания Института водных проблем РАН № FMWZ-2025-0001.

Acknowledgements. Estimates of the mass balance of Elbrus glaciation were carried out with the financial support of the RNF grant No. 23-17-00247; analysis of precipitation dendrochronological data in Abastumani was carried within the framework of the Research Plan of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences No. FMWS-2024-0004, the study of model series of air temperature and precipitation was carried out within the framework of the of the Research Plan of the Institute of Water Problems of the Russian Academy of Sciences No. FMWZ-2025-0001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Модель земной системы INMCM4: воспроизведение и прогноз климатических изменений в 19–21 веках // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 4. С. 379–400.
- Долгова Е.А., Мацковский В.В., Соломина О.Н., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф. Реконструкция баланса массы ледника Гарабаши (1800–2005 гг.) по дендрохронологическим данным // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 1. С. 34–42. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-34-42>
- Дюргеров М.Б., Поповнин В.В. Реконструкция баланса массы, пространственного положения и жидкого стока ледника Джанкуат со второй половины XIX в. // Материалы гляциологических исследований. 1981. Вып. 40. С. 73–82.
- Корнева И.А., Рыбак О.О., Рыбак Е.А. Коррекция модельных климатических данных для моделирования горных ледников центрального Кавказа // Системы контроля окружающей среды. 2024. Т. 55. № 1. С. 9–22.
- Корнева И.А., Рыбак О.О., Сатылканов Р.А. Климатические проекции для центрального и внутреннего Тянь-Шаня на основе данных CORDEX // Фундаментальная и прикладная климатология. 2023. Т. 9. № 2. С. 133–164.
- Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // Материалы гляциологических исследований. 1966. Вып. 12. С. 153–163.
- Кренке А.Н., Попова В.С. Реконструкция изменений баланса массы ледников Казбека по метеорологическим данным // Материалы гляциологических исследований. 1974. Вып. 24. С. 264–273.
- Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Торопов П.А. Ледники и климат Эльбруса. М. - СПб.: Нестор-История, 2020. 327 с.
- Рототаева О.В., Тарасова Л.Н. Реконструкция баланса массы ледника Гарабаши за последнее столетие // Материалы гляциологических исследований. 2000. Вып. 88. С. 16–26.
- Соломина О.Н., Бушуева И.С., Кудерина Т.М., Мацковский В.В., Кудиков А.В. К голоценовой истории ледника Уллукам // Лёд и Снег. 2012. Вып. 52 (1). С. 85–94.
- Торопов П.А., Шестакова А.А., Ярынич Ю.И., Кутузов С.С. Моделирование орографической составляющей осадков на примере Эльбруса // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 4. С. 485–503. <https://doi.org/10.31857/S2076673422040146>
- Чернов Р.А., Кудиков А.В., Вишневца Т.В., Осокин Н.И. Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 59–66. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-1-59-66>
- Akkemik U., Aras A. Reconstruction (1689–1994 AD) of April–August Precipitation in the Southern Part of Central Turkey // International Journal of Climatology. 2005. V. 25. № 4. P. 537–548.
- Allen M., Frame D., Kettleborough J., Stainforth D. Model Error in Weather and Climate Forecasting. Cambridge University Press, 2006. P. 391–427.
- 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 // Quaternary International. 2023. V. 664. P. 20–32.
- Charnay V., Lowry D.P., Keller E.D., Sood A. Evaluation of Regional Climate Features over Antarctica in the PMIP Past 1000 Experiment and Implications for 21st-Century Sea Level Rise // EGUSphere [preprint]. 2024. P. 2024–3638. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-3638>
- Committee on Surface Temperature Reconstructions for the Last 2,000 Years et al. Surface Temperature Reconstructions for the Last 2,000 Years. National Academies Press, 2006.
- Cook E.R. A Time Series Analysis Approach to Tree Ring Standardization. PhD. University of Arizona. 1985. 183 p.

- Cuffey K.M., Paterson W.S.B.* The Physics of Glaciers. Fourth edition. Amsterdam, etc., Academic Press. 2010. 704 p.
- Dimri A.P., Palazzi E., Daloz A.S.* Elevation Dependent Precipitation and Temperature Changes over Indian Himalayan Region // *Climate Dynamics*. 2022. V. 59. P. 1–21.
- Dolgova E.* June–September Temperature Reconstruction in the Northern Caucasus Based on Blue Intensity Data // *Dendrochronologia*. 2016. V. 39. P. 17–23.
- Dolgova E.A., Solomina O.N.* First Quantitative Reconstruction of Air Temperature for the Warm Period in the Caucasus Based on Dendrochronological Data // *Doklady of Russian Academy of Sciences*. 2010. № 431 (1). P. 371–375.
- Elagina N., Rets E., Korneva I., Toropov P., Lavrentiev I.* Simulation of Mass Balance and Glacial Run-off of Mount Elbrus from 1984 to 2022 // *Hydrological Sciences Journal*. 2025. P. 1–21. <https://doi.org/10.1080/02626667.2025.2516080>
- Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R.J., Taylor K.E.* Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) Experimental Design and Organization // *Geoscientific Model Development*. 2016. V. 9. P. 1937–1958.
- esgf-node.ipsl.upmc.fr // Электронный ресурс. URL: <https://esgf-node.ipsl.upmc.fr/search/cmip6-ipsl/> (Дата обращения: 10.05.2025).
- Fernández-Donado L., González-Rouco J.F., Raible C.C., Ammann C.M., Barriopedro D., García-Bustamante E., Jungclaus J.H., Lorenz S.J., Luterbacher J., Phipps S.J., Servonnat J., Swingedouw D., Tett S.F.B., Wagner S., Yiou P., Zorita E.* Large-Scale Temperature Response to External Forcing in Simulations and Reconstructions of the Last Millennium // *Climate of the Past*. 2013. V. 9. P. 393–421.
- Gardner A.S., Moholdt G., Cogley J.G., Wouters B., Arendt A.A., Wahr J., Berthier E., Hock R., Pfeffer W.T., Kaser G., Ligtenberg S.R., Bolch T., Sharp M.J., Hagen J.O., van den Broeke M.R., Paul F.* A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009 // *Science*. 2013. V. 340 (6134). P. 852–857.
- Haeblerli W.* Glacier Fluctuations and Climate Change Detection. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 1995. V. 18. P. 191–199.
- Harrison W.D., Elsberg D.H., Echelmeyer K.A., Krimmel R.M.* On the Characterization of Glacier Response by a Single Time-Scale // *Journal of Glaciology*. 2001. V. 47. P. 659–664.
- Hock R.* A Distributed Temperature-Index Ice and Snowmelt Model Including Potential Direct Solar Radiation // *Journal of Glaciology*. 1999. V. 45. P. 101–111.
- Hock R.* Temperature Index Melt Modelling in Mountain Areas // *Journal of Hydrology*. 2003. V. 282. Issues 1–4. P. 104–115. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00257-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00257-9)
- Hock R., Bliss A., Marzeion B.* GlacierMIP — A Model Intercomparison of Global-Scale Glacier Mass-Balance Models and Projections // *Journal of Glaciology*. 2019. V. 65. № 251. P. 453–467. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.22>
- Holmes R.L.* Computer-Assisted Quality Control in Tree-Ring Dating and Measurement // *Tree-Ring Bulletin*. 1983. V. 43. P. 69–78.
- Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti F., Huss M., Dussaillant I., Brun F., Käab A.* Accelerated Global Glacier Mass Loss in the Early Twenty-First Century // *Nature*. 2021. V. 592 (7856). P. 726–731. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>
- IPCC, 2021:* Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2021. P. 3–32. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>
- Jóhanesson T., Raymond C., Waddington E.* Time-Scale for Adjustment of Glaciers to Changes in Mass Balance // *Journal of Glaciology*. 1989. V. 35. P. 355–369.
- Joussaume S., Taylor K.* Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) // 1995. V. 92. P. 425–430.
- Jungclaus J.H., Lorenz S.J., Timmreck C., Reick C.H., Brovkin V., Six K., Segschneider J., Giorgetta M.A., Crowley T.J., Pongratz J., Krivova N.A., Vieira L.E., Solanki S.K., Klocke D., Botzet M., Esch M., Gayler V., Haak H., Raddatz T.J., Roeckner E., Schnur R., Widmann H., Claussen M., Stevens B., Marotzke J.* Climate and Carbon-Cycle Variability over the Last Millennium // *Climate of the Past*. 2010. V. 6. P. 723–737. <https://doi.org/10.5194/cp-6-723-2010>
- Jungclaus J.H., Bard E., Baroni M., Braconnot P., Cao J., Chini L.P., Egorova T., Evans M., González-Rouco J.F., Goosse H., Hurtt G.C., Joos F., Kaplan J.O., Khodri M., Klein Goldewijk K., Krivova N., LeGrande A.N., Lorenz S.J., Luterbacher J., Man W., Maycock A.C., Meinshausen M., Moberg A., Muscheler R., Nehrbaas-Ahles C., Otto-Bliessner B.I., Phipps S.J., Pongratz J., Rozanov E., Schmidt G.A., Schmidt H., Schmutz W., Schurer A., Shapiro A.I., Sigl M., Smerdon J.E., Solanki S.K., Timmreck C., Toohey M., Usoskin I.G., Wagner S., Wu C.-J., Yeo K.L., Zanchettin D., Zhang Q., Zorita E.* The PMIP4 Contribution to CMIP6 — Part 3: The Last Millennium, Scientific Objective, and Experimental Design for the PMIP4 Past1000 Simulations // *Geoscientific Model Development*. 2017. V. 10. P. 4005–4033. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4005-2017>

- Lalande M., Ménégos M., Krinner G., Naegeli K., Wunderle S.* Climate Change in the High Mountain Asia in CMIP6 // *Earth System Dynamics*. 2021. V. 12. P. 1061–1098. <https://doi.org/10.5194/esd-2021-43>
- Larsson L.* CooRecorder and Cdendro programs of the CooRecorder/Cdendro package version 7.6. 2013. <http://www.cybis.se/forfun/dendro/>
- Lazoglou G., Economou T., Anagnostopoulou C., Zittis G., Tzyrkalli A., Georgiades P., Lelieveld J.* Multivariate Adjustment of Drizzle Bias Using Machine Learning in European Climate Projections // *Geoscientific Model Development*. 2024. V. 17. P. 4689–4703. <https://doi.org/10.5194/gmd-17-4689-2024>.
- Linderholm H.W., Jansson P., Chen D.* A High-Resolution Reconstruction of Storglaciären Mass Balance Back to 1780/1781 Using Tree-Ring Data and Circulation Indices // *Quaternary Research*. 2007. V. 67. P. 12–20.
- Litt M., Shea J., Wagnon P.* Glacier Ablation and Temperature Indexed Melt Models in the Nepalese Himalaya // *Scientific Reports*. 2019. V. 9. 5264. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-41657-5>
- Ljungqvist F.C., Zhang O., Brattstrom G., Krusic P.J., Seim A., Li Q., Zhang Q., Moberg A.* Centennial-Scale Temperature Change in Last Millenium Simulations and Proxy-Based Reconstructions // *Journal of Climate*. 2019. V. 32. P. 2441–2482. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0525.1>
- Luo M., Liu T., Meng F.* Comparing Bias Correction Methods Used in Downscaling Precipitation and Temperature from Regional Climate Models: A Case Study from the Kaidu River Basin in Western China // *Water*. 2018. V. 10. P. 1046.
- Maraun D.* Bias Correcting Climate Change Simulations — a Critical Review // *Current Climate Change Reports*. 2016. V. 2. P. 211–220. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0050-x>
- Maraun D., Widmann M.* Cross-Validation of Bias-Corrected Climate Simulations Is Misleading // *Hydrology Earth System Science*. 2018. V. 22. P. 4867–4873.
- Martin-Benito D.* Tree-Ring Reconstructed May–June Precipitation in the Caucasus Since 1752 CE // *Climate Dynamics*. 2016. V. 47. № 9. C. 3011–3027.
- Mikhailenko V., Kutuzov S., Toropov P., Legrand M., Sokratov S., Chernyakov G., Lavrentiev I., Preunkert S., Kozachek A., Vorobiev M., Khairedinova A., Lipenkov V.* Accumulation Rates over the Past 260 Years Archived in Elbrus Ice Core, Caucasus // *Climate of the Past*. 2024. V. 20. P. 237–255. <https://doi.org/10.5194/cp-20-237-2024>
- Monteverde C., De Sales F., Jones C.* Evaluation of the CMIP6 Performance in Simulating Precipitation in the Amazon River Basin // *Climate*. 2022. V. 10. № 8. P. 122. <https://doi.org/10.3390/cli10080122>
- Ohgaito R., Yamamoto A., Hajima T., Oishi R., Abe M., Tatebe H., Abe-Ouchi A., Kawamiya M.* PMIP4 Experiments Using MIROC-ES2L Earth System Model // *Geoscientific Model Development*. 2021. V. 14. P. 1195–1217. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-1195-2021>
- Pfister G.C., Wanner H.* *Climate and Society in Europe: the Last Thousand Years*. Bern: Haupt, 2021. 400 p.
- Phipps S.J., McGregor H.V., Gergis J., Gallant A.J.E., Neukom R., Stevenson S., Ackerley D., Brown J.R., Fischer M.J., T.D. van Ommen.* Paleoclimate Data–Model Comparison and the Role of Climate Forcings over the Past 1500 Years // *Journal of Climate*. 2013. V. 26. P. 6915–6936. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00108.1>
- Raper S.C.B., Braithwaite R.J.* Glacier Volume Response Time and Its Links to Climate and Topography Based on a Conceptual Model of Glacier Hypsometry // *The Cryosphere*. 2009. V. 3. 183–194.
- Schneider U., Becker A., Finger P., Meyer-Christofer A., Rudolf B., Ziese M.* GPCP Full Data Reanalysis Version 6.0 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges Built on GTS-Based and Historic Data. 2011. https://doi.org/10.5676/DWD_GPCP/FD_M_V7_050
- Soon W., Baliunas S.* Proxy Climatic and Environmental Changes of the Past 1000 Years // *Climate Research*. 2003. V. 23. V. 2. P. 89–110. <http://www.jstor.org/stable/24868339>
- Solomina O., Bushueva I., Dolgova E., Jomelli V., Alexandrin M., Mikhailenko V., Matskovsky V.* Glacier Variations in the Northern Caucasus Compared to Climatic Reconstructions over the Past Millennium // *Global Planetary Change*. 2016. V. 140. P. 28–58. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.02.008>
- Solomina O.N., Jomelli V., Bushueva I.S.* First ¹⁰Be Dates of Late Holocene Moraines of the Kashkatash and Irik Glaciers, Northern Caucasus // *Ice and Snow*. 2023. V. 63. № 3. P. 410–425.
- Solomina O., Jomelli V., Bushueva I.S.* Chapter 19. Holocene Glacier Variations in the Northern Caucasus, Russia. In *European Glacial Landscapes*. Tanarro, Elsevier, 2024. P. 353–365. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99712-6.00005-2>
- Starkel L.* Extreme Rainfalls and River Floods in Europe During the Last Millennium // *Geographia Polonica*. 2001. V. 74. № 2. P. 69–79.
- Stephens G.L., L'Ecuyer T., Forbes R., Gettelmen A., Golaz J.-C., Bodas-Salcedo A., Suzuki K., Gabriel P., Haynes J.* Dreary State of Precipitation in Global Models // *Journal of Geophys. Research*. 2010. V. 115. D24211. <https://doi.org/10.1029/2010JD014532>
- Teutschbein C., Seibert J.* Is Bias Correction of Regional Climate Model (RCM) Simulations Possible for Non-Stationary Conditions? // *Hydrology and Earth Sys-*

- tem Sciences. 2013. V. 17. № 12. P. 5061–5077.
<https://doi.org/10.5194/hess-17-5061-2013>
- Tielidze L.G., Jomelli V., Nosenko G.A. Analysis of Regional Changes in Geodetic Mass Balance for All Caucasus Glaciers over the Past Two Decades // *Atmosphere*. 2022. V. 13. № 256. P. 2–26.
- Top S., Kotova L., De Cruz L., Aniskevich S., Bobylev L., De Troch R., Gnatiuk N., Gobin A., Hamdi R., Kriegsmann A., Remedio A.R., Sakalli A., Vyver H.V.D., Schaeybroeck B.V., Zandersons V., De Maeyer Ph., Termonia P., Caluwaerts S. Evaluation of Regional Climate Models ALARO-0 and REMO2015 at 0.22° Resolution over the CORDEX Central Asia Domain // *Geoscientific Model Development*. 2021. V. 14. P. 1267–1293.
- Wang F.D., Arseneault E., Boucher F., Gennaretti F., Lapointe S.Yu., Francus P. Volcanic Imprints in Last-Millennium Land Summer Temperatures in the Circum-North Atlantic Area // *Journal of climate*. 2023. V. 36. P. 5923–5939.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-23-0107.1>
- Wanner H., Pfister C., Neukom R. The Variable European Little Ice Age // *Quaternary Science Reviews*. 2022. V. 287. P. 107531.
- Wood L.J., Smith D.J. Climate and Glacier Mass Balance Trends from ad 1780 to Present in the Columbia Mountains, British Columbia, Canada // *The Holocene*. 2012. V. 23. № 5. P. 739–748.
<https://doi.org/10.1177/0959683612465450>
- Weathers M., Rounce D.R., Fasullo J., Maussion F. Evaluating the Role of Internal Climate Variability and Bias Adjustment Methods on Decadal Glacier Projections // *Earth's Future*. 2025. V. 13, e2024EF005624.
<https://doi.org/10.1029/2024EF005624>
- Yang X.L., Zhou B.T., Xu Y., Han Z.-Y. CMIP6 Evaluation and Projection of Temperature and Precipitation over China // *Advances in Atmospheric Sciences*. 2021. V. 38. № 5. P. 817–830.
<https://doi.org/10.1007/s00376-021-0351-4>
- Yukimoto S., Kawai H., Koshiro T., Oshima N., Yoshida K., Urakawa S., Tsujino H., Deushi M., Tanaka T., Hosaka M., Yabu S., Yoshimura H., Shindo E., Mizuta R., Obata A., Adachi Y., Ishii M. The Meteorological Research Institute Earth System Model version 2.0, MRI-ESM2.0: Description and Basic Evaluation of the Physical Component // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 2019. V. 97. P. 931–965.
<https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-051>
- Zemp M., Huss M., Thibert E. Global Glacier Mass Changes and Their Contributions to Sea-Level Rise from 1961 to 2016 // *Nature*. 2019. V. 568. P. 382–386.
<https://doi.org/10.1038/s41586-019-1071-0>
- Zhang X., Hua L., Jiang D. Assessment of CMIP6 Model Performance for Temperature and Precipitation in Xinjiang, China // *Atmospheric and Oceanic Science Letters*. 2022. V. 15. I. 2. P. 100128.
<https://doi.org/10.1016/j.aosl.2021.100128>
- Zhu H., Jiang Z., Li J., Li W., Sun C. Does CMIP6 Inspire More Confidence in Simulating Climate Extremes over China? *Advances in Atmospheric Sciences*. 2020. V. 37. № 107. P. 1119–1132.
<https://doi.org/10.1007/s00376-020-9289-1>
- Ziehn T., Chamberlain M.A., Law R.M., Lenton A., Bodman R.W., Dix M., Stevens L., Wang Y.-P., Sribnovsky J. The Australian Earth System Model: ACCESS-ESM1.5 // *Journal of Southern Hemisphere Earth Systems Science*. 2020. V. 70. P. 193–214.
<https://doi.org/10.1071/ES19035>

Citation: Korneva I.A., Rybak O.O., Dolgova E.A., Elagina N.E. Reconstruction of Climate and Glaciers on Mount Elbrus in the XV–XXI Centuries by CMIP6 Model Data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 8–32. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010024

Reconstruction of Climate and Glaciers on Mount Elbrus in the XV–XXI Centuries by CMIP6 Model Data

© 2026 I. A. Korneva^{a,b,#}, O. O. Rybak^{b,c,d}, E. A. Dolgova^a, N. E. Elagina^a

^a*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Branch of Institute of Natural and Technical Systems, Sochi, Russia*

^c*Water Problems Institute of RAS, Moscow, Russia*

^d*H.M. Berbekov Kabardino-Balkarian State University, Nalchik, Russia*

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

Received May 15, 2025; revised October 6, 2025; accepted December 29, 2025

The main objective of this work is to create long-term series of air temperature and precipitation for the 15th–21st centuries to model the glaciation of Mount Elbrus. For this purpose, CMIP6 climate models' data for the period 1466–2100 were used. Statistical comparison of model series with different

types of observations and paleoreconstructions were carried out: meteorological observations on weather stations, dendrochronological reconstructions of air temperature and precipitation, reconstruction of snow accumulation on the West Elbrus Plateau by ice core data. The comparison showed that the paleoclimatic model data for XV–XIX centuries can be compared with data from paleoreconstructions on time scales more than decades. The best match with observations and reconstructions is obtained by the set of criteria over different periods of times for the INM-CM4-8 and ACCESS-ESM1-5 models. Systematic errors of the selected models were eliminated using a linear correction based on monthly average anomalies calculated from the observations at Terskol weather station. It is shown that the amplitude of air temperature and precipitation fluctuations, as well as the mass balance calculated from these characteristics, at different time scales according to CMIP6 model data are significantly lower than according to reconstruction data. It was found that the mass balance of the Elbrus glaciers, calculated using simple regression relationships based only on data on air temperature and precipitation in several periods of the 19th–20th centuries does not agree with reconstruction data of glacier oscillations. The final prognostic series by the end of 2100 yr. show an increase in air temperature by 2–6 °C depending on the climate change scenario, the amount of winter precipitation will increase from 8 to 20% depending on the scenario, and the amount of summer precipitation, on the contrary, will decrease to 20% (except for the SSP3-7.0 scenario).

Keywords: climate projections, climate reconstruction, climate models, CMIP6 project, Elbrus, glacier mass balance

REFERENCES

- Volodin E.M., Diansky N.A., Gusev A.V.* INMCM4 Earth System model: Simulation and Prediction of Climate Changes in the 19th–21st Centuries. *Izvestia RAN. Fizika Atmosferi i Okeana*. Izvestiya RAS. Physics of the Atmosphere and Ocean. 2013, 49 (4): 379–400 [In Russian].
- Dolgoва E.A., Matskovsky V.V., Solomina O.N., Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Khmelevskoy I.V.* Reconstructing Mass Balance of Garabashi Glacier (1800–2005) Using Dendrochronological data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (1): 34–42 <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-1-34-42> [In Russian].
- Dolgoва E.A., Solomina O.N.* First Quantitative Reconstruction of Air Temperature for the Warm Period in the Caucasus Based on Dendrochronological Data. *Doklady of Russian Academy of Sciences*. 2010, 431 (1): 371–375. [In Russian].
- Durgerov M.B., Popovnin V.V.* Reconstruction of the Mass Balance, Spatial Position and Liquid Runoff of the Dzhankuat Glacier from the Second Half XIX. *Materialy Glyaciologicheskikh Issledovanij*. Data of Glaciological Studies. 1981, 40: 7382. [In Russian].
- Korneva I.A., Rybak O.O., Rybak E.A.* Correction of Model Climate Data for Modelling Mountain Glaciers of the Central Caucasus. *Sistemy Kontrolya Okruzhayushchej Sredy*. Systems of Environmental Control. 2024, 55 (1): 9–22. [In Russian].
- Korneva I.A., Rybak O.O., Satylkanov R.* Climate Projections for the Central and Inner Tien Shan Based on CORDEX Data. *Fundamental'naya i Prikladnaya Klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2023, 9 (2): 133–164. [In Russian].
- Krenke A.N., Hodakov V.G.* On the Relationship Between Surface Melting of Glaciers and Air Temperature. *Materialy Glyaciologicheskikh Issledovanij*. Data of Glaciological Studies. 1966, 12: 153–163. [In Russian].
- Krenke A.N., Popova V.S.* Reconstruction of Changes in the Mass Balance of Kazbek Glaciers Based on Meteorological Data. *Materialy Glyaciologicheskikh Issledovanij*. Data of Glaciological Studies. 1974, 24: 264–273. [In Russian].
- Mikhaleenko V.N., Kutuzov S.S., Lavrent'yev I.I., Toropov P.A.* *Ledniki i klimat El'brusa*. Glaciers and Climate of Elbrus. Moscow — Sankt-Peterburg: Nestor-History, 2020: 327 p. [In Russian].
- Rototaeva O.V., Tarasova L.N.* Reconstruction of the Mass Balance of the Garabashi Glacier over the Last Century. *Materialy Glyaciologicheskikh Issledovanij*. Data of Glaciological Studies. 2000, 88: 16–26. [In Russian].
- Solomina O.N., Bushueva I.S., Kuderina T.M., Matskovsky V.V., Kudikov A.V.* On the Holocene History of the Ullukam Glacier. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 52 (1): 85–94. [In Russian].
- Toropov P.A., Shestakova A.A., Yarinich Yu.I., Kutuzov S.S.* Modelling the Orographic Component of Precipitation Using Elbrus as an Example. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (4): 485–503. [In Russian].
- Chernov R.A., Kudikov A.V., Vshivtseva T.V., Osokin N.I.* Estimation of the Surface Ablation and Mass Balance of Eustre Grønfjordbreen (Spitsbergen). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 59–66; [In Russian].
- Akkemik U., Aras A.* Reconstruction (1689–1994 AD) of April–August Precipitation in the Southern Part of Central Turkey. *International Journ. of Climatology*. 2005, 25 (4): 537–548.
- Allen M., Frame D., Kettleborough J., Stainforth D.* Model Error in Weather and Climate Forecasting. Cambridge University Press, 2006: 391–427.
- 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. *Quaternary International*. 2023, 664: 20–32.
- Charnay V., Lowry D.P., Keller E.D., Sood A. Evaluation of Regional Climate Features over Antarctica in the PMIP Past1000 Experiment and Implications for 21st-Century Sea Level Rise. *EGUsphere* [preprint]. 2024: 2024–3638. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-3638>
- Committee on Surface Temperature Reconstructions for the Last 2,000 Years et al. *Surface Temperature Reconstructions for the Last 2,000 Years*. National Academies Press, 2006.
- Cook E.R. A Time Series Analysis Approach to Tree Ring Standardization. PhD. University of Arizona. 1985: 83 p
- Cuffey K.M., Paterson W.S.B. *The Physics of Glaciers*. Fourth edition. Amsterdam, etc., Academic Press. 2010: 704 p.
- Dimri A.P., Palazzi E., Daloz A.S. Elevation Dependent Precipitation and Temperature Changes over Indian Himalayan Region. *Climate dynamics*. 2022, 59: 1–21.
- Dolgova E. June–September Temperature Reconstruction in the Northern Caucasus Based on Blue Intensity Data. *Dendrochronologia*. 2016, 39: 17–23.
- Elagina N., Rets E., Korneva I., Toropov P., Lavrentiev I. Simulation of Mass Balance and Glacial Runoff of Mount Elbrus from 1984 to 2022. *Hydrological Sciences Journ.* 2025: 1–21. <https://doi.org/10.1080/02626667.2025.2516080>
- Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R.J., Taylor K.E. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) Experimental Design and Organization. *Geoscientific Model Development*. 2016, 9: 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>, 2016
- esgf-node.ipsl.upmc.fr: official site. Retrieved from: URL: <https://esgf-node.ipsl.upmc.fr/search/cmip6-ipsl/> (Last access: May 10, 2025).
- Fernández-Donado L., González-Rouco J.F., Raible C.C., Ammann C.M., Barriopedro D., García-Bustamante E., Jungclaus J.H., Lorenz S.J., Luterbacher J., Phipps S.J., Servonnat J., Swingedouw D., Tett S.F.B., Wagner S., Yiou P., Zorita E. Large-Scale Temperature Response to External Forcing in Simulations and Reconstructions of the Last Millennium. *Climate of the Past*. 2013, 9: 393–421.
- Gardner A.S., Moholdt G., Cogley J.G., Wouters B., Arendt A.A., Wahr J., Berthier E., Hock R., Pfeffer W.T., Kaser G., Ligtenberg S.R., Bolch T., Sharp M.J., Hagen J.O., van den Broeke M.R., Paul F. A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009. *Science*. 2013, 340 (6134): 852–857.
- Haerberli W. Glacier Fluctuations and Climate Change Detection. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 1995, 18: 191–199.
- Harrison W.D., Elsberg D.H., Echelmeyer K.A., Krimmel R.M. On the Characterization of Glacier Response by a Single Time-Scale. *Journ. of Glaciology*. 2001, 47: 659–664.
- Hock R. A Distributed Temperature-Index Ice and Snowmelt Model Including Potential Direct Solar Radiation. *Journal of Glaciology*. 1999, 45: 101–111.
- Hock R. Temperature Index Melt Modelling in Mountain Areas. *Journal of Hydrology*. 2003, 282 (1–4): 104–115. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00257-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00257-9)
- Hock R., Bliss A., Marzeion B. GlacierMIP — A Model Intercomparison of Global-Scale Glacier Mass-Balance Models and Projections. *Journal of Glaciology*. 2019, 65 (251): 453–467. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.22>
- Holmes R.L. Computer-Assisted Quality Control in Tree-Ring Dating and Measurement. *Tree-Ring Bulletin*. 1983, 43: 69–78.
- Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti F., Huss M., Dussailant I., Brun F., Kääb A. Accelerated Global Glacier Mass Loss in the Early Twenty-First Century. *Nature*. 2021, 592 (7856): 726–731. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>
- IPCC, 2021: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2021: 3–32. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>
- Jóhanesson T., Raymond C., Waddington E. Time-Scale for Adjustment of Glaciers to Changes in Mass Balance. *Journ. of Glaciology*. 1989, 35: 355–369.
- Joussaume S., Taylor K. Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). 1995, 92: 425–430.
- Jungclaus J.H., Lorenz S.J., Timmreck C., Reick C.H., Brovkin V., Six K., Segschneider J., Giorgetta M.A., Crowley T.J., Pongratz J., Krivova N.A., Vieira L.E., Solanki S.K., Klocke D., Botzet M., Esch M., Gayler V., Haak H., Raddatz T.J., Roeckner E., Schnur R., Widmann H., Claussen M., Stevens B., Marotzke J. Climate and Carbon-Cycle Variability over the Last Millennium. *Climate of the Past*. 2010, 6: 723–737. <https://doi.org/10.5194/cp-6-723-2010>
- Jungclaus J.H., Bard E., Baroni M., Braconnot P., Cao J., Chini L.P., Egorova T., Evans M., González-Rouco J.F., Goosse H., Hurr G.C., Joos F., Kaplan J.O., Khodri M., Klein Goldewijk K., Krivova N., LeGrande A.N., Lorenz S.J., Luterbacher J., Man W., Maycock A.C., Meinshausen M., Moberg A., Muscheler R., Nehrbass-Ahles C., Otto-Bliessner B.I., Phipps S.J., Pongratz J., Rozanov E., Schmidt G.A., Schmidt H., Schmutz W., Schurer A., Shapiro A.I., Sigl M., Smerdon J.E., Solanki S.K., Timmreck C., Toohey M.,

- Usoskin I.G., Wagner S., Wu C.-J., Yeo K.L., Zanchettin D., Zhang Q., Zorita E.* The PMIP4 Contribution to CMIP6 — Part 3: The Last Millennium, Scientific Objective, and Experimental Design for the PMIP4 Past1000 Simulations. *Geoscientific Model Development*. 2017, 10: 4005–4033
<https://doi.org/10.5194/gmd-10-4005-2017>, 2017
- Lalande M., Ménégot M., Krinner G., Naegeli K., Wunderle S.* Climate Change in the High Mountain Asia in CMIP6. *Earth System Dynamics*. 2021, 12: 1061–1098.
<https://doi.org/10.5194/esd-2021-43>
- Larsson L.* CooRecorder and Cdendro Programs of the Coo Recorder/Cdendro package version 7.6. 2013.
<http://www.cybis.se/forfun/dendro/>
- Lazoglou G., Economou T., Anagnostopoulou C., Zittis G., Tzyrkalli A., Georgiades P., Lelieveld J.* Multivariate Adjustment of Drizzle Bias Using Machine Learning in European Climate Projections. *Geoscientific Model Development*. 2024, 17: 4689–4703.
<https://doi.org/10.5194/gmd-17-4689-2024>
- Linderholm H.W., Jansson P., Chen D.* A High-Resolution Reconstruction of Storglaciären Mass Balance Back to 1780/81 Using Tree-Ring Data and Circulation Indices. *Quaternary Research*. 2007, 67: 12–20.
- Litt M., Shea J., Wagnon P.* Glacier Ablation and Temperature Indexed Melt Models in the Nepalese Himalaya. *Scientific Reports*. 2019, 9: 5264.
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-41657-5>
- Ljungqvist F.C., Zhang O., Brattstrom G., Krusic P.J., Seim A., Li Q., Zhang Q., Moberg A.* Centennial-Scale Temperature Change in Last Millennium Simulations and Proxy-Based Reconstructions. *Journal of Climate*. 2019, 32: 2441–2482.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0525.1>
- Luo M., Liu T., Meng F.* Comparing Bias Correction Methods Used in Downscaling Precipitation and Temperature from Regional Climate Models: A Case Study from the Kaidu River Basin in Western China. *Water*. 2018, 10: 1046.
- Maraun D.* Bias Correcting Climate Change Simulations — a Critical Review. *Current Climate Change Reports*. 2016, 2: 211–220.
<https://doi.org/10.1007/s40641-016-0050-x>
- Maraun D., Widmann M.* Cross-Validation of Bias-Corrected Climate Simulations Is Misleading. *Hydrol. Earth System Science*. 2018, 22: 4867–4873.
- Martin-Benito D.* Tree-Ring Reconstructed May–June Precipitation in the Caucasus Since 1752 CE. *Climate Dynamics*. 2016, 47 (9): 3011–3027.
- Mikhailenko V., Kutuzov S., Toropov P., Legrand M., Sokratov S., Chernyakov G., Lavrentiev I., Preunkert S., Kozachek A., Vorobiev M., Khairedinova A., Lipenkov V.* Accumulation Rates over the Past 260 Years Archived in Elbrus Ice Core, Caucasus. *Climate of the Past*. 2024, 20: 237–255.
<https://doi.org/10.5194/cp-20-237-2024>
- Monteverde C., De Sales F., Jones C.* Evaluation of the CMIP6 Performance in Simulating Precipitation in the Amazon River Basin. *Climate*. 2022, 10 (8): 122.
<https://doi.org/10.3390/cli10080122>
- Ohgaito R., Yamamoto A., Hajima T., O'ishi R., Abe M., Tatebe H., Abe-Ouchi A., Kawamiya M.* PMIP4 Experiments Using MIROC-ES2L Earth System Model. *Geoscientific Model Development*. 2021, 14: 1195–1217.
<https://doi.org/10.5194/gmd-14-1195-2021>
- Pfister G.C., Wanner H.* *Climate and Society in Europe: the Last Thousand Years*. Bern: Haupt, 2021: 400 p.
- Phipps S.J., McGregor H.V., Gergis J., Gallant A. J.E., Neukom R., Stevenson S., Ackerley D., Brown J.R., Fischer M.J., T.D. van Ommen.* Paleoclimate Data–Model Comparison and the Role of Climate Forcings over the Past 1500 Years. *Journ. of Climate*. 2013, 26: 6915–6936.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00108.1>
- Raper S.C.B., Braithwaite R.J.* Glacier Volume Response Time and Its Links to Climate and Topography Based on a Conceptual Model of Glacier Hypsometry. *The Cryosphere*. 2009, 3:183–194.
- Schneider U., Becker A., Finger P., Meyer-Christoffer A., Rudolf B., Ziese M.* GPCC Full Data Reanalysis Version 6.0 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data. 2011.
https://doi.org/10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V7_050
- Soon W., Baliunas S.* Proxy Climatic and Environmental Changes of the Past 1000 Years. *Climate Research*. 2003, 23 (2): 89–110. <http://www.jstor.org/stable/24868339>
- Solomina O., Bushueva I., Dolgova E., Jomelli V., Alexandrin M., Mikhailenko V., Matskovsky V.* Glacier Variations in the Northern Caucasus Compared to Climatic Reconstructions over the Past Millennium. *Global Planetary Change*. 2016, 140: 28–58.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.02.008>
- Solomina O.N., Jomelli V., Bushueva I.S.* First ¹⁰Be Dates of Late Holocene Moraines of the Kashkatash and Irik Glaciers, Northern Caucasus. *Ice and Snow*. 2023, 63 (3): 410–425.
- Solomina O., Jomelli V., Bushueva I.S.* Chapter 19. Holocene Glacier Variations in the Northern Caucasus, Russia. In *European Glacial Landscapes*. Tanarro, Elsevier, 2024: 353–365.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99712-6.00005-2>
- Starkel L.* Extreme Rainfalls and River Floods in Europe During the Last Millennium. *Geographia Polonica*. 2001, 74 (2): 69–79.
- Stephens G.L., L'Ecuyer T., Forbes R., Gettelmen A., Golaz J.-C., Bodas-Salcedo A., Suzuki K., Gabriel P., Haynes J.* Dreary State of Precipitation in Global Models. *Journ. of Geophys. Research*. 2010, 115: D24211.
<https://doi.org/10.1029/2010JD014532>

- Teutschbein C., Seibert J.* Is Bias Correction of Regional Climate Model (RCM) Simulations Possible for Non-Stationary Conditions? // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2013, 17 (12): 5061–5077. <https://doi.org/10.5194/hess-17-5061-2013>
- Tielidze L.G., Jomelli V., Nosenko G.A.* Analysis of Regional Changes in Geodetic Mass Balance for All Caucasus Glaciers over the Past Two Decades. *Atmosphere*. 2022, 13 (2560): 2–26
- Top S., Kotova L., De Cruz L., Aniskevich S., Bobylev L., De Troch R., Gnatiuk N., Gobin A., Hamdi R., Kriegsmann A., Remedio A.R., Sakalli A., Vyver H.V.D., Schaeybroeck B.V., Zandersons V., De Maeyer Ph., Termonia P., Caluwaerts S.* Evaluation of Regional Climate Models ALARO-0 and REMO2015 at 0.22° Resolution over the CORDEX Central Asia Domain. *Geoscientific Model Development*. 2021, 14: 1267–1293.
- Wang F.D., Arseneault E., Boucher F., Gennaretti F., Lapointe S.Yu., Francus P.* Volcanic Imprints in Last-Millennium Land Summer Temperatures in the Circum-North Atlantic Area. *Journal of climate*. 2023, 36: 5923–5939. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-23-0107.1>
- Wanner H., Pfister C., Neukom R.* The Variable European Little Ice Age. *Quaternary Science Reviews*. 2022, 287: 107531.
- Wood L.J., Smith D.J.* Climate and Glacier Mass Balance Trends from ad 1780 to Present in the Columbia Mountains, British Columbia, Canada. *The Holocene*. 2012, 23 (5): 739–748. <https://doi.org/10.1177/0959683612465450>
- Weathers M., Rounce D.R., Fasullo J., Maussion F.* Evaluating the Role of Internal Climate Variability and Bias Adjustment Methods on Decadal Glacier Projections. *Earth's Future*. 2025, 1313: e2024EF005624. <https://doi.org/10.1029/2024EF005624>
- Yang X.L., Zhou B.T., Xu Y., Han Z.-Y.* CMIP6 Evaluation and Projection of Temperature and Precipitation over China. *Advances in Atmospheric Sciences*. 2021, 38 (5): 817–830. <https://doi.org/10.1007/s00376-021-0351-4>
- Yukimoto S., Kawai H., Koshiro T., Oshima N., Yoshida K., Urakawa S., Tsujino H., Deushi M., Tanaka T., Hosaka M., Yabu S., Yoshimura H., Shindo E., Mizuta R., Obata A., Adachi Y., Ishii M.* The Meteorological Research Institute Earth System Model version 2.0, MRI-ESM2.0: Description and Basic Evaluation of the Physical Component. *Journ. of the Meteorological Society of Japan*. 2019, 97: 931–965. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-051>
- Zemp M., Huss M., Thibert E.* Global Glacier Mass Changes and Their Contributions to Sea-Level Rise from 1961 to 2016. *Nature*. 2019, 568: 382–386. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1071-0>
- Zhang X., Hua L., Jiang D.* Assessment of CMIP6 Model Performance for Temperature and Precipitation in Xinjiang, China. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*. 2022, 15 (2): 100128. <https://doi.org/10.1016/j.aosl.2021.100128>
- Zhu H., Jiang Z., Li J., Li W., Sun C.* Does CMIP6 Inspire More Confidence in Simulating Climate Extremes over China? *Advances in Atmospheric Sciences*. 2020, 37 (107): 1119–1132. <https://doi.org/10.1007/s00376-020-9289-1>
- Ziehn T., Chamberlain M.A., Law R.M., Lenton A., Bodman R.W., Dix M., Stevens L., Wang Y.-P., Srbinovsky J.* The Australian Earth System Model: ACCESS-ESM1.5. *Journ. of Southern Hemisphere Earth Systems Science*. 2020, 706: 193–214. <https://doi.org/10.1071/ES19035>

ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ЩИТОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В БУДУЩИЕ 100 ТЫС. ЛЕТ

© 2026 г. А. Н. Плосков^{1,*}, А. В. Елисеев^{1,2}, И. И. Мохов^{1,2}

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

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

*e-mail: ploskovanton92@mail.ru

Поступила в редакцию 26.06.2025 г.

После доработки 01.11.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Проведены численные эксперименты с использованием модификации двумерной изотермической по вертикали модели ледниковых щитов IceBern2D Северного полушария. Современное состояние задавалось по данным реанализа ERA5. Для будущих 100 тыс. лет применялись расчеты с моделью земной системы Climber-2.3 при учете вариаций параметров орбиты Земли и антропогенных эмиссий CO₂ в атмосферу. В части экспериментов к вышеупомянутому детерминированному воздействию добавляются стохастические слагаемые со временем декорреляции до 1 тыс. лет в зависимости от эксперимента. В будущие 100 тыс. лет во всех экспериментах изменения параметров орбиты не приводят к сильному оледенению — соответствующие вариации уровня океана не превышают нескольких метров. Этому способствует антропогенное потепление климата, поскольку, несмотря на прекращение антропогенных выбросов спустя несколько столетий, климат остается теплее, чем в доиндустриальном состоянии, даже после 100 тыс. лет моделирования. Стохастическое воздействие может привести к сильным отклонениям траектории состояния ледникового щита от детерминированной.

Ключевые слова: климатические изменения, модель ледниковых щитов, будущие изменения климата

DOI: 10.7868/S2412376526010037

ВВЕДЕНИЕ

Ледниковые щиты (ЛЩ) — одна из наиболее инерционных компонент Земной системы (ЗС) с временем отклика от нескольких тысячелетий (Calov, Ganopolski, 2005; Berger, Loutre, 2010; Viscaino, 2014; Рыбак, Володин, 2015). Кроме того, их динамика характеризуется значительной нелинейностью. Как следствие, динамика ЛЩ может приводить к формированию новых обратных связей (Fuке et al., 2018), а также к появлению множественных положений равновесия (мультистабильности) Земной климатической системы (ЗКС) (Calov, Ganopolski, 2005). На меньших временных масштабах изменение состояния ЛЩ является значимым индикатором критического уровня изменений климата (Мохов, Малышкин, 2011). Например, таяние ЛЩ привело к росту уровня океана на 21 ± 2 мм в

1992–2020 гг., а к 2150 г. вклад их таяния в изменение уровня океана может превысить 5 м (Climate ...,2022). Распреснение Мирового океана в регионах формирования глубоководной конвекции при таянии ЛЩ способствует ослаблению океанического конвейера с потенциально катастрофическими последствиями для Земной системы (Climate ...,2022; Rahmstorf et al., 2005). Связанные с формированием и таянием ЛЩ региональные последствия в ЗКС могут проявляться даже через десятки тысяч лет. К таким последствиям могут относиться тектоническая активность при таянии (накоплении) ледников (Iain, 2000), образование воронок (кратеров) на Ямале и в сопредельных регионах (Аржанов, Мохов, 2017).

В настоящее время продолжается дискуссия о времени наступления следующего цикла оледенения — от его наступления через 10 тыс. лет

от современности (Barker et al., 2025) до практически полной его невозможности в последующие 100 тыс. лет (Ganopolski et al., 2016). В связи с последним целесообразно проведение расчетов с моделями динамики ледниковых щитов (или даже с моделями Земной системы) и для будущего периода.

Цель данной работы — анализ результатов проведенных ансамблевых расчетов с моделью динамики ЛЩ для будущих 100 тыс. лет с оценкой влияния сценариев будущих изменений климата на динамику ледниковых щитов Северного полушария (СП).

Вклад ледового покрова Южного полушария в работе не учитывается.

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

С двумерной изотермической по вертикали моделью ледниковых щитов IceBern2D (Neff et al., 2016; Плосков и др., 2023) проведены численные эксперименты по эволюции ледниковых щитов в Северном полушарии в будущие 100 тыс. лет. Современный режим характеризовался средними многолетними значениями по данным реанализа ERA5 (Hersbach et al., 2020). Для будущих 100 тыс. лет климат задавался по результатам расчетов со стандартной версией климатической модели Climber-2.3 при учёте изменений параметров орбиты Земли (в соответствии с (Berger, Loutre, 2010) и антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу с суммарными по времени выбросами E (в единицах массы углерода). В отдельных экспериментах $E = 1000$ или 3000 ГтС топлива (Ganopolski et al., 2016). Оба сценария идеализированы: в них “индустриальный период” с ненулевыми антропогенными эмиссиями начинается в 1950 г., интенсивность эмиссий постоянна и равна 10 ГтС/год в течение 100 и 300 лет соответственно. После этого модельный расчёт продолжается с нулевой интенсивностью антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу, но с интерактивным углеродным циклом, позволяющим океану и наземным экосистемам поглощать диоксид углерода из атмосферы. При этом даже к концу численного эксперимента (через 100 тыс. лет от момента начала антропогенного выделения диоксида углерода в атмосферу) концентрация CO_2 в атмосфере не возвращается к модельному “доиндустриальному” значению (285 ppmv), составляя 310 и 383 ppmv соответственно. Соответствующие значения приповерхностной температуры в расчётном домене модели

при этом выше “доиндустриального” значения на 0.3 и 1.8 °C, а осадков — на 4 и 10% . Возможные изменения значения солнечной постоянной в расчётах с Climber не учитываются.

Отмечено, что время отклика ледниковых щитов на изменения климата больше длины интервала времени с эмиссиями как минимум на порядок величины, так что отклик земной системы на антропогенное воздействие (в случае его аддитивности эффектам изменения параметров орбиты Земли) стационарен и пропорционален общему количеству сожжённого топлива (Zickfeld et al., 2009; Veenhof et al., 2024). Как следствие, детальная траектория антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу для рассматриваемой задачи не принципиальна, и полученные в работе результаты оказываются достаточно общими.

Проведён численный эксперимент только с изменением параметров орбиты Земли (т.е. с $E = 0$). Ввиду недоступности соответствующих расчётов с Climber-2.3, соответствующий климатический сценарий получен в предположении аддитивности отклика земной системы на отдельные воздействия с использованием данных для расчётов с $E \neq 0$ (см. Приложение П1). Поскольку использованное в данной работе восстановление влияния изменения параметров орбиты характеризуется значимой неопределённостью, наряду с центральной оценкой для этого влияния были также проведены расчёты с изменением чувствительности климата к радиационному форсингу CO_2 (см. Приложение П1).

В дальнейшем такие эксперименты названы как контрольные и обозначаются в соответствии с суммарной интенсивностью антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу $E(S0_0, S1000_0, S3000_0)$; ноль после символа подчёркивания указывает на то, что эксперимент является контрольным). Расчёты с изменением чувствительности климата к радиационному форсингу CO_2 обозначаются $S0+_0$ и $S0-_0$ (см. Приложение П1).

Наряду с контрольными численными экспериментами с моделью проведены численные расчёты с возмущением температуры и осадков в соответствии с авторегрессионной моделью первого порядка. В них температура и осадки на временном шаге k являются суммой восстановления в контрольном эксперименте $Y_{\text{ctrl},k}$ и случайного возмущения X_k (нормально распределённого с нулевым средним и единичной дисперсией):

$$Y_k = Y_{ctrl,k} + A \times X_k$$

$$X_{k+1} = R \times X_k + \varepsilon_k,$$

где R — коэффициент автокорреляции $0 \leq R \leq 1$, ε — нормально распределённый белый шум с нулевым средним и единичным стандартным отклонением, амплитуда A составляет 20% от максимальной среднеглобальной разности температуры (осадков) между современным периодом и ПЛМ ($Y_{LGM} - Y_0$), что соответствует 2°C для температуры. При дискретизации входных данных с шагом по времени в Δt коэффициенту автокорреляции R соответствует временной масштаб декорреляции $\tau = \Delta t / (1 - R)$. При использованном в данной работе значении $\Delta t = 100$ лет, при $R = 0.5$ $\tau = 200$ лет, а при $R = 0.9$ $\tau = 1000$ лет. В работе использовались значения R из набора {0.5; 0.8; 0.9}. В дальнейшем эти эксперименты обозначаются SE_R , где E указывает на величину суммарных эмиссий, а R — на значение коэффициента автокорреляции в формуле (например, $S3000_0.5$ при $E = 3000$ ГтС и $R = 0.5$). Все численные эксперименты типа SE_R были поставлены с 2 разными реализациями белого шума. Отмечено, что эти возмущения

отличаются от использованных в (Плосков и др., 2023), где к контрольным сценариям добавлены синусоидальные вариации температуры и осадков. Как следствие, результаты данной работы дополняют результаты (Плосков и др., 2023). Начальным условием (соответствующим началу “индустриального периода”) для каждого расчёта SE_R является состояние модели, достигаемое к концу последних 100 тыс. лет при том же значении R . Более того, для каждого из значений R были использованы две выборки для ε . В связи с этим состояние климата между различными R и между отдельными реализациями при одном и том же R различны между собой.

Краткое описание поставленных численных экспериментов доступно в табл. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В численных экспериментах $S0_0$, $S1000_0$ и $S3000_0$ для будущих 100 тыс. лет сильного оледенения Земли или, наоборот, значительного таяния Гренландского ледникового щита

Таблица 1. Численные эксперименты для будущих 100 тыс. лет с моделью ледниковых щитов

Table 1. Simulations with ice sheet models for the next 100 kyr

Эксперимент	Влияние изменения параметров орбиты Земли	Суммарные антропогенные эмиссии CO_2 в атмосферу [ГтС]	Случайные возмущения
$S1000_0$	Воспроизведено Climber	1000	нет
$S3000_0$	Воспроизведено Climber	3000	нет
$S0_0$	Центральная оценка (Приложение 1)	0	нет
$S0+_0$	Сумма центральной оценки и утреннего внутриансамблевого СКО (Приложение 1)	0	нет
$S0-_0$	Разность центральной оценки и утреннего внутриансамблевого СКО (Приложение 1)	0	нет
$S1000_R$ ($R \in \{0.5; 0.8; 0.9\}$)	Подобно $S1000_0$	Подобно $S1000_0$	(2) с $R \in \{0.5; 0.8; 0.9\}$ в зависимости от эксперимента
$S3000_R$ ($R \in \{0.5; 0.8; 0.9\}$)	Подобно $S3000_0$	Подобно $S3000_0$	(2) с $R \in \{0.5; 0.8; 0.9\}$ в зависимости от эксперимента
$S0_R$ ($R \in \{0.5; 0.8; 0.9\}$)	Подобно $S0_0$	Подобно $S0_0$	(2) с $R \in \{0.5; 0.8; 0.9\}$ в зависимости от эксперимента
$S0+_R$ ($R \in \{0.5; 0.8; 0.9\}$)	Подобно $S0+_0$	Подобно $S0+_0$	(2) с $R \in \{0.5; 0.8; 0.9\}$ в зависимости от эксперимента
$S0-_R$ ($R \in \{0.5; 0.8; 0.9\}$)	Подобно $S0-_0$	Подобно $S0-_0$	(2) с $R \in \{0.5; 0.8; 0.9\}$ в зависимости от эксперимента

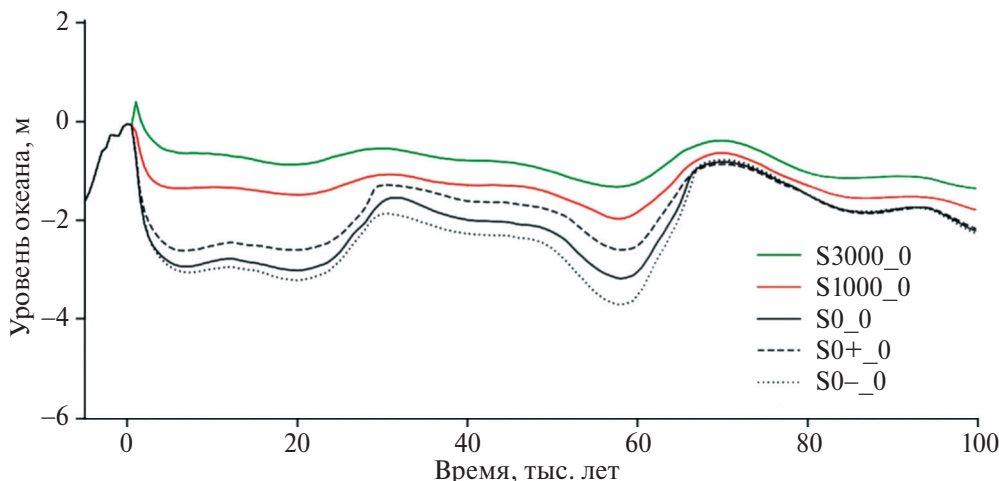


Рис. 1. Изменение уровня мирового океана в будующие 100 тыс. лет при сценариях с различными значениями суммарной интенсивности антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу

Fig. 1 Sea level changes in the next 100 kyr under scenarios with different cumulative anthropogenic CO_2 emissions into the atmosphere

не происходит (рис. 1) — во всех случаях и во все моменты времени максимальные вариации уровня океана не превышают нескольких метров и в отрицательную, и в положительную стороны.

Это согласуется с результатами (Ganopolski et al., 2016), где при использовании другой модели ледниковых щитов (интерактивно взаимодействующей с моделью земной системы Climber) вариации уровня океана не превышают нескольких метров (даже при изменении в ряде экспериментов одного из параметров модели Climber, определяющего чувствительность климата к внешнему воздействию).

Отсутствие значимого оледенения в будующие 100 тыс. лет связано, во-первых, с особенностями изменения параметров орбиты Земли в расчётах Берже (Berger, Loutre, 2010), а также в других подобных расчётах, например (Шараф, Будникова, 1969; Laskar et al., 2011), они не приводит к оледенению Земли в течение по крайней мере 50 тыс. лет. Это можно наглядно представить для средней инсоляции июля на широте 60° с.ш. (это один из стандартных подходов к представлению влияния параметров орбиты на климатические изменения в плейстоцене (Berger, 1988). Несмотря на современный минимум этой характеристики, она увеличивается в течение по крайней мере 30 тыс. лет при отсутствии индикаторов начала оледенения в современный период (Kemp et al., 2011).

Другой причиной отсутствия значимого оледенения в будующие 100 тыс. лет — более тёплый

и влажный по сравнению с “доиндустриальным” климат в численных экспериментах S1000_0 и S3000_0 (см. Приложение П1 и рис. П2). Однако эта причина, хотя и дополнительно уменьшает размах отрицательных (соответствующих оледенениям) вариаций уровня моря, не является основной, так как значимого оледенения нет и в численном эксперименте S0_0.

По результатам модельных расчётов при сценарии 3000 ГтС в первую тысячу лет происходит повышение уровня моря на 0.5 м относительно современного. Увеличение уровня океана обусловлено, в первую очередь, таянием малых островных ледников. В частности, происходит полное таяние островных ледников в Восточном полушарии (Российской Арктике) и частичное таяние в Западном полушарии в следующие 2 тыс. лет после начала “индустриального периода”. Общая площадь островных ледников уменьшается на 500 тыс. км². Однако это сопровождается увеличением высоты купола Гренландского ледникового щита до 3.8 км без значимого изменения площади этого щита (рис. 2, а, б, в). В следующие 50 тыс. лет картина распространения ледникового щита не меняется. Это можно объяснить уровнем инсоляции, недостаточно высоким для интенсивного таяния ледников, но и недостаточно низким для их роста. Максимальное уменьшение уровня мирового океана в этот период составляет 1.3 м. Через 55 тыс. лет наступает следующий минимум инсоляции, который способствует росту как Гренландского ледникового щита, так и островных ледников. Максимальная толщина Гренландского ледникового щита увели-

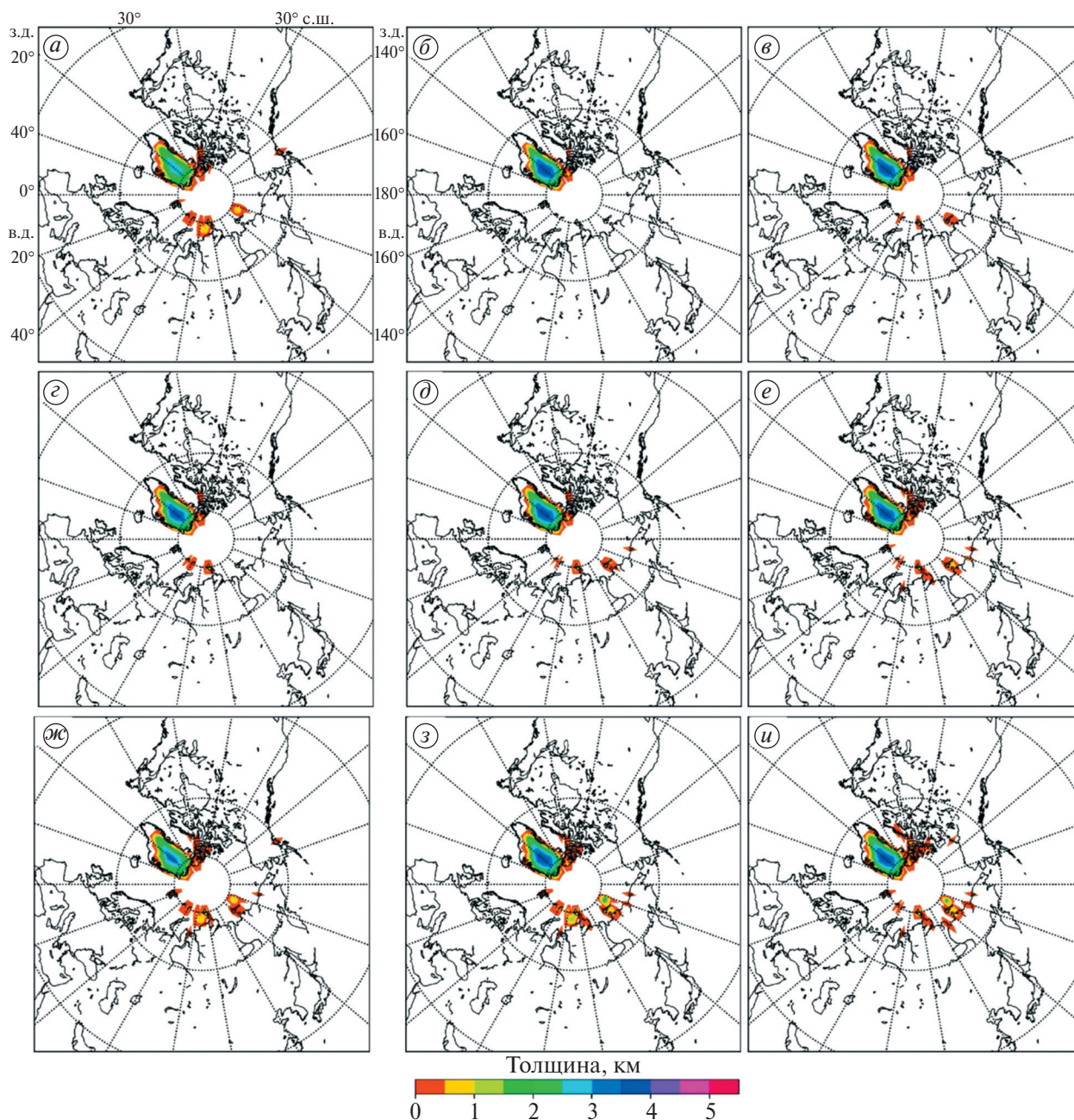


Рис. 2. Толщина ледниковых щитов в расчётах S3000_0 (а–в), S1000_0 (г–е) и S0_0 (ж–и) через 1 тыс лет (а, г, ж), 20 тыс. лет (б, д, з) и 60 тыс. лет (в, е, и) после начала антропогенных эмиссий CO₂ в атмосферу

Fig. 2. Ice sheet thickness in simulations S3000_0 (a–в), S1000_0 (г–е), and S0_0 (ж–и) after 1 kyr (a, г, ж), 20 kyr (б, д, з) and 60 kyr (в, е, и) from the onset of the anthropogenic CO₂ emissions into the atmosphere

чивается до 4 км, а его площадь — на 100 тыс. км². Также появляются островные ледники площадью 150 тыс. км² и средней толщиной в 250 м.

По результатам расчётов при сценарии 1000 ГтС в Восточном полушарии в первые 5 тыс. лет идёт таяние островных ледников, их площадь уменьшается с 500 до 135 тыс. км², а средняя толщина

уменьшается с 500 до 400 м (см. рис. 2, г, д, е). В Западном полушарии происходит увеличение максимальной высоты Гренландского ледникового щита до 3.9 км, при этом его площадь уменьшается на 100 тыс. км². В следующие 55 тыс. лет начинается рост островных ледников, что приводит к увеличению их площади до 450 тыс. км² в Восточном полушарии. Площадь Гренландского ледникового

щита в этот период также увеличивается и возвращается к современным значениям при максимальной толщине щита в 3.9 км. Максимальное уменьшение уровня Мирового океана в этот период составляет 2 м.

При сценарии $S0_0$ через 500 лет начинается прирост как Гренландского щита, так и островных ледников — в следующие 20 тыс. лет его площадь увеличивается на 50 тыс. км² относительно современного значения, площадь островных ледников в Западном полушарии увеличивается на 100 тыс. км², а в Восточном — на 250 тыс. км², их средняя толщина увеличивается до 670 м (см. рис. 2, ж, з, и). Максимальная толщина Гренландского щита при этом достигает 3.9 км, приводя к снижению уровня Мирового океана на 3 м. Пик летней инсоляции через 30 тыс. лет приводит к уменьшению площади ледниковых щитов в Северном полушарии до современных значений с их последующим восстановлением при уменьшении инсоляции. Максимальная толщина Гренландского ледникового щита сохраняется около 3.9 км на протяжении всех последующих 60 тыс. лет. Это может быть связано с изотермичностью модели по вертикали и избыточным количеством осадков в модельных сценариях.

Для учёта неопределённости восстановления данных для сценария 0 ГтС проведены эксперименты $S0+_0$ и $S0-_0$ (см. Приложение П1). Мак-

симальное отклонение уровня Мирового океана на протяжении каждого из расчётов от значений в тот же момент времени в эксперименте $S0_0$ не превышает 0.53 м. Однако при этом соответствующее различие толщины Гренландского щита достигает сотен метров (см. Приложение П1 и рис. П3) и может привести к образованию или полному таянию малых островных ледников.

Отмечено, что полученные в расчётах $S0_0$, $S0+_0$ и $S0-_0$ небольшое (до нескольких метров) изменение уровня Мирового океана в будущие 100 тыс. лет согласуется с полученным в модели Climber (Ganopolski et al., 2016), в которой использовалась другая модель динамики ледниковых щитов.

ВЛИЯНИЕ НАЛОЖЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ВОЗМУЩЕНИЙ НА ДИНАМИКУ ЛЕДНИКОВЫХ ЩИТОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Вариации с временем декорреляции менее 500 лет приводят к уменьшению площади ледниковых щитов и увеличению уровня мирового океана на 1–2 м (рис. 3). В вариациях с большими периодами может происходить накопление отрицательных вариаций, способных приводить к существенному росту ледниковых щитов в отдельных регионах (рис. 4) Максимальное уменьшение уровня Мирового океана составляет 4 м.

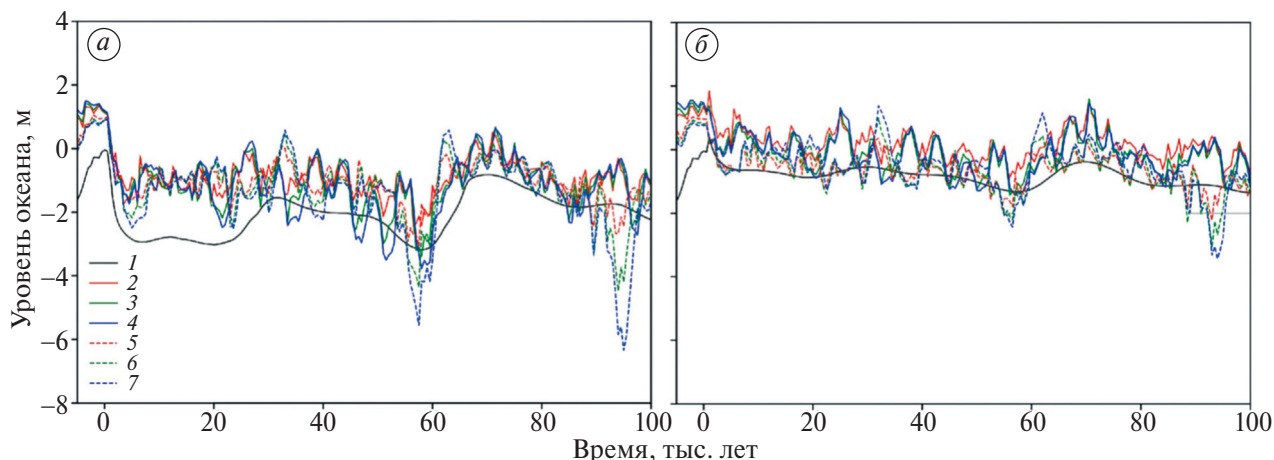


Рис. 3. Изменение уровня Мирового океана в реализациях экспериментов $S0_R$ (а) и $S300_R$ (б) при различных временах декорреляции τ .

Линии на рисунке: 1 — без возмущения, 2 и 5 — $\tau = 200$ лет, 3 и 6 — $\tau = 500$ лет, 4 и 7 — $\tau = 1000$ лет, 2–4 — реализация 1 белого шума ϵ в (2), 5–7 — реализация 2 соответственно

Fig. 3. Sea level changes in $S0_R$ (a) and $S300_R$ (b) simulations with different noise decorrelation timescale τ .

Shown are simulations without noise (1) and simulations with $\tau = 200$ yr (2 and 5), $\tau = 500$ yr (3 and 6) and $\tau = 1000$ yr (4 and 7). Lines 2 to 4 correspond to the noise sample 1 in eq. (2), lines 5 to 7 — to the respective sample 2

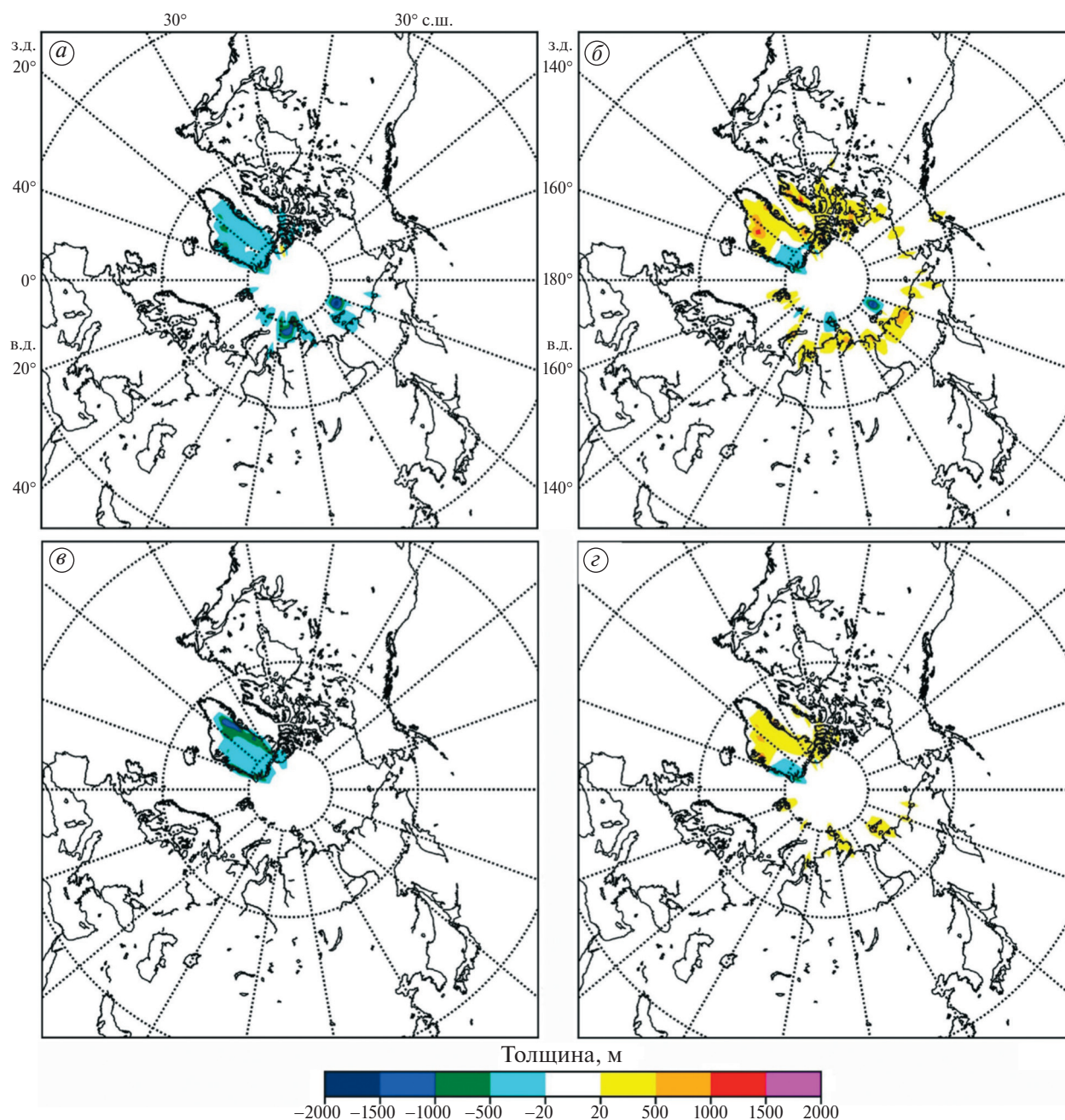


Рис. 4. Отличие (относительно расчёта $S0_0$) изменения толщины ледников и щитов в эксперименте $S0_0.9$ ($a-b$) и $S3000_0.9$ ($в-г$) при времени декорреляции белого шума $\tau = 1000$ лет с первой его реализацией через 20 тыс. лет ($a, в$) и 55 тыс. лет ($б, г$) после начала антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу

Fig. 4. Difference of ice sheets and glaciers thickness in simulations $S0_0.9$ ($a-b$) and $S3000_0.9$ ($в-г$) relative to their counterpart in simulation $S0_0$ with the first noise sample after 20 kyr ($a, в$) and 55 kyr ($б, г$) from the onset of the anthropogenic CO_2 emissions into the atmosphere

В экспериментах с возмущением в сценарии $S0_0$ без антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу такое возмущение может приводить к относительно небольшому усилению или ослаблению развития ледников в Северном Ледовитом океане, а также к соответствующим

изменениям Гренландского ледникового щита (см. рис. 4). Однако для островных ледников Северного Ледовитого океана различие толщины льда между экспериментами $S0_0$, с одной стороны, и $S0_R$ при разных R , с другой, как правило, не превышает нескольких десятков

метров. Подобное утверждение справедливо и для большей части Гренландского щита, хотя для небольшой его части подобные различия могут достигать 1 км. Соответствующие различия вариаций уровня Мирового океана не превышают 2 м, указывая на отсутствие значимого оледенения Северного полушария в течение последующих 100 тыс. лет.

Подобное также справедливо для экспериментов с ненулевыми антропогенными эмиссиями CO_2 в атмосферу и с наложением возмущений на климатические поля — Гренландский ледниковый щит может становиться тоньше при накоплении положительных температурных вариаций или толще при накоплении соответствующих отрицательных вариаций (см. рис. 4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе проведены численные эксперименты для будущих 100 тыс. лет модификации двумерной изотермической по вертикали модели ледниковых щитов IceBern2D Северного полушария. Климатические вариации при этом были заданы для будущего периода по расчётам с моделью земной системы Climber при учёте вариаций параметров орбиты Земли и идеализированных сценариев антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу.

В будущие 100 тыс. лет изменения параметров орбиты не приводят к значимому оледенению — соответствующие вариации уровня Мирового океана не превышают нескольких метров даже в численных экспериментах без учёта антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу. Прирост массы в этот период отмечается только для Гренландского ледникового щита и для островных ледников в Северном Ледовитом океане. Учёт климатических вариаций из-за таких эмиссий тем более затрудняет развитие значимого оледенения и дополнительно уменьшает абсолютные значения падения уровня океана при накоплении льда. Эти результаты в целом согласуются с полученными в (Ganopolski et al., 2016). Тем не менее в отдельных узлах сетки изменения параметров орбиты приводят к увеличению толщины Гренландского ледникового щита на величину до нескольких сотен метров.

Несмотря на применение в работе идеализированных временных зависимостей для интенсивности антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу, результаты для будущих 100 тыс. лет

оказываются достаточно общими (см. обсуждение в разделе “Численные эксперименты”). Однако они могут зависеть от климатической чувствительности модели, использованной при подготовке климатических сценариев в будущем. Среднеглобальная равновесная чувствительность $\Delta T_{2^* \text{CO}_2}$ приповерхностной температуры к удвоению содержания CO_2 в атмосфере для используемой версии модели Climber составляет 2.8°C (MacDougall et al., 2020) и находится ниже середин интервалов, характерных для последних поколений детальных моделей земной системы (модели ансамблей CMIP5 — Coupled Models Intercomparison Project, phase 5 и CMIP6 — Coupled Models Intercomparison Project, phase 6; 3.2 и 3.7°C соответственно (Meehl et al., 2020), но близка к центральной оценке Шестого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (см. табл. 1.2 из (Climate..., 2022)). При подготовке сценариев с моделями, характеризующимися большей климатической чувствительностью, выводы данной работы дополнительно усилятся, тогда как при соответствующем использовании моделей с меньшими значениями $\Delta T_{2^* \text{CO}_2}$ они не изменятся принципиальным образом (поскольку они справедливы даже для сценария S0_0, в котором влияние изменения параметров орбиты максимално среди всех использованных).

При учёте климатических вариаций с временными масштабами от 200 до 1000 лет выявляется заметная чувствительность результатов моделирования ледниковых щитов Северного полушария. При достаточно большом времени декорреляции ($\tau \geq 1000$ лет) накопление влияния климатических вариаций одного знака может привести к принципиальному изменению динамики системы. В период устойчивого межледниковья — например, для современности и для будущих 100 тыс. лет — подобные климатические вариации не приводят к значительному (сопоставимому с ПЛМ) изменению состояния ледниковых щитов Северного полушария, но могут значительно повлиять на малые островные полярные ледники. Кроме того, при использованных временах декорреляции белого шума ($\tau < 1000$ лет) климатические возмущения приводят в большей мере к таянию ледников, чем к их росту.

Вклад ледников и щитов Южного полушария в работе не учитывается, как не учитываются и такие процессы динамической нестабильности как MISI (Marine Ice Sheet Instability) и MICI

(Marine Ice Cliff Instability) (Abram et al., 2025). Это, конечно, недостаток работы. Однако в расчётах с Climber-2 антропогенное потепление характеризуется длительностью не более нескольких тысяч лет, после чего изменения глобального климата за счёт изменения параметров орбиты невелики. Как следствие, можно надеяться, что учёт влияния ледникового покрова Южного полушария не изменит принципиальным образом результатов данной работы. Это не противоречит оценкам вклада ледниковых щитов Антарктиды в изменение уровня Мирового океана в последний ледниковый цикл, составляющего около 10% от полного изменения уровня Мирового океана (Simms et al., 2019).

Обсудим в заключении также недостатки данной работы. В использованной модели ледниковых щитов отсутствует блок термофизики, так что профиль температуры в них однороден по вертикали. Учёт вертикального профиля температуры внутри щита (и интерактивное его вычисление в модели) способен повлиять на полученные в данной работе количественные оценки, в том числе для верхнего предела неопределённости реконструкций температуры в плейстоцене. В дальнейшем планируется расширение модели блоком термофизических процессов в толще льда с соответствующей возможностью уточнения полученных оценок.

Расчёты работы используют климатические сценарии (Ganopolski et al., 2016) и, несмотря на другую модель динамики ледниковых щитов, не являются полностью независимыми от результатов данной работы. Как следствие, в будущем целесообразно провести численные эксперименты с климатическими сценариями, полученными из других моделей. Однако общее подобие пространственной структуры изменений температуры и осадков между климатическими моделями при единичном изменении среднеглобальной среднегодовой приповерхностной температуры (Climate..., 2022) позволяет утверждать, что, хотя такие расчёты и позволят уточнить и расширить результаты данной работы, они не изменят их принципиальным образом.

Благодарности. Оценка влияния возмущений с различными временными масштабами на результаты получена при поддержке проекта РФФ 25-17-00015. Подготовка данных об изменениях климата в будущем была выполнена в рамках проекта РФФ 24-17-00211. Модификация модели ледниковых щитов в рамках госзаданий Ин-

ститута физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (регистрационный номер проекта FMWR-2025-0006) и МГУ им. М.В. Ломоносова (тема 122091200042-5).

Acknowledgments. The impact of disturbances with different time scales on the results was assessed with the support of the Russian Science Foundation project 25-17-00015. The curation of data on future climate changes is done in the framework of the RSF project 24-17-00211. Modification of an ice sheet model within the state assignments of the A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences (project registration number FMWR-2022-0014) and Lomonosov Moscow State University (theme 122091200042-5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржанов М.М., Мохов И.И.* Оценки степени устойчивости континентальных реликтовых метангидратов в оптимуме голоцена и при современных климатических условиях // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476 № 4. С. 456–460.
<https://doi.org/10.7868/S0869565217280222>
- Мохов И.И., Малышкин А.В.* Аналитическая оценка критического уровня глобального потепления для перехода от роста к уменьшению массы Антарктического ледового щита // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436. № 3. С. 155–158.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X11010284>
- Плюсков А.Н, Елисеев А.В., Мохов И.И.* Ансамблевое моделирование динамики ледовых щитов в последнем ледниковом цикле // Доклады Академии наук. 2023. Т. 510 № 1. С. 323–328.
<https://doi.org/10.31857/S2686739722602873>
- Рыбак О.О., Володин Е.М.* Использование энергобалансовой модели для включения криосферного компонента в климатическую модель. Часть I. Описание модели и расчеты климатических полей приземной температуры воздуха и осадков // Метеорология и гидрология. 2015. № 40. С. 731–740.
- Шараф Ш.Г., Будникова Н.А.* Вековые изменения орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата // Труды Института теоретической астрономии АН СССР. 1969. Вып. 14. С. 48–84.
- Abram N.J., Purich A., England M.H., McCormack F.S., Strugnell J.M., Bergstrom D.M., Vance T.R., Stål T., Wienecke B., Heil P., Doddridge E.W., Sallée J.-B., Williams T.J., Reading A.M., Mackintosh A., Reese R., Winkelmann R., Klose A.K., Boyd P.W., Chown S.L., Robinson S.A.* Emerging Evidence of Abrupt Changes in the Antarctic Environment // Nature. 2025. V. 644. P. 621–633.
<https://doi.org/10.1038/s41586-025-09349-5>

- Barker S., Lisiecki L., Knorr G., Nuber S., Tzedakis P.* Distinct Roles for Precession, Obliquity, and Eccentricity in Pleistocene 100-kyr Glacial Cycles // *Science* 2025. V. 387 № 6737. <https://www.doi.org/10.1126/science.adp3491>
- Berger A., Loutre M.F.* Modeling the 100-kyr Glacial-Interglacial Cycles // *Global Planetary Change*. 2010. V. 72 (4). P. 275–281. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.01.003>
- Berger A.* Milankovitch Theory and climate // *Review Geophysics*. 1988. V. 26 (4). P. 624–657. <https://doi.org/10.1029/RG026i004p00624>
- Calov R., Ganopolski A.* Multistability and Hysteresis in the Climate-Cryosphere System Under Orbital Forcing // *Geophys. Research Letters*. 2005. V. 32 (21). L21717. <https://doi.org/10.1029/2005GL024518>
- Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / *Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Pèan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekei O., Yu R., Zhou B.* Cambridge: Cambridge University Press. 2022. 2406 p.
- Fyke J., Sergienko O., Löfverström M., Price S., Lenaerts J.T.M.* An Overview of Interactions and Feedbacks Between Ice Sheets and the Earth System // *Review Geophysics*. 2018. V. 56 (2). P. 361–408. <https://doi.org/10.1029/2018RG000600>
- Ganopolski A., Winkelmann R., Schellnhuber H.* Critical Insolation–CO₂ Relation for Diagnosing Past and Future Glacial Inception // *Nature* 2016. V. 529. P. 200–203. <https://doi.org/10.1038/nature16494>
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., De Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.* The ERA5 Global Reanalysis // *Quaternary Journal of Royal Meteorological Society*. 2020. V. 146. P. 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Kemp A.C., Horton B.P., Donnelly J.P., Mann M.E., Vermeer M., Rahmstorf S.* Climate Related Sea-Level Variations over the Past Two Millennia // *Proc. of the U.S.A. National Academy of Science*. 2011. V. 108 (27). P. 11017–11022. <https://doi.org/10.1073/pnas.1015619108>
- Laskar J., Fienga A., Gastineau M., Manche H.* La2010: A New Orbital Solution for the Long-Term Motion of the Earth // *A&A* 2011. V. 532 A89. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201116836>
- MacDougall A.H., Frölicher T.L., Jones C.D., Rogelj J., Matthews H.D., Zickfeld K., Arora V.K., Barrett N.J., Brovkin V., Burger F.A., Eby M., Eliseev A.V., Hajima T., Holden P.B., Jeltsch-Thömmes A., Koven C., Mengis N., Menviel L., Michou M., Mokhov I.I., Oka A., Schwinger J., Séférian R., Shaffer G., Sokolov A., Tachiiri K., Tjiputra J., Wiltshire A., Ziehn T.* Is there Warming in the Pipeline? A Multi-Model Analysis of the Zero Emissions Commitment from CO₂ // *Biogeosciences*. 2020. V. 17. P. 2987–3016. <https://doi.org/10.5194/bg-17-2987-2020>
- Meehl G.A., Senior C.A., Eyring V., Flato G., Lamarque J., Stouffer R.J., Taylor K.E., Schlund M.* Context for Interpreting Equilibrium Climate Sensitivity and Transient Climate Response from the CMIP6 Earth System Models // *Sci. Adv.* 2020. V. 6. № 26. <https://www.doi.org/10.1126/sciadv.aba1981>
- Neff B., Born A., Stocker T.F.* An Ice Sheet Model of Reduced Complexity for Paleoclimate Studies // *Earth System Dynamics*. 2016. V. 7 (2). P. 397–418. <https://doi.org/10.5194/esd-7-397-2016>
- Rahmstorf S., Crucifix M., Ganopolski A., Goosse H., Kamenkovich I., Knutti R., Lohmann G., Marsh R., Mysak L.A., Wang Z., Weaver A.J.* Thermohaline Circulation Hysteresis: A Model Intercomparison // *Geophys. Research Letters*. 2005. V. 32 (23). L23605. <https://doi.org/10.1029/2005GL023655>
- Simms A.R., Lisiecki L., Gebbie G., Whitehouse P.L., Clark J.F.* Balancing the Last Glacial Maximum (LGM) Sea-Level Budget // *Quaternary Science Review*. 2019. V. 205. P. 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.018>
- Veenhof R.J., Burrows M T., Hughes A.D., Michalek K., Ross M.E., Thomson A.I., Fedenko J., Stanley M.S.* Sustainable Seaweed Aquaculture and Climate Change in the North Atlantic: Challenges and Opportunities // *Frontiers in Marine Science*. 2024. V. 11. <https://www.doi.org/10.3389/fmars.2024.1483330>
- Zickfeld K., Eby M., Matthews H.D., Weaver A.J.* Setting Cumulative Emissions Targets to Reduce the Risk of Dangerous Climate Change // *Proc. of National Academy of Science. U.S.A.* 2009. V. 106 (38). P. 16129–16134. <https://doi.org/10.1073/pnas.080580010>

Citation: Ploskov A.N., Eliseev A.V., Mokhov I.I. Estimates of Changes in the State of the Ice Sheets of the Northern Hemisphere During Future 100 kyr. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 33–44. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010037

Estimates of Changes in the State of The Ice Sheets of the Northern Hemisphere During Future 100 kyr

© 2026 A. N. Ploskov^{a,#}, A. V. Eliseev^{a,b}, I. I. Mokhov^{a,b}

^aA.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

^bLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[#]e-mail: ploskovanton92@mail.ru

Received June 26, 2025; revised November 1, 2025; accepted December 29, 2025

Ensemble simulations are performed with a modified version of the two-dimensional vertically isothermal ice sheets model IceBern2D of the Northern Hemisphere. The computation domain is limited to the Northern Hemisphere. The ERA5 reanalysis data used for the present-day state. Future atmospheric forcing is adopted from the simulations with the Climber-2.3 climate model, which is forced by the anthropogenic CO₂ emissions into the atmosphere and by the changes of the parameters of the Earth orbit. In the subset of the simulations, stochastic terms with experiment-dependent decorrelation length up to 1 kyr are added to the above-mentioned deterministic forcing. In all simulations, changes of orbital parameters during next 100 kyr do not lead to strong glaciations, and the global sea level variations are limited to several meters. This is even enforced by anthropogenically induced climate warming, because, despite anthropogenic emissions ceasing after several centuries, climate is warmer than the preindustrial state even after 100 kyr of simulations. Stochastic forcing may lead to strong deviations of the ice sheet state trajectory from the deterministic one.

Keywords: climate changes, ice sheet models, future climate changes

REFERENCES

- Arzhanov M.M., Mokhov I.I. Stability of Continental Relic Methane Hydrates for the Holocene Climatic Optimum and for Contemporary Conditions. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2017, 476 (4): 456–460.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X17100026> [In Russian].
- Mokhov I.I., Malyshkin A.V. Analytical Estimate of the Critical Global-Warming Level for the Antarctic Ice Sheet Mass Gain-to-Loss Transition. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2011, 436 (3): 155–158.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X11010284> [In Russian].
- Ploskov A.N., Eliseev A.V., Mokhov I.I. Ensemble Modeling of Ice Sheet Dynamics in the Last Glacial Cycle. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2023, 510 (1): 323–328.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X23600172> [In Russian].
- Rybak O.O., Volodin E.M. Applying the Energy- and Water Balance Model for Incorporation of the Cryospheric Component into a Climate Model. Part I. Description of the Model and Computed Climatic Fields of Surface Air Temperature and Precipitation Rate. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2015, 40: 731–740.
<https://doi.org/10.3103/S1068373915110035> [In Russian].
- Sharaf S.G., Budnikova N.A. Secular Changes in the Earth's Orbit and the Astronomical Theory of Climate Fluctuations. *Trudy Instituta teoreticheskoy astronomii AN SSSR*. Proceedings of the Institute of Theoretical Astronomy of the USSR Academy of Sciences, 1969, 14: 48–84. [In Russian].
- Abram N.J., Purich A., England M.H., McCormack F.S., Strugnell J.M., Bergstrom D.M., Vance T.R., Stål T., Wienecke B., Heil P., Doddridge E.W., Sallée J.-B., Williams T.J., Reading A.M., Mackintosh A., Reese R., Winkelmann R., Klose A.K., Boyd P.W., Chown S.L., Robinson S.A. Emerging Evidence of Abrupt Changes in the Antarctic Environment. *Nature*. 2025, 644: 621–633
<https://doi.org/10.1038/s41586-025-09349-5>
- Barker S., Lisiecki L., Knorr G., Nuber S., Tzedakis P. Distinct Roles for Precession, Obliquity, and Eccentricity in Pleistocene 100-kyr Glacial Cycles. *Science* 2025, 387: 6737.
<https://www.doi.org/10.1126/science.adp3491>
- Berger A., Loutre M.F. Modeling the 100-kyr Glacial-Interglacial Cycles. *Global Planetary Change*. 2010, 72 (4): 275–281
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.01.003>
- Berger A. Milankovitch Theory and Climate. *Review Geophysics*. 1988, 26 (4): 624–657.
<https://doi.org/10.1029/RG026i004p00624>
- Calov R., Ganopolski A. Multistability and Hysteresis in the Climate-Cryosphere System Under Orbital Forcing. *Geophys. Research Letters*. 2005, 32 (21): L21717.
<https://doi.org/10.1029/2005GL024518>

- Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / *Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Pèan C., Berger S., Caud N., Chen Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekei O., Yu R., Zhou B.* Cambridge: Cambridge University Press, 2022: 2406.
- Fyke J., Sergienko O., Löfverström M., Price S., Lenaerts J.T.M.* An Overview of Interactions and Feedbacks Between Ice Sheets and the Earth System. *Review Geophysics*. 2018, 56 (2): 361–408. <https://doi.org/10.1029/2018RG000600>
- Ganopolski A., Winkelmann R., Schellnhuber H.* Critical Insolation–CO₂ Relation for Diagnosing Past and Future Glacial Inception. *Nature* 2016, 529: 200–203 <https://doi.org/10.1038/nature16494>
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., De Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Keeley S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.* The ERA5 Global Reanalysis. *Quaternary Journal of Royal Meteorological Society*. 2020. V. 146. P. 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Kemp A.C., Horton B.P., Donnelly J.P., Mann M.E., Vermeer M., Rahmstorf S.* Climate Related Sea-Level Variations over the Past Two Millennia. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 2011, 108 (27): 11017–11022 <https://doi.org/10.1073/pnas.1015619108>
- Laskar J., Fienga A., Gastineau M., Manche H.* La2010: A New Orbital Solution for the Long-Term Motion of the Earth. *A&A* 2011, 532: A89 <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201116836>
- MacDougall A.H., Frölicher T.L., Jones C.D., Rogelj J., Matthews H.D., Zickfeld K., Arora V.K., Barrett N.J., Brovkin V., Burger F.A., Eby M., Eliseev A.V., Hajima T., Holden P.B., Jeltsch-Thömmes A., Koven C., Mengis N., Menviel L., Michou M., Mokhov I.I., Oka A., Schwinger J., Séférian R., Shaffer G., Sokolov A., Tachiiri K., Tjiputra J., Wiltshire A., Ziehn T.* Is There Warming in the Pipeline? A Multi-Model Analysis of the Zero Emissions Commitment from CO₂. *Biogeosciences* 2020, 17: 2987–3016. <https://doi.org/10.5194/bg-17-2987-2020>
- Meehl G.A., Senior C.A., Eyring V., Flato G., Lamarque J., Stouffer R.J., Taylor K.E., Schlund M.* Context for Interpreting Equilibrium Climate Sensitivity and Transient Climate Response from the CMIP6 Earth System Models. *Sci. Adv.* 2020, 6. 26. <https://www.doi.org/10.1126/sciadv.aba1981>
- Neff B., Born A., Stocker T.F.* An Ice Sheet Model of Reduced Complexity for Paleoclimate Studies // *Earth System Dynamics*. 2016, 7 (2): 397–418. <https://doi.org/10.5194/esd-7-397-2016>
- Rahmstorf S., Crucifix M., Ganopolski A., Goosse H., Kamenskovich I., Knutti R., Lohmann G., Marsh R., Mysak L.A., Wang Z., Weaver A.J.* Thermohaline Circulation Hysteresis: A Model Intercomparison. *Geophys. Research Letters* 2005, 32 (23): L23605. <https://doi.org/10.1029/2005GL023655>
- Simms A.R., Lisiecki L., Gebbie G., Whitehouse P.L., Clark J.F.* Balancing the Last Glacial Maximum (LGM) Sea-Level Budget. *Quaternary Science Review*. 2019, 205: 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.018>
- Veenhof R.J., Burrows M T., Hughes A.D., Michalek K., Ross M.E., Thomson A.I., Fedenko J., Stanley M.S.* Sustainable Seaweed Aquaculture and Climate Change in the North Atlantic: Challenges and Opportunities. *Frontiers in Marine Science* 2024. 11. <https://www.doi.org/10.3389/fmars.2024.1483330>
- Zickfeld K., Eby M., Matthews H.D., Weaver A.J.* Setting Cumulative Emissions Targets to Reduce the Risk of Dangerous Climate Change. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 2009, 106 (38): 16129–16134 <https://doi.org/10.1073/pnas.080580010>

УДК: 551.583

ЛЕДНИК ИГАН НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ: ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ (^{18}O , ^2H) ЛЬДА

© 2026 г. Ю. Н. Чижова^{1,*}, Г. А. Носенко¹, В. М. Михаленко¹,
И. И. Лаврентьев¹, Н. С. Мергелов¹, А. В. Долгих¹, А. Г. Хайрединова¹,
М. А. Воробьев¹, М. М. Виноградова¹, А. Н. Шеин²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Научный центр изучения Арктики, Салехард, Россия

*e-mail: eacentr@yandex.ru

Поступила в редакцию 16.09.2025 г.

После доработки 14.10.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Впервые выполненное на леднике ИГАН керновое бурение позволило изучить ледниковый керн длиной 91 м. В пробах льда анализировались содержание, морфология и состав твёрдых частиц, а также изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$). Исследование твёрдой фракции на поверхности фильтров при помощи сканирующей электронной микроскопии выявило наличие пористых алюмосиликатных сферул диаметром в пределах 1–12 микрон и высокоуглеродистого вещества в виде хлопьев, чешуек и мелких пористых обломков. В целом морфология и состав сферул, а также углеродистых частиц соответствовали золошлаковым отходам ТЭЦ (летучая зола, fly ash), т.о. маркируя разработку Воркутинского месторождения каменного угля и связанное с этим развитие инфраструктуры. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ледникового льда варьируют от -12.9 до -22.8‰ и от -90.8 до -167‰ , соответственно. Таким образом, общий диапазон вариаций составил 9.9‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 157‰ для $\delta^2\text{H}$. Наибольшие вариации $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ и небольшая плотность (от 0.27 до 0.38 г/см³) характерны для верхних 5 м керна, что указывает на снежно-фирновую толщу одного года накопления. На глубине 4.8 м плотность возрастает и до основания керна варьирует в пределах 0.83 – 0.93 г/см³. Вместе с увеличившейся плотностью значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ повышаются до средних величин с небольшим отклонением и по глубине распределены очень гомогенно. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ледникового льда аппроксимируются уравнением, несколько отличным от глобальной линии метеорных вод. Это отличие связано с особенностями формирования изотопного состава осадков в арктическом секторе Восточно-Европейской равнины. Изотопные параметры льда свидетельствуют о преимущественном образовании годового слоя аккумуляции за счёт образования натёчного конжеляционного льда в конце периода абляции из талых вод (с участием дождей), поступающих с тыловых частей кара, где остаётся нестаявший снежно-фирновый остаток.

Ключевые слова: ледниковый лед, Полярный Урал, изотопный состав кислорода и водорода, алюмосиликатные сферулы

DOI: 10.7868/S2412376526010041

ВВЕДЕНИЕ

Уникальная особенность ледников Полярного Урала — их положение ниже снеговой линии, поскольку существование ледников здесь связано с накоплением массы снега в карах подветренных склонов гор, обусловленным лавинным и метелевым переносом.

Наблюдения за ледниками Полярного Урала начались около ста лет назад, наиболее масштабные исследования проводились в период работы гляциологических экспедиций Института географии АН СССР в 1957–1981 гг. Поскольку в Арктике климатические изменения происходят быстрее и интенсивнее, чем в мире в целом (Overland, 2019), изучение ледников Полярного

Урала и их динамики — важный аспект в исследовании современных региональных изменений климата в полярных широтах. Исследования ледников Полярного Урала показали, что общая тенденция сокращения их размеров, установленная во второй половине XX в., сохраняется и в настоящее время. Более того, по сравнению с 1953–2000 гг. среднегодовая скорость сокращения площади ледников увеличилась вдвое (Носенко и др., 2020). Сокращение ледников связано с ростом летних температур воздуха, влияющих на интенсивность процессов абляции (Лаврентьев и др., 2023). Дендрохронологические данные, полученные для севера Европейской части России (Архангельская область), свидетельствуют о том, что на протяжении XV–XVIII вв. и первой половины XIX в. летние температуры в исследуемом регионе в среднем были ниже, чем в XX в. (Мацковский, 2022). Наибольший рост летних температур воздуха фиксируется, начиная со второй половины XX века. В 1958–1981 гг. в период работы ГМС “Большая Хадата” установлена тесная связь температуры воздуха в ледниковой зоне Полярного Урала с температурой воздуха на ГМС “Салехард” (Троицкий и др., 1966). Данные, полученные автоматической метеостанцией Campbell, работавшей над ледником ИГАН на вершине горы Харнаурды-Кеу (1240 м) в 2008–2009 гг., показали, что такая связь сохраняется и в настоящее время (Shahgedanova et al., 2012). Повышение летних температур воздуха на 2 °C за последние 20 лет (по данным ГМС Салехард) — самый неблагоприятный фактор, влияющий на баланс массы ледников Полярного Урала.

Ледник ИГАН имеет один из самых длинных рядов инструментальных наблюдений за балансом массы на Полярном Урале, который начат в 1958 г. в рамках программы Международного геофизического года (Троицкий и др., 1966). Этот ледник — крупнейший на Полярном Урале, располагается в высотном диапазоне от 830 м на языке до 1100 м у тыловой стенки кара) и относится к карово-долинному типу. Метелевый перенос и крутые высокие борта кара создают повышенную концентрацию снега на поверхности ледника, в 1.5–2.0 раза превышающую количество выпадающих осадков (Троицкий и др., 1966).

Ранее (Бажев и др., 1976) для ледников Полярного Урала установлено, что из-за большого количества талой воды, поступающей в сезон абляции, фирновые горизонты на ледниках про-

мачиваются водой. Термометрические измерения в снежных скважинах на леднике ИГАН в мае 2022 г. показали, что с началом сезона абляции вся снежная толща промачивается водой на всех высотных уровнях ледника (Шеин и др., 2022). В конце периода абляции оставшийся на поверхности слой содержит в себе, как правило, режеляционный фирн, а также инфильтрационный и инфильтрационно-конжеляционный лёд (Васильчук и др., 2018).

Первые изотопные исследования ледников Полярного Урала проведены в 1970-х гг. на леднике Обручева (Бажев и др., 1976). Показано, что влияние талых и дождевых вод и процессы метаморфизма приводят к изменению исходного изотопного состава кислорода ледникового льда. В 2018 г. исследованы изотопные характеристики льда небольшого ледника на хребте Малый Пайпудынский и ледника Романтиков (Васильчук и др., 2018). Установлено, что изотопный сигнал снежников и ледников Полярного Урала отражает изменения изотопных характеристик осадков в процессе льдообразования, а размер ледников может оказывать определённое влияние на формирование изотопной записи льда. Предположено, что крупные ледники, для которых характерно несколько зон льдообразования, лучше сохраняют исходный изотопный сигнал.

Цель работы — установление изотопных характеристик ледника ИГАН, определение степени сохранности начального изотопного сигнала атмосферных осадков, слагающих лёд, и механизма льдообразования.

МЕТОДЫ

В конце апреля 2023 г. в ходе совместной гляциологической экспедиции на Полярный Урал Института географии РАН и Научного центра изучения Арктики (Салехард) на леднике ИГАН (66.004355 с. ш., 67.580597 в. д.) получен ледяной керн длиной 91 м (рис. 1). Бурение проводилось в незалитой (сухой) скважине с помощью электромеханической буровой установки компании GeoTech (Япония). Совершено 209 рейсов и поднято 153 куска ледяного керна общей длиной 90.8 м. Бурение закончилось на этой глубине в связи с резким увеличением количества обломочного материала, что позволило предположить близость ложа (донной морены).

Керн упакован в термос-ящики и транспортировался в замороженном состоянии. В ус-

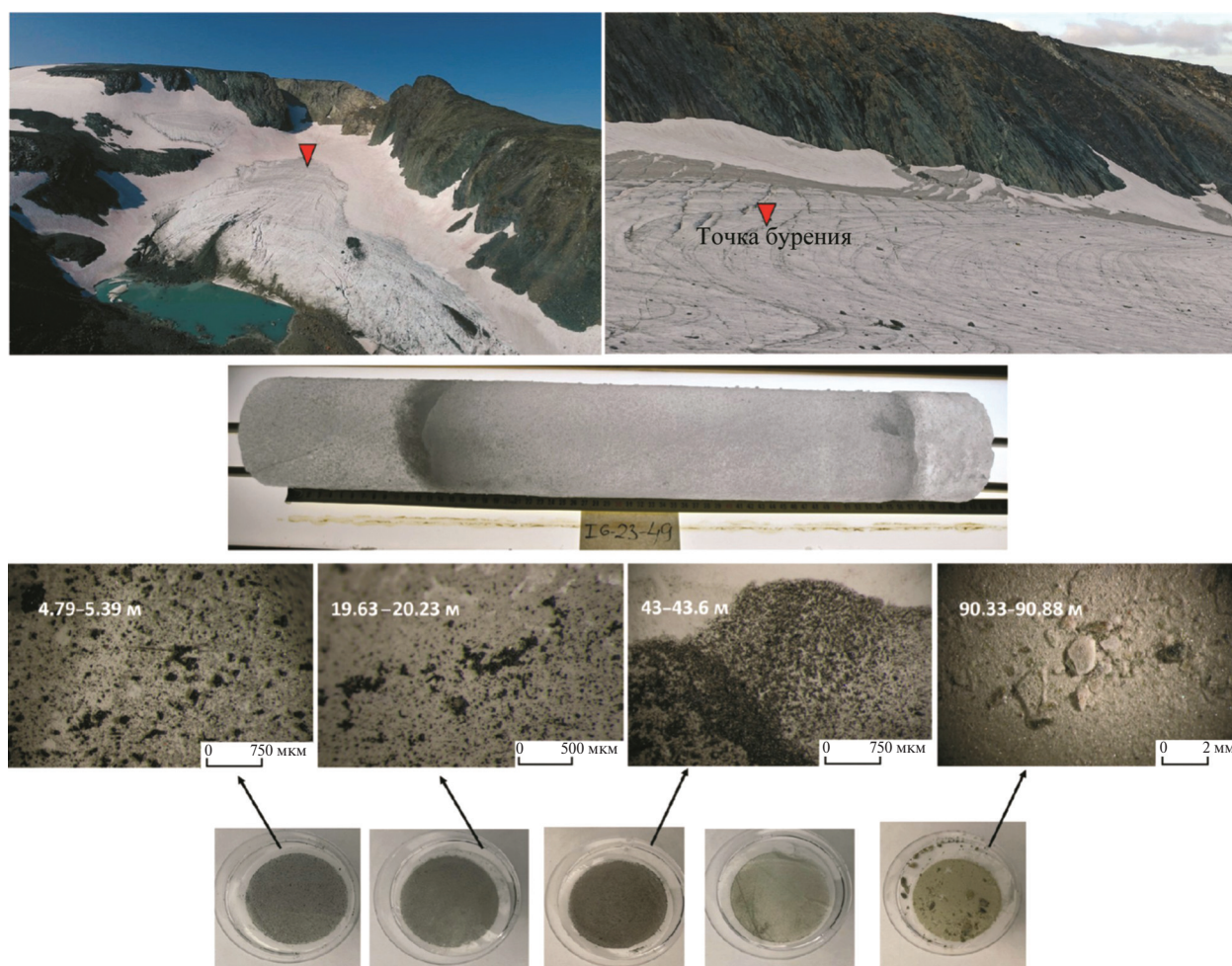


Рис. 1. Точка бурения на леднике ИГАН, общий вид фрагмента ледяного керна и минеральное вещество на поликарбонатных фильтрах, характеризующих ледниковый лёд на разных глубинах

Fig. 1. Drilling point on the IGAN glacier, general view of a fragment of an ice core and mineral dust on polycarbonate filters characterizing glacial ice at different depths

ловиях холодной лаборатории Института географии РАН при температуре воздуха -20°C выполнено описание кернов, отбор образцов с разрешением 10 см. Из шести секций керна (4.79–6.54 м; 19.63–21.38 м; 42.4–43.5 м; 49.72–51.42 м; 79.56–81.31; 89.74–91.0 м) образцы отбирались с разрешением 5 см для проверки степени сохранения изотопного сигнала в зависимости от шага отбора. Образцы льда растапливались при комнатной температуре, переливались в полипропиленовые пробирки и герметизировались лентой парафильм. Перед плавлением каждый образец обрабатывали ультразвуковой водой в три этапа, чтобы убрать возможные привнесённые в процессе транспортировки и нарезки внешние загрязнения. Образцы плавилась в чистых закрытых контейнерах в ламинарном шкафу.

Изотопный анализ выполнен в лаборатории палеоэкологических реконструкций на изотопном анализаторе Picarro L2130-i. Для нормализации измеренных значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ применялась линейная регрессия по измеренным одновременно с образцами внутренним лабораторным и международным изотопным стандартам. Погрешность измерений составила 0.1‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0.9‰ для $\delta^2\text{H}$.

Дополнительно образцы льда фильтровались с применением поликарбонатных фильтров 0.2 мкм для изучения минерального вещества (см. рис. 1). Исследования минерального состава твёрдых нерастворимых частиц выполнены на кафедре инженерной геологии геологического факультета МГУ при помощи рентгеновского дифрактометра Rigaku Ultime-IV (Япония).

Исследования морфологии и состава твёрдофазных микровключений выполнены в Центре коллективного пользования “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6610LV (Япония) с приставкой для энергодисперсионного рентгеновского микроанализа Oxford INCA Energy (Великобритания). Рамановские спектры углеродистых частиц получены на микроспектрометре Renishaw inVia Reflex (Великобритания) с применением зелёного лазера с длиной волны возбуждения $\lambda = 532$ нм при мощности 0.5 мВт и времени экспозиции 90 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Содержание и состав твёрдых частиц. Для фильтров, полученных для диапазона глубин от 0 до 50 м, отмечен выраженный чёрный цвет, что, вероятнее всего, связано с присутствием угольной пыли и продуктов сжигания углей, которые содержат значительное количество углерода. Предположительно, поступление этих частиц связано с работой Воркутинского месторождения углей, где добыча ведётся с 1940-х гг. В 1937 г. на левом берегу р. Воркуты началось строительство первой шахты (№ 1 “Капитальная”), к началу 1990-х гг. в окрестностях Воркуты работало 13 крупных шахт. По состоянию на конец 2019 г. продолжают работу четыре шахты — “Воргашорская”, “Комсомольская”, “Воркутинская” (бывшая шахта № 1 “Капитальная”) и “Заполярная”. Кроме действующих шахт с 2000 г. уголь добывают также в разрезе “Юньягинский” (первое и единственное в мире предприятие, добывающее коксующийся уголь открытым способом за Полярным кругом).

Вскрытие угольного горизонта выполняется с помощью взрывных работ. Минеральные частицы с глубины 43 м загрязнены углеродистым тёмноцветным веществом, предположительно связанным с добычей и сжиганием углей. Минеральное вещество, полученное на фильтрах для образцов с глубины 90 м, имеет другой цвет и состав (см. рис. 1) и говорит о том, что лёд не испытывал влияния угольной пыли и относится ко времени до начала разработки углей Воркутинского месторождения.

Рентгенодифракционный анализ содержимого фильтров выявил два основных вида преобладающего материала в керне ледника ИГАН. Первый тип представлен терригенным матери-

алом с доминированием слюдистых минералов (до 81% в пробе на глубине 80.16 м), хлорита и плагиоклазов, что указывает на локальные источники сноса из метаморфических комплексов Полярного Урала. Второй тип отложений характеризуется преобладанием аморфного кремнезёма (50.9–53.1%) — это индикатор биогенной деятельности диатомовых водорослей в талой воде на поверхности ледника. Присутствие такого биогенного материала отмечено в поверхностной пробе, а также на глубине 50.82 м, что однозначно свидетельствует об активном внутриледниковом переносе материала вниз по профилю. В образцах керна с глубины 20, 43 и 50 м наблюдаются значительные содержания минералов группы смектита, которые могут свидетельствовать о дальнем переносе в период осаждения данных отложений. На фильтре, относящемся к глубине 90 м, присутствуют включения кварца, сланцев и плагиоклазов, что характеризует выветривание горных пород и включение минеральных частиц в лёд, в том числе, вероятно, и за счёт взаимодействия на ложе ледника.

Сферулы и углеродистые частицы. Исследование твёрдой фракции на поверхности фильтров при помощи сканирующей электронной микроскопии выявило наличие двух часто встречающихся фаз: (1) пористых алюмосиликатных сферул диаметром 1–12 микрон и (2) высокоуглеродистого вещества в виде хлопьев, чешуек и мелких пористых обломков. Сферулы встречались как по отдельности, так и в виде устойчивых ассоциаций с углеродистыми частицами, образуя при этом микроагрегаты. По данным энергодисперсионного рентгеновского микроанализа, в элементном составе сферул преобладали O, Si и Al, а также содержались K, Na, Ca, Mg, Fe, S. Максимальная концентрация C в хлопьях и чешуйках достигала 75%. Рамановские спектры углеродистых частиц (рис. 2) содержали две широкие полосы D и G, характерные для продуктов неполного окисления органического вещества, в том числе остаточных продуктов сжигания угля.

В целом морфология и состав сферул, а также углеродистых частиц, соответствовали золошлаковым отходам ТЭЦ, точнее, золе-уносу (летучая зола, fly ash). Известно, что микроскопические алюмосиликатные сферулы образуются при сжигании углей в результате расплавления минеральных компонентов и миграции расплава в газовом потоке в виде отдельных мельчайших капель. Состав и свойства сферул определяют-

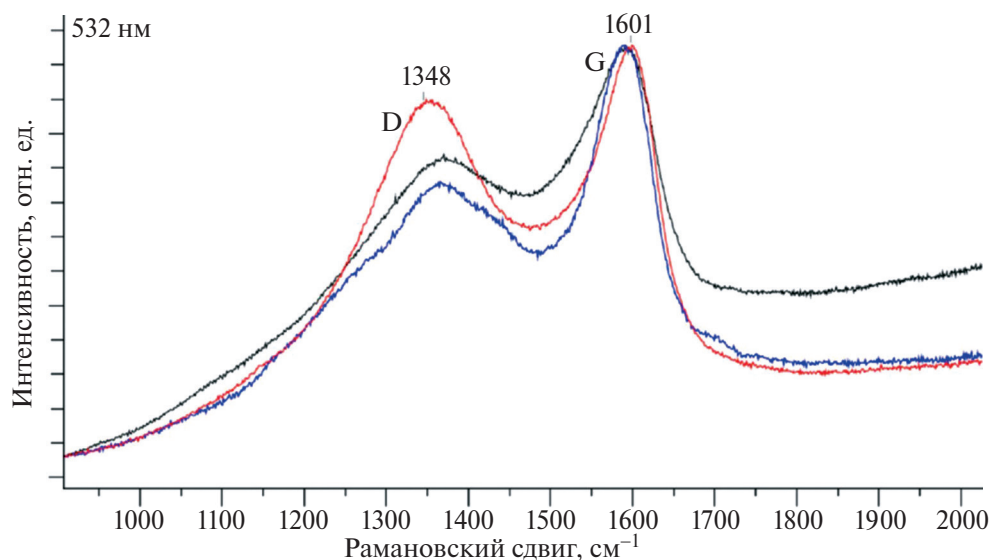


Рис. 2. Рамановские спектры углеродистых частиц на фильтрах. Полоса D — дефекты ароматической структуры, полоса G — колебания связей C=C в ароматическом кольце

Fig. 2. Raman spectra of carbon particles on filters. Band D — defects of the aromatic structure, band G — vibrations of C=C bonds in the aromatic ring

ся условиями сжигания и ассоциацией минералов в угле (Дрожжин и др., 2008). Таким образом, присутствие сферул и углеродистых частиц в ледниковом льду — антропогенный маркер, свидетельство привноса продуктов сжигания ископаемого угля. Учитывая микронный размер частиц, они могли поступать на поверхность ледника с ветровым переносом. Алюмосиликатные сферулы и углеродистые частицы обнаружены во всех секциях керна на глубинах от 0 до 80 м (рис. 3).

Принципиально картина меняется на глубине 81 м: отмечается обилие минеральных частиц фракции средней и крупной пыли, представленных пластинками алюмосиликатов. Это характеризует эоловый материал, который когда-то поступал на ледник до появления антропогенных примесей. Сферул практически нет (обнаружено всего две микросферы диаметром около 2 микрон, что, вероятно, связано с контаминацией на любой из стадий подготовки образцов).

Таким образом, по содержанию алюмосиликатных сферул и углеродистых частиц заключено, что на глубине 81 м проходит временная граница 1940 г., и предположительно, 81 м ледяного керна соответствуют 83 годам аккумуляции. Однако в минеральном веществе на глубинах с 90.3 до 91.18 м вновь отмечено присутствие сферул, а также углеродистых ча-

стиц, аналогичных найденным выше по керну. Глубины ниже 90 м — это самая нижняя часть керна, придонный базальный ледниковый лёд, который сформирован при намерзании жидкой воды на ложе ледника. Поступление этой воды связано не только с таянием льда на ложе, но и с проникновением жидкой воды из каверн и канав в теле ледника. В этом случае твёрдофазные антропогенные маркеры (мелкие алюмосиликатные сферулы) могли поступать на ложе с жидкой водой из вышележащих слоёв льда или боковых частей ледника. Этот же эффект проникновения жидкой воды на разные глубины в теле ледника отмечается и по содержанию аморфного кремнезёма.

Изотопные характеристики. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ ледникового льда варьируют от -12.9 до -22.8‰ и от -90.8 до -167‰ соответственно. Таким образом, общий диапазон вариаций составил 9.9‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 76.2‰ для $\delta^{2}\text{H}$. Наибольшие вариации $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ характерны для верхних 5 м керна (рис. 4), плотность здесь составила от 0.27 до 0.38 г/см³, что указывает на снежно-фирновую пачку одного года накопления. На глубине 4.8 м плотность возрастает до 0.61 г/см³, на глубине 5.4 м — до 0.87 г/см³ и до основания керна варьирует в пределах 0.83 – 0.93 г/см³.

Вместе с увеличившейся плотностью значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ повышаются до средних величин

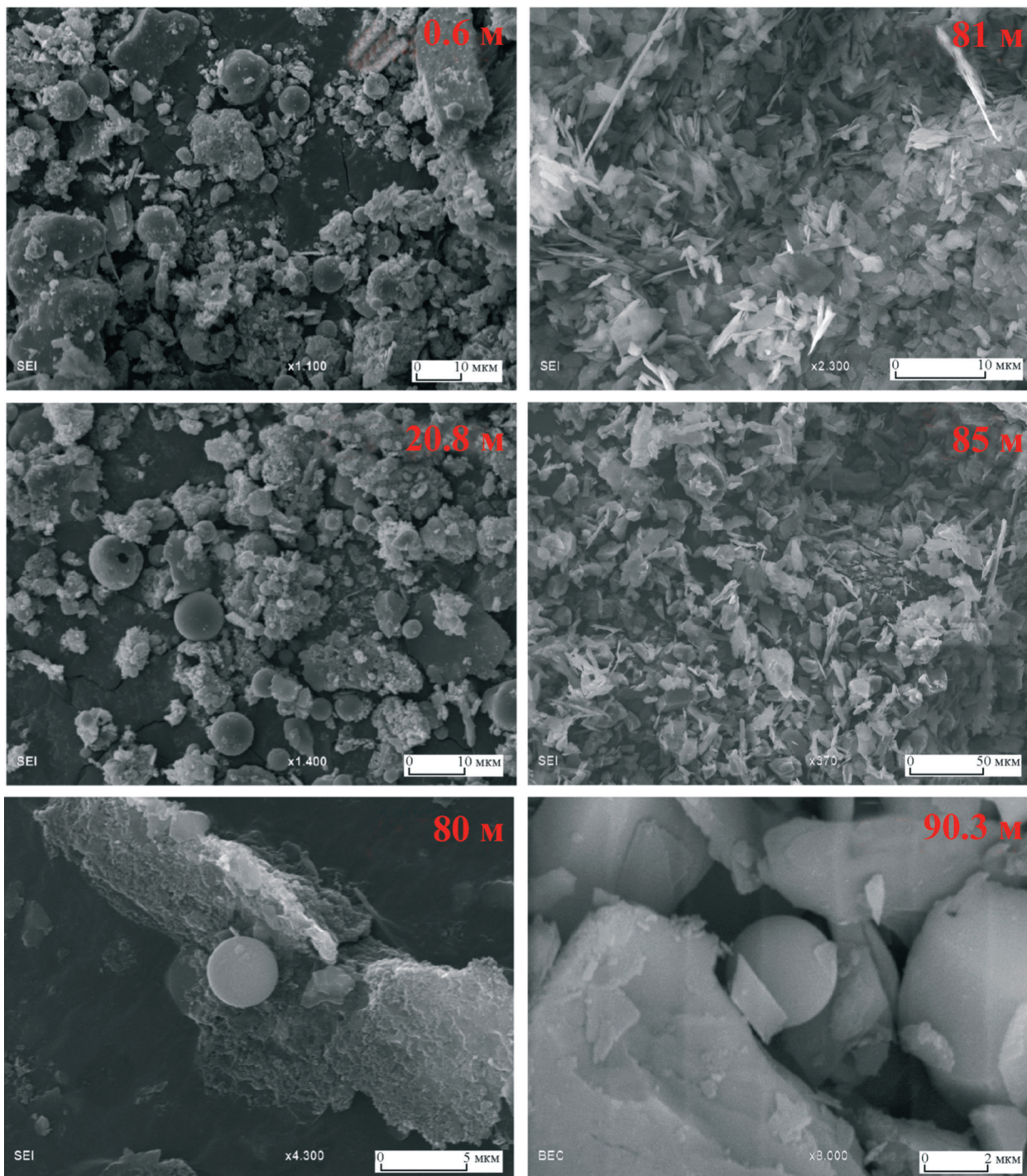


Рис. 3. Минеральное вещество фильтров с разных глубин с алюмосиликатными сферулами (изображения получены на сканирующем электронном микроскопе в режиме вторичных и обратно-рассеянных электронов)

Fig. 3. Mineral dust on filters from different depths with aluminosilicate spherules (images obtained with a scanning electron microscope in secondary and backscattered electron mode)

с небольшим отклонением (табл. 1) и по глубине распределены очень гомогенно. Исключение составляют только горизонты на глубине 36 м (понижение значения $\delta^{18}\text{O}$ до -18.27‰) и на глубине 46 м, где выражен пик в значениях $\delta^{18}\text{O}$

до -20.8‰ . Таким образом, сезонные вариации изотопного состава кислорода и водорода атмосферных осадков, зафиксированные в верхней 5-метровой пачке, практически не сохраняются в ледниковом льду.

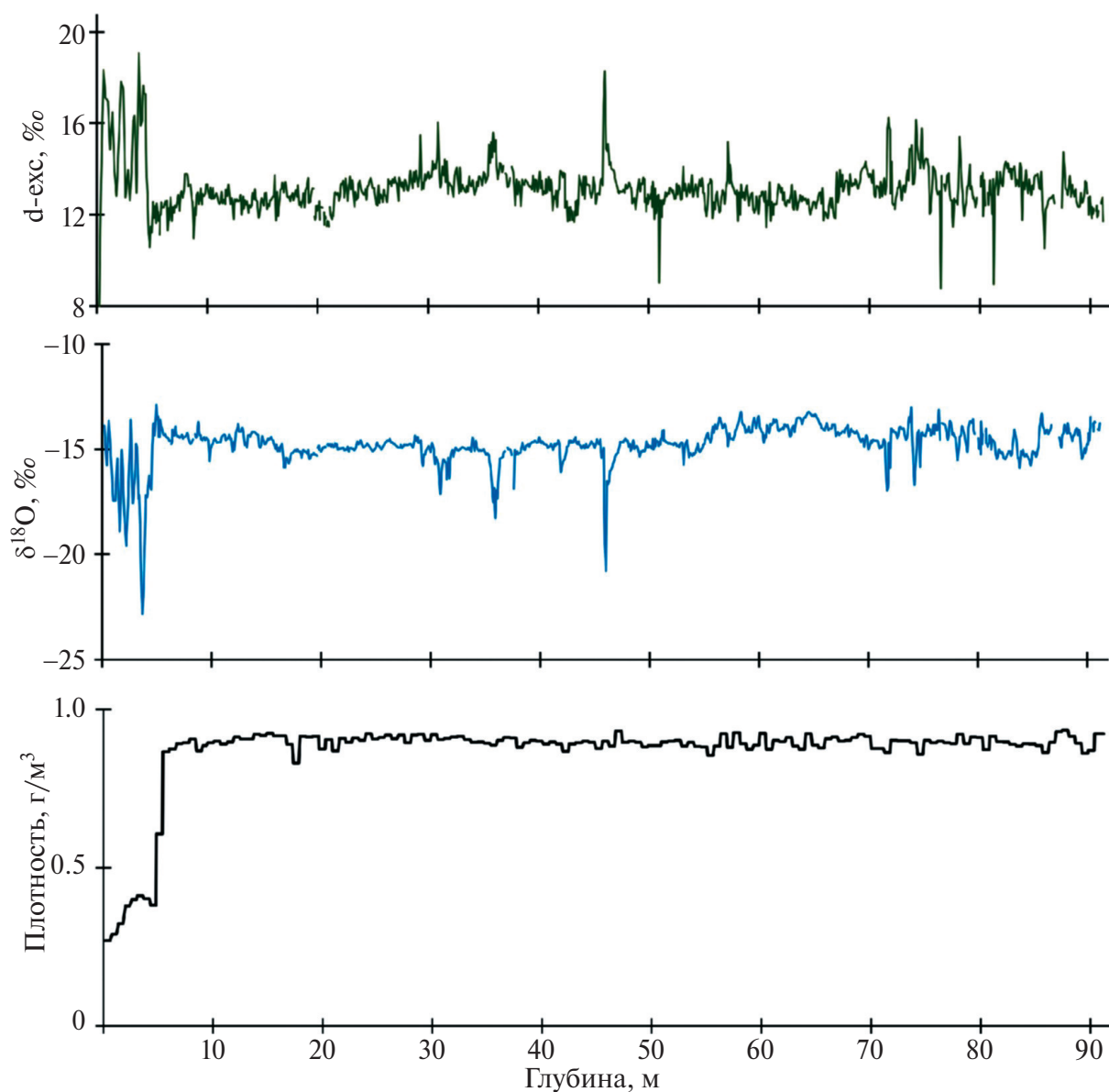


Рис. 4. Распределение плотности, величин $\delta^{18}\text{O}$ и дейтериевого эксцесса по глубине

Fig. 4. Distribution of density, $\delta^{18}\text{O}$ values and deuterium excess by depth

Таблица 1. Изотопные параметры льда ледника ИГАН

Table 1. Isotopic parameters of ice from the IGAN glacier

Секции керна	$\delta^{18}\text{O}$, ‰		$\delta^2\text{H}$, ‰		d-exc, ‰	
	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.
Глубина 0–5 м	-12.88	-22.83	-90.85	-167.05	19.06	7.43
Глубина 0–5 м среднее	-16.63 ± 1.89		-118.37 ± 14		14.66 ± 2.19	
Глубина 5–91 м	-13.01	-20.79	-90.77	-148.06	18.29	8.77
Глубина 5–91 м среднее	-14.67 ± 0.46		-104.36 ± 3.5		12.99 ± 0.57	
Весь керн среднее	-14.74 ± 0.88		-104.87 ± 6.53		13.06 ± 0.98	

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ледникового льда аппроксимируются уравнением $\delta^2\text{H} = 7.32 \delta^{18}\text{O} + 2.97$, $R^2 = 0.98$ (рис. 5), несколько отличным от глобальной линии метеорных вод. Это отличие может быть связано с особенностями формирования изотопного состава осадков в арктическом секторе Восточно-Европейской равнины.

Поступление атмосферных осадков зимнего периода происходит зачастую с дальним заносом влаги из внутриконтинентальных районов, в то время как в летний сезон определённую роль играет поступление влаги с акватории арктических морей. В первом случае атмосферные осадки будут характеризоваться более высокими значениями дейтериевого эксцесса, что обусловлено процессами рэлеевского истощения при продвижении воздушных масс вглубь континента. Во втором случае d-excess будет ниже ввиду близости источника водяного пара и условий испарения.

Участие этих двух источников влаги формирует локальную линию метеорных вод, отличную от глобальной. Так, например, для атмосферных осадков, опробованных на метеостанции в городе Амдерме в рамках программы GNIP, локальная линия метеорных вод имеет вид $\delta^2\text{H} = 7.06 \times \delta^{18}\text{O} + 3.2$ ($n = 24$, с 1980 по 1985 г.). Для атмосферных осадков в г. Салехарде значения аппроксимируются уравнением $\delta^2\text{H} = 7.86 \times \delta^{18}\text{O} + 1.2$ ($n = 58$, с 1996 по 2000 г.; iaea.org..., 2025). Среднее арифметическое годовое значение $\delta^{18}\text{O}$ осадков в Амдерме составляет -15.9‰ , в Салехарде -17.5‰ . Диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ атмосферных осадков составил 22.6‰ и 171‰ соответственно для Салехарда, и 11‰ и 97‰ соответственно для Амдермы (уменьшение диапазона по сравнению с Салехардом связано с положением города на морском побережье).

Если использовать данные GNIP как среднюю изотопную метку осадков региона, то сред-

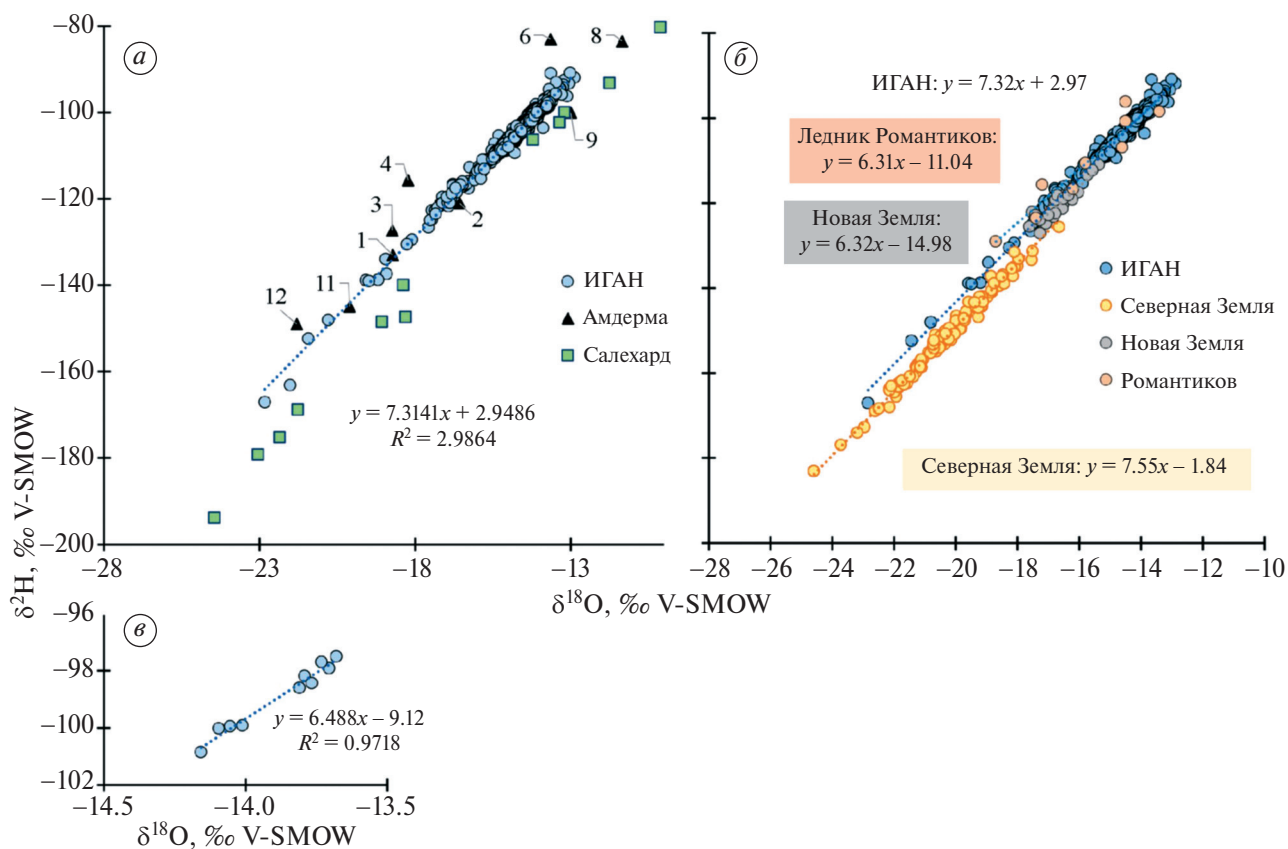


Рис. 5. Соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ для ледникового льда ИГАН и атмосферных осадков в Амдерме — цифрами показаны месяцы года (а) и для ближайших ледников арктических архипелагов (б), а также для нижней секции керна ледника ИГАН на глубинах 90.3–91.18 м (в)

Fig. 5. The $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ ratio for IGAN glacial ice and precipitation in Amderma — the numbers indicate the months of the year (a) and for the nearest glaciers of the Arctic archipelagos (b), as well as for the lower section of the IGAN glacier core at depths of 90.3–91.18 m (c)

нее арифметическое (по Амдерме и Салехарду) годовое значение $\delta^{18}\text{O}$ осадков района должно составлять порядка -16.7‰ . Средняя величина $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда составляет -14.7‰ , что указывает на увеличенную долю осадков тёплого периода в формировании ледникового льда. Характер распределения изотопных характеристик на разных глубинных уровнях говорит о том, что условия и тип льдообразования на леднике ИГАН принципиально не менялись за всё время накопления 91 м льда.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В верхних 5 м ледника ИГАН, представляющих годовой слой снега, среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -16.6\text{‰}$, для всего керна в целом $\delta^{18}\text{O} = -14.7\text{‰}$. Эти отличия вкуче с высокой гомогенностью изотопного профиля говорят о том, что в лёд переходит не весь изотопный сигнал сезонной снежной пачки.

Точка бурения расположена вблизи границы питания. К концу периода абляции поверхность ледника здесь как правило лишена снега, т.е. вся сезонная толща полностью стаивает, снег остаётся чуть выше, вблизи стенки кара. По данным радарных снегомерных съёмок 2019 и 2021 гг. толщина снежного покрова на леднике неравномерна и составляет от 4.0 м на языке до 9.5 м в тыловой части кара (Лаврентьев и др., 2023). Близкие величины аккумуляции снега на леднике фиксировались и ранее в 1958–1981 гг. (Троицкий и др., 1966). Особенность ледников Полярного Урала, помимо расположения ниже снеговой линии, заключается в большом количестве талых вод, которые промачивают сезонную снежную толщу и принимают участие в льдообразовании. Формирование ледников Полярного Урала происходит за счёт инфильтрационно-конжеляционного и наложенного льда. По нашему мнению, в точке бурения толща ледника сложена большей частью наложенным льдом, который формируется в конце периода абляции из талых вод, поступающих от стенок кара и представляющих собой остатки сезонной пачки снега, промоченной летними дождями. Подобное формирование наложенного льда было описано для ледника Григорьева на Тянь-Шане, когда в конце периода абляции приток талых вод со склонов приводил к неоднократно наблюдавшемуся формированию за 1–2 дня наложенного льда мощностью около 0.4–0.5 м (Михаленко, Шулунгуриев, 1989; Архипов и др., 2004). Такой механизм образования льда приводит к выровненному изотопному профилю, где значения $\delta^{18}\text{O}$

льда соответствуют среднегодовым изотопным параметрам атмосферных осадков с несколько большим участием дождей августа и сентября. Два изотопных экскурса на глубинах 36 и 46 м связаны, по нашему мнению, с эпизодами максимального снегонакопления на леднике, когда к концу периода абляции в точке бурения оставался довольно мощный снежный покров, в основании которого сохранился инфильтрационный лёд с “зимним” изотопным сигналом (низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, которому соответствуют высокие величины $d\text{-exs}$), образовавшийся в начале летнего сезона. Увеличенное снегонакопление привело к тому, что нестаявший снежно-фирновый остаток “ушёл” под новый сезон аккумуляции, благодаря чему инфильтрационный лёд сохранился. Ситуация повышенного снегонакопления была, например, описана для летнего сезона 2019 г., когда увеличение зимних осадков в регионе привело к тому, что к концу периода абляции от снега освободилось только 30% площади ледника (Носенко и др., 2024). В последующие сезоны абляция была интенсивной, баланс ледника отрицательным (за период с 2020–2023 гг. кумулятивный баланс массы составил -4046 ± 289 мм в.э.), поэтому в керне не сохранилось изотопного свидетельства этого эпизода. Аналогичная ситуация наблюдалась в 1968 г., когда из-за обильных зимних осадков и холодного лета снег не успел растаять на всей поверхности ледника ИГАН и годового баланс был положительным (Волошина, 1988). Возможно, один из упомянутых выше изотопных экскурсов соответствует этому году.

Таким образом, даже установленные для конкретного года корреляционные связи между снегонакоплением, метеоусловиями и балансом массы ледника, не могут быть пролонгированы на всю историю ледника из-за мало предсказуемого таяния. Повышение температур воздуха в тёплый период года может приводить к полному стаиванию не только фирнового остатка, но и предыдущего годового слоя на поверхности ледника за летний сезон. При этом вероятность полного стаивания или прироста годового слоя льда зависит от многих факторов: количества зимних атмосферных осадков, выпадающих в регионе, интенсивности метелевого и лавинного переноса, температуры воздуха летнего сезона и количества прямой солнечной радиации. Существующий тренд к увеличению сумм осадков холодного периода никак не отражается на изотопной записи, в то время как наблюдаемое повышение летних температур воздуха, вероятно, приводит к физической потере части льда и, соответственно, изотопного сигнала.

В целом, гомогенизированный изотопный профиль — маркер процессов конжеляционного образования натёчного льда, которое характерно для ледника за всё время формирования его толщи к настоящему моменту.

Ранее изотопные исследования ледников Полярного Урала проводились на ледниках Обручева и Романтиков (Бажев и др., 1976, Васильчук и др., 2018). На леднике Обручева получен изотопный профиль по верхним 7.5 м ледникового керна, отобранного в области абляции ледника в августе 1974 г. Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда варьируют от -15 до -27‰ при среднем по разрезу $\delta^{18}\text{O} = -20\text{‰}$ (Бажев и др., 1976), и только в одном случае значение $\delta^{18}\text{O}$ достигло -12‰ на глубине 7 м (рис. 6). Пики минимальных значений $\delta^{18}\text{O}$ авторы связали с преимущественно зимним сигналом атмосферных осадков, т.е. с зимней аккумуляцией, а максимальных — с летне-осенней. При этом они отмечают, что полученный изотопный профиль не отражает первичный изотопный состав атмосферных осадков и его сезонные вариации, что связано с частыми фазовыми переходами, процессами инфильтрации и замерзания талых и дождевых вод (Бажев и др., 1976).

По нашему мнению, изотопные вариации в толще ледника Обручева и их отличия с установленными нами для ледника ИГАН связаны с типом льдообразования. Если на леднике ИГАН сохраняется преимущественно лёд, образовавшийся из талых вод в конце периода абляции, то в толще ледника Обручева высока доля инфильтрационного льда, формирующегося весной, когда снежная пачка промачивается тальми водами, они поступают на поверхность льда и формируют лёд с сохранением (возможно, частичным) изотопных параметров зимнего снега.

Согласно приблизительному датированию керна с ледника ИГАН, время накопления опробованного льда на леднике Обручева соответствует глубинам керна от 45 до 54 м (см. рис. 6). Даже если принять во внимание возможные различия в мощностях слоя годовой аккумуляции между ледниками и между 1970-ми годами XX в. и современностью, то очевидно, что отсутствие сезонных вариаций на леднике ИГАН на фоне выраженных пиков во льду ледника Обручева связано не с климатическими факторами, а с процессами накопления льда и разной фиксацией изотопного сигнала осадков в ледниковом льду.

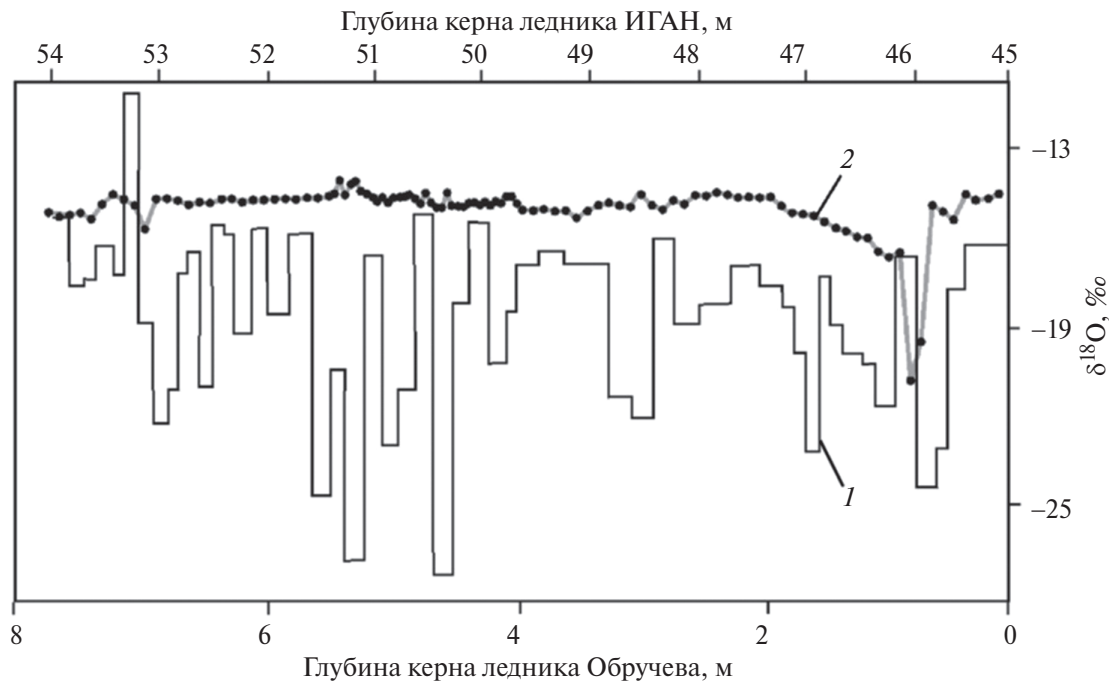


Рис. 6. Распределение величин $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда в керне, полученном в области абляции ледника Обручева (1) в августе 1974 г. (из Бажев и др., 1976) и значения $\delta^{18}\text{O}$ льда в керне ледника ИГАН (2) соответствующие приблизительно этому же периоду

Fig. 6. Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ values of glacial ice in a core obtained in the ablation area of the Obruchev Glacier (1) in August 1974 (from Bazhev et al., 1976) and $\delta^{18}\text{O}$ values of ice in a core of the IGAN Glacier (2) corresponding to approximately the same period

Изотопные исследования льда ледника Романтиков показали, что значения $\delta^{18}\text{O}$ льда варьируют от -13.4 до -18.7‰ , δD — от -96.0 до -129.0‰ (Васильчук и др., 2018). Таким образом, средняя величина $\delta^{18}\text{O}$ составила -16‰ — значение, близкое к средним величинам $\delta^{18}\text{O}$ льда ледника ИГАН. Однако для ледника Романтиков сделаны выводы об участии замерзания жидкой воды в порах нестаявшего снежно-фирнового остатка (Васильчук и др., 2018) — об этом говорит наклон линии тренда для образцов льда на $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ диаграмме, равный 6.3 (см. рис. 5). Подобные же эффекты замерзания большого количества жидкой воды в порах фирна в условиях закрытой системы при охлаждении сверху (ледниковый лёд — водоупор) отмечены на ледниках Новой Земли (Дубинина и др., 2019). Для ледникового льда Новой Земли наклон в координатах $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ составил 6.3, что указывает на условия закрытой системы. Для ледника ИГАН наклон линии тренда $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ составляет 7.4, что характерно для условий открытой системы. Образование инфильтрационного и наложенного льда не противоречит условиям открытой системы. Исключение составляет только нижний метр опробованного ледяного керна, для которого соотношение описывается наклоном 6.47 (см. рис. 5) — это характеризует условия закрытой системы, т.е. намерзание ограниченного объёма жидкой воды, находящейся на ложе ледника. Это характерная картина для базальных слоёв льда была многократно описана для полярных ледников (Jouzel, Souchez, 1982; Souchez, Grootе, 1985).

Основная проблема датирования керна — это отсутствие сезонных изотопных пиков во льду. Датирование керна по наличию угольной пыли и алюмосиликатных сферул условно, поскольку невозможно установить мощность одного годового слоя льда из-за неравномерной скорости накопления льда и полного стаивания годовых слоёв в периоды отрицательного баланса массы.

Кроме того, наличие продуктов сжигания угля и алюмосиликатных сферул на глубоких горизонтах связано с их переносом талыми водами по трещинам, расположенным выше по леднику в области аккумуляции. В апреле эти трещины закрыты пятиметровым слоем снега, но хорошо видны на фотоснимках, полученных во время балансовых наблюдений в конце периода абляции в августе этого же года. Из-за интенсивного таяния сезонный снег сохранился только в виде узкой полосы у подножия тыловой стенки кара,

поэтому выше точки бурения открылась зона глубоких трещин, свидетельствующая о возможности проникновения талых вод внутрь ледника.

В августе 2023 г. на освободившейся от сезонного снега поверхности в области аккумуляции открылись годовые слои льда и фирна. По количеству годовых слоёв можно определить, к какому годовому слою относится положение точки бурения. Судить о количестве годовых слоёв можно лишь приблизительно, поскольку в пределах годового слоя также существует слоистость, обусловленная особенностями процессов снегонакопления и льдообразования конкретного года. Тем не менее, благодаря хорошо выраженным различиям в концентрации пылевых частиц между зимними и летними сезонами удалось визуально выделить 13 годовых слоёв выше точки бурения. Это означает, что положение буровой скважины соответствует 2010 г., с которого можно начинать отсчёт прошедших лет с помощью керна.

Во время исследований 1960-х гг. время оборота массы ледника оценивалось примерно в 400 лет (Троицкий, 1966). В 1961 г. Б.А. Боровинский методами электроразведки и магниторазведки в области границы питания получил толщину льда 135–140 м. По данным радиолокационной съёмки в 2021 г., толщина ледника на этом участке составляла 114 м (Лаврентьев, 2023). Таким образом, за период 1961–2023 гг. поверхность в точке бурения понизилась на 25–30 м. Аналогичная величина понижения поверхности получилась при оценке баланса массы ледника геодезическим методом с помощью DGPS-съёмки (Носенко, 2024). В результате за этот период на измеренной части площади (75% от всей площади каровой части) ледник потерял больше половины прежнего объёма — порядка 20 млн m^3 (осталось 14.5 млн m^3). Соответственно, должно сократиться и время оборота массы. Если ориентироваться на ранее сделанные оценки, можно предположить, что в настоящее время оно составляет порядка 150–200 лет. При этом вопрос о максимально возможном возрасте льда в точке бурения остаётся открытым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученный глубокий керн (91 м) на границе питания ледника ИГАН (Полярный Урал) демонстрирует высокую степень гомогенности изотопного состава кислорода и водорода льда. В верхних 5 м значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d-εхс лед-

никового льда варьируют от -12.9 до $-22.8‰$, от -90.8 до $-167‰$ и от 7.43 до $19.05‰$ соответственно и представляют толщу снега одного сезона накопления. Ниже 5 м лёд характеризуется средними значениями $\delta^{18}\text{O} = -14.67 \pm 0.46‰$, $\delta^2\text{H} = -104.36 \pm 3.5‰$, $d\text{-exc} = 12.99 \pm 0.57‰$.

Во льду присутствуют видимые горизонты загрязнения твёрдыми частицами, исследования которых показали присутствие алюмосиликатных сферул на глубинах от 0 до 80 м. Содержание сферул в толще ледника, вероятно, связано с поступлением на ледник продуктов горения природного угля, добыча которого началась в Воркуте в начале 1940-х гг. Таким образом, возраст верхних 80 м льда приблизительно составляет 83 года.

Изотопные параметры льда говорят о преимущественном образовании годового слоя аккумуляции за счёт образования натёчного конжеляционного льда в конце периода абляции из талых вод (с участием дождей), поступающих с тыловых частей кара, где остаётся нестаявший снежно-фирновый остаток. Горизонтов инфильтрационного льда, образовавшегося при поступлении талых вод сквозь толщу снега на поверхность ледника и там замерзающих в начале весны, отмечено только два по всей глубине керна. Эти два эпизода характеризуются низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ и высокими $d\text{-exc}$, что характерно для зимних атмосферных осадков. Вероятно, отсутствие горизонтов инфильтрационного льда с зимними изотопными характеристиками связано с интенсивным летним таянием и преимущественным стаиванием этих слоёв в течение летнего сезона.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания Института географии РАН (FMWS-2024-0004). Авторы благодарят Ю.В. Конопляникову за проведённые работы на микроскопе Leica MZ 6.

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of the State assignment of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences (FMWS-2024-0004). The authors thank Yu.V. Konoplyanikova for the work carried out on the Leica MZ 6 microscope.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архипов С.М., Михаленко В.Н., Кунахович М.Г., Диких А.Н., Нагорнов О.В. Термический режим, условия льдообразования и аккумуляция на леднике

Григорьева (Тянь-Шань) в 1962–2001 гг. // Материалы гляциологического симпозиума “Будущее гляциосферы в условиях меняющегося климата”, Пушино, 17–21 мая 2002 г. Пушино: Ин-т географии РАН, 2002. С. 46–53.

Бажев А.Б., Гордиенко Ф.Г., Загороднов В.С. Предварительные результаты изотопных исследований керна с ледника Обручева (Полярный Урал) // Материалы гляциол. исследований. 1976. Вып. 27. С. 136–138.

Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Облогов Г.Е. Изотопный состав снежников и ледников Полярного Урала // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2018. № 1. С. 81–89.

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

Дрожжин В.С., Шпирт М.Я., Данилин Л.Д., Куваев М.Д., Пикулин И.В., Потемкин Г.А., Редюшев С.А. Процессы образования и основные свойства полых алюмосиликатных микросфер в золах-уноса тепловых электростанций // Химия твёрдого топлива. 2008. № 2. С. 53–66.

Дубинина Е.О., Чижова Ю.Н., Коссова С.А., Авдеенко А.С., Мирошников А.Ю. Формирование изотопных (δD , $\delta^{18}\text{O}$, d) параметров ледников и водного стока с Северного острова архипелага Новая Земля // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 200–215. <https://doi.org/10.31857/S0030157420010098>

Лаврентьев И.И., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Шейн А.Н., Иванов М.Н., Леопольд Я.К. Толщина льда и снежного покрова ледника ИГАН (Полярный Урал) по данным наземного радиозондирования в 2019 и 2021 гг. // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 1. С. 5–16. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010106>

Мацковский В.В., Кузнецова В.В., Семяняк Н.С., Турчинская С.М., Зазовская Э.П., Энговатова А.В., Лазарев А.С., Жданова Е.Ю., Долгова Е.А., Соломина О.Н. Дендроклиматический потенциал стабильных изотопов углерода в целлюлозе годичных колец *Pinus sylvestris* L. в Ярославской и Костромской областях // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 3. С. 74–82. <https://doi.org/10.31857/S0435428122030084>

Михаленко В.Н., Шулуңгуриев С.Н. Роль наложенного льда в массообмене ледников континентальных районов // МГИ. 1989. Вып. 65. С. 61–66.

Носенко Г.А., Муравьёв А.Я., Шейн А.Н., Иванов М.Н., Лаврентьев И.И., Леопольд Я.К., Сеницкий А.И., Токмаков В.В. Баланс массы ледника ИГАН (Полярный Урал) в 2018–2023 гг. // Лёд и Снег. 2024. Т. 64. № 4. С. 567–579. <https://doi.org/10.31857/S2076673424040074>

Носенко Г.А., Муравьёв 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. Т. 60. № 1. С. 27–37.
<https://doi.org/10.31857/S2076673420010022>
- Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И., Гуськов А.С., Лебедева И.М., Адаменко В.Н., Живкович Л.А. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 355 с.
- Шейн А.Н., Лаврентьев И.И., Носенко Г.А., Иванов М.Н., Камнев Я.К. Геофизические исследования на леднике ИГАН в 2021 г. // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2022. Т. 2. № 1. С. 334–339.
<https://doi.org/10.33764/2618-981X-2022-2-1-334-339>
- iaea.org // Электронный ресурс. URL:
<https://www.iaea.org/> (Дата обращения: 10.05.2025).
- Jouzel J., Souchez R.A. Melting-Refreezing at the Glacier Sole and the Isotopic Composition of the Ice // Journal of Glaciology. 1982. V. 28. No. 98. P. 35–42.
<https://doi.org/10.3189/S0022143000011851>
- Overland J., Dunlea E., Box J.E., Corell R., Forsius M., Kattsov V., Olsen M.S., Pawlak J., Reiersen L.-O., Wang M. The Urgency of Arctic Change // Polar Science. 2019. V. 21. P. 6–13.
<https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.11.008>
- Shahgedanova M., Nosenko G., Bushueva I., Ivanov M. Changes in Area and Geodetic Mass Balance of Small Glaciers, Polar Urals, Russia, 1950–2008 // Journal of Glaciology. 2012. V. 58. No. 212. P. 953–964.
<https://doi.org/10.3189/2012JoG11J233>
- Souchez R.A., Grootte J.M. Relationships in Ice Formed by Subglacial Freezing: Paleoclimatic Implications // Journal of Glaciology. 1985. V. 31. No. 109. P. 229–232.
<https://doi.org/10.3189/S0022143000006583>

Citation: Chizhova Ju.N., Nosenko G.A., Mikhailenko V.M., Lavrentiev I.I., Mergelov N.S., Dolgikh A.V., Khairedinova A.G., Vorobiev M.A., Vinogradova M.M., Shein A.N. IGAN Glacier in the Polar Urals: Isotopic Signature (^{18}O , ^2H) of Ice. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 45–58. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010041

The IGAN Glacier in the Polar Urals: Isotopic Characteristics (^{18}O , ^2H) of Ice

© 2026 Ju.N. Chizhova^{a, #}, G. A. Nosenko^a, V. M. Mikhailenko^a, I. I. Lavrentiev^a, N. S. Mergelov^a, A. V. Dolgikh^a, A. G. Khairedinova^a, M. A. Vorobiev^a, M. M. Vinogradova^a, A. N. Shein^b

^a*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Scientific Center for Arctic Studies, Salekhard, Russia*

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

Received September 16, 2025; revised October 14, 2025; accepted December 29, 2025

Core drilling on the IGAN Glacier, one of the most studied glaciers of the Polar Urals, resulted in a 91-m-long ice core. This work has been done for the first time. The concentration, morphology, and composition of solid particles obtained by filtration, as well as the isotopic composition of the ice ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) were analyzed. Examination of the solid fraction on the filter surfaces made by means of scanning electron microscopy revealed the presence of porous aluminosilicate spherules with a diameter of 1–12 μm and a high-carbon substance in the form of flakes, scales and small porous fragments. On the whole, the morphology and composition of the spherules and carbonaceous particles corresponded to the ash and slag waste from thermal power plants, specifically fly ash, thus marking the development of the Vorkuta coal deposit and the associated infrastructure. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of the glacier ice change from -12.9 to -22.8‰ and from -90.8 to -167‰ , respectively. Thus, the total variation range amounted 9.9‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 157‰ for $\delta^2\text{H}$. The greatest variability of the isotopic composition was found within the upper 5 m of the core, where the density varies from 0.27 to 0.38 g/cm^3 , representing a snow–firn layer corresponding to one year of accumulation. At a depth of 4.8 m the density increases to 0.61 g/cm^3 , at 5.4 m — to 0.87 g/cm^3 , and below this depth varies between 0.83 and 0.93 g/cm^3 . With increasing density, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values increase toward average level with very small deviations, showing a very homogeneous distribution in depth. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ isotopic relationship is approximated by the equation $\delta^2\text{H} = 7.32 \delta^{18}\text{O} + 2.97$, $R^2 = 0.98$, which is slightly different from the global meteoric water line. This difference may be related to specific features of the precipitation isotope formation in the Arctic sector of the East European Plain. The isotopic parameters of the ice suggest that the annual accumulation layer is primarily formed with the congelation ice from meltwater (including rainfall) at the end of the ablation season, with contributions of material from backwall areas of the cirque where snow and firn still remain.

Keywords: aluminosilicate spherules, ice core, glacial ice, oxygen and hydrogen isotopes, Polar Urals

REFERENCES

- Arkhipov S.M., Mikhailenko V.N., Kunakhovich M.G., Dikikh A.N., Nagornov O.V. *Termicheskij rezhim, usloviya l'doobrazovaniya i akkumulyaciya na lednike Grigor'eva (Tyan'-Shan') v 1962–2001 gg.* Thermal Regime, Ice Formation Conditions and Accumulation on the Grigoriev Glacier (Tian Shan) in 1962–2001. Pushchino: Institute of Geography RAS; 2002: 46–53. [In Russian].
- Bazhev A.B., Gordienko F.G., Zagorodnov V.S. Preliminary Results of Isotope Studies of the Obruchevo Glacier Core (Polar Urals). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1976, 27: 136–138. [In Russian].
- Vasilchuk Yu.K., Chizhova Ju.N., Budantseva N.A., Vasilchuk A.K., Oblogov G.E. Isotopic Composition of Snowfields and Glaciers of the Polar Urals. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya.* Moscow University Bull. Series 5: Geography. 2018, 1: 81–89. [In Russian].
- Voloshina A.P. Some Results of Mass Balance Studies of Glaciers in the Polar Urals. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1988, 61: 44–51. [In Russian].
- Drozhin V.S., Shpirt M.Ya., Danilin L.D., Kuvaev M.D., Pikulin I.V., Potemkin G.A., Redyushev S.A. Formation Processes and Main Properties of Hollow Aluminosilicate Microspheres in Fly Ash from Thermal Power Plants. *Himiya tvyordogo topliva.* Chemistry of solid fuel. 2008, 2: 53–66. [In Russian].
- Dubinina E.O., Chizhova Yu.N., Kossova S.A., Avdeenko A.S., Miroshnikov A.Yu. Formation of Isotopic (δD , $\delta^{18}O$, d) Parameters of Glaciers and Water Runoff from the Northern Island of the Novaya Zemlya Archipelago. *Okeanologiya.* Oceanology. 2020, 60 (2): 200–215. <https://doi.org/10.31857/S0030157420010098> [In Russian].
- Lavrentiev I.I., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Shein A.N., Ivanov M.N., Leopold Y.K. Ice and Snow Thickness of the IGAN Glacier in the Polar Urals from Ground-Based Radio-Echo Sounding 2019 and 2021. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2023, 63 (1): 5–16. <https://doi.org/10.31857/S2076673423010106> [In Russian].
- Matskovsky V.V., Kuznetsova V.V., Semenyak N.S., Turchinskaya S.M., Zazovskaya E.P., Engovatova A.V., Lazarev A.S., Zhdanova E.Yu., Dolgova E.A., Solomina O.N. Dendroclimatic Potential of Stable Carbon Isotopes in Cellulose of Pinus Sylvestris L. Tree Rings in Yaroslavl and Kostroma Regions. *Geomorfologiya.* Geomorphology. 2022, 53 (3): 74–82. [In Russian].
- Mikhailenko V.N., Shulunguriev S.N. The Role of Superimposed Ice in the Mass Exchange of Glaciers in Continental Regions. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1989, 65: 61–66. [In Russian].
- Nosenko G.A., Muraviev A.Y., Shein A.N., Ivanov M.N., Lavrentiev I.I., Leopold Y.K., Sinitsky A.I., Tokmakov V.V. Mass Balance of the IGAN Glacier (Polar Urals) in 2018–2023. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2024, 64 (4): 567–579. <https://doi.org/10.31857/S2076673424040074> [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): 27–37. <https://doi.org/10.31857/S2076673420010022> [In Russian].
- Troitsky L.S., Khodakov V.G., Mikhalev V.I., Guskov A.S., Lebedeva I.M., Adamenko V.N., Zhivkovich L.A. Glaciation of the Urals. Moscow: Nauka, 1966: 355 p. [In Russian].
- Shein A.N., Lavrentiev I.I., Nosenko G.A., Ivanov M.N., Kamnev Ya.K. Geophysical Studies on the IGAN Glacier in 2021. *Interexpo Geo-Sibir'.* Interexpo Geo-Siberia. 2022, 2 (1): 334–339. <https://doi.org/10.33764/2618-981X-2022-2-1-334-339> [In Russian].
- iaea.org: official site. Retrieved from: URL: <https://www.iaea.org/> (Last access: May 10, 2025).
- Jouzel J., Souchez R.A. Melting-Refreezing at the Glacier Sole and the Isotopic Composition of the Ice. *Journal of Glaciology.* 1982, 28 (98): 35–42. <https://doi.org/10.3189/S0022143000011851>
- Overland J., Dunlea E., Box J.E., Corell R., Forsius M., Kattsov V., Olsen M.S., Pawlak J., Reiersen L.-O., Wang M. The Urgency of Arctic Change. *Polar Science.* 2019, 21: 6–13. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.11.008>
- Shahgedanova M., Nosenko G., Bushueva I., Ivanov M. Changes in Area and Geodetic Mass Balance of Small Glaciers, Polar Urals, Russia, 1950–2008. *Journ. of Glaciology.* 2012, 58 (212): 953–964. <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J233>
- Souchez R.A., Groote J.M. Relationships in Ice Formed by Subglacial Freezing: Paleoclimatic Implications. *Journ. of Glaciology.* 1985, 31 (109): 229–232. <https://doi.org/10.3189/S0022143000006583>

УДК 551.324.63

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛЕДНИКОВ ХРЕБТА ЦАМБАГАРАВ (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)

© 2026 г. Д. А. Ганюшкин^{1*}, Д. В. Банцев¹, С. А. Грига¹, Е. С. Деркач¹,
О. В. Останин², Ю. А. Горбунова¹, В. С. Распутина¹, И. В. Волков¹, Ю. Н. Курочкин¹,
А. С. Алексейкова¹, Д. Отгонбаяр³, С. Хадбаатар⁴

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

²Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

³Западный региональный филиал Национального университета Монголии

⁴Кафедра географии факультета математики и естествознания
Монгольского национального университета образования

*e-mail: d.ganyushkin@spbu.ru

Поступила в редакцию 11.07.2025 г.

После доработки 11.09.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Проведена оценка масштабов и пространственного распределения современного оледенения хребта Цамбагарав (Монголия), а также динамики ледников в последние несколько десятилетий. на основе анализа данных полевых исследований 2016–2024 гг. и спутниковых снимков. В 2023 г. оледенение хребта Цамбагарав было представлено 73 ледниками суммарной площадью 61.08 км², средневзвешенная по площади высота фирновой границы составила 3733 м, вертикальный диапазон оледенения — 1224 м. 98.5% ледниковой площади было приурочено к 8 ледниковым комплексам, ядром которых являлись ледники плоской вершины. 89% поверхности ледников свободно от моренного материала. Преобладают ледники северной экспозиции. Установлено ускорение отступания большинства ледников начиная с 2015 г. Выявлено, что скорости движения льда на языке ледника Эрэгтийн в 2024 г. возросли в 3–9 раз относительно 2005–2006 гг. Площадь оледенения с 2015 по 2023 г. сократилась на 7.02 км² (10%), с 2020 по 2023 г. — на 4.13 км² (6.3%). Ускорение сокращения ледников происходило на фоне повышения летних температур в среднем на 1.7 °С в период 1991–2024 гг. по отношению к интервалу 1961–1990 гг. (метеостанция Ховд).

Ключевые слова: Монгольский Алтай, отступление ледников, горные ледники

DOI: 10.7868/S2412376526010059

ВВЕДЕНИЕ

Постановка проблемы. Ледники — индикаторы климатических изменений, особенно в горных районах, где сеть метеостанций разрежена. Современное глобальное сокращение ледников началось с завершения похолодания малого ледникового периода (далее — МЛП). В последние десятилетия отступление ледников ускоряется (Hugonnet et al., 2021). Аналогичные процессы зафиксированы и на Алтае (Ganyushkin et al., 2017).

Район исследования — горный массив Цамбагарав, с приблизительными координатами 48.6° с.ш., 90.8° в.д. (рис. 1). Массив протягивается с северо-запада на юго-восток приблизительно на 40 км. Главная вершина (гора Цаст-Ула) в северо-западной части массива достигает высоты 4208 м, одна вершина в центральной части массива высотой 4149 м, ещё несколько пиков превышают высоту 4000 м. На высотах более 3800 м располагаются существенные площади поверхностей выравнивания, их изолированные участки расчленены трогами.

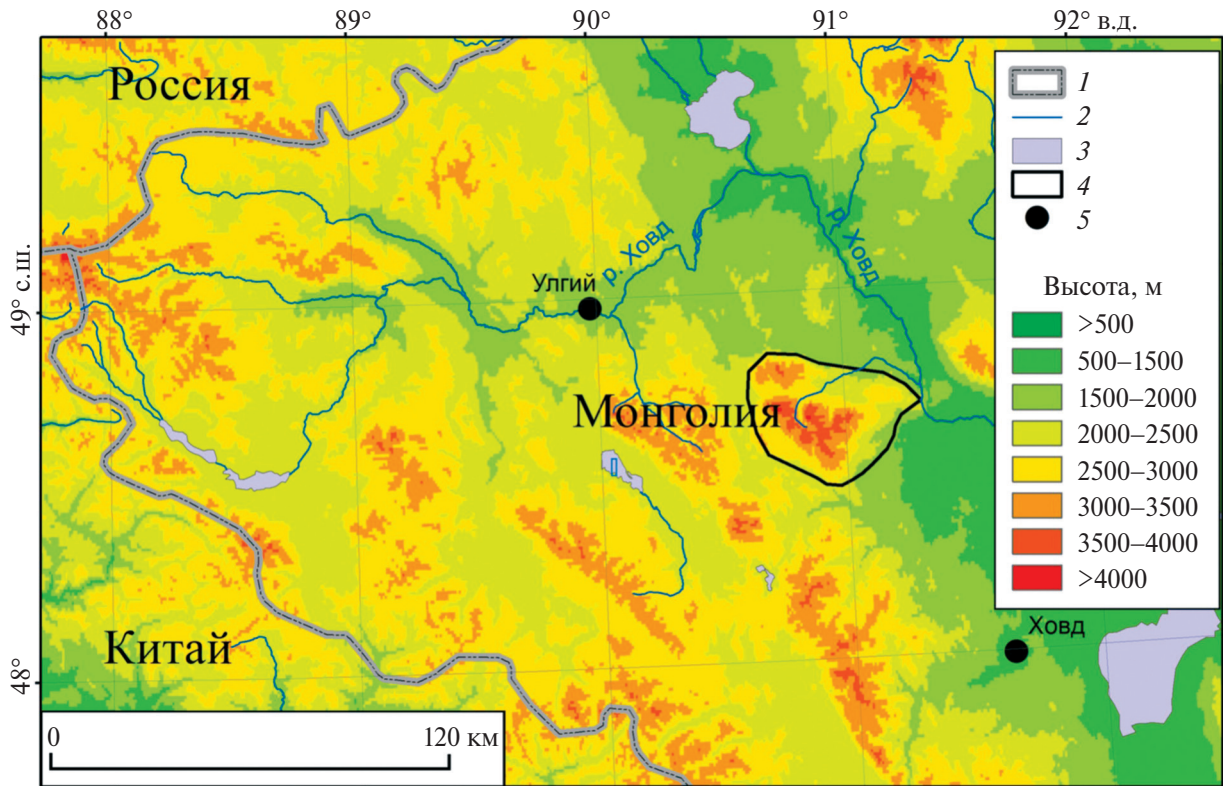


Рис. 1. Положение района исследований. 1 — государственные границы, 2 — реки, 3 — озёра, 4 — район исследования, 5 — ближайшие метеорологические станции

Fig. 1. Location of the study area. 1 — state borders, 2 — rivers, 3 — lakes, 4 — study area, 5 — nearest weather stations

Цамбагарав — один из крупнейших центров современного оледенения Алтая. Первые научные данные о ледниках хр. Цамбагарав (на горе Цаст) относятся к работе (Бямба, Селиванов, 1971); на основе анализа аэрофотоснимков были выделены 18 ледников суммарной площадью около 18 км². По мере появления новых дистанционных данных и методов их обработки с этого времени информация о ледниках хребта обновлялась и уточнялась (табл. 1).

Полевые исследования ледников хр. Цамбагарав в последние два десятилетия проводятся различными интернациональными коллективами исследователей. Рассматриваются разные аспекты современной динамики ледников хребта Цамбагарав (Kadota et al., 2011; Agatova et al., 2022; Агатова и др., 2022; Плюснин, Китов, 2023), ведутся палеогляциологические (Herren et al., 2013); гляциогидрологические (Bantsev et al., 2019; Пряхина и др., 2021, 2024; Бородавко и др., 2022; Demberel et al., 2025) исследования.

Наиболее детальные исследования оледенения хребта до настоящего момента — это работы (Отгонбаяр, 2013; Ганюшкин и др., 2016), в результате которых проведена каталогизация ледников массива и оценена суммарная площадь оледенения. Группа исследователей СПбГУ ведёт полевые работы на территории хребта Цамбагарав начиная с 2016 г. (полевые сезоны 2016, 2017, 2019, 2024 гг.), в том числе и в сотрудничестве с коллегами из Института им. Соболева СО РАН, и с коллегами из Монголии. Наблюдения последних лет показали ускорение сокращения ледников, что требует серьёзного уточнения созданных ранее схем и каталогов оледенения, что стало первой из задач данного исследования. Вторая задача работы — детальное исследование особенностей оледенения хребта: высотного, экспозиционного и морфологического характера оледенения, выявление положения фирновой границы на ледниках, оценка степени покрытия ледников мореной. Третья задача — анализ динамики ряда ледников, на которых проводится полевой мониторинг, с привлечением данных дешифрирования космических снимков и данных других авторов.

Таблица 1. Оценки оледенения хр. Цамбагарав по данным разных авторов**Table 1.** Estimates of glaciation of the Tsambagarav Ridge according to different authors

Год, для которого приведены данные	Число ледников	Площадь оледенения, км ²	Материалы	Источник
1940-е, 1985	5	115.9		(Baasst, 1998)
1947–1950, 1972	-	80.2	Аэрофотоснимки и топокарты	(Dashdeleg, 1990)
1948	-	105.1	Топокарта 1:100000	(Kadota, Davaa, 2004)
1963	-	74.8	Космоснимки Corona	(Kadota, Davaa, 2004)
Середина 60-х	18	25	Аэрофотоснимки	(Бямба, Селиванов, 1971)
1977		132.24	Landsat 1	(Davaagatan, Orkhonselenge, 2020).
1987	61	84.8	Аэрофотоснимки 1:45000	(Klinge, 2001)
1991	30	86.6	Landsat	(Kamp et al., 2013)
1991		84.73	Landsat 5	(Davaagatan, Orkhonselenge, 2020)
1992	-	91.0	Landsat	(Davaa, Basandorj, 2005)
1998	30	76.6	Landsat	(Kamp et al., 2013)
2000	-	74.8	Landsat	(Kadota, Davaa, 2004)
2002	-	71.5	Landsat	(Davaa, Basandorj, 2005)
2002	51	72.51	Landsat	(Ганюшкин, Чистяков, 2014)
2002		72.04	Landsat 5	(Davaagatan, Orkhonselenge, 2020)
2006	67	71.3	Spot4	(Ganiushkin et al., 2015)
2008	40	73.18	Landsat	(Отгонбаяр, 2013)
2011	27	69.3	Landsat	(Kamp et al., 2013)
2015	67	68.41	Landsat	(Ганюшкин и др., 2016)
2015	68	68.10±0.11	Геоeye-1	(Ganyushkin et al., 2022)
2020	?	65.21	Канопус-В МСС, Ресурс-П Геотон Мультиспектр	(Бородавко и др., 2022)

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Полевые исследования на территории хребта Цамбагарав проводились в 2016, 2017, 2019, 2024 гг., всего были исследованы 17 ледников в бассейнах рек Зуслан, Эрэгтийн, Хойт и Ямат. Проводилось GPS-маркирование границ

ледников, установка реперных меток и повторные измерения положения границ ледников относительно этих меток, повторные фотографирование ледников. Летом 2024 г. выполнены детальные исследования ледника Эрэгтийн, включавшие БПЛА-съёмку, GNSS-съёмку, масс-балансовые наблюдения в области абляции

ледника. Дополнительно проводилось исследование скорости движения ледника Эрэгтийн с помощью GNSS-приёмника, зафиксировано изменение координат реек за период с 3 по 17 августа 2024 г.

Для каталогизации современных ледников помимо полевых данных проводилось дешифрирование спутниковых снимков Sentinel-2 от 2 сентября 2023 г. с разрешением 10 м. Использовалась комбинация каналов 4–3–2 (реалистичные цвета) и 8–4–3. Дешифрирование выполняли в ручном режиме в среде ArcGIS. Минимальный размер ледников, включённых в каталог, составил 0.01 км².

Систематическая ошибка определена как ± 1 пиксель (7.6 м для снимков Corona, 10 м для снимков Sentinel 2, 15 м для Landsat 7). Ошибка определения площади A_{er} рассчитывалась по формуле:

$$A_{er} = n \times m, \quad (1)$$

где n — число пикселей по периметру контура ледника, а m — площадь пикселя, зависящая от разрешения снимка.

Для оценки ошибки оператора проводилось повторное дешифрирование всего массива ледников. Суммарная ошибка повторного дешифрирования составила 0.33 км², т.е. около 0.5%. Такая малая величина связана с низкой степенью загрязнённости льда моренным материалом, поэтому контуры ледников имеют отчётливый характер.

Положение фирновой границы определяли по снимкам. Для оценки её высоты применялось последнее (на 2023 г.) обновление цифровой модели рельефа (далее — ЦМР) FABDEM V1-2 с 30-метровым разрешением. Эта же модель использовалась для определения параметров ледников (минимальные и максимальные высоты, средние уклоны, экспозиции ледников). Для 10 малых ледников, где фирновая граница не определялась на снимках, она рассчитывалась методом Куровского (средневзвешенная по площади высота ледника) (Kurowski, 1891), показавшим в более ранних исследованиях свою высокую точность для малых ледников Алтая (Ганюшкин и др., 2021).

Дешифрирование космических снимков выполняли для отдельных ледников с целью

дополнения данных наземного наблюдения и получения более полной картины их динамики. Для этого использовались снимки Corona (11.08.1968), LANDSAT 5 (17.07.1991, 10.09.1991, 26.07.2006), LANDSAT 7 (24.07.2000, 18.08.2000), Sentinel-2 (03.09.2019).

При анализе экспозиционного распределения оледенения для получения более точной картины и решения проблемы недоучёта экспозиций притоков крупных ледников, авторы использовали функцию Aspect в программе ArcGIS, при которой каждый пиксель ЦМР получает своё значение экспозиции в градусах. Далее выполняется подсчёт площадей оледенения по каждому градусу экспозиции склона, которые для упрощения визуализации группировались по секторам, соответствующим 8 румбам.

Для оценки толщины льда применена модель GlabTop2 (Glacier bed topography 2) (Frey et al., 2014). Это модификация оригинальной концепции (Linsbauer et al., 2012; Paul, Linsbauer, 2012), в которой предполагается постоянное напряжение сдвига на ложе вдоль всей центральной линии ледника и его ламинарное течение. Основное отличие GlabTop2 по сравнению с GlabTop состоит в том, что наклон поверхности вычисляется не вдоль осевой линии ледника, а как средний наклон поверхности. Входные данные — информация о границах ледника и рельефе его поверхности в виде ЦМР.

Толщина льда в модели оценивается по формуле (2):

$$h = \tau / \rho g f \sin \alpha, \quad (2)$$

где h — толщина льда, м; τ — напряжение сдвига на ложе, кПа; ρ — плотность льда, 900 кг/м³; g — ускорение свободного падения, м/с²; α — угол наклона поверхности ледника, °; f — коэффициент формы поперечного сечения ледника (0.8).

Автоматизированная реализация модели — GlabTop2-ру. Это пакет на языке Python, который вычисляет распределение толщины льда. GlabTop2-ру использует функции Python 3.8 и PCRaster. Модель полностью основана на концепциях, описанных в (Frey et al., 2014).

Особенность модели — присвоение нулевого значения толщины льда границам ледников, в том числе на ледоразделах, что часто не соответствует действительности. Для более кор-

ректного моделирования полигоны смежных ледников объединялись в один. Подобная обработка позволяет избежать занижения толщины на ледоразделах. Однако принималось допущение, что напряжение базального сдвига на ложе, получаемое из данных о высотном диапазоне ледника, считается для одного объединённого контура. В результате чем меньше реальный высотный диапазон ледника, тем больше завышается его толщина в объединённом контуре. Завышение не локально, а равномерно распределяется по леднику. Точность определения толщины и объёма ледников в модели, таким образом, определяется точностью определения границ ледников и угла наклона их поверхности.

В исследовании применялись метеорологические данные по метеостанции Ховд, расположенной на высоте 1405 м на расстоянии примерно 75 км к юго-востоку от хребта.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На 2023 г. выделено 73 ледника суммарной площадью $61.08 \pm 2.12 \text{ км}^2$ (рис. 2; табл. 2). Вертикальный диапазон оледенения составил 1224 м, при этом он полностью совпадает с вертикальным диапазоном крупнейшего ледника Эрэгтийн (№ 8). Склоны северных и южных экспозиций очень сильно различаются по вертикальному распространению ледников, что наиболее отчётливо представлено на примере ледника Эрэгтийн, язык которого спускается до высоты 2987 м, и ледников противоположного склона (№ 64, 65, 66), края которых находятся в интервале высот 3565–3661 м, высота фирновой границы различается от 3630 до 3954–4108 м соответственно. Очевидно, инсоляция охватывает мощное влияние на условия существования ледников.

Расчёты объёма ледников хребта Цамбагарав на основе модели GlabTop2 дали суммарное для всех ледников значение $3.966 \pm 0.19 \text{ км}^3$.

Высотное распределение оледенения носит нормальный характер, отражая, с одной стороны, снижение с высотой температуры воздуха, а с другой — уменьшение площади подстилающей поверхности (рис. 3, а). В то же время снижение площадей с высотой не имеет равномерного характера, нарушаясь в интервале 3400–3600 м, где расположена существенная часть цирков и некоторые поверхности выравнивания (например, водоразделы рек Ямаат и Намаржааны). Выше

этого уровня, в интервале высот 3600–3800 м, доля поверхностей, покрытых ледниками, резко возрастает (см. рис. 3, б), что соответствует переходу из области абляции в область аккумуляции ледников.

Ранее было отмечено, что основные ледники хребта Цамбагарав сгруппированы в семи ледниковых комплексах с едиными зонами питания. В текущей статье сохранили принятую ранее индексацию комплексов, с учётом разделения комплекса Е на два отдельных комплекса (Е1 и Е2 соответственно), хотя разделение их на отдельные ледники выполнено по гидрологическому принципу, а не по морфологическому, принятому ранее. Соответственно, приведённая в каталоге морфология ледников характеризует преимущественно область абляции ледников, тогда как наиболее крупные и протяжённые по вертикали ледники включают в себя участки оледенения на поверхностях выравнивания, по морфологии соответствующие ледникам плоских вершин. Чтобы более точно охарактеризовать соотношение между разными в морфологическом отношении ледниками, мы разделили всю территорию, занятую ледниками, на участки рельефа неледниковой и ледниковой генезиса (табл. 3). Неледниковый рельеф разделён на следующие типы: поверхности выравнивания (далее — ПВ), соответствующие ледникам плоской вершины в центральных частях ледниковых комплексов; слаборасчленённые склоны средней крутизны (далее — СС), соответствующие склоновым ледникам; крутые склоны (далее — КС), соответствующие височим ледникам. Границы между данными типами поверхностей не всегда отчётливы, приняты уклоны поверхности 9° и 19° . Гляциальный рельеф в зоне развития ледников разделили на цирки и кары (далее — Ц, К), соответствующие каровым и верхним участкам долинных ледников, а также трог (далее — Т), соответствующие языкам долинных ледников.

Как показывает анализ данных (см табл. 3), 98.5% ледниковой площади в хребте Цамбагарав приходится на ледниковые комплексы. Такое компактное расположение ледников усиливает их способность воздействия на микроклимат и повышает их устойчивость к изменениям климата, минимизируя влияние нагреваемых в летнее время внеледниковых поверхностей с низким альбедо. Существование ледниковых комплексов обеспечивается наличием высоко расположенных поверхностей выравнивания, на которых располагается

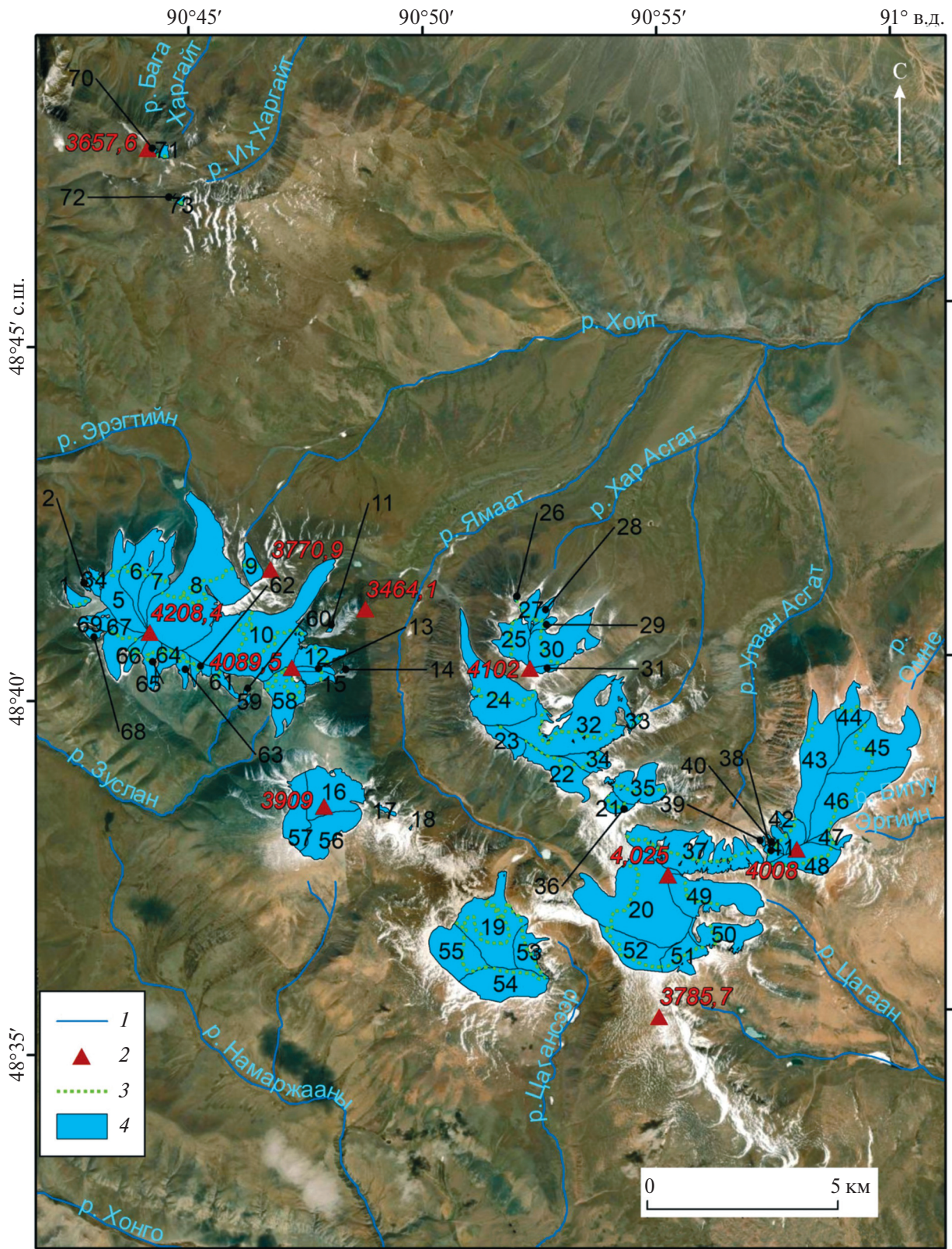


Рис. 2. Ледники хребта Цамбагарав по состоянию на 2023 г. 1 — реки, 2 — вершины, 3 — фирновая граница, 4 — ледники

Fig. 2. Glaciers of the Tsambagarav ridge as of 2023. 1 — rivers, 2 — peaks, 3 — equilibrium line, 4 — glaciers

Таблица 2. Каталог ледников хребта Цамбагарав по состоянию на 2023 г. Обозначения в таблице: N — номер ледника; λ — долгота центральной точки; φ — широта центральной точки; S , км² — площадь ледника; H_{\min} — высота нижней точки ледника, м; H_{\max} — высота верхней точки ледника, м; H_{fk} — высота фирновой границы, определенная методом Куровского; H_{fs} — высота фирновой границы, определенная по снимку; α_{\max} — максимальный уклон ледника, °; α — средний уклон ледника, °; A — средняя экспозиция ледника; L — длина ледника, м; M — морфологический тип ледника; Δ — ошибка определения площади, км²

Table 2. Catalogue of glaciers of the Tsambagarav Range as of 2023.

Designations in the table: N — glacier number; λ — longitude of the central point; φ — latitude of the central point; S , км² — glacier area; H_{\min} — height of the lower point of the glacier, m; H_{\max} — height of the upper point of the glacier, m; H_{fk} — height of the firn line determined by the Kurovsky method; H_{fs} — height of the firn boundary determined from the image; α_{\max} — maximum slope of the glacier, °; α — average slope of the glacier, °; A — average exposure of the glacier; L — length of the glacier, m; M — morphological type of the glacier; Δ — error in determining the area, км²

N	λ , ° ' " E	φ , ° ' " N	H_{\min} , М	H_{\max} , М	H_{fk}	M	S	H_{fs} , t	α_{\max}	α	A	L	Δ
<i>Бассейн р. Эрэгтийн, 8 ледников суммарной площадью 8.67 км²</i>													
1	90 41 59.052	48 41 26.280	3367	3763	3597	вис	0.21	3698	32.6	26.5	N	828	0.02
2	90 42 13.023	48 41 35.276	3401 ¹	3718	3606	вис	0.02		34.7	33.5	NW	404	0.01
3	90 42 23.153	48 41 35.997	3388 ¹	3885	3688	вис	0.12		36.7	32.9	NW	775	0.02
4	90 42 27.792	48 41 43.059	3378 ¹	3783	3617	вис	0.09	3641	35.0	31.8	NW	605	0.01
5	90 42 57.669	48 41 32.386	3222 ¹	4202	3790	скл	1.33	3685	40.8	20.2	N	3229	0.08
6	90 43 25.826	48 41 49.707	3195 ¹	4198	3597	скл	1.18	3616	34.3	18.2	N	2930	0.08
7	90 43 44.741	48 41 38.156	3185 ¹	4200	3663	скл	0.83	3604	33.6	19.2	N	2827	0.06
8	90 44 33.980	48 41 30.132	2978 ¹	4202	3666	дол	4.87	3631	56.9	20.0	N	4329	0.13
<i>Бассейн р. Хойт, 1 ледник площадью 0.35 км²</i>													
9	90 45 46.478	48 41 45.377	3342 ¹	3874	3635	скл	0.35	3631	36.0	25.8	N	1153	0.03
<i>Бассейн р. Ямаат (в Хойт), 17 ледников суммарной площадью 18.85 км²</i>													
10	90 45 52.459	48 40 46.508	3077 ¹	4165	3706	дол	4.62	3654	51.2	19.7	NE	4044	0.14
11	90 47 23.911	48 40 49.890	3443	3587	3521	вис	0.03		28.4	25.5	N	329	0.01
12	90 47 4.471	48 40 26.611	3327	4083	3696	кар-дол	0.59	3614	47.5	28.9	NE	1529	0.04
13	90 47 2.084	48 40 15.315	3653	4074	3823	скл	0.14	3778	36.3	22.4	E	1192	0.03
14	90 47 35.988	48 40 13.977	3447	3599	3555	вис	0.01		38.9	30.0	N	294	0.01
15	90 47 1.760	48 40 8.965	3527	4066	3829	вис	0.24	3755	42.7	25.4	E	1009	0.03
16	90 47 14.374	48 38 30.055	3316 ¹	3754	3624	вис	1.55		43.3	14.8	NE	1677	0.07
17	90 48 23.998	48 38 12.701	3531	3627	3582	вис	0.05		33.2	29.0	N	129	0.01
18	90 48 53.382	48 37 57.126	3489	3606	3572	вис	0.01		44.7	31.1	NE	171	0.00
19	90 50 31.750	48 36 30.065	3173 ¹	3796	3624	кар-дол	2.38	3606	46.6	12.1	N	2535	0.08
20	90 53 38.774	48 36 43.939	3262 ¹	3954	3750	скл	4.40	3723	40.0	10.8	W	3041	0.11
21	90 53 14.196	48 38 8.850	3761	3847	3813	плоск	0.20	3814	21.9	12.4	SW	461	0.02
22	90 52 9.165	48 38 38.802	3577 ¹	4051	3894	скл	1.01	3973	50.8	14.6	S	1648	0.06

Таблица 2. Продолжение

<i>N</i>	$\lambda, \text{ }^\circ \text{ ' ' E}$	$\varphi, \text{ }^\circ \text{ ' ' N}$	$H_{\min}, \text{ м}$	$H_{\max}, \text{ м}$	$H_{\text{гк}}$	<i>M</i>	<i>S</i>	$H_{\text{гс}}, \text{ т}$	α_{\max}	α	<i>A</i>	<i>L</i>	Δ
23	90 51 3.382	48 39 7.598	3799	4140	4050	плоск	0.42	4120	48.9	16.8	S	794	0.03
24	90 50 50.137	48 39 49.975	3058	4140	3756	дол	2.43	3796	42.9	17.7	N	3335	0.09
25	90 51 18.455	48 40 31.170	3687	4065	3969	плоск	0.77	3946	43.5	17.2	NW	1036	0.04
26	90 51 22.661	48 41 6.171	3684	3813	3756	вис	0.01	3785	40.4	37.6	N	172	0.00
<i>Бассейн р. Хар Асгат (в Хойт), 7 ледников суммарной площадью 5.74 км²</i>													
27	90 51 40.962	48 40 58.324	3433	4028	3774	вис	0.27	3896	44.1	32.0	N	1169	0.03
28	90 51 56.816	48 40 54.153	3431	4021	3754	вис	0.18	3916	37.4	32.2	NE	1133	0.03
29	90 51 57.565	48 40 43.920	3676	4029	3873	вис	0.13	3896	40.3	27.8	E	821	0.02
30	90 52 17.870	48 40 27.960	3344	4065	3758	кар-дол	1.53	3927	44.8	20.7	NE	2318	0.07
31	90 51 54.836	48 40 6.201	3914	4070	4014	плоск	0.12		43.2	14.5	SE	758	0.02
32	90 52 36.081	48 39 19.627	3264	4138	3701	дол	3.45	3770	64.1	18.8	N	2508	0.20
33	90 53 49.539	48 39 17.730	3721	3916	3808	скл	0.06	3823	38.0	28.4	E	598	0.01
<i>Бассейн р. Улаан Асгат (в Хойт), 11 ледников суммарной площадью 7.90 км²</i>													
34	90 52 47.111	48 38 45.998	3588	3986	3840	дол	0.42	3871	37.0	18.8	SE	1477	0.04
35	90 53 47.674	48 38 22.813	3304	3848	3599	кар-дол	1.06	3632	51.9	27.2	N	1408	0.07
36	90 53 30.938	48 38 5.402	3801	3848	3826	плоск	0.06	3842	16.3	11.4	S	281	0.01
37	90 54 53.235	48 37 25.431	3230	3928	3577	кар	2.59	3601	52.2	29.7	N	1302	0.21
38	90 56 33.934	48 37 19.211	3727	3988	3919	вис	0.13	3924	50.0	23.6	NW	481	0.02
39	90 56 23.621	48 37 30.220	3547	3723	3648	вис	0.02		50.3	38.7	N	271	0.01
40	90 56 38.352	48 37 27.061	3567	3987	3881	вис	0.10	3924	56.1	29.9	NW	716	0.02
41	90 56 46.190	48 37 32.565	3549	3988	3840	вис	0.18	3900	54.0	28.8	NW	870	0.02
42	90 57 2.071	48 37 37.300	3435	3988	3855	вис	0.42	3856	44.9	19.5	N	1408	0.04
43	90 57 35.796	48 38 36.267	3362	3946	3766	скл	2.15	3679	46.3	9.1	NW	2895	0.10
44	90 58 23.398	48 39 13.784	3356	3799	3656	кар	0.77	3630	39.0	13.9	N	2007	0.05
<i>Бассейн р. Омне (в Хойт), 1 ледник площадью 2.31 км²</i>													
45	90 58 56.035	48 38 45.374	3322	3817	3655	кар	2.31	3723	28.0	8.9	NE	3228	0.08
<i>Бассейн р. Битуу Эргийн, 2 ледника суммарной площадью 2.32 км²</i>													
46	90 58 13.075	48 38 5.014	3616	3943	3773	скл	2.08	3772	59.1	8.0	E	3385	0.07
47	90 57 48.953	48 37 28.021	3455	3943	3803	скл	0.24	3842	63.1	20.8	E	1400	0.03
<i>Бассейн р. Цагаан, 4 ледника суммарной площадью 4.34 км²</i>													
48	90 57 22.122	48 37 13.974	3718	3988	3883	скл	0.93	3893	37.6	14.9	SE	1334	0.04

Таблица 2. Окончание

<i>N</i>	$\lambda, \text{ }^\circ \text{ ' ' E}$	$\varphi, \text{ }^\circ \text{ ' ' N}$	$H_{\min}, \text{ м}$	$H_{\max}, \text{ м}$	$H_{\text{гк}}$	<i>M</i>	<i>S</i>	$H_{\text{гс}}, \text{ т}$	α_{\max}	α	<i>A</i>	<i>L</i>	Δ
49	90 55 15.190	48 36 46.561	3387	3954	3687	дол	1.82	3734	55.4	14.7	E	2653	0.08
50	90 55 29.369	48 36 13.544	3413	3934	3601	кар-дол	0.88	3612	59.4	15.2	NE	1824	0.08
51	90 54 32.994	48 35 56.666	3546	3898	3810	скл	0.72	3829	44.5	13.2	S	1231	0.05
<i>Бассейн р. Цагансээр, 3 ледника суммарной площадью 3.22 км²</i>													
52	90 53 32.228	48 36 3.443	3605	3873	3762	скл	1.10	3733	26.0	9.5	W	2388	0.06
53	90 51 14.097	48 36 7.263	3348	3808	3699	кар	0.63	3721	59.3	16.9	NE	1384	0.06
54	90 50 43.938	48 35 41.146	3605	3808	3733	плоск	1.49	3792	39.0	11.7	S	903	0.06
<i>Бассейн р. Намаржааны, 2 ледника суммарной площадью 2.43 км²</i>													
55	90 49 43.344	48 36 9.872	3539	3778	3673	скл	1.37	3728	16.8	9.1	W	1927	0.05
56	90 47 8.258	48 37 57.380	3559	3762	3693	плоск	1.06		40.5	11.0	SE	882	0.05
<i>Бассейн р. Зуслан, 13 ледников суммарной площадью 4.82 км²</i>													
57	90 46 29.892	48 38 13.357	3612	3763	3714	плоск	0.94		22.4	9.4	NW	739	0.05
58	90 46 20.344	48 39 53.466	3447	4083	3810	кар-дол	1.10	3909	40.5	20.6	S	1921	0.06
59	90 45 33.304	48 39 52.239	3579	3680	3631	вис	0.03		30.9	21.6	SW	129	0.01
60	90 45 31.687	48 40 0.305	3637	3722	3681	вис	0.02		24.1	21.0	SW	214	0.01
61	90 45 3.071	48 40 9.682	3620	4095	3889	вис	0.20	3995	36.5	25.5	SE	1097	0.03
62	90 44 32.488	48 40 20.377	3659	4138	3990	вис	0.21	4019	46.0	30.4	S	721	0.03
63	90 44 13.227	48 40 23.102	3653	4166	3974	вис	0.23	4089	41.1	28.0	S	1037	0.02
64	90 43 51.112	48 40 29.704	3609	4182	3987	вис	0.29	4108	39.6	29.3	S	1077	0.03
65	90 43 32.173	48 40 30.892	3565	4201	3937	вис	0.42	3983	41.5	25.5	S	1445	0.04
66	90 43 12.572	48 40 38.331	3661	4200	3972	вис	0.25	3954	38.9	26.4	SW	1219	0.03
67	90 42 50.356	48 40 43.240	3589	4201	3893	скл	0.74		42.1	21.1	S	2009	0.05
68	90 42 19.028	48 40 55.330	3581	3897	3736	вис	0.09		35.8	32.2	NW	542	0.01
69	90 42 29.572	48 41 5.712	3479	4080	3829	скл	0.31		41.0	31.1	W	1095	0.04
<i>Бассейн р. Бага Харгайт, 2 ледника суммарной площадью 0.09 км²</i>													
70	90 44 7.432	48 47 41.212	3500	3629	3579	вис	0.01		39.3	34.4	NE	204	0.01
71	90 44 20.021	48 47 40.153	3367	3609	3500	вис	0.08		39.3	33.5	N	360	0.01
<i>Бассейн р. Их Харгайт, 2 ледника суммарной площадью 0.04 км²</i>													
72	90 44 27.554	48 47 1.195	3480	3614	3572	вис	0.01		39.3	32.4	NE	242	0.01
73	90 44 39.316	48 46 57.899	3438	3611	3542	вис	0.03		39.9	33.3	N	280	0.01
Сумма или среднее							61.08	3733					2.12

Примечания. ¹ Гипсометрические данные, полученные в ходе полевых работ 2024 г.

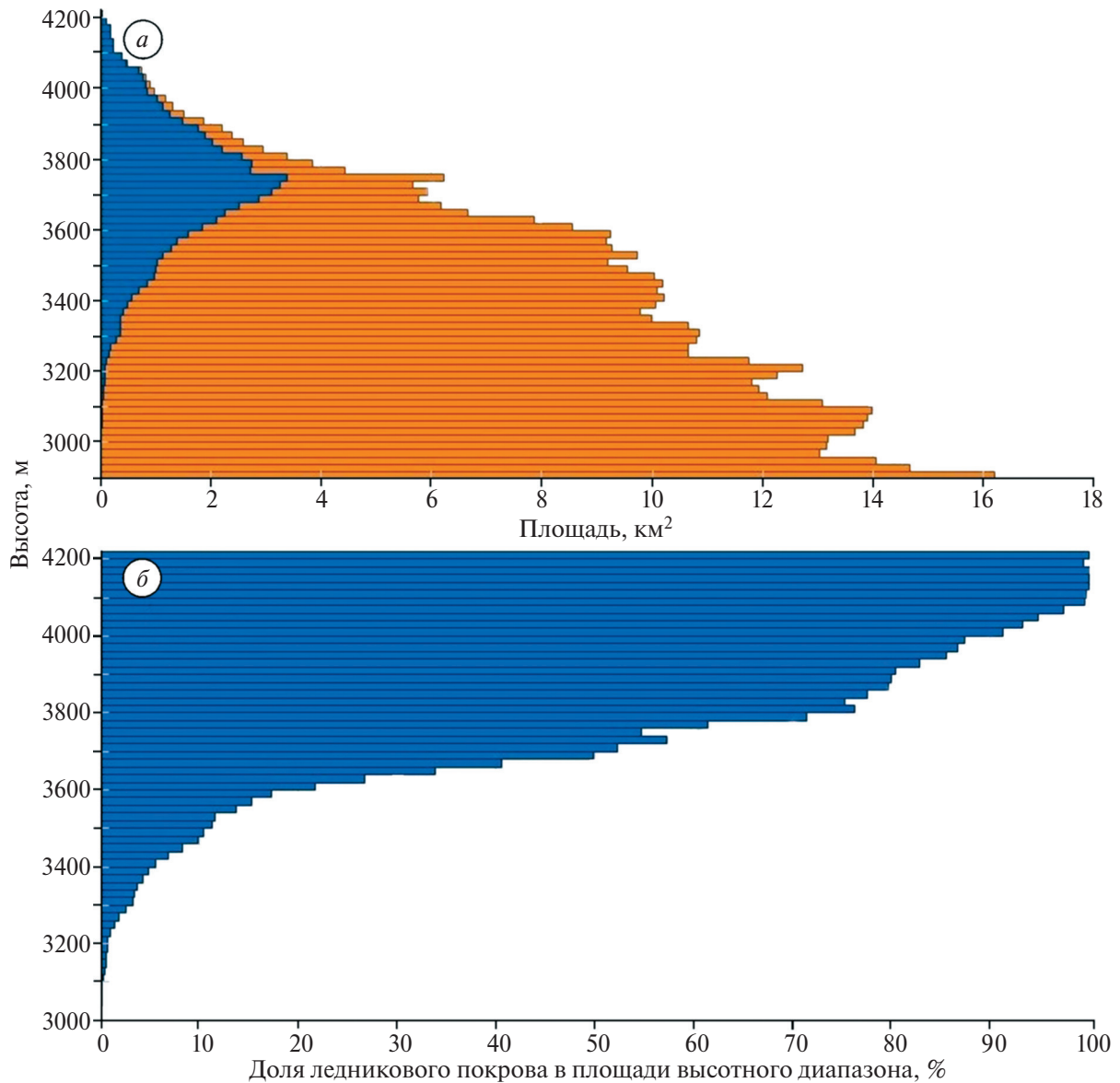


Рис. 3. (а) Распределение абсолютной площади ледников, км², по высотным интервалам (1) и площади поверхности высотных интервалов, км², (2). (б) Доля площади ледников в пределах высотного интервала, %

Fig. 3. (a) Distribution of absolute glacier area, km², by altitude intervals (1) and surface area of altitude intervals, km², (2). (b) Share of glacier area within an altitude interval, %

ядро ледниковых комплексов и большая часть их областей питания. Вместе с периферическими частями (СС) эти участки составляют 14.8% комплекса А, 77.5% комплекса Б, 88% комплекса В, 53.6% комплекса Г, 78.6% комплекса Д, 30.8% комплекса Е1, 23.7% комплекса Е2, 54.2% комплекса Ж. Предполагается, что в связи с наиболее развитым альпинотипным рельефом комплекс А — наиболее неустойчивый, и в условиях дальнейшего потепления будут интенсивно открываться скальные ледораз-

делы. Такой процесс уже идёт в юго-западной и южной частях комплекса.

Приблизительно 89% поверхности ледников полностью свободно от моренного материала. Сравнительно слабое загрязнение льда моренным материалом связано с группировкой ледников в комплексы и малой площадью скальных выходов в верхних частях этих комплексов, вследствие чего большая часть моренного материала появляется только в краевых частях лед-

Таблица 3. Ледниковые комплексы и их морфология

Table 3. Glacial complexes and their morphology

Ледниковый комплекс	Суммарная площадь км ²	Морфологические типы подледниковых поверхностей					
		Генезис подледного рельефа	Негляциальный			Гляциальный	
			Типы подледниковых поверхностей	ПВ	СС	КС	КЦ
А	17.85		0.32	2.62	2.30	8.25	4.36
Б	3.55		1.59	1.16	0.07	0.73	-
В	5.87		1.76	3.41	-	0.60	0.10
Г	11.51		2.08	4.09	-	3.59	1.75
Д	9.31		4.57	2.75	0.91	1.08	-
Е1	7.79		0.85	1.55	0.18	2.54	2.67
Е2	1.31		0.12	0.19	-	0.75	0.25
Ж	3.01		0.37	1.26	0.76	0.62	-
Вне комплексов	0.88		-	0.35	0.48	0.05	-
Итого	61.08		11.66	17.38	4.72	18.21	9.13

ников. Развитие ледников плоской вершины обеспечивает высокую долю покрытия наиболее высоко расположенных поверхностей ледниковым покровом, что приводит к малому поступлению моренного материала на поверхность ледников.

Распределение площади оледенения по экспозициям (рис. 4, а) выявило преимущественную

приуроченность ледников к северным склонам, т.е. подтверждается указанная выше высокая степень влияния инсоляции на пространственное положение ледников. В то же время следует учитывать, что хребет имеет в целом субширотную протяжённость, что создаёт чисто геоморфологические предпосылки к малому развитию ледников на склонах западных и восточных экспозиций. Для того чтобы свести геоморфологическую со-

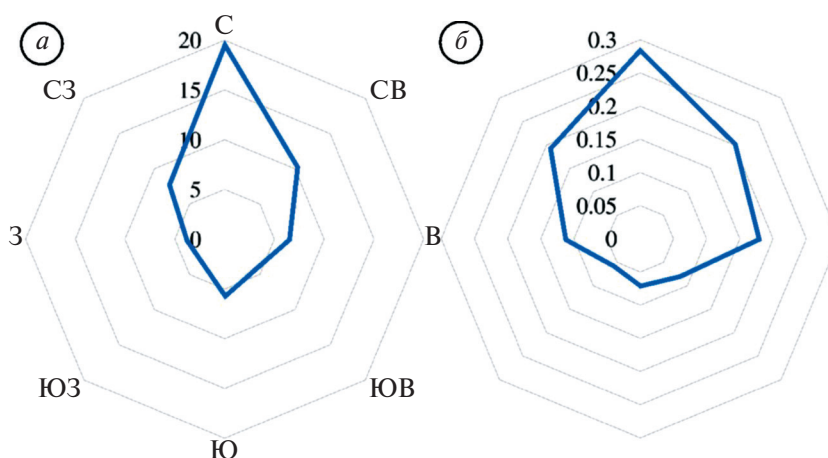


Рис. 4. Распределение по экспозициям абсолютной (а) и относительной (б) площади ледников
Fig. 4. Distribution of absolute (a) and relative (b) glacier area by aspects, km²

ставлявшую в распределении ледников к минимуму, вычислено отношение абсолютных площадей оледенения каждой отдельной экспозиции к площадям поверхностей соответствующих экспозиций в интервале высот более 3000 м. Экспозиционное распределение полученных относительных величин (см. рис. 4, б) даёт основание говорить также о дополнительном факторе развития ледников: метелевом переносе снега с наветренных на подветренные склоны восточных экспозиций.

Динамика ледников хребта Цамбагарав. Исследования динамики ледниковых фронтов

для хребта Цамбагарав выявили высокую степень индивидуальности поведения ледников (табл. 4). Так, малые ледники № 5–7 в краевой части в последние годы сильно забронированы мореной, что снижает скорости их отступления. Некоторое снижение скорости отступления отмечается также и у одного из крупных ледников (№ 20), но в данном случае это вызвано отступанием языка ледника внутрь цирка. В целом для крупных ледников и для ледников с хорошо выраженным языком отмечается ускорение отступления фронтов ледников после 2015–2016 гг.

Таблица 4. Изменения длины ледников хребта Цамбагарав

Table 4. Changes in the length of glaciers of the Tsambagarav ridge

№ ледника	Период	Уменьшение длины, м	Средняя скорость отступления, м/год	Источник
8	1968–2005	85.0 ± 1.8	2.3	Снимки Landsat 5 и Corona
	2005–2008	20.0	6.6	Полевые наблюдения (Kadota et al., 2011)
	2008–2013	26.9 ± 15.0	5.4	Снимки Landsat 7, полевые наблюдения
	2013–2016	11.6	3.5	Полевые наблюдения
	2016–2017	5.5	5.5	Полевые наблюдения
	2017–2019	8.6	4.3	Полевые наблюдения
	2019–2024	45.2	8.04	Полевые наблюдения
5	1968–2005	350.0 ± 31.8	9.5	Снимки Landsat 5 и Corona
	2005–2016	91.6 ± 30.0	8.3	Полевые наблюдения, снимки Landsat 5
	2016–2019	10.0	3.33	Полевые наблюдения
	2019–2024	29.0	5.8	Полевые наблюдения
6	1968–2005	350.0 ± 31.8	9.5	Снимки Landsat 5 и Corona
	2005–2016	91.6 ± 30.0	8.3	Снимки Landsat 5, полевые наблюдения
	2016–2024	44.0	5.5	Полевые наблюдения
7	1968–2005	189.0 ± 31.8	5.1	Снимки Landsat 5, Corona
	2005–2016	122.5 ± 30.0	11.1	Снимки Landsat 5, полевые наблюдения
	2016–2024	46.4	5.8	Полевые наблюдения
9	1968–2004	196.5 ± 16.8	5.5	Снимки Landsat 7 и Corona
	2004–2015	42.1 ± 15.5	3.8	Снимки Landsat 7, WorldView-2
	2015–2016	9.4 ± 0.5	9.4	Полевые наблюдения, снимки WorldView-2
	2016–2017	7.2	7.2	Полевые наблюдения
	2017–2019	6.5	3.25	Полевые наблюдения
	2019–2024	91.3	18.2	Полевые наблюдения

Таблица 4. Окончание

№ ледника	Период	Уменьшение длины, м	Средняя скорость отступления, м/год	Источник
10	1968–2000	112.4 ± 16.8	3.5	Снимки Landsat 7 и Corona
	2000–2015	70 ± 15.5	4.7	Снимки Landsat 7, WorldView-2
	2015–2017	40 ± 0.5	20.0	Полевые наблюдения, снимки WorldView-2
	2017–2019	37.5	17.75	Полевые наблюдения
	2019–2024	163	30.6	Полевые наблюдения
16	1968–2000	174.0 ± 16.8	5.4	Снимки Corona Landsat 7
	2000–2015	98.7 ± 15.5	6.6	Снимки Landsat 7, WorldView-2
	2015–2019	225.8 ± 0.5	56.4	Снимки WorldView-2, полевые наблюдения,
	2019–2024	98.3	19.7	Полевые наблюдения
19	1968–2004	215.0 ± 16.8	6.0	Снимки Landsat 7 и Corona
	2004–2015	50.5 ± 15.5	4.6	Снимки Landsat 7, снимки WorldView-2
	2015–2017	11.5 ± 0.5	5.25	Снимки WorldView-2, полевые наблюдения.
	2017–2019	31.4	15.7	Полевые наблюдения
	2019–2024	72.2	14.4	Полевые наблюдения
20	1968–2000	405 ± 16.8	12.7	Снимки Landsat 7 и Corona
	2000–2015	344.2 ± 15.5	22.9	Снимки, Landsat 7, WorldView-2
	2015–2019	37.8 ± 0.5	9.45	Снимки WorldView-2, полевые наблюдения
	2019–2024	51.0	10.25	Полевые наблюдения
22	1968–2004	159 ± 16.8	4.4	Снимки Landsat 7, Corona
	2004–2015	79.0 ± 15.5	7.2	Снимки Landsat 7, World View-2
	2015–2017	36.0 ± 0.5	18.0	World View-2, полевые наблюдения,
	2017–2019	2.75	1.4	Полевые наблюдения
	2019–2024	57.7	11.5	Полевые наблюдения
Среднее	1968–2000	-	6.4	–
	2000–2004	-	7.5	–
	2004–2005	-	7.6	–
	2005–2008	-	8.4	–
	2008–2013	-	8.3	–
	2013–2015	-	8.1	–
	2015–2016	-	15.0	–
	2016–2017	-	13.6	–
	2017–2019	-	12.3	–
2019–2024	-	13.0	–	

Ледник Эрэгтийн (№ 8) (рис. 5) — сложный долинный ледник площадью $4.87 \pm 0.13 \text{ км}^2$, крупнейший на территории горного хребта Цамбагарав. Ледник берёт начало на северном склоне главной вершины массива (Цаст-Ула, 4208 м). В области питания ледника, простирающейся, по данным 2024 г., до высоты в среднем 3630 м, расположены два цирка северной экспозиции, эффективно накапливающих снег, поступающий с основного водораздельного гребня с лавинами и метелевым переносом. Верхняя часть основного (западного) цирка имеет вид почти отвесной стены (имеющей некоторое сходство с Аккемской

стенной Белухи) высотой 250–300 м. Она также служит источником ледяных обвалов на днище цирка. Восточный ледниковый поток начинается на высоте около 4000 м в цирке, врезанном в северный склон водораздела р. Эрэгтийн и Ямаат. Ниже уровня 3700 м ледниковые потоки образуют единый ледниковый язык. Язык имеет выпуклую форму, в верхней части лежит на одном высотном уровне с гребнями окаймляющих его боковых морен. На высоте около 3400–3450 м язык ледника натекает на подлёдный ригель, в результате здесь образуется зона сераков и повышенной трещиноватости.

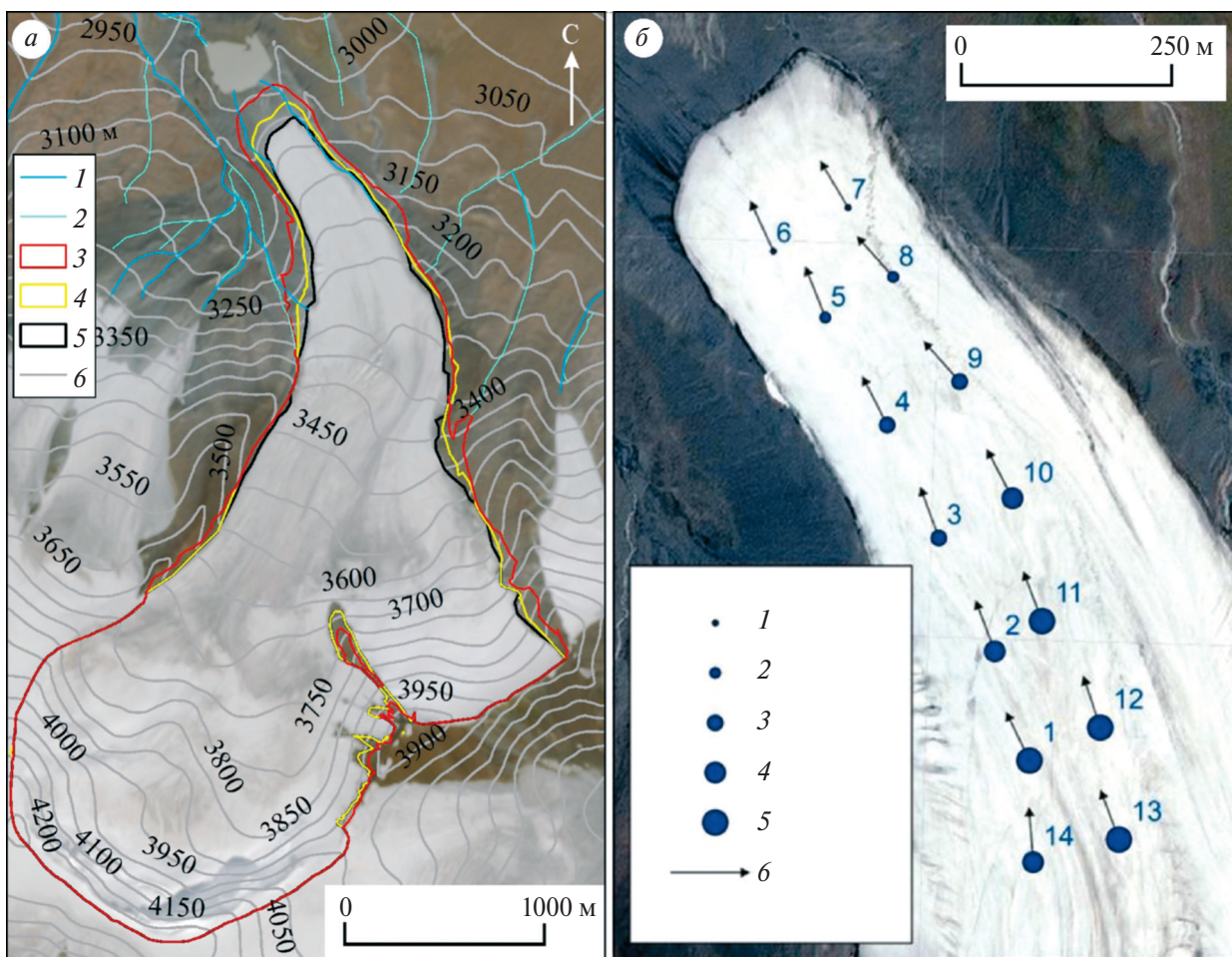


Рис. 5. Ледник Эрэгтийн.

(а) Сокращение ледника с 1968 по 2024 г. 1 — современные водотоки, 2 — водотоки на 1968 г., контуры ледника: 3 — на 1968 г., 4 — на 2015 г., 5 — на 2024 г., 6 — изогипсы.

(б) Смещение реек с 3 по 17 августа 2024 г. Смещение: 1 — менее 16 см, 2 — 16–25 см, 3 — 26–35 см, 4 — 36–45 см, 5 — более 45 см; 6 — направление смещения реек

Fig. 5. Eregetiyn Glacier.

(а) Glacier shrinkage from 1968 to 2024. 1 — modern watercourses, 2 — watercourses in 1968, glacier outlines: 3 — in 1968, 4 — in 2015, 5 — in 2024, 6 — isohypses.

(б) Displacement of the stakes from August 3 to 17, 2024. Displacement: 1 — less than 16 cm, 2 — 16–25 cm, 3 — 26–35 cm, 4 — 36–45 cm, 5 — more than 45 cm; 6 — direction of displacement of the stakes

Все перечисленные факторы обеспечивают относительно большую толщину ледника — до 180 м (Kadota et al., 2011); даже у края ледника толщина льда, согласно георадиолокационным данным, составляет 40–50 м, вследствие чего образуется крутой лоб (рис. 6). Нижняя часть долины, в которой располагается ледник, имеет открытую форму, отчего сам ледник и его моренный комплекс МЛП возвышаются над окружающими участками. До недавнего времени это обуславливало веерообразный характер стока с ледника, о чём подробнее будет сказано ниже.

Ледниковая поверхность практически не несёт моренного материала, что связано со сплошным покрытием льдом верхней части склона горы Цаст-Ула и отсутствием здесь скальных выходов; только на лбу ледника отмечаются слои льда, загрязнённого внутренней мореной, вытаявающей у края.

Как следствие всех перечисленных морфологических особенностей, в настоящее время ледник Эрэгтийн спускается ниже всех прочих ледников массива (до 2987 м) и демонстрирует наибольшую устойчивость к изменению климата, отступая медленно относительно и других ледников массива (см. табл. 4), и ледников региона в целом.

Отмечено, что с 2019 г. отступление ускорилось и идёт заметная потеря толщины ледника. Сопоставление высоты современной нижней точки ледника (2987 м) и высоты точки с этими же координатами по данным ЦМР SRTM по состоянию на 2000 г. (3062 м) даёт основание предполагать здесь исчезновение слоя льда в 75 м, т.е. отрицательный баланс массы в 66 м водного эк-

вивалента за 24 года, в среднем 2.75 м в.э. в год. Конечно, такие оценки имеют малую точность из-за низкого разрешения модели SRTM, однако геофизические исследования 2007–2009 гг. выявили среднюю толщину ледника в области абляции в 135 м, причём даже в нижней точке измерений над крутым ледниковым лбом она составляла 107 м (Kadota et al., 2011) соответственно. С июня 2005 по сентябрь 2008 г. эти же авторы зафиксировали снижение поверхности ледника в области абляции в интервале от 2.8 до 8.3 м. Наши измерения абляции на языке ледника, проведённые в диапазоне высот 3036–3217 м в период с 03.08.2025 по 17.08.2025 выявили снижение поверхности ледника в интервале 0.62–0.73 м.

Значительное уменьшение толщины льда на языке леднике подтверждается сравнением фотографий ледника, сделанных в 2011 и 2024 гг. (см. рис. 6): в 2011 г. поверхность ледника на высотах 3150–3200 м находилась на одном уровне с восточной береговой мореной, а к 2024 г. она уже располагалась на 20–25 м ниже.

Причиной медленного отступления ледника может быть изменение скорости движения льда. В ходе работ летом 2024 г. проводилось исследование скорости движения ледника Эрэгтийн с помощью GNSS-приёмника. Зафиксировано изменение координат реек за период с 3 по 17 августа 2024 г. (см. рис. 5, б).

Самая низкая скорость движения ледника наблюдалась по рейкам, расположенным ближе всего к краю ледника. Так, координаты реек № 6 и № 7 изменились лишь на 8 и 13 см. Скорость движения ледника увеличивалась в направлении

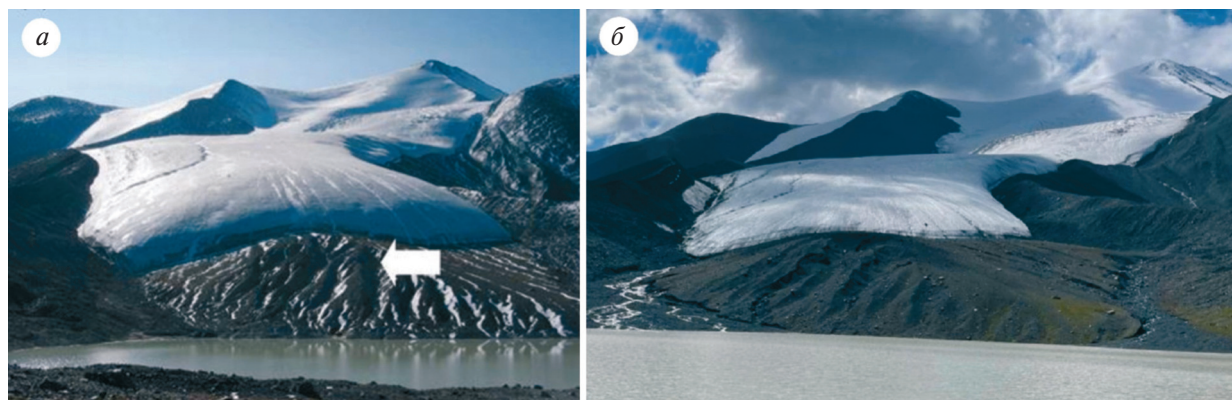


Рис. 6. Ледник Эрэгтийн в 2011 (Kadota et al., 2011) (а) и в 2024 г. (б)

Fig. 6. Eregetiin Glacier in 2011 (Kadota et al., 2011) (a) and in 2024 (b)

с севера на юг. Южные рейки № 12 и № 13 переместились сильнее всего — на 51 см. Они расположены в другом конце рассматривавшегося участка ледника, в его более высокой южной части.

В 2005/06 г. японско-монгольский коллектив учёных (Kadota et al., 2011) проводил исследования скорости движения ледника Эрэгтийн и установил практически полное постоянство скорости движения льда в течение года. Сопоставление наших данных с их результатами показало значительное увеличение скорости движения льда в летний период. Так, на уровне 3117 м ими были зафиксированы средние суточные скорости 0.68 см/день, по нашим рейкам № 3 и № 4 получены скорости 2.3 и 1.85 см/день на высотах 3131 и 3096 м соответственно; далее их группой на высоте 3164 установлена средняя скорость 0.16 см/день, у нас практически на той же высоте (3166 м, рейка № 11) она составила 3.29 см/день; на высоте 3197 м японо-монгольская группа измерила среднюю скорость 0.41 см/день, у нас для высоты 3196 м (рейка № 12) она составила 3.64 см. Таким образом, скорости движения льда в нижней части ледника возросли многократно. Поскольку толщина льда с учётом отступления ледника за 19 лет должна была существенно сократиться, скорости, наоборот, должны были упасть. Возможно, произошло повышение температуры ледника, а вода на контакте ледника с ложем стала способствовать его более высокой скорости движения. Это, с одной стороны, должно препятствовать ускорению отступления края ледника, а с другой стороны — способствовать снижению его толщины благодаря более активному выносу льда к его фронту.

Наблюдающееся в 2019–2024 гг. ускорение отступления ледника подтверждает предположения о том, что увеличение скорости движения льда уже не вполне компенсирует убыль льда у фронта ледника, соответственно, в ближайшие годы следует ожидать постепенного ускорения отступления ледника, хотя значительная толщина его края не даёт оснований ожидать скорости сокращения более 10 м в год. Ещё один начавшийся в последние 1–2 года процесс — обнажение скального выступа в районе ледопада на высоте около 3350 м, что в перспективе может привести к началу обособления ледниковых потоков из западного и восточного цирков. Отмечено, что восточный ледниковый поток, имеющий меньший вертикальный диапазон и меньшую видимую

толщину, вероятно, будет в перспективе быстрее деградировать.

Ещё один из важных аспектов динамики ледника Эрэгтийн — изменение связанных с ним гидрологических объектов. В 1960-е годы ледник в восточной его части повсеместно возвышался над окаймляющим его моренным валом МЛП, в результате чего существовало четыре водотока, по которым сток с этой части ледника уходил через морену и впадал в р. Хойт. В последующем снижение толщины льда постепенно приводило к отмиранию этих водотоков, однако вплоть до 2023 г. значительная часть стока с ледника в его восточной части уходила через термокарстовый тоннель сквозь морену на высоте около 3200 м и не попадала в расположенное в непосредственной близости от ледника моренно-подпрудное озеро Нурган. Как следствие — поверхностный сток из озера был слабо выражен (Пряхина и др., 2021).

Постепенное снижение поверхности ледника привело летом 2023 г. к переориентированию водного потока в направлении конца ледника. Этот процесс сопровождался размывом внутреннего склона морены и переносом большого количества твёрдого материала потоком непосредственно в озеро. Следствие этого — переполнение озера и усиление размыва морены в месте стока, усиления последнего с врезанием русла ниже плотины и образованием эрозионной ложбины с крутыми стенками. При посещении этой территории в 2024 г. также отмечался повышенный уровень озера, связанный с тем, что весь сток с ледника теперь направляется в озеро. Конфигурация озера также изменилась: на южном берегу вынос потоком рыхлого материала привёл к отодвиганию его берега на северо-запад на расстояние до 40 м. В то же время повышение уровня озера спровоцировало активизацию термокарстовых процессов в его северо-восточной части с развитием там залива и отступанием береговой линии на север и северо-запад на расстояние до 45 м.

Осреднение всех данных по отступанию десяти рассмотренных ледников (см. табл. 4) позволило установить, что в XXI в. происходит постепенное ускорение отступления ледников, особенно выраженное начиная с 2015/16 г. Ускорение сокращения площади и длины ледников, очевидно, связано с повышением летних температур в среднем на 1.7 °С, отмеченного в период 1991–2024 гг. по отношению к интервалу 1961–

1990 г. на м/с Ховд (рис. 7) и на 1.5 °С на м/с Улгий. Предположено, что ускорение отступления ледников после 2016 г. — это реакция фронта ледника на резкое начало упомянутого потепления в середине 1990-х гг. Таким образом, характерное время реакции большинства ледников хребта на изменения термического режима составляет около 20 лет. Ещё один существенный показатель, подтверждающий предыдущий вывод, — увеличение безморозного периода между исследуемыми периодами на 14 дней (м/с Ховд) и 13 дней (м/с Улгий), т.е. можно уверенно предполагать, что сезон абляции начинается раньше и заканчивается позже, что также способствует увеличению абляции. Следует также отметить и достаточно высокий коэффициент линейного тренда средних летних температур в регионе, составляющий около 0.5 °С/10 лет и предполагающий достижения отметки этой температуры в 20.7 °С в 2040 г. В свою очередь, чувствительного для ледников увеличения количества годовых и летних осадков как положительной части БМЛ в районе массива практически не наблюдается. На обеих метеостанциях такая прибавка средних годовых сумм осадков за 63 года составила всего 2 мм, а суммы летних осадков в среднем остались неизменными.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставление полученных значений современной площади ледников хребта Цамбагарав с более ранними оценками разных авторов (см. табл. 1) даёт основание говорить о сокращении ледников хребта, причём это сокращение ускоряется в последние годы. Так, с 2015 г. (Ganyushkin et al., 2022) зафиксировано сокращение площади оледенения в $7.02 \pm 2.23 \text{ км}^2$ (1.25% в год) и с 2020 г. (Бородавко и др., 2022) в 4.13 км^2 (2.11% в год). Схожее ускорение сокращения площадей ледников отмечено и в других районах Алтая: до 1.52% в год в 2000–2021 гг. в Южно-Чуйском хребте, тогда как в интервале 1962–2000 гг. она составляла в среднем 0.83% в год (Ганюшкин и др., 2024), почти двукратное ускорение в 2000–2021 гг. (до 0.69% в год) по отношению к интервалу 1850–2000 гг. (0.36% в год) для Северо-Чуйского хребта (Ganyushkin et al., 2023), ускорение сокращения от 0.87% в год в 1960–2001 гг. до 2.0% в год в 2001–2015 гг. у ледников Шапшальского хребта (Ганюшкин и др., 2021).

Оценка объёма современного оледенения ($3.966 \pm 0.19 \text{ км}^3$) значительно превышает оцен-

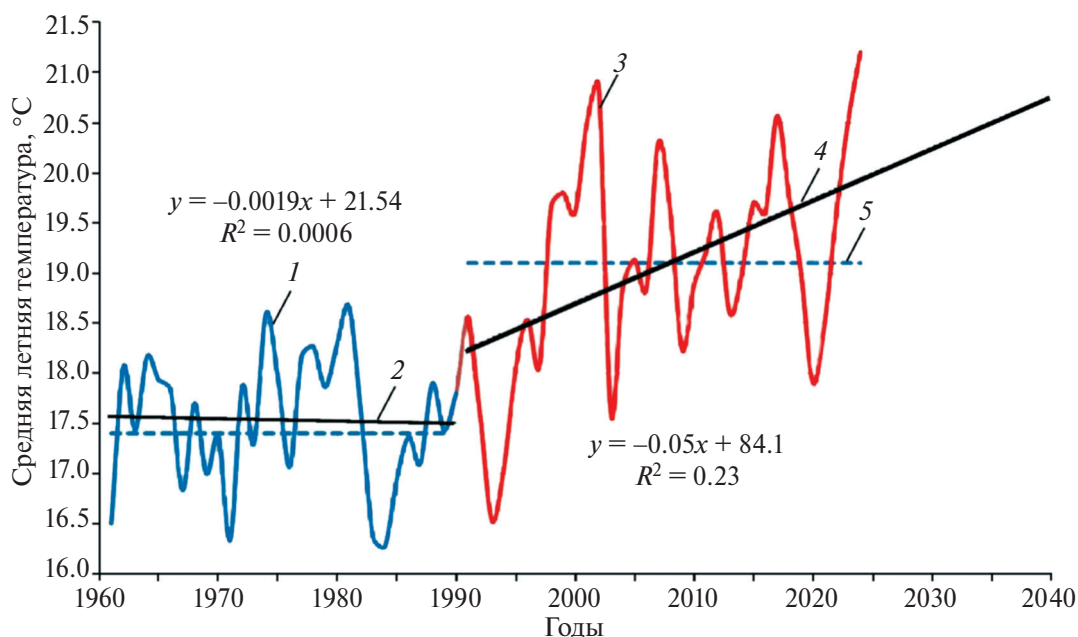


Рис. 7. Изменения средней летней температуры по данным метеостанции Ховд.

1 — температура в 1961–1990 гг., 2 — линейная аппроксимация в 1961–1990 гг., 3 — температура в 1991–2024 гг., 4 — линейная аппроксимация в 1991–2024 гг., 5 — средние значения для периодов

Fig. 7. Changes in average summer temperature according to data from the Khovd weather station

1 — temperature in 1961–1990, 2 — linear approximation in 1961–1990, 3 — temperature in 1991–2024, 4 — linear approximation in 1991–2024, 5 — average values for the periods

ку (2.98 км^3), выполненную в работе (Бородавко и др., 2022), что, вероятно, связано с другими методами расчётов, когда использовался метод VAS (volume-area scaling), при котором объёмы ледников рассчитываются через эмпирические степенные зависимости, связывающие площади ледников с их объёмами (Никитин, 2009). Отмечено, что возможности применения этого метода для ледников хребта Цамбагарав ограничены из-за большого развития здесь ледников склонового типа и ледников плоской вершины, для которых мало эмпирических данных, в связи с чем подобные расчёты могут давать большую ошибку.

Аналогично, отмеченное ускорение отступления фронтов ледников, зафиксированное после 2015 г., установлено и в других районах Алтая: у ледника Большой Маашей (Северо-Чуйский хребет) после 2010 г. (Ganyushkin et al., 2023), у пяти крупнейших долинных ледников массива Таван-Богдо-Ола после 2009–2010 гг. (Ganyushkin et al., 2022), у ледников Восточный Мугур и Селиверстова (массив Монгун-Тайга) начиная с 2013–2016 гг. (Ганюшкин и др., 2024).

Установленные высокие скорости сокращения ледников хребта Цамбагарав в последние годы хорошо согласуются с общемировой тенденцией (Zemp et al., 2025), согласно которой в 2012–2023 гг. ежегодная потеря льда была на $36 \pm 10\%$ выше, чем в 2000–2011 гг.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Один из основных результатов проведённой работы — создание нового каталога ледников с границами ледников, выделенными по гидрологическому принципу. Установленные масштабы оледенения хребта Цамбагарав — 73 ледника суммарной площадью $61.08 \pm 2.12 \text{ км}^2$ — свидетельствуют о том, что этот центр оледенения остаётся одним из крупнейших на Алтае. Доминируют ледники северной и северо-восточной экспозиции. 98.5% площади ледников хребта приходится на ледниковые комплексы с единой областью питания, ядром которых являются плосковершинные ледниковые участки. Вертикальный высотный диапазон более 1200 м, компактность пространственного распределения ледников и развитие ледниковых комплексов, малая степень загрязнённости льда — все эти факторы способствуют относительной устойчивости оледенения к изменениям климата. Для ледника Эрэгтийн также установлено увеличение скорости движения льда относительно 2005–2008 гг.,

что является одним из факторов, способствующих относительно медленному отступанию его фронта. Тем не менее общемировая и региональная тенденция к ускорению сокращения ледников (Zemp et al., 2025) в последнее десятилетие проявилась на территории хребта как для ряда конкретных ледников, так и для всего оледенения в целом. Скорости уменьшения длины ледников резко возросли после 2015 г., средняя скорость сокращения суммарной площади оледенения в 2020–2023 гг. достигла 2.11% в год.

Благодарности. Исследования производились при поддержке РНФ, проект № 22-67-00020 “Изменения климата, ледников и ландшафтов Алтая в прошлом, настоящем и будущем как основа модели адаптации населения внутриконтинентальных горных районов Евразии к климатообусловленным изменениям среды”.

Acknowledgements. The study was supported by Russian National Science Foundation, project No. 22-67-00020 “Changes in climate, glaciers and landscapes of Altai in the past, present and future as the basis for a model of adaptation of the population of the intracontinental mountainous regions of Eurasia to climate-conditioned environmental changes”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агатова А.Р., Непон Р.К., Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Грига С.А., Овчинников И.Ю. Влияние землетрясения 1988 г. на оледенение и рельеф массива Цамбагарав (Западная Монголия) // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 1. С. 17–34.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422010113>
- Бородавко П.С., Мельник М.А., Волкова Е.С., Демберел О. Внутроструктурная трансформация водно-ледниковых ресурсов хребта Цамбагарав (Монгольский Алтай) // География и природные ресурсы. 2022. Т. 43. № 4 С. 112–120.
<https://doi.org/10.15372/GIPR20220413>
- Бямба Ж., Селиванов Е.И. Современное оледенение Монголии // Известия Всесоюзного геогр. об-ва. 1971. Т. 103. № 3. С. 249–254.
- Ганюшкин Д.А., Грига С.А., Горбунова Ю.А. Ускоренное сокращение ледников массива Монгун-Тайга (Алтай) в XXI столетии / Состояние горных ледников в условиях современного изменения климата. Сб. тезисов Всероссийской открытой конференции. Нальчик, Издательская типография “Принт Центр”, 2024. С. 14–15.
- Ганюшкин Д., Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В. Современное оледенение хребта Цамбагарав (Северо-Западная

- Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 4. С. 437–452.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-437-452>
- Ганюшкин Д.А., Банцев Д.В., Грига С.А., Деркач Е.С., Останин О.В., Горбунова Ю.А., Распутина В.А., Чистяков К.В. Сокращение ледников Южно-Чуйского хребта (Алтай) с максимума малого ледникового периода // *Лёд и Снег*. 2024. Т. 64. № 4. С. 497–512.
<https://doi.org/10.31857/S2076673424040024>
- Ганюшкин Д.А., Конькова О.С., Чистяков К.В., Банцев Д.В., Терехов А.В., Кунаева Е.П., Курочкин Ю.Н., Андреева Т.А., Волкова Д.Д. Сокращение ледников Восточного Алтая (Шапшальский центр) после максимума малого ледникового периода // *Лёд и Снег*. 2021. № 4 (61). С. 500–520.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421040104>
- Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В. Горные геосистемы внутриконтинентальных регионов Азии — структура и современная динамика // *Вопросы географии*. 2014. №. 137. С. 83–106.
- Даиделег Н. Современные ледники Монголии / Национальный атлас Монгольской Народной Республики. Улан-Батор, Москва: Академия наук Монголии и Академия наук СССР. 1990. 60 с.
- Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // *Материалы гляциологических исследований*. 2009. № 107. С. 87–96.
- Отгонбаяр Д. Современное оледенение Монгольского Алтая (на примере хребтов Мунххайрхан, Сутай, горного узла Цамбагарав). Барнаул: Бизнес-Конект. 2013. 156 с.
- Плюснин В.М., Китов А.Д. Динамика внутриконтинентальных ледников Сибири и Восточной Азии с Малого ледникового периода // *География и природные ресурсы*. 2023. Т. 44. № 4. С. 25–36.
- Пряхина Г.В., Кашкевич М.П., Попов С.В., Распутина В.А., Боронина А.С., Ганюшкин Д.А., Агатов А.Р., Непоп Р.К. Формирование и развитие моренного (приледникового) озера Нурган, Северо-Западная Монголия // *Криосфера Земли*. 2021. Т. 25. № 4. С. 26–35.
- Пряхина Г.В., Распутина В.А., Зеленукина Е.С., Банцев Д.В., Крыжановская А.Э. Особенности гидрологического режима приледниковых моренных озёр Алтая // *Лёд и Снег*. 2024. Т. 64. № 2. С. 202–212.
- Agatova A., Nepop R., Ganyushkin D., Otgonbayar D., Griga S., Ovchinnikov I. Specific Effects of the 1988 Earthquake on Topography and Glaciation of the Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai) Based on Remote Sensing and Field Data // *Remote Sensing*. 2022 V. 14. № 4.
<https://doi.org/10.3390/rs14040917>
- Baasst P. Modern Glaciers of Mongolia. Ulaanbaatar. Ulaanbaatar, 1998. 162 p.
- Bantcev D.V., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Ekaykin A.A., Veres A.N., Tokarev I.V., Shtykova N.B., Andreeva T.A. The Components of the Glacial Runoff of the Tsambagarav Massif from Stable Water Isotope Data // *Geosciences (Switzerland)* 2019 V. 9. № 7
<https://doi.org/10.3390/geosciences9070297>
- Davaa G., Basandorj J. Changes in hydrological systems of Mongolia / 13th International Hydrological Programme (IHP) Regional Steering Committee Meeting for Southeast Asia and Pacific, Final Report, 25 November 2005 Bali. 2005. Jakarta: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO). 2005. P. 113–122
- Davaagatan T., Orkhonselenge A. Modern Glacier Dynamics in Mt. Tsambagarav in the Mongolian Altai Mountain Range // *Mongolian Geoscientist*. 2020. V. 51. P. 12–20.
<https://doi.org/10.5564/mgs.v51i0.1458>
- Demberel O., Dash C., Dugersuren B., Bayarmaa M., Seong Y.B., Chakraborty E., Dorjsuren B., Singh A., Ganhuuyag N. Erratum to: Flooding (or Breaching) of Inter-Connected Proglacial Lakes by Cascading Overflow in the Arid Region of Western Mongolia (Mt. Tsambagarav, Mongolian Altai) / *Journal of Mountain Science*. 2025. V. 22. P. 1888–1888.
<https://doi.org/10.1007/s11629-025-9551-1>
- Frey H., Machguth H., Huss M., Huggel C., Bajracharya S., Bolch T., Kulkarni A., Linsbauer A., Salzmann N., Stoffel M. Estimating the Volume of Glaciers in the Himalayan-Karakoram Region Using Different Methods // *The Cryosphere*. 2014. V. 8. № 6. P. 2313–2333.
<https://doi.org/10.5194/tc-8-2313-2014>
- Ganiushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E. Fluctuation of Glaciers in the Southeast Russian Altai and Northwest Mongolia Mountains Since the Little Ice Age Maximum // *Environmental Earth Sciences*. 2015. V. 74. P. 1883–1904
<https://doi.org/10.1007/s12665-015-4301-2>
- Ganyushkin D., Bantcev D., Derkach E., Agatova A., Nepop R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova Y. Post-Little Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai // *Remote Sensing*. 2023. V. 15. № 8. 2186 p.
<https://doi.org/10.3390/rs15082186>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantcev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V. Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum // *Remote Sensing* 2022. V. 14. № 6. 1508 p.
<https://doi.org/10.3390/rs14061508>
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantcev D.V., Kunaeva E.P., Terekhov A.V. Present Glaciers and Their Dynamics in the Arid Parts of the Altai Mountains // *Geosciences (Switzerland)* 2017. V. 7. № 4. 117 p.
<https://doi.org/10.3390/geosciences7040117>

- Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M. The Onset of Neoglaciation 6000 Years Ago in Western Mongolia Revealed by an Ice Core from the Tsambagarav Mountain Range // *Quaternary Science Reviews* 2013. V. 69 P. 59–68.
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.025
- Kadota T., Davaa G.A. Preliminary Study on Glaciers in Mongolia / *Proceedings of The 2nd International Workshop on Terrestrial Change in Mongolia*. Ulaanbaatar: Institute of Meteorology and Hydrology. 2004. P. 100–102.
- Kadota T., Gombo D., Kalsan P., Namgur D., Ohata T. Glaciological Research in the Mongolian Altai, 2003–2009 // *Bulletin of Glaciological Research*. 2011. V. 29. P. 41–50.
https://doi.org/10.5331/bgr.29.41
- Kamp U., Krumwiede B., Mcmanigal K., Pan C., Walther M., Dashtseren A. The Glaciers of Mongolia // *INSTAAR Occasional Paper*. 2013. № 61. 43 p
- Klinge M. Glacial-Geomorphologic Investigations in the Mongolian Altai: a Contribution to the Late Quaternary Landscape and Climate History of Western Mongolia // *Aachener Geographische Arbeiten*, Aachen. 2001. 135 p.
- Kurowski L. Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn- Gruppe // *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 1891. № 5. P. 115–160.
- Linsbauer A., Paul F., Haerberli W. Modeling Glacier Thickness Distribution and Bed Topography over Entire Mountain Ranges with GlabTop: Application of a Fast and Robust Approach // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2012. V. 117. № 7. P. 1–17.
https://doi.org/10.1029/2011JF002313
- Paul F., Linsbauer A. Modeling of Glacier Bed Topography over Glacier Outlines, Central Branch Lines, and a DEM // *International Journal of Geographical Information Science* 2012. V. 26. P. 1173–1190.
https://doi.org/10.1080/13658816.2011.627859
- Zemp M., Jakob L., Dussaillant I., Nussbaumer S.U., Gourmelen N., Dubber S.A.G., Abdullahi S., Andreassen L.M., Berthier E., Bhattacharya A., Blazquez A., Boehm Vock L.F., Bolch T., Box J., Braun M.H., Brun F., Cicero E., Colgan W., Eckert N., Farinotti D., Florentine C., Floricioiu D., Gardner A., Harig C., Hassan J., Hugonnet R., Huss M., Jóhannesson T., Liang C.-C.A., Ke C.-Q., Khan S.A., King O., Kneib M., Krieger L., Maussion F., Mattea E., McNabb R., Menounos B., Miles E., Moholdt G., Nilsson J., Pálsson F., Pfeffer J., Piermattei L., Plummer S., Richter A., Sasgen I., Schuster L., Seehaas T., Shen X., Sommer C., Sutterley T., Treichler D., Velicogna I., Wouters B., Zekollari H., Zheng W., *The GlaMBIE Team*. Community Estimate of Global Glacier Mass Changes from 2000 to 2023 // *Nature*. 2025. V. 639. P. 382–388.
https://doi.org/10.1038/s41586-024-08545-z

Citation: Ganyushkin D.A., Bantsev D.V., Griga S.A., Derkach E.S., Ostanin O.V., Gorbunova Yu.A., Rasputina V.S., Volkov V., Kurochkin Yu.N., Alekseykova A.S., Otgonbayar D., Khadbaatar S. Current State of Glaciers of the Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 59–80. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010059

Current State of the Glaciers in the Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai)

© 2026 D. A. Ganyushkin^{a, #}, D. V. Bantsev^a, S. A. Griga^a, E. S. Derkach^a, O. V Ostanin^b, Yu. A. Gorbunova^a, V. S. Rasputina^a, I. V. Volkov^a, Yu. N. Kurochkin^a, A. S. Alekseykova^a, D. Otgonbayar^c, S. Khadbaatar^d

^aSt. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

^bAltai State University, Barnaul, Russia

^cWestern Regional Branch of National University of Mongolia

^dDepartment of Geography, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, Mongolian National University of Education

[#]e-mail: d.ganyushkin@spbu.ru

Received July 11, 2025; revised September 11, 2025; accepted December 29, 2025

Assessment of scales and spatial distribution of the present-day glaciation of the Tsambagarav Ridge (Mongolia) as well as dynamics of glaciers over the last few decades was performed. The work was based on the field studies of 2016–2024 and the analysis of satellite images of different years. In 2023, glaciation of the Tsambagarav Ridge consisted of 73 glaciers with a total area of 61.08 km², the average weighted altitude of the firn line was 3733 m, the vertical range of glaciation was 1224 m. 98.5% of the glacier area was concentrated in 8 glacier complexes, with the flat-top glaciers as their core. 89% of the glacier surfaces were

completely free of moraine material. Glaciers of the northern aspect predominated. Acceleration of retreat of the most glaciers since 2015 has been found. The rates of ice movement on the tongue of the Erehtin glacier in 2024 increased by 3–9 times relative to 2005–2006. The area of glaciation reduced by 7.02 km² (10%) from 2015 to 2023, and by 4.13 km² (6.3%) from 2020 to 2023. The acceleration of the glacier retreating was accompanied by rising of the mean summer temperature by 1.7 °C between 1991 and 2024 as compared to the period from 1961 to 1990.

Keywords: Mongolian Altai, glacier retreat, mountain glaciers

REFERENCES

- Agatova A.R., Nepop R.K., Ganyushkin D.A., Otgonbayar D., Griga S.A., Ovchinnikov I.Yu. Influence of the 1988 Earthquake on Glacierization and Relief of the Tsambagarav Massif (Western Mongolia). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (1): 17–34. <https://doi.org/10.31857/S2076673422010113> [In Russian].
- Borodavko P.S., Mel'nik M.A., Volkova E.S., Demberel O. Intrastructural Transformation of Water–Glacial Resources of Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai). *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2022, 43 (4): 386–393. <https://doi.org/10.1134/s1875372822040060> [In Russian].
- Byamba Zh., Selivanov E.I. Present glaciations of Mongolia. *Izvestiya Vsesoyuznogo Geograficheskogo Obshchestva*. Bulletin of the All Union Geographical Society. 1971, 3 (103): 249–254 [In Russian].
- Ganyushkin D.A., Griga S.A., Gorbunova Yu.A. Uskorennoe sokrashchenie lednikov massiva Mongun-Tajga (Altaj) v XXI stoletii / Sostoyanie gornyh lednikov v usloviyah sovremennogo izmeneniya klimata. *Sbornik tezisev Vserossijskoj otkrytoj konferencii*. Accelerated Reduction of the Mongun-Taiga Massif Glaciers (Altai) in the 21st Century. The state of Mountain Glaciers in the Context of Modern Climate Change. Collection of abstracts of the All-Russian open conference. Nalchik, Publishing House Print Center, 2024: 14–15. [In Russian].
- Ganyushkin D.A., Otgonbayar D., Chistyakov K.V., Kunaeva E.P., Volkov I.V. Recent Glacierization of the Tsambagarav Ridge (North-Western Mongolia) and Its Changes Since the Little Ice Age Maximum. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (4): 437–452. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-4-437-452> [In Russian].
- Ganyushkin D.A., Bantcev D.V., Griga S.A., Derkach E.S., Ostanin O.V., Gorbunova, Y.A., Rasputina V.A., Chistyakov K.V. Reduction of Glaciers of the South Chuya Range (Altai) Since the Maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2024, 64 (4): 497–512. <https://doi.org/10.31857/S2076673424040024> [In Russian].
- Ganyushkin D.A., Konkova O.S., Chistyakov K.V., Bantsev D.V., Terekhov A.V., Kunaeva E.P., Kurochkin Yu.N., Andreeva T.A., Volkova D.D. Shrinking of the Glaciers of East Altai (Shapshal Center) after the Maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (4): 500–520. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040104> [In Russian].
- Ganushkin D.A., Chistyakov K.V. Mountain Geosystems of the Intracontinental Regions of Asia Structure and Modern Dynamics. *Voprosy geografii*. Problems of Geography. 2014, 137: 83–106 [In Russian].
- Dashdeleg N. *Sovremennye ledniki Mongolii* Modern Glaciers of Mongolia. National Atlas of the Peoples Republic of Mongolia. Ulaanbaatar, Moscow: Academy of Sciences of Mongolia and Academy of Sciences of USSR, 1990: 60 p. [In Russian].
- Nikitin S.A. Regularities of the Distribution of Glacial Ice in the Russian Altai, Assessment of Their Reserves and Dynamics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2009, 107: 87–96. [In Russian].
- Otgonbayar D. *Sovremennoe oledenenie Mongol'skogo Altaya (na primere khrebtov Munkhkhayrhan, Sutay, gornogo uzla Tsambagarav)* Modern Glaciation of the Mongolian Altai (on the Example of Munhairhan and Sutai Mountain Ranges and Tsambagarav Mountain Knot). Barnaul: Business Connect, 2013: 156 [In Russian].
- Plyusnin V.M., Kitov A.D. The Dynamics of Intracontinental Glaciers of Siberia and East Asia Since the Little Ice Age *Geografija i Prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources 2023, 44 (4): 25–36. [In Russian].
- Pryakhina G.V., Kashkevich M.P., Popov S.V., Rasputina V.A., Boronina A.S., Ganyushkin D.A., Agatova A.R., Nepop R.K. Formation and Evolution of Moraine-Dammed (Periglacial) Lake Nurgan, Northwestern Mongolia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere 2021, 25 (4): 26–35. [In Russian].
- Pryakhina G.V., Rasputina V.A., Zelepukina E.S., Bantcev D.V., Kryzhanovskaya A.E. Characteristics of the Hydrological Regime of the Periglacial Moraine Lakes in the Altai. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2024, 64 (2): 202–212. <https://doi.org/10.31857/S2076673424020033> [In Russian].
- Agatova A., Nepop R., Ganyushkin D., Otgonbayar D., Griga S., Ovchinnikov I. Specific effects of the 1988 Earthquake on Topography and Glaciation of the Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai) Based on Remote Sensing

- and Field Data. *Remote Sensing*. 2022, 14 (4). <https://doi.org/10.3390/rs14040917>
- Baasst P.* Modern Glaciers of Mongolia. Ulaanbaatar. Ulaanbaatar, 1998: 162 p.
- Bantcev D.V., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Ekaykin A.A., Veres A.N., Tokarev I.V., Shtykova N.B., Andreeva T.A.* The Components of the Glacial Runoff of the Tsambagarav Massif from Stable Water Isotope Data. *Geosciences (Switzerland)*. 2019, 9 (7) <https://doi.org/10.3390/geosciences9070297>
- Davaa G., Basandorj J.* Changes in Hydrological Systems of Mongolia / 13th International Hydrological Programme (IHP) Regional Steering Committee Meeting for Southeast Asia and Pacific, Final Report, 25 November 2005 Bali. Jakarta: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO). 2005:113–122
- Davaagatan T., Orkhonselenge A.* Modern Glacier Dynamics in Mt. Tsambagarav in the Mongolian Altai Mountain Range. *Mongolian Geoscientist*. 2020, 51, 12–20. <https://doi.org/10.5564/mgs.v51i0.1458>
- Demberel O., Dash C., Dugersuren B., Bayarmaa M., Seong Y.B., Chakraborty E., Dorjsuren B., Singh A., Ganhuyag N.* Erratum to: Flooding (or Breaching) of Inter-Connected Proglacial Lakes by Cascading Overflow in the Arid Region of Western Mongolia (Mt. Tsambagarav, Mongolian Altai). *Journal of Mountain Science*. 2025, 22: 1888–1888. <https://doi.org/10.1007/s11629-025-9551-1>
- Frey H., Machgut H., Huss M., Haggel S., Bayracharya S., Bolch T., Kulkarni A., Linsbauer A., Salzmann N., Stoffel M.* Estimation of the Volume of Glaciers in the Himalayan-Karakoram Region Using Various Methods. *Cryosphere*. 2014, 8 (6): 2313–2333. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2313-2014>
- Ganiushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E.* Fluctuation of Glaciers in the Southeast Russian Altai and Northwest Mongolia Mountains Since the Little Ice Age Maximum. *Environmental Earth Sciences*. 2015, 3 (74): 1883–1904. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4301-2>
- Ganyushkin D., Bantcev D., Derkach E., Agatova A., Nepop R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova Y.* Post-Little Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai. *Remote Sensing*. 2023, 8 (15): 2186. <https://doi.org/10.3390/rs15082186>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantcev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V.* Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum. *Remote Sensing*. 2022, 6 (14):1508. <https://doi.org/10.3390/rs14061508>
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantcev D.V., Kunaeva E.P., Terekhov A.V.* Present Glaciers and Their Dynamics in the Arid Parts of the Altai Mountains. *Geosciences (Switzerland)*. 2017, 7 (4): 117. <https://doi.org/10.3390/geosciences7040117>
- Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M.* The Onset of Neoglaciation 6000 Years Ago in Western Mongolia Revealed by an Ice Core from the Tsambagarav Mountain Range. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 69: 59–68.
- Kadota T., Davaa G.* A Preliminary Study on Glaciers in Mongolia. Proc. of the 2nd Intern. Workshop on Terrestrial Change in Mongolia. 2004: 100–102.
- Kadota T., Gombo D., Kalsan P., Namgur D., Ohata T.* Glaciological research in the Mongolian Altai, 2003–2009. *Bulletin of Glaciological Research*. 2011. 29: 41–50. <https://doi.org/10.5331/bgr.29.41>
- Kamp U., Krumwiede B., Mcmanigal K., Pan C., Walther M., Dashtseren A.* The Glaciers of Mongolia. INSTAAR Occasional Paper. 2013, 61: 43 p.
- Klinge M.* Glacial-Geomorphologic Investigations in the Mongolian Altai: a Contribution to the Late Quaternary Landscape and Climate History of Western Mongolia. *Aachener Geographische Arbeiten*, Aachen. 2001: 135 p.
- Kurowski L.* Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe. *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 1891, 5: 115–160.
- Linsbauer A., Paul F., Heberly U.* Modeling the Distribution of Glacier Thickness and Bed Relief over Entire Mountain Ranges Using GlabTop: the Application of a Fast and Reliable Approach. *Journal of Geophysical Research: The Surface of the Earth*. 2012, 117 (3): 1–17. <https://doi.org/10.1029/2011JF002313>
- Paul F., Linsbauer A.* Modeling of Glacier Bed Relief Based on Glacier Contours, Central Branches and DEM. *International Journal of Geographical Informatics*. 2012, 26 (7): 1173–1190. <https://doi.org/10.1080/13658816.2011.627859>
- Zemp M., Jakob L., Dussaillant I., Nussbaumer S.U., Gourmelen N., Dubber S. A. G., Abdullahi S., Andreasen L.M., Berthier E., Bhattacharya A., Blazquez A., Boehm Vock L.F., Bolch T., Box J., Braun M.H., Brun F., Cicero E., Colgan W., Eckert N., Farinotti D., Florentine C., Floricioiu D., Gardner A., Harig C., Hassan J., Hugonnet R., Huss M., Jóhannesson T., Liang C.-C.A., Ke C.-Q., Khan S.A., King O., Kneib M., Krieger L., Maussion F., Mattea E., McNabb R., Menounos B., Miles E., Moholdt G., Nilsson J., Pálsson F., Pfeiffer J., Piermattei L., Plummer S., Richter A., Sasgen I., Schuster L., Seehaus T., Shen X., Sommer C., Sutterley T., Treichler D., Velicogna I., Wouters B., Zekollari H., Zheng W., The GlacMBIE Team.* Community Estimate of Global Glacier Mass Changes from 2000 to 2023. *Nature*. 2025, 639: 382–388. <https://doi.org/10.1038/s41586-024-08545-z>

ВКЛАД ФЁНОВОГО ЭФФЕКТА В ТАЯНИЕ ЛЕДНИКОВ ЗАЛИВА ГРЁНФЬОРД (ШПИЦБЕРГЕН) НА ПРИМЕРЕ СЛУЧАЯ 4–5 АВГУСТА 2025 Г.

© 2026 г. А. А. Шестакова^{1,2,*}, А. И. Нарижная¹, И. А. Репина¹, А. Д. Пашкин¹, А. Ю. Артамонов¹, А. Е. Мамонтов¹, А. В. Тимажев¹

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

²Московский центр фундаментальной и прикладной математики, Москва, Россия

*e-mail: shestakova@ifaran.ru

Поступила в редакцию 07.10.2025 г.

После доработки 28.10.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Рассмотрено воздействие фёна на тепловой баланс ледников залива Грёнфьорд (Западный и Восточный Грёнфьорд, Альдегонда) о. Западный Шпицберген. Фён — это мезомасштабная циркуляция, возникающая в результате взаимодействия крупномасштабного ветрового потока с горами, которая проявляется на подветренных склонах в виде сильного, порывистого и тёплого ветра. Наблюдения на леднике Западный Грёнфьорд выявили резкое увеличение турбулентного потока явного тепла во время фёна 4–5 августа 2025 г. Согласно расчётам с помощью аэродинамических формул, фён также привёл к увеличению потока скрытого тепла. В результате суммарный вклад турбулентного теплообмена в несколько раз превысил вклад радиационного баланса. Расчётная интенсивность таяния льда достигала 11 мм/ч, за сутки с фёном расчётный слой стаивания составил 10.6 см. Кроме того, для изучения влияния мезомасштабных циркуляций привлекались результаты численного моделирования атмосферы с высоким разрешением (400 м), которые хорошо согласуются с измеренным слоем стаивания в масштабе нескольких суток. Результаты моделирования показали, что среди окружающих ледников ледник Восточный Грёнфьорд более всего подвержен таянию под влиянием фёна.

Ключевые слова: фён, Шпицберген, абляция, турбулентные потоки

DOI: 10.7868/S2412376526010066

ВВЕДЕНИЕ

Фён — это метеорологическое явление, относящееся по своему генезису к классу подветренных бурь. Классический фён проявляется в виде сильного и порывистого ветра на подветренной стороне гор, который сопровождается резким повышением температуры воздуха и значительным уменьшением относительной влажности. Известно, что фёны могут вызывать дополнительное таяние снега и льда, оказывая значимое влияние на баланс массы ледников, как это было показано для фёнов на Антарктическом полуострове (Elvidge et al., 2020). На Новой Земле и в Гренландии более 80% случаев сильного таяния наблюдается именно при подветренных бурях (Mattingly et al., 2023; Naacker et al., 2024).

В работе (Shestakova et al., 2022) показано, что весенний случай фёна на Западном Шпицбергене привёл к преждевременному сходу снежного покрова. Ускоренное таяние снега стало следствием увеличения турбулентного тепло- и влагообмена, а также роста приходящей коротковолновой радиации в т.н. «фёновом окне». Фёновое окно — это прояснение на подветренной стороне гор, где наблюдается опускание воздуха, его адиабатическое нагревание и удаление от состояния насыщения. Дополнительное повышение температуры при фёне обеспечивается интенсивным вертикальным перемешиванием над горами. Оно приводит к подмешиванию более тёплого воздуха из вышележащего слоя приподнятой инверсии, которая очень часто наблюдается в Арктике.

В период экспедиционных работ Института физики атмосферы им. А.М. Обухова (ИФА РАН) на Шпицбергене летом 2025 г. зафиксирован яркий случай фёна. Скорость юго-восточного ветра в верхней зоне ледника Западный Грэнфьорд достигала в порывах 19 м/с (измерения проводились на высоте около 2 м над поверхностью), а температура воздуха повысилась на 8 °С за сутки. В целом на архипелаге фёны при ветрах восточных румбов отмечаются довольно часто, но имеют обычно небольшую продолжительность (менее суток), а скорость ветра не достигает таких значений, как, например, на Новой Земле. По данным метеостанции Нью-Олесунн (север Западного Шпицбергена), в среднем наблюдается 784 часа с подветренными бурями в год, а повышение температуры воздуха во время фёнов составляет в среднем 6 °С, достигая в отдельных случаях 14 °С (Shestakova et al., 2020). В Баренцбурге (центр Западного Шпицбергена) повторяемость фёнов значительно ниже: 119 ч/год, однако эффект повышения температуры проявляется сильнее, чем на севере, достигая в отдельных случаях 23 °С за сутки. В большинстве случаев фёны на Шпицбергене наблюдаются в холодное время года. Важно отметить, что, фёны выделялись исключительно по превышению пороговой скорости приземного ветра в заданном интервале румбов (Shestakova et al., 2020). Другие важнейшие характеристики фёнов (трёхмерная структура, характеристики натекающего потока, и др.) систематически не измеряются, поэтому реальная картина повторяемости этого явления может отличаться от приведённой. В связи с этим анализ отдельных случаев фёнов, наблюдаемых непосредственно на подветренных склонах гор, в особенности на ледниках в сезон абляции, — актуально как для понимания общей картины явления в этом районе, так и для оценки влияния таких экстремальных явлений на тепловой баланс ледников.

В работе исследуется влияние зафиксированного эпизода фёна на теплообмен атмосферы с поверхностью ледников в заливе Грэнфьорд (Альдегонда, Западный и Восточный Грэнфьорд). Используются данные наблюдений за метеорологическими параметрами и турбулентными потоками, выполненные сотрудниками ИФА РАН на леднике Западный Грэнфьорд, наблюдения за балансом массы ледника Восточный Грэнфьорд, предоставленные сотрудниками ИГ РАН, а также результаты моделирования теплового баланса и мезомасштабного моделирования атмосферы.

НАБЛЮДЕНИЯ НА ЛЕДНИКЕ ЗАПАДНЫЙ ГРЭНФЬОРД

В июле–августе 2025 г. Институт физики атмосферы РАН проводил измерения метеорологических параметров с помощью автоматических метеостанций (далее — АМС) в двух точках на леднике Западный Грэнфьорд на высоте 260 и 395 м над ур. моря. На одной из точек (далее — нижняя станция; рис. 1) на высоте около 1 м над поверхностью льда установлен акустический анемометр АМК-04 (производитель “Сибаналитприбор”, г. Томск). Прибор регистрировал три компоненты скорости ветра и температуру с частотой 80 Гц, характеристики влажности воздуха и атмосферное давление с дискретностью 1 мин. На другой точке (верхняя станция, см. рис. 1) установлена АМС Нобо (производитель Onset, США), которая записывала усреднённые за 1-минутный интервал значения температуры воздуха, относительной влажности, скорости и направления ветра, приходящей коротковолновой радиации, а также максимальные значения скорости за этот интервал (порывы). Датчики установлены на высоте 1.8 м над поверхностью, однако высота в течение периода измерений менялась из-за протаивания льда (штанга с датчиками была забурена в лёд).

Для расчёта турбулентных потоков была проведена первичная обработка данных акустического анемометра. Турбулентные пульсации выделялись методом удаления линейного тренда по различным интервалам (от 2 до 60 мин). Предварительно выполнены удаление выбросов и двумерная коррекция поворота осей. Также проводилась проверка стационарности турбулентности по методу (Foken, Wichura, 1996), периоды с нестационарной турбулентностью не рассматривались в работе. На основе полученных пульсаций выполнен расчёт потоков тепла и импульса с применением метода ковариации турбулентных пульсаций.

МЕЗОМАСШТАБНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для изучения пространственной картины влияния фёна на тепловой баланс ледников залива Грэнфьорд проведены численные эксперименты с мезомасштабной атмосферной моделью WRF-ARW. Для параметризации приземного и пограничного слоёв в модели применялась схема QNSE, специально разработанная для устойчивых погранслоёв (Sukogiansky et al., 2005). В качестве параметризации деятельного слоя суши

использовалась схема Noah-MP (Niu et al., 2011), которая позволяет задавать четыре слоя почвы/льда и три слоя снега. В экспериментах применялись три вложенные друг в друга области с горизонтальным шагом сетки 10, 2 и 0.4 км соответственно. В качестве начальных и граничных условий использовался реанализ ERA5, а также

данные о типах поверхности Global Land Cover Database (Global Land Cover Database..., 2025) с разрешением 100 м, данные типизации ландшафтов на основе спутниковых данных Sentinel (Sentinel-2 Land Cover Explorer..., 2025) с разрешением 20 м, данные о рельефе ASTER (ASTER DEM..., 2025) с разрешением 30 м.



Рис. 1. Карта-схема района исследований.

Красными точками обозначено положение двух метеостанций Института физики атмосферы РАН на леднике Западный Грэнфьорд, на врезках показаны их фотографии и обзорная карта центральной части Западного Шпицбергена. Топографическая основа TopoSvalbard (Норвежский полярный институт; TopoSvalbard — Norwegian Polar Institute..., 2025), границы ледников указаны по данным за 2008 г.

Fig. 1. Schematic map of the study area.

The red dots indicate the location of the two IAP RAS weather stations on the Vestre Grøn fjordbreen. The insets show photographs of the stations and an overview map of the central part of Spitsbergen. The topographic map is from TopoSvalbard (Norwegian Polar Institute; TopoSvalbard — Norwegian Polar Institute..., 2025), glacier boundaries are indicated according to data from 2008

ХАРАКТЕРИСТИКИ ФЁНА ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕЗОМАСШТАБНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Эпизод юго-восточного фёна 4–5 августа 2025 г. наблюдался на фоне прохождения тёплого фронта циклона, центр которого располагался над Гренландским морем. В первой половине дня 4 августа наблюдалась преимущественно безоблачная погода, а в натекающем юго-восточном потоке на высоте 1–1.5 км отмечалось низкотропосферное струйное течение с максимальной скоростью 15–20 м/с, находившееся в слое приподнятой инверсии. Пик фёна пришёлся

на вечер 4 августа (рис. 2, *a*), когда юго-восточный ветер наблюдался во всей тропосфере. Согласно результатам моделирования и данным наблюдений на метеостанциях, усиление ветра наблюдалось на склонах северо-западной, западной и северной экспозиций по всему архипелагу (рис. 3, *a*). На метеостанциях Исфьорд-Радио, Лонгйир (аэропорт), Нью-Олесунн средняя скорость юго-восточного ветра на высоте 10 м над поверхностью достигала 16 м/с, в порывах до 25 м/с. На станции Баренцбург средняя скорость не превышала 10 м/с, однако наблюдалось очень сильное повышение температуры воздуха — до +17.9 °С. Рост приземной темпе-

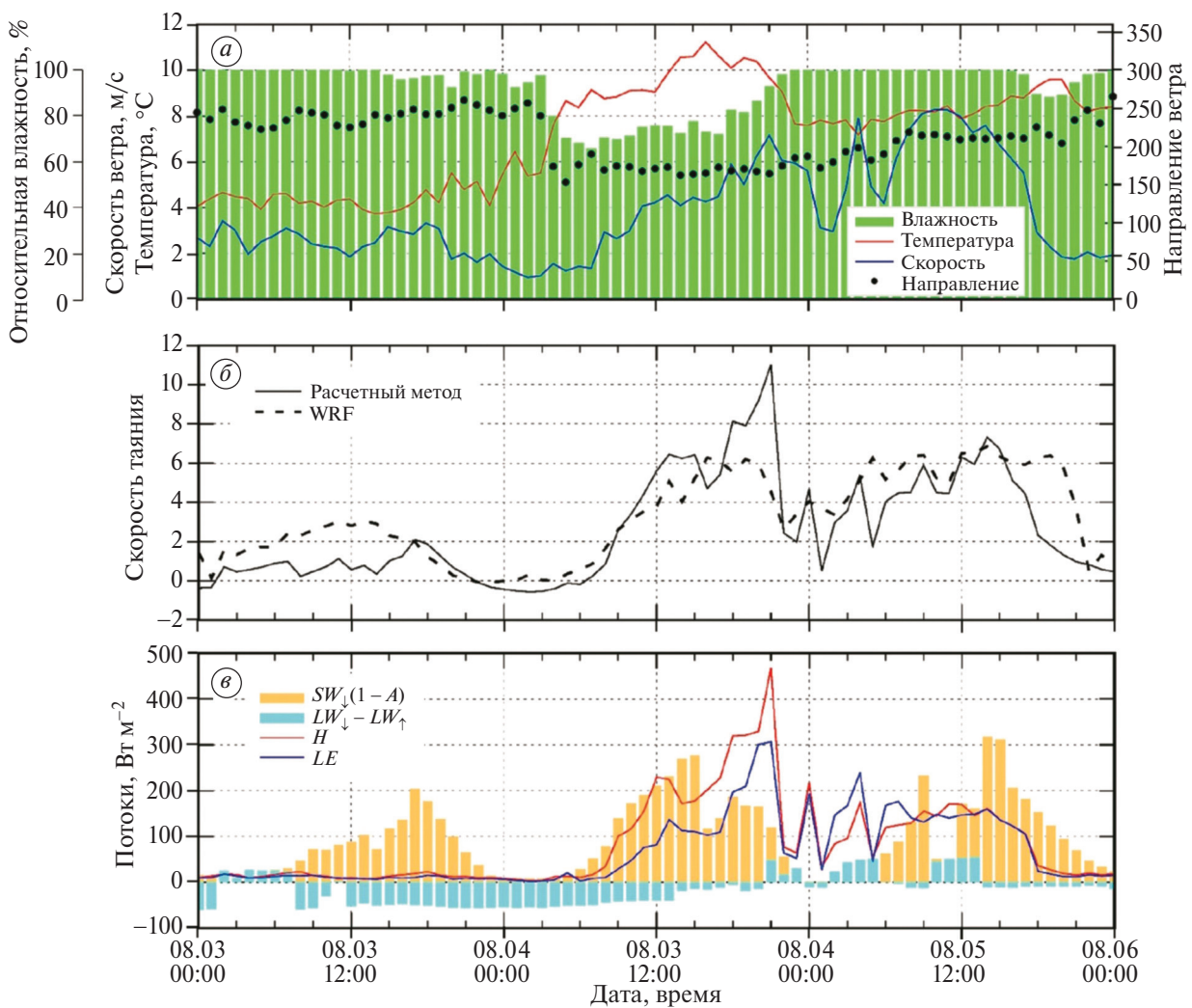


Рис. 2. Временной ход некоторых параметров на нижней станции в период 3–5 августа 2025 г.: метеорологические параметры по данным наблюдений (*a*), скорость таяния льда (мм/ч) по расчётному методу (сплошная линия) и по результатам мезомасштабной модели (пунктир) (*b*); компоненты теплового баланса (синтез данных наблюдений и результатов мезомасштабного моделирования, см. пояснения в тексте) (*c*)

Fig. 2. Time series of selected parameters at the lower station during the period 3–5 August 2025: Meteorological parameters from observations (*a*), ice melt rate (mm/h) derived from the calculation method (solid line) and from the mesoscale model results (dashed line) (*b*); heat budget components (synthesis of observational data and mesoscale modeling results, see explanations in the text) (*c*)

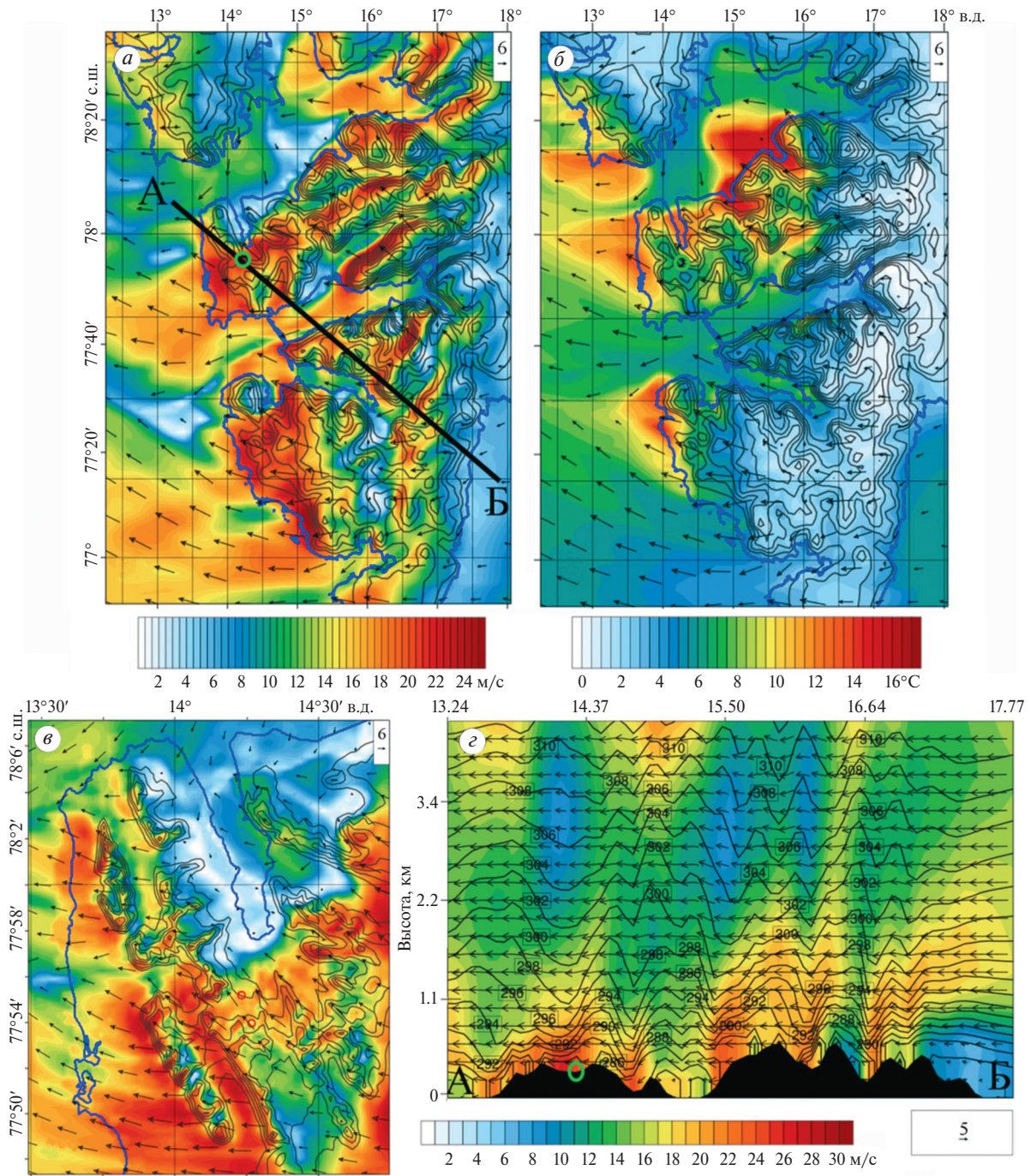


Рис. 3. Результаты мезомасштабного моделирования кульминации фёна в 17:00 4 августа: скорость ветра на уровне 10 м над поверхностью (а) и температура воздуха на нижнем модельном уровне во второй области моделирования (шаг сетки 2 км) (б); скорость ветра на уровне 10 м над поверхностью в третьей области моделирования (шаг сетки 400 м) (в); вертикальный разрез скорости ветра вдоль линии А–Б, обозначенной на рис. 3, а. (г). Шкала для рис. 3, а и в одинаковая. Направление и скорость ветра показаны векторами. Изолиниями на картах показана высота рельефа, через 100 м. Изолиниями на разрезе показана потенциальная температура. Зелёным кружком показано положение верхней части ледника Западный Грэнфьорд, красными кружками — положение метеостанций на леднике

Fig. 3. Results of mesoscale modeling of the foehn culmination at 17:00 on August 4: wind speed at a level of 10 m above the surface (a) and air temperature at the lowest model level in the second modeling domain (grid step 2 km) (б); wind speed at a level of 10 m above the surface in the third modeling domain (grid step 400 m) (в); vertical cross-section of wind speed along line A-B, indicated in Fig. 3, a. (г). The scale for Fig. 3, a and в is the same. Wind direction and speed are shown as vectors. Isolines on the maps show the topography elevation, every 100 m. Isolines on the cross-section show the potential temperature. The green circle shows the position of the upper part of the Vestre Grønfyordbreen, the red circles — the position of weather stations on the glacier

ратуры наблюдался с подветренной стороны от гор (см. рис. 3, б) и за сутки составил 10 °С в Баренцбурге, 7–8 °С в Лонгйире и на станции Исфьорд-Радио, 4 °С в Нью-Олесунне. На леднике Западный Грэнфьорд средняя скорость приземного ветра достигала 8 м/с на нижней станции и 12 м/с на верхней, с порывами до 19 м/с, а рост температуры за сутки составил 8 °С на нижней станции и 4 °С на верхней. Самый сильный фёновый эффект наблюдался не на самом леднике, относительно пологом, а на крутых склонах прилегающих хребтов, обращённых к западу (см. рис.3, в). При непосредственном прохождении фронта в ночь с 4 на 5 августа наблюдалась кучево-дождевая облачность, в Баренцбурге зафиксирована гроза, а направление ветра в натекающем потоке изменилось на южное, что привело к затуханию фёна. По результатам мезомасштабного моделирования, пик фёна также пришёлся на вечер 4 августа. Ось струи фёна в это время опустилась до высоты 100–300 м над поверхностью ледника и находилась в середине слоя мощной температурной инверсии толщиной около 700 м (см. рис.3, г). Согласно данным радиозондирования в Нью-Олесунне в середине дня 4 августа, струя юго-восточного ветра также располагалась в нижнем 300-метровом слое.

ОЦЕНКА СЛОЯ СТАИВАНИЯ НА ЛЕДНИКАХ ЗАЛИВА ГРЭНФЬОРД ВО ВРЕМЯ ФЁНА

Для оценки слоя стаивания льда применялось уравнение теплового баланса поверхности ледника:

$$SW_{\downarrow}(1 - A) + (LW_{\downarrow} - LW_{\uparrow}) + H + LE - G + Q_m = 0,$$

где SW_{\downarrow} — плотность потока приходящей коротковолновой радиации; A — интегральное альbedo поверхности; LW_{\uparrow} и LW_{\downarrow} — плотность потоков собственного излучения поверхности и встречного излучения атмосферы (компоненты баланса длинноволновой радиации), H и LE — турбулентные потоки явного и скрытого тепла, G — поток тепла в толще льда, Q_m — затраты тепла на таяние льда. Последний может быть рассчитан как остаточный член баланса. Слой стаивания в водном эквиваленте h (м) оценен следующим образом: $\partial h/\partial t = Q_m/(L_i \rho_i)$, где $L_i = 333.5$ кДж/кг — удельная теплота плавления льда, а $\rho_i = 917$ кг м⁻³ — плотность льда.

Для оценки влияния фёна на величину слоя стаивания на леднике Западный Грэнфьорд в точке нижней станции применены наблюден-

ные потоки явного тепла и приходящей коротковолновой радиации (последняя взята с верхней АМС, хотя радиационные условия на двух точках могут отличаться), а остальные потоки были рассчитаны. Измерения температуры поверхности в районе нижней станции 19, 21 июля и 7 августа с помощью портативного инфракрасного датчика показали значения, близкие к нулю. В связи с этим температура поверхности задана равной 0 °С, а расчётное собственное излучение поверхности оставалось постоянным. Встречное излучение атмосферы взято из данных мезомасштабного моделирования в ближайшей к станции ячейке модели. Альbedo задано константой, равной 0.3 (характерное значение для чистого льда в сезон абляции). Кондуктивный поток тепла, направленный от поверхности в толщу льда (G), задан константой, равной 5 Вт м⁻² (согласно характерным значениям (Hock, Holmgren, 1996)). Турбулентный поток скрытого тепла LE рассчитан по аэродинамической формуле. Для расчёта коэффициентов турбулентного обмена применялись измеренные на нижней станции значения скорости ветра, температуры воздуха и удельной влажности, а в качестве коэффициентов динамической и термической шероховатости — оценки этих величин, выполненные по данным пульсационных измерений для каждого срока. Во время фёна преобладали условия нейтральной стратификации, однако для случаев с устойчивой стратификацией для поправки коэффициентов обмена применялись функции, предложенные (Grachev et al., 2007), а для всех расчётов — осреднённые за 60 мин значения метеорологических параметров.

Результаты расчётов слоя стаивания на нижней станции представлены на рис. 2, б. В начале фёна, при ясном небе, доминирующую роль играл коротковолновый радиационный баланс. Во второй половине эпизода из-за увеличения облачности вклад коротковолнового баланса уменьшился, а длинноволновый радиационный баланс принимал положительные значения в ночные часы. Максимальная интенсивность таяния (11 мм/ч) совпала с кульминацией фёна вечером 4 августа и обеспечена в первую очередь турбулентными потоками тепла. Поток явного тепла достигал 467 Вт м⁻², поток скрытого — 307 Вт м⁻² (см. рис. 2, в). Несмотря на дефицит относительной влажности поток скрытого тепла направлен от атмосферы к поверхности, что обусловлено адвекцией тёплого влажного воздуха. После завершения основного эпизода фёна (5 августа) интенсивное таяние продолжилось

вследствие сохраняющейся высокой скорости ветра за фронтом и продолжающейся адвекции тёплого и влажного воздуха.

В итоге за сутки фёна (06:00 4 августа — 05:00 5 августа) расчётный слой стаивания на нижней станции составил 10.6 см, что превышает максимальные значения экстремального таяния, зафиксированные в 2022 г. (Prokhorova et al., 2025). По данным мезомасштабного моделирования за тот же период в ближайшей к станции ячейке модели слой стаивания составил 9.8 см (рис. 4, б). Временной ход интенсивности таяния в модели существенно сглажен, для отдельных сроков наблюдаются расхождения, которые связаны с недооценкой моделью пиковых значений турбулентных потоков тепла. Одной из причин такой недооценки может быть заниженное значение параметра динамической шероховатости, которая в модели задаётся константой, равной 1 мм. Оценки этого параметра на основе прямых измерений во время фёна оказываются на порядок больше. Однако учитывая сложность рельефа, комплексность явления

и известную неспособность моделей точно воспроизводить экстремальные явления, общее согласие с расчётами на основе наблюдений оценивается как хорошее (см. рис.2, б).

Таблица содержит значения слоя стаивания, полученные разными методами для двух периодов: 30 июля—7 августа (для которого доступны измерения по гляциологическим рейкам на леднике Восточный Грэнфьорд) и за сутки с фёном. Мезомасштабная модель показала очень близкие оценки таяния не только к расчётам для Западного Грэнфьорда, но и непосредственно к наблюдениям на Восточном Грэнфьорде (см. рис. 4, а и таблицу). По результатам мезомасштабного моделирования вклад фёна в суммарное таяние за 8 суток наибольший на Восточном Грэнфьорде (до 27%) и наименьший на леднике Альдегонда (до 22%) (см. рис. 4, в). Эти различия объясняются расположением ледников относительно натекающего потока: Восточный Грэнфьорд находится непосредственно на подветренном склоне, где скорость ветра максимальная, в то время как ледник Альдегонда расположен существенно “ниже по потоку” и имеет восточную экспозицию.

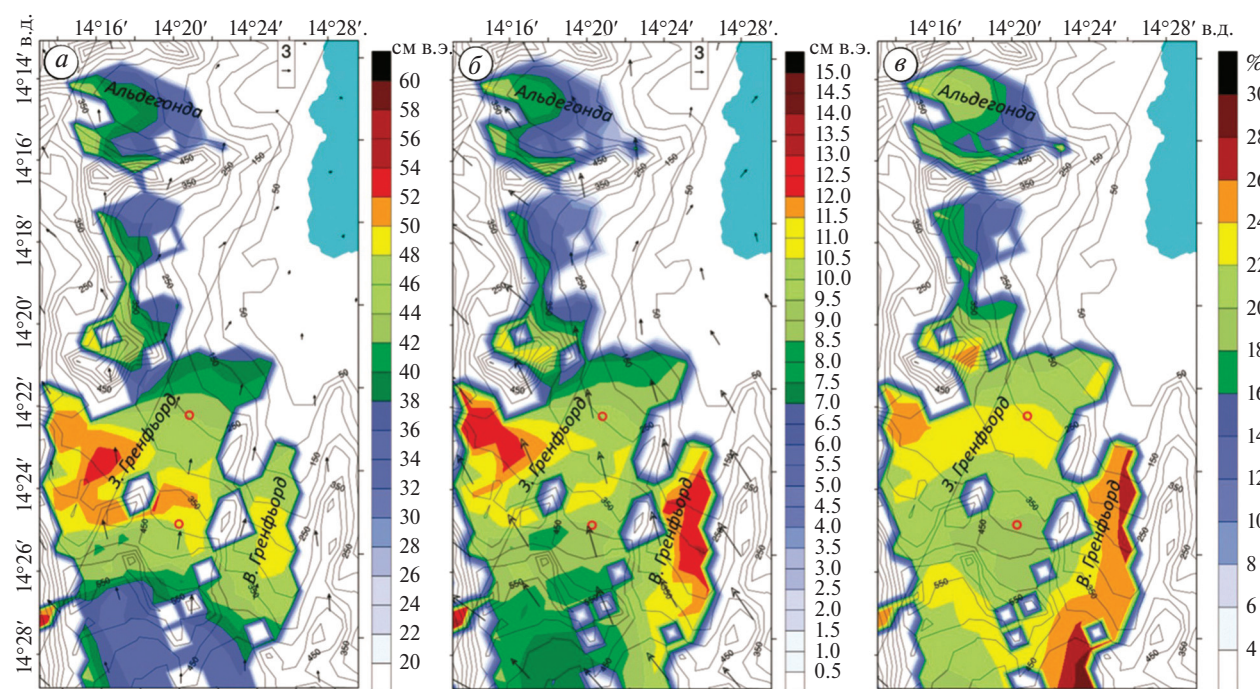


Рис. 4. Суммарный слой стаивания за период 30 июля—7 августа (а) и сутки с фёном (б), вклад суток с фёном в суммарное таяние за 8 суток (в) по результатам мезомасштабного моделирования. Векторами показано среднее поле ветра за рассматриваемые периоды (вверху показано вектор, соответствующий скорости 3 м/с для масштаба), изолиниями — высота рельефа (интервал 50 м). Красными кружками отмечено положение метеостанций

Fig. 4. Total melt depth for the period July 30—August 7 (a) and for the 24-hour foehn event (б), the contribution of the foehn day to the total 8-day melt (в), based on mesoscale modeling results. Vectors indicate the mean wind field for the corresponding periods (a reference vector corresponding to a wind speed of 3 m/s is shown on the top), and isolines show the topography elevation (50 m contour interval). Red circles mark the location of the weather stations

Таблица. Слой стаивания (в см в.э.) по данным наблюдений и моделирования**Table.** Melt depth (water equivalent, cm) derived from observations and model simulations

Ледник	Период	Наблюдения (среднее по леднику)	Расчётный метод (в точке станции)	Мезомасштабное моделирование (среднее по леднику и в точке станции)
Западный Грёнфьорд	30 VII–7 VIII	-	44	35–53 (в точке станции 44)
	Фён	-	10.6	7–12.5 (в точке станции 9.8)
Восточный Грёнфьорд	30 VII–7 VIII	48	-	38–50
	Фён	-	-	9–13
Альдегонда	30 VII–7 VIII	-	-	25–46
	Фён	-	-	4–11

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ данных наблюдений и результатов моделирования выявил резкое усиление турбулентных потоков тепла во время эпизода фёна на Шпицбергене. Это привело к экстремальному таянию льда на ледниках залива Грёнфьорд, при этом интенсивность таяния превысила максимальные для этого района значения, представленные в литературе (Prokhorova et al., 2025). Усиление таяния произошло не только за счёт роста потока явного тепла. Важную роль сыграло увеличение потока скрытого тепла, вызванное адвекцией очень тёплого и влажного воздуха. Данный вывод согласуется с результатами работ (Mattingly et al., 2023; Naacker et al., 2024), в которых максимальное таяние ледников обнаружено при сочетании фёнового эффекта и сильной адвекции водяного пара. Это отличает исследуемый эпизод фёна от рассмотренного в (Shestakova et al., 2022) эпизода фёна в мае 2017 г., когда основной вклад в таяние снега вносило увеличение приходящей коротковолновой радиации, а поток скрытого тепла был направлен в противоположную сторону, от поверхности к атмосфере. Основная причина таких различий — разное направление адвекции воздуха: по сравнению с рассмотренным эпизодом, в эпизоде 2017 г. направление ведущего потока было северо-восточным и происходила адвекция более сухого и холодного воздуха (Shestakova et al., 2022).

В дальнейшем важно оценить вклад фёнов различных направлений в таяние ледников Шпицбергена на масштабах всего сезона абляции. С этой целью планируется привлечение большего объёма данных наблюдений для детального изучения роли фёнового эффекта в таянии ледников в данном районе, а также разработка эффективного индекса для выявления фёнов.

Благодарности. Авторы выражают благодарность ГТ “Арктикуголь” в лице гендиректора И.А. Неверова и главного инженера Р.Р. Сафина, сотрудникам ААНИИ А.Л. Никулиной, В.Н. Чуруну, В.Ю. Крутицкому, У.В. Прохоровой, И.Д. Коблашову, сотрудникам Института географии РАН П.А. Торопову и Н.Э. Елагиной, а также начальнику базы Кольского научного центра РАН В.Г. Кулешову за всестороннюю помощь в проведении экспедиционных работ.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки, госзадание 17.1 (мезомасштабное моделирование случая фёна), экспедиционные работы проводились в рамках госзадания № 125020501525-6.

Acknowledgments. The authors express their gratitude to the Trust Arktikugol (represented by General Director I.A. Neverov and Chief Engineer R.R. Safin), as well as to V.G. Kuleshov, Head of the FRC KSC RAS base, for their comprehensive organizational and technical support during the fieldwork. We are also thankful to the staff of the AARI (A.L. Nikulina, V.N. Churun, V.Yu. Krutitskiy, U.V. Prokhorova and I.D. Koblashov) and IG RAS (P.A. Toropov and N.E. Elagina) for their valuable support and cooperation throughout the expedition.

This work was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Minobrnauki) under state assignment No. 17.1 (for the mesoscale modeling of the foehn case), and the fieldwork was conducted within the framework of state assignment No. 125020501525-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ASTER DEM // Электронный ресурс. URL: <https://www.earthdata.nasa.gov/data/catalog/lpdaac-ecs-ast14dem-003> (Дата обращения: 05.10.2025).

- Elvidge A.D., Munneke P.K., King J.C., Renfrew I.A., Gilbert E. Atmospheric Drivers of Melt on Larsen C Ice Shelf: Surface Energy Budget Regimes and the Impact of Foehn // *Journ. of Geophys. Research. Atmosphere*. 2020. № 125. e2020JD032463. <https://doi.org/10.1029/2020JD032463>
- Foken T., Wichura B. Tools for Quality Assessment of Surface-Based Flux Measurements // *Agricultural and Forest Meteorology*. 1966. V. 78. № 1–2. P. 83–105. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02248-1](https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02248-1)
- Global Land Cover Database // Электронный ресурс. URL: <https://zenodo.org/records/3518036> (Дата обращения: 05.10.2025).
- Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson, P.O.G. SHEBA Flux-Profile Relationships in the Stable Atmospheric Boundary Layer // *Boundary-layer meteorology* 2007. V. 124. № 3. P. 315–333. <https://doi.org/10.1007/s10546-007-9177-6>
- Haacker J., Wouters B., Fettweis X., Glissenaar I.A., Box J.E. Atmospheric-River-Induced Foehn Events Drain Glaciers on Novaya Zemlya // *Nature Communications*. 2024. V. 15. № 1. P. 7021. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-51404-8>
- Hock R., Holmgren B. Some Aspects of Energy Balance and Ablation of Storglaciären, Northern Sweden // *Geografiska Ann.: Ser. A. Physical Geography*. 1996. V. 78. № 2–3. P. 121–131. <https://doi.org/10.1080/04353676.1996.11880458>
- Mattingly K.S., Turton J.V., Wille J.D., Noël B., Fettweis X., Rennermalm Å.K., Mote T.L. Increasing Extreme Melt in Northeast Greenland Linked to Foehn Winds and Atmospheric Rivers // *Nature Communications*. 2023. V. 14. № 1. P. 1743. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-37434-8>
- Niu G.Y., Yang Z.L., Mitchell K.E., Chen F., Ek M.B., Barlage M., Kumar A., Manning K., Niyogi D., Rosero E., Tewari M., Xia Y. The Community Noah Land Surface Model with Multiparameterization Options (Noah-MP): 1. Model Description and Evaluation with Local-Scale Measurements // *Journal of Geophys. Research*. 2011. V. 116. D12109. <https://doi.org/10.1029/2010JD015139>
- Prokhorova U.V., Terekhov A.V., Demidov V.E., Romashova K.V., Barskov K.V., Chechin D.G., Vasilevich I.I., Tretiakov M.V., Ivanov B.V., Repina I.A., Verkulich, S.R. Impact of Extreme Weather Events on the Surface Energy Balance of the Low-Elevation Svalbard Glacier Aldegondabreen // *Water*. 2025. V. 17. № 2. P. 274. <https://doi.org/10.3390/w17020274>
- Shestakova A.A., Chechin D.G., Lüpkes C., Hartmann J., Maturilli M. The Foehn Effect During Easterly Flow over Svalbard // *Atmosphere Chem. Physics*. 2022. V. 22. P. 1–20. <https://doi.org/10.5194/acp-22-1-2022>
- Sentinel-2 Land Cover Explorer // Электронный ресурс. URL: <https://livingatlas.arcgis.com/landcoverexplorer> (Дата обращения: 05.10.2025).
- Shestakova A.A., Toropov P.A., Matveeva T.A. Climatology of Extreme Downslope Windstorms in the Russian Arctic // *Weather and Climate Extremes*. 2020. V. 28. 100256. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2020.100256>
- Sukoriansky S., Galperin B., Perov V. Application of a New Spectral Theory of Stably Stratified Turbulence to the Atmospheric Boundary Layer over Sea Ice // *Boundary-Layer Meteorology*. 2005. V. 117. P. 231–257. <https://doi.org/10.1007/s10546-004-6848-4>
- ТопоSvalbard — Norwegian Polar Institute // Электронный ресурс. URL: <https://toposvalbard.npolar.no> (Дата обращения: 05.10.2025).

Citation: Shestakova A.A., Narizhnaya A.I., Repina I.A., Pashkin A.D., Artamonov A.Y., Mamontov A.E., Timazhev A.V. The Role of the Foehn Effect in the Glacier Melting in Grøn fjorden (Spitsbergen): A Case Study of 4–5 August 2025. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 81–90. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010066

The Role of the Foehn Effect in the Glacier Melting in Grøn fjorden (Spitsbergen): A Case Study of 4–5 August 2025

© 2026 A. A. Shestakova^{a,b,#}, A. I. Narizhnaya^a, I. A. Repina^a, A. D. Pashkin^a, A. Y. Artamonov^a, A. E. Mamontov^a, A. V. Timazhev^a

^aA.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

^bMoscow Center for Fundamental and Applied Mathematics, Moscow, Russia

[#]e-mail: shestakova@ifaran.ru

Received October 7, 2025 / revised October 28, 2025 / accepted December 29, 2025

This study examines the influence of the foehn effect on a heat budget of glaciers in Grøn fjord Bay on Spitsbergen. Observations on the Vestre Grøn fjordbreen (West Grøn fjord Glacier) revealed a sharp increase in the turbulent sensible heat flux during a foehn occurred on August 4–5, 2025. According to calculations

using aerodynamic formulas, the foehn also increased the flux of a latent heat. As a result, the total contribution of the turbulent heat exchange was several times larger than the contribution of the radiation balance. The estimated ice melting rate reached 11 mm/h, while the calculated melting layer was equal to 10.6 cm per day with the foehn. In addition, to study the effect of mesoscale circulations, the results of high-resolution (400 m) numerical modeling of the atmosphere were used, and these were in a good agreement with the measured melting layer on a scale of several days. The simulation results showed that among the surrounding glaciers, the Austre Grønfyordbreen (East Grønfyord Glacier) is the most susceptible to melting under the influence of a foehn.

Keywords: foehn, Svalbard, ablation, turbulent fluxes

REFERENCES

- ASTER DEM: Electronic data. Retrieved from: <https://www.earthdata.nasa.gov/data/catalog/lpdaac-ecs-ast14dem-003> (Last access: October 5, 2025).
- Elvidge A.D., Munneke P.K., King J.C., Renfrew I.A., Gilbert E.* Atmospheric Drivers of Melt on Larsen C Ice Shelf: Surface Energy Budget Regimes and the Impact of Foehn. *Journ. of Geophys. Research. Atmosphere.* 2020, 125: e2020JD032463. <https://doi.org/10.1029/2020JD032463>
- Foken T., Wichura B.* Tools for Quality Assessment of Surface-Based Flux Measurements. *Agricultural and Forest Meteorology.* 1966, 78 (1–2): 83–105. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02248-1](https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02248-1)
- Global Land Cover Database: Electronic data. Retrieved from: <https://zenodo.org/records/3518036> (Last access: October 5, 2025).
- Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson, P.O.G.* SHEBA Flux-Profile Relationships in the Stable Atmospheric Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorol.* 2007, 124 (3): 315–333. <https://doi.org/10.1007/s10546-007-9177-6>
- Haacker J., Wouters B., Fettweis X., Glissenaar I.A., Box J.E.* Atmospheric-River-Induced Foehn Events Drain Glaciers on Novaya Zemlya. *Nature Communications.* 2024, 15 (1): 7021. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-51404-8>
- Hock R., Holmgren B.* Some Aspects of Energy Balance and Ablation of Storglaciaren, Northern Sweden. *Geografiska Annaler: Ser. A. Physical Geography.* 1996, 78 (2–3): 121–131. <https://doi.org/10.1080/04353676.1996.11880458>
- Mattingly K.S., Turton J.V., Wille J.D., Noël B., Fettweis X., Rennermalm Å.K., Mote T.L.* Increasing Extreme Melt in Northeast Greenland Linked to Foehn Winds and Atmospheric Rivers. *Nature Communications.* 2023, 14 (1): 1743. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-37434-8>
- Niu G.Y., Yang Z.L., Mitchell K.E., Chen F., Ek M.B., Barlage M., Kumar A., Manning K., Niyogi D., Rosero E., Tewari M., Xia Y.* The Community Noah Land Surface Model with Multiparameterization Options (Noah–MP): 1. Model Description and Evaluation With Local-Scale Measurements. *Journal of Geophys. Research.* 2011, 116: D12109. <https://doi.org/10.1029/2010JD015139>
- Prokhorova U.V., Terekhov A.V., Demidov V.E., Romashova K.V., Barskov K.V., Chechin D.G., Vasilevich I.I., Tretiakov M.V., Ivanov B.V., Repina I.A., Verkulich S.R.* Impact of Extreme Weather Events on the Surface Energy Balance of the Low-Elevation Svalbard Glacier Aldegondabreen. *Water.* 2025, 17 (2): 274. <https://doi.org/10.3390/w17020274>
- Shestakova A.A., Chechin D.G., Lüpkes C., Hartmann J., Maturilli M.* The Foehn Effect During Easterly Flow over Svalbard. *Atmos. Chem. Phys.* 2022, 22: 1–20. <https://doi.org/10.5194/acp-22-1-2022>
- Sentinel-2 Land Cover Explorer: Electronic data. Retrieved from: <https://livingatlas.arcgis.com/landcoverexplorer/> (Last access: October 5, 2025).
- Shestakova A.A., Toropov P.A., Matveeva T.A.* Climatology of Extreme Downslope Windstorms in the Russian Arctic. *Weather and Climate Extremes.* 2020, 28: 100256. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2020.100256>
- Sukoriansky S., Galperin B., Perov V.* Application of a New Spectral Theory of Stably Stratified Turbulence to the Atmospheric Boundary Layer over Sea Ice. *Boundary-Layer Meteorology.* 2005, 117: 231–257. <https://doi.org/10.1007/s10546-004-6848-4>
- TopoSvalbard — Norwegian Polar Institute: Electronic data. Retrieved from: <https://toposvalbard.npolar.no> (Last access: October 5, 2025).

УДК 551.5

ПАССИВНАЯ ДОЗИМЕТРИЯ ЕСТЕСТВЕННОГО УЛЬТРАФИОЛЕТОВОГО ПОТОКА В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ В УСЛОВИЯХ РАЗНОЙ ЗАПЫЛЕННОСТИ ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

© 2026 г. М. П. Тентюков^{1,2*}, В. П. Лютоев³, Б. Д. Белан², Е. Г. Языков⁴, Д. В. Симоненков², И. С. Соболев⁵, Р. Ю. Гаврилов⁴, О. В. Кустов², В. С. Бучельников⁴

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

²Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, Сыктывкар, Россия

³Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ Уральского отделения РАН, Сыктывкар, Россия

⁴Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

⁵ООО “Гео Сервис”, Томск, Россия

*e-mail: tentukov@yandex.ru

Поступила в редакцию 01.07.2025 г.

После доработки 13.09.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Предложен пионерный метод пассивной дозиметрии для оценки светопропускания снежной толщи в ультрафиолетовом диапазоне (УФ-пропускание) в условиях разной запылённости приземной атмосферы. Апробация метода выполнена на территории двух научных полигонов ИОА СО РАН (г. Томск): обсерватории “Фоновая” и пригородном полигоне “БЭК” зимой 2022/23 г., а также на двух фоновых участках: “Ботсад СГУ” (г. Сыктывкар) и “Турунтаево” (Томский регион). Наблюдения на фоновых участках проведены в зимы 2023/24 и 2024/25 гг. соответственно. Глубину проникновения коротковолновой радиации в снег оценивали путём экспонирования пассивного дозиметра ультрафиолетового излучения. Его основу составили датчики с искусственными нанокристаллами периклаза. Накопленный в них сигнал фотостимулированного перехода $Mn^{3+} + e^- \rightarrow Mn^{2+}$ определяли в камеральных условиях с использованием радиоспектрометра. Полученные результаты показали возможность использования пассивной дозиметрии УФ-пропускания снега для обнаружения запылённости снежного покрова при разных условиях снегонакопления. В ходе исследований выявлены также некоторые неоднородности ослабления УФ-потока в снежной толще, связанные с наличием на некоторых её глубинах ледяных прослоев.

Ключевые слова: искусственные нанокристаллы периклаза, пассивный дозиметр УФ-радиации, снежный покров, пылевое загрязнение снега

DOI: 10.7868/S2412376526010073

ВВЕДЕНИЕ

Физические свойства снега как ледяной осадочной породы и как ледяного кристалла не тождественны. Принимается, что сезонный снежный покров представляет собой осадочную ледяную пористую породу, сложенную одним минералом — водой. Вода в этой ледяной осадочной породе находится одновременно во всех своих фазовых состояниях (твёрдом, жидком, газообразном) (Рихтер, 1948). При этом ледяные

кристаллы снега образуют стенки пор, обеспечивая тем самым прочностную структуру самой снежной толщи. В результате постоянно протекающих процессов сублимации поры снега, в отличие от других пористых веществ, всегда насыщены водяным паром (Окуджава, 1956). Его конденсация на ледяных стенках пор приводит к образованию субохлажденной плёночной капиллярной влаги, которая при больших размерах пор “выстилает” их поверхность, а в тонких образует капиллярную жидкость, которая в узких

наноразмерных капиллярах “заменена” плёночной влагой. В отличие от капиллярной жидкости, плёночная влага на поверхности ледяного кристалла представляет собой граничную фазу, структура которой настолько изменена под действием соседней поверхности, что осуществляется переход воды из кристаллического в жидкое аморфное (квазижидкое) состояние (Дерягин и др., 1989). Известно, что такая квазижидкая плёнка влаги обладает растворяющими свойствами (Федосеева, 2003; Федосеева, Федосеев, 2010).

Все вышеперечисленные свойства снега и как породы, и как кристалла не тождественны, поскольку при объяснении некоторых микро-, макрофизических свойств снежного покрова они не могут быть заменены друг на друга. Одним из таких нетождественных свойств снега и как породы, и как кристалла являются их особенности рассеивать и поглощать лучистую энергию. Эти индивидуальные особенности снежных слоёв обусловлены тем, что между количеством проходящего света сквозь снежный кристалл, плотностью снега и размером снежных кристаллов имеется определённая связь (Bohren, Barkstrom, 1974). Но при этом надо заметить, что в существующих представлениях о слоистой структуре снежного покрова (Colbeck, 1991) упоминание о ледяных кристаллах, слагающих эти слои, даётся только в контексте морфологического описания снежных зёрен (Фирц и др., 2012).

Постановка и обоснование проблемы. В настоящее время фиксируется все нарастающий объём пыле-аэрозольной массы в тропосфере, которая за последнее столетие возросла более чем вдвое (Mahowald et al., 2010). И если на долю антропогенного аэрозоля приходится более 10% всех аэрозольных частиц (Ивлев, 2011), то в промышленных центрах она возрастает уже до 45%. Между тем минеральная фракция аэрозольного вещества, выступающая основной рассеивающей свет компонентой в атмосфере, является также поглощающей. Результаты исследований (Jacobson, 2004; Flanner et al., 2012; Skiles et al., 2015) показывают, что осевшее аэрозольное вещество увеличивает поглощение солнечного излучения в видимом диапазоне. Процесс сопровождается повышением температуры поверхности снежного покрова и ускоренным таянием снега. Отмечено, что в условиях роста запылённости атмосферы данное обстоятельство из-за недостатка наблюдений и измерений, постседиментационное радиационное воздействие аккумуля-

лированной пыле-аэрозольной массы в снежной толще часто игнорируется или сильно ограничивается в климатических и гидрологических моделях (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2019).

Известно, что, энергетический баланс и фотохимическая активность снежного покрова во многом зависят от проникновения лучистой энергии в снег (Domine et al., 2013). При этом ослабление потока проявляет большую зависимость от морфологии снежных зёрен (Libois et al., 2013), чем от других макрофизических параметров снежного покрова (альbedo, плотность). И хотя физические свойства в оптических моделях всё больше рассматриваются в контексте исследований микроструктуры снега (Kinar, Pomeroy, 2015; Robledano et al., 2023), всё же большая часть этих работ посвящены оптическому излучению длинноволновой части спектра.

Цель работы — с помощью устройства пассивной дозиметрии ультрафиолетового потока и ЭПР-спектрометра сравнить послойное ослабление проникающей УФ-радиации в снежную толщу в зависимости от условий снегонакопления и разной запылённости приземной атмосферы.

МЕТОДИКА

Районы исследований. Исследования по ослаблению ультрафиолетового потока в снежной в условиях разной запылённости приземной атмосферы производились зимой 2022/23 г. на двух научных полигонах ИОА СО РАН — обсерватории “Фоновая” (в 60 км к западу от г. Томска) и базовом экспериментальном комплексе “БЭК” (на восточной окраине г. Томска). В качестве фоновых выбраны снегомерные площадки “Ботсад СГУ” (г. Сыктывкар, Европейский Север России) и “Турунтаево” (Томский регион, Западная Сибирь). Эти исследования производились зимой 2023/24 г и 2024/25 гг. соответственно.

Отмечено, что в рамках данной работы термины “снежный покров” и “снежная толща” рассматриваются в объёме понятий, приведённых в Международной классификации снежного покрова (Фирц и др. 2012). Для контрастного выделения стратиграфии снежной толщи применяли специальный светопоглощающий экран. При описании структурно-текстурных особенностей строения снежной толщи использовали рисунки по фотографии. Описание методики опубликовано ранее (Тентюков, 2021).

Оценка ослабления проникновения солнечной радиации в снежную толщу в ультрафиолетовом диапазоне. Оценка ослабления естественного ультрафиолетового потока в снежном покрове условиях разной запылённости приземной атмосферы выполнена с применением пионерного способа пассивной ультрафиолетовой (УФ) дозиметрии (Tentyukov et al., 2022). Реализация способа заключается в экспонировании в снежной толще специальных фоточувствительных элементов пассивного УФ-дозиметра, представляющих собой кварцевые ампулы с прокалёнными при 1000 °С искусственными нанокристаллами периклаза (MgO), с последующей ЭПР-регистрацией в них фотостимулированного перехода $Mn^{3+} + e^- \rightarrow Mn^{2+}$ под действием УФ-излучения длинами волн менее 350 нм. Высокая спектральная чувствительность описанного датчика ограничивается областью средневолнового естественного УФ-излучения (200–300 нм).

На рис. 1 приведены результаты оценки спектральной чувствительности ионов Mn^{2+} . Край собственного поглощения оксида магния располагается в области вакуумного ультрафиолета с $\lambda < 180$ нм. Следовательно, фиксируемые переходы в системе примесных ионов под действием излучения в области ближнего ультрафиолета и солнечного света связаны с поглощением квантов света на объёмных и поверхностных дефектах собственной и примесной природы (Tentyukov et al., 2022).

Система пассивной дозиметрии ослабления естественного ультрафиолетового потока

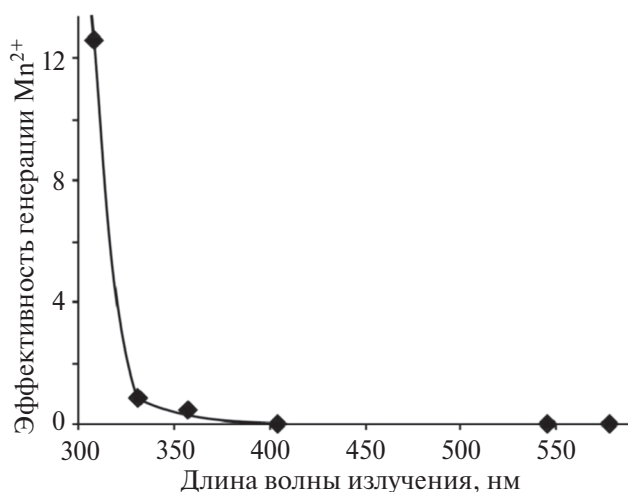


Рис. 1. Спектральная эффективность генерации Mn^{2+} в MgO

Fig. 1. Spectral efficiency of Mn^{2+} generation in MgO

в снежной толще включает два блока (рис. 2). Первый — УФ-детектор — представлен радиоспектрометром электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), а второй — пассивный УФ-дозиметр — выполнен в виде штока с закреплёнными на нём в определённом порядке УФ-датчиками. Эти датчики представляют собой герметизированные кварцевые ампулы с наполнителем, в качестве которого выступают искусственные нанокристаллы периклаза, содержащие оптически активные примесные ионы Mn^{3+} , характеризующиеся селективной фоточувствительностью в УФ-диапазоне. Апробация способа показала, что пассивный УФ-дозиметр в таком исполнении позволяет оценить глубину проникающей коротковолновой радиации в снежную толщу с учётом особенностей снегонакопления без нарушения целостности снежного покрова.

Согласно полевой методике, на обсерватории “Фоновая” и пригородном полигоне “БЭК” кварцевые ампулы (8 шт.) с порошком MgO закреплялись на штоке с интервалом 4 см и погружались в снежный покров на глубину 24 см. При этом верхняя ампула располагалась над снежной поверхностью на высоте 4 см. Время экспонирования — 24 ч. На двух фоновых участках ампулы на штоке устанавливались с интервалом 5 см, а глубина их установки для площадки “Ботсад СГУ” составила 30, а для “Турунтаево” — 60 см. Время экспонирования в обоих случаях

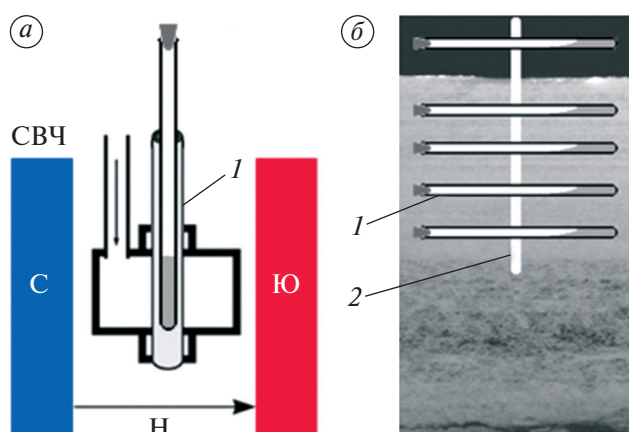


Рис. 2. Система пассивной ЭПР-дозиметрии ультрафиолетовой прозрачности снежного покрова, включающего регистрирующий УФ-детектор (а) и накопительный пассивный УФ-дозиметр (б) (дополнительные пояснения в тексте)

Fig. 2. A system for passive EPR dosimetry of ultraviolet transparency of snow cover, including a recording UV detector (a) and a cumulative passive UV dosimeter (b) (additional explanations in the text)

составило 49 ч. После экспонирования УФ-датчики помещались светонепроницаемый контейнер и транспортировались в лабораторию, где в камеральных условиях и при комнатной температуре осуществлялась ЭПР-детектирование фотостимулированного сигнала перехода $Mn^{3+} + e^- \rightarrow Mn^{2+}$, накопившегося в УФ-датчиках в ходе их экспонирования в снежной толще. При проведении УФ-дозиметрии и регистрации/детектирования спектров ЭПР с использованием радиоспектрометра вещество из ампул не извлекалось.

Измерение счётной концентрации аэрозолей. Измерения счётной концентрации аэрозолей на фоновой и городской территориях за период от начала снегостава и на момент проведения снегомерной съёмки выполнены с применением аэрозольных спектрометров Grimm 1.108 и Grimm 1.109. Измерительные приборы установлены в обсерватории “Фоновая” и Академгородке, в 2 км от пригородного полигона “БЭК” соответственно. Замеры аэрозольными спектрометрами производились ежечасно в течение 10 мин с предварительной продувкой 3 мин. Концентрация приземного аэрозоля измерялась в воздушных потоках, которые отбирались изокинетическим методом из аэродинамических воздухозаборных труб на высоте 4.5–5.5 м. Расход воздушного потока в спектрометре составляет 1.2 л/мин. Для сопоставимости измеряемых данных, расчёт суммарной счётной концентрации велся от нижнего порога измерения дисперсности 0.3 мкм более грубого спектрометра Grimm 1.108.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Распределения счётной и объёмной концентрации аэрозолей в приземном слое воздуха в условиях фоновой и городской территории. Сравнительный анализ хода измеренной счётной (N) и рассчитанной из неё объёмной (C_v) концентраций аэрозоля показали существенные колебания данных показателей на двух полигонах. Отмечено, что диапазоны измеренной счётной концентрации объединены по размерам частиц в две фракции: 0.3–1 мкм (субмикронная) и крупнее 1 мкм (грубодисперсная). Затем из данных измерений счётных концентраций произведена оценка объёмов, занимаемых каждой фракцией в единице объёма воздуха, путём пересчёта по формуле:

$$C_v = \pi / 6 \sum (N_i d_i^3),$$

где N_i — счётная концентрация в каждом суммируемом измерительном диапазоне, $дм^{-3}$; d_i —

средний (геометрический) диаметр каждого диапазона измерения ($d_i - d_{i+1}$); C_v — объёмная концентрация аэрозольных частиц просуммированных диапазонов, $мкм^3/дм^3$.

Результаты измерений счётной концентрации аэрозоля для обоих полигонов показали сравнительно небольшую разницу средних значений счётной концентрации субмикронных частиц (N , $дм^{-3}$). Для обсерватории “Фоновая” и района пригородного полигона “БЭК” они составили 63 715 и 81 975 $дм^{-3}$ соответственно.

При этом диапазон в суммируемом измерительном диапазоне субмикронных частиц (0.3–1 мкм) составил для первого полигона 21 000–152 000 $дм^{-3}$, а второго — 32 000–207 000 $дм^{-3}$. Предположено, что столь заметная разница для пригородного района возникает за счёт выбросов пара, обусловленных работой охлаждающих устройств — градирен городской ТЭЦ. Эти выбросы увеличивают в приземной атмосфере концентрацию облачных капель. Последующая коалесценция облачных капель приводит к их укрупнению. Процесс сопровождается ростом объёмной концентрации частиц (C_v , $мкм^3/дм^3$). Вероятно, этим объясняется, что размерный интервал грубодисперсных частиц для района пригородного полигона “БЭК” составил 250–1200 $мкм^3/дм^3$, тогда как для обсерватории “Фоновая” — 240–850 $мкм^3/дм^3$. Возможно также, что колебания объёмной концентрации грубодисперсной фракции аэрозолей над пригородным районом обусловлены более активным слиянием облачных капель (коалесценцией) и агрегированием субмикронных частиц. Если принять, что рост объёмной концентрации частиц в большей мере связан с турбулизацией воздуха, то она должна быть сильнее выражена над городской застройкой, чем над фоновой территорией. Данное предположение подтверждается наличием линейной связи между размерными параметрами (табл. 1–2).

При сравнении табл. 1–2, замечено, что на фоновом полигоне объёмная концентрация субмикронных частиц в отличие от грубодисперсных очень хорошо коррелирует со счётной концентрацией аэрозолей. Тогда как для пригородного полигона ситуация выглядит несколько иначе. Там объёмная концентрация грубодисперсных частиц характеризуется наличием средневыраженной положительной связи со всеми остальными параметрами. Возможно, это связано с включением в выборку увеличенного раз-

Таблица 1. Коэффициенты корреляции размерных параметров аэрозольного поля над обсерваторией “Фоновая”
Table 1. Correlation coefficients of dimensional parameters of the aerosol field above the “Fonovaya” observatory

Параметры	$N_i (0.3 < d < 1)$	$N_i (d > 1)$	$C_v (0.3-1)$	$C_v (>1)$
$N_i (0.3 < d < 1)$	1			
$N_i (d > 1)$	0,89	1		
$C_v (0.3-1)$	0.99	0.91	1	
$C_v (>1)$	-0.11	0.03	-0.09	1

Таблица 2. Коэффициенты корреляции размерных параметров аэрозольного поля над районом пригородного полигона “БЭК”
Table 2. Correlation coefficients of dimensional parameters of the aerosol field above the suburban area of the BEK testing ground

Параметры	$N_i (0.3 < d < 1)$	$N_i (d > 1)$	$C_v (0.3-1)$	$C_v (>1)$
$N_i (0.3 < d < 1)$	1			
$N_i (d > 1)$	0.93	1		
$C_v (0.3-1)$	0.99	0.92	1	
$C_v (>1)$	0.49	0.37	0.56	1

мерного диапазона грубодисперсных частиц, но, возможно, что более вероятно — это результат зимнего регионального эолового морфолитоге-неза (Евсеева и др., 2017), проявляющийся в раз-ной степени выраженности в аэрозольном поле над обсерваторией “Фоновая” и районом приго-родного полигона “БЭК”.

Исследования светопропускания снежного по-крова: состояние проблемы. В простейшем случае однородной снежной толщи её светопропускан-ие описывается уравнением Бугера–Ламберта, согласно которому интенсивность $I(\lambda)$ света с длиной волны λ уменьшается с глубиной его проникновения в толщу на расстояние l по экс-поненциально по закону:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda)e^{-(\lambda)l},$$

где $I_0(\lambda)$ — интенсивность света на входе в веще-ство, $\alpha(\lambda)$ — показатель ослабления или экстинк-ции, представляющий сумму коэффициентов рассеяния и поглощения света. В случае снежно-го покрова основной вклад в экстинкцию вносит рассеяние света, особенно для УФ-компонен-та. В то же время Варрен с соавторами (Warren et al., 2006) указывал, что наличие аэрозольный примесей также оказывает существенное влия-ние на профиль внутриснежной освещённости. Включение в снежный покров минеральных пы-

левых примесей увеличивает поглощённую часть излучения.

Анализ доступной литературы не выявил пуб-ликаций, связанных с изучением профильной динамики ослабления солнечного излучения в ультрафиолетовом диапазоне в снежном по-крове. В связи с этим ниже приводятся резуль-таты полевых наблюдений по глубине проник-новения в снежную толщу солнечной радиации УФ-диапазоне в условиях разной запылённости приземной атмосферы.

Пассивная дозиметрия ослабления естественного ультрафиолетового потока в снежном покрове в ус-ловиях разной запылённости приземной атмосферы. Полевые наблюдения на обсерватории “Фоновая” и пригородном полигоне “БЭК” (Томский регион, Западная Сибирь) проводились зимой 2022/23 г. На момент проведения наблюдений (30.01.2023) мощность снежной толщи составила 62 и 60 см соответственно (рис. 3). Время экспонирования составило 24 ч. При сравнении полученных резуль-татов интенсивность фотостимулированного пере-хода $Mn^{3+} + e^- \rightarrow Mn^{2+}$ в нанокристаллах периклаза оказалась заметно выше для обсерватории “Фоно-вая” (см. рис. 3), чем для пригородного полигона “БЭК”. Данное обстоятельство подтверждает воз-можность применения УФ-детектора для выявле-ния пылевого загрязнения снежного покрова.

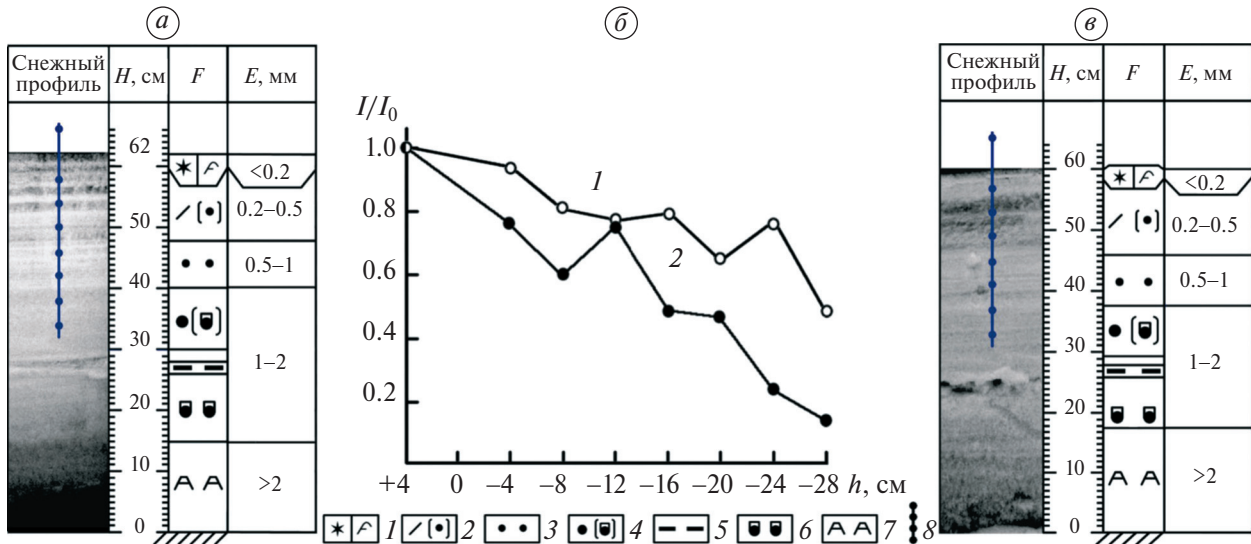


Рис. 3. Послойное поглощение, проникающей в снег солнечной радиации в ультрафиолетовом диапазоне на обсерватории “Фоновая” (б, 1) и пригородном полигоне “БЭК” (б, 2) в условиях разной запылённости.

Условные обозначения.: H , см — высота снежного покрова, F — форма снежных зёрен (классификация дана по работе (Фирц и др., 2012): 1 — свежесыпавший снег в виде плоских и неправильной формы снежинок (PPir/PPsd); 2 — недавно отложенный снег с частично разрушенными и округлившимися снежинками (DFbk/ RGSr); 3 — мелко-среднезернистый снег сложен округлыми агрегатами из снежных зёрен (RGIr); 4 — округлые снежные зёрна и зёрна с огранкой (RGIr/RGxf); 5 — оледенелый слой; 6 — зёрна с огранкой (RGxf); 7 — глубинная изморозь (DNxr) 8 — положение УФ-датчиков на штоке в снежной толще; E , мм — размер снежных зёрен. Примечание: структурно-текстурное строение снежного профиля на обсерватории “Фоновая” (а) и пригородного полигона “БЭК” (б) выполнено с использованием рисунков по фотографии

Fig. 3. Layer-by-layer absorption of solar radiation penetrating into snow in the ultraviolet range at the Fonovaya observatory (б, 1) and the BEK suburban testing ground (б, 2) under conditions of different dustiness.

Legend: H , cm — snow cover depth, F — snow grain shape (classification is given according to (Firtz et al., 2012): 1 — freshly fallen snow in the form of flat and irregularly shaped snowflakes (PPir/PPsd); 2 — recently deposited snow with partially destroyed and rounded snowflakes (DFbk/ RGSr); 3 — fine- to medium-grained snow consists of rounded aggregates of snow grains (RGIr); 4 — rounded snow grains and faceted grains (RGIr/RGxf); 5 — icy layer; 6 — grains with faceting (RGxf); 7 — deep hoar frost (DNxr); 8 — position of UV sensors on the rod in the snow mass; E , mm — size of snow grains. Note: the structural and textural structure of the snow profile at the Fonovaya observatory (a) and the BEK suburban testing ground (б) was made using drawings from a photograph

В то же время сопоставление полученных результатов по УФ-прозрачности снежного покрова на обеих площадках выявили неоднородности в ослаблении проникающего УФ-потока в снежной толще (см. рис. 3). Данный оптический феномен вне зависимости от степени запылённости приземной атмосферы, одинаково фиксировался и на “Фоновой”, и на “БЭК”. При этом для первой площадки отмечается два пика интенсивности ЭПР-сигнала — на глубине 16 и 24 см, а для “БЭК” только один — на глубине 12 см. Отмечена также определённая приуроченность обнаруженного оптического феномена к оледенелым снежным слоям, расположенных в верхней части снежной толщи (см. рис. 2, а–б). Это даёт основание полагать, что его проявление в верхней части снежной толщи связано с механизмом образования слоёв таяния-замерзания, которые, в свою очередь,

являются результатом температурно-градиентного метаморфизма.

Пассивная дозиметрия при искусственном ослаблении естественного ультрафиолетового потока в снежном покрове: модельный эксперимент. Результаты, полученные для обсерватории “Фоновая” и пригородного полигона “БЭК”, показали, что в условиях запылённости приземной атмосферы УФ-пропускание снежной толщи в её верхней части уменьшается. При этом на глубине 12–20 см обнаруживается повышение интенсивности УФ-потока. В обоих случаях эти слои оказались приуроченными к снежным горизонтам, характеризующимся наличием уплотнённых прослоев, образовавшихся в верхней части снежной толщи в результате температурно-градиентного метаморфизма. Проверка возможности проявления данного

эффекта и при иных условиях снегонакопления была осуществлена на снегомерной площадке “Ботсад СГУ” (Сыктывкар, Европейский Север России). Параллельно с этой проверкой был выполнен модельный эксперимент по искусственному ослаблению УФ-прозрачности снежной толщи. Его цель — оценить изменение глубины проникновения солнечной радиации в ультрафиолетовом диапазоне, как если бы существовали загрязнённые прослойки снега. Для имитации наличия последних один из двух параллельно установленных пассивных УФ детекторов имел УФ-датчики с затенённой нижней полусферой.

мощность снежного покрова зимой 2023/24 г. на момент начала эксперимента (20.02.2024) составила 70 см и оставалась таковой всё время эксперимента. Отмечено, что перед этим в течение нескольких дней фиксировались частые снегопады разной интенсивности, что обусловило формирование очень рыхлого поверхностного слоя (рис. 4, а). Структурно-текстурная характеристика строения снежной толщи дана по Международной классификации снежного покрова (Фирц и др., 2012). Описание строения снежной толщи выполнено по рисунку, сделанному по фотографии.

Описание снежного покрова на момент наблюдений. На снегомерной площадке “Ботсад СГУ”

Сравнивая между собой строение снежной толщи, можно отметить, что структура снеж-

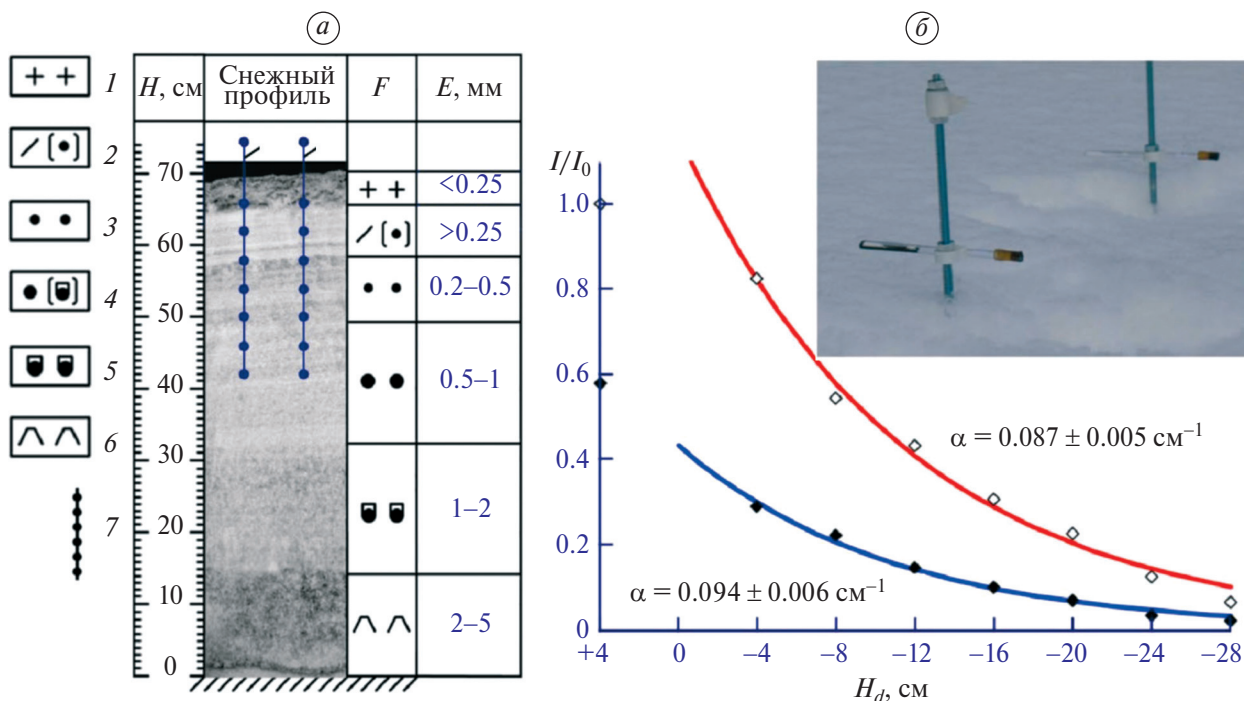


Рис. 4. Структурно-текстурное строение снежного профиля на фоновой площадке “Ботсад СГУ” (а) на момент проведения модельного эксперимента по оценке проникающей в снег солнечной радиации в ультрафиолетовом диапазоне при разной засветке УФ-датчиков (б), где: 1 — с затенением нижней полусферы, 2 — без затенения нижней полусферы. На врезке (а) показано положение УФ-детекторов с затенёнными (3) и незатенёнными (4) УФ-датчиками.

Условные обозначения: $H, \text{ см}$ — высота снежного покрова, F — форма снежных зёрен (классификация дана по работе (Фирц и др., 2012): 1 — свежесыпавший снег (PP); 2 — мелкозернистый снег (RGsr); 3 — мелко-среднезернистый снег сложен непрозрачными округлыми агрегатами из снежных зёрен (RGlr); 4 — округлые снежные зерна и зерна с огранкой (RGlr/RGxf); 5 — зёрна с огранкой (RGxf); 6 — округляющаяся глубинная изморозь (DHxr); 7 — положение УФ-датчиков на штоке в снежной толще; $E, \text{ мм}$ — размер снежных зёрен

Fig. 4. Structural and textural composition of the snow profile at the background site of the SSU Botsad (a) at the time of the model experiment to assess the solar radiation penetrating into snow in the ultraviolet range with different illumination of the UV sensors (b), where: 1 — with shading of the lower hemisphere, 2 — without shading of the lower hemisphere. The inset (a) shows the position of the UV detectors with shaded (3) and unshaded (4) UV sensors.

Legend: $H, \text{ cm}$ — snow cover height, F — snow grain shape (classification given according to (Firtz et al., 2012): 1 — freshly fallen snow (PP); 2 — fine-grained snow (RGsr); 3 — fine- to medium-grained snow is composed of opaque rounded aggregates of snow grains (RGlr); 4 — rounded snow grains and grains with facets (RGlr/RGxf); 5 — grains with facets (RGxf); 6 — rounded deep hoar (DHxr); 7 — position of UV sensors on the rod in the snow mass; $E, \text{ mm}$ — size of snow grains

ной толщи на площадке “Ботсад СГУ” отличается от таковой на двух полигонах (“Фоновая” и “БЭК”, Томский регион) как толщиной, так и последовательностью слоёв. Так, если общим для обоих научных полигонов верхняя часть снежной толщи, равно как и нижняя несут следы активного температурно-градиентного метаморфизма, то для площадки “Ботсад СГУ” характер залегания снежных слоёв показывает, что нарастание снежной толщи шло в условиях низких температур и при отсутствии оттепелей. В снежной толще выделяется 6 основных слоёв (см. рис. 4, а).

Нижний слой сыпучий, сложен кристаллами глубинной изморози. Выше него лежит слой крупнозернистого снега с огранкой. Этот слой перекрывается снежным горизонтом, образованный осевшим снегом. Он полностью представлен среднеразмерными снежными зёрнами. На этом слое залегает мелкозернистый снежный горизонт, состоявший из мелких снежных зёрен. Сверху этот слой перекрыт сухим рыхлым свежавыпавшим снегом (см. рис. 4, а). В целом верхняя половина снежной толщи представлена горизонтом рыхлого осевшего снега, в котором выделяются слои мелко/среднезернистого снега, тогда как нижняя, формирование которой происходило в условиях более низких температур, выполнена слоями снежных зёрен с огранкой и ледяных кристаллов глубинной изморози, образовавшихся в результате температурно-градиентного метаморфизма ранее выпавших снегопадов (ноябрь—декабрь).

Описание модельного эксперимента и его результаты. В снежную толщу на небольшой поляне установлены два пассивных УФ-дозиметра с восьмью УФ-датчиками на каждом. При этом у одного УФ-дозиметра все УФ-датчики были с затенением нижней полусферы (см. врезку на рис. 4, б). Время экспонирования составило 24 ч. Полученные результаты показали, что затенение нижней полусферы сильно сказалось на расчётных показателях УФ-прозрачности снега. При этом в обоих случаях спад УФ-потока с увеличением глубины установки датчиков в снежную толщу подчиняется уравнению Бугера—Ламберта.

По показателю α , который для датчиков с затенённой нижней полусферы оказался заметно выше, можно считать, что наличие примесей в снежной толще оказывает существенное влияние на УФ-пропускание снега и, следовательно,

на внутриснежное альbedo. При этом сопоставление полученных результатов (см. рис. 4, б) со структурой снежного профиля показало (см. рис. 4, а), что уплотнения снега (светлые прослойки) видимые на глубинах 8 и 16 см оказались недостаточно плотными чтобы заметно повлиять на ослабление с глубиной УФ-потока. Отмечено, что погода во второй и третьей декадах января на обсерватории “Фоновая” и пригородном полигоне “БЭК” характеризовалась кратковременными потеплениями, в отличие от погодной обстановки на площадке “Ботсад СГУ”. Это послужило причиной появления в верхней части снежной толщи на площадках “Фоновая” и “БЭК” плотных прослоев таяния-замерзания, сложенных более крупными снежными зёрнами (см. рис. 3, а, в), образование которых — результат температурно-градиентного метаморфизма. Следовательно, снежные слои, образовавшиеся в условиях “спокойного” снегонакопления и слои, сформировавшиеся в результате температурно-градиентного метаморфизма, по-разному ослабляют проникновение естественного ультрафиолетового потока в снежную толщу. При этом высокие значения I/I_0 для ампул с затенённой нижней полусферой дают основание полагать, что пыле-аэрозольная масса, аккумулярованная в снежной толще, оказывает определённое влияние на внутриснежное альbedo. Но насколько на это влияет запылённость снега, предстоит ещё выяснить.

Оценка глубины проникновения солнечного излучения в УФ-диапазоне: полевые наблюдения на снегомерной площадке “Турунтаево” (Томский регион, Западная Сибирь). Отмечено следующее. Из работ, связанных с оценкой глубины проникновения солнечного излучения в снежную толщу, были доступны три (Кузьмин, 1957; Curl et al., 1972; Richardson, Salisbury, 1977). Так, в первой работе на основе вычисленных значений послойного поглощения солнечной радиации при разных величинах коэффициента оптической прозрачности снежной толщи даётся заключение, что снежный покров высотой более 60 см можно рассматривать “... как совершенный изолятор защищающий почву от внешнего термического воздействия как со стороны проникновения солнечных лучей, так и в отношении суточных колебаний температур” (с. 142—143, цит. по: Кузьмин, 1957).

В то же время в двух других (Curl et al., 1972; Richardson, Salisbury, 1977) даны результаты полевых наблюдений, существенно превышающие

первые. В этих работах данные получены не расчётным методом, а в результате прямых измерений, которые производились с использованием высокочувствительных спектрометров. В первой работе приводятся результаты измерений, показывающие возможность проникать солнечный свет до глубины 110 см, а другой — 198 см. Отмечено, что все выполненные измерения касались только длинноволнового диапазона.

Из доступных же работ, касающихся исследований спектральной прозрачности снега в коротковолновом диапазоне, известны следующие: O'Brien, 1972; Marano, 1979; Gerland et al., 1999; Gerland et al., 2000; Священников и др., 2015. Не затрагивая методической составляющей наблюдений за проникновением коротковолновой радиации в снежную толщу, отмечено, что общим недостатком использованных устройств — наличие эффекта старения фотосенсора под действием УФ-излучения. Другим недостатком, ограничивающее их применение для послойных наблюдений за проникающей в снежную толщу УФ-радиацией, выступают конструкционные сложности фотоприёмного устройства (вес прибора и его размеры, наличие кабеля, связывающее датчик с детектором). Из-за этого любая перестановка в снежной толще прибора с его сопутствующей гарнитурой с целью измерить ослабление проникающей солнечной радиации с глубиной нарушает текстуру и стратиграфию снежной толщ.

Поэтому приводимые ниже результаты по оценке ослабления естественного ультрафиолетового потока в снежной толще, полученной с использованием пассивного УФ-дозиметра, состоящего из УФ-датчиков на основе искусственных нанокристаллов периклаза, позволяют по-новому организовать исследования светопропускания снежного покрова в УФ-диапазоне.

Особенности строения снежной толщ¹. Всю первую половину зимы нарастание снежного покрова происходило в результате сильных и частых снегопадов (использовались метеоданные м/с “Томск”). Однако следовавшие за ними

¹ Описание стратиграфии снежной толщ и её рисунок по фотографии (рис. 5, а) составлены на основе характеристики снежного разреза, заложенного в 4 м от места экспонирования пассивного УФ-детектора в снежной толще. Положение пассивных УФ-датчиков *in situ* вскрыто после завершения эксперимента путём расчистки фронтальной стенки перед их извлечением из снежной толщ (5, б) (новая площадка “Турунтаево”, Томская область).

оттепели сопровождалась кратковременным таянием и оседанием снега, что нашло своё отражение в образовании несколько слоёв таяния—замерзания, свидетельствующих об активном температурно-градиентном метаморфизме. В итоге в нижней части снежной толщ сформировались слои крупнозернистого снега с ограниченной (1) и кристаллами глубинной изморози (2), 14 и 16 см соответственно (рис. 5, а).

Во вторую половину зимы снегонакопление шло в условиях холодной погоды и вплоть до первой пятницы марта без оттепелей. В этой части снежной толщ выделяется два горизонта (см. рис. 5, а; горизонт 3—4). Горизонт (3) представляет собой переходный слой сложенный мелко-, среднезернистым снегом. Его перекрывает горизонт (4) мелкозернистого снега. К моменту проведения наблюдений верхняя часть снежной толщ, представленная снежными горизонтами 3 и 4. Для обоих характерно наличие скрытослоистой текстуры. В совокупности они образуют снежный горизонт суммарной толщины до 25 см (см. рис. 5, а).

Описание эксперимента и его результаты. Эксперимент выполнен зимой в 2024/25 г. на снеговой площадке “Турунтаево”. Площадка расположена в краевой части поляны, прилегающей к опушке с редкостойным древостоем представленным берёзой и берёзово-осиновым подростом с включением невысокого кустарника и с одиночных елей. На момент проведения наблюдений (09.03.2025) высота снежного покрова в точке установки пассивного УФ-детектора составила 55 см. На штоке длиной 70 см установлено одиннадцать УФ-датчиков с интервалом 5 см, из которых самый верхний установлен в 5 см над снежной поверхностью. Чтобы показать их положение *in situ*, после завершения эксперимента выполнена расчистка фронтальной стенки снежного шурфа (см. рис. 5, б). Кратковременная засветка УФ-датчиков не сказалась на результатах (см. рис. 5, в). Продолжительность экспонирования пассивного УФ-дозиметра составила примерно 47 ч (время, даты установки и снятия — 11:08 09.03.2025; 10:36 11.03.2025 соответственно).

После извлечения пассивного УФ-дозиметра из снега все УФ-датчики были помещены в светонепроницаемый контейнер, который затем был передан в лабораторию. Регистрация и измерение параметров ЭПР-сигнала фотостимулированного перехода $Mn^{3+} + e^- \rightarrow Mn^{2+}$, накопленно-

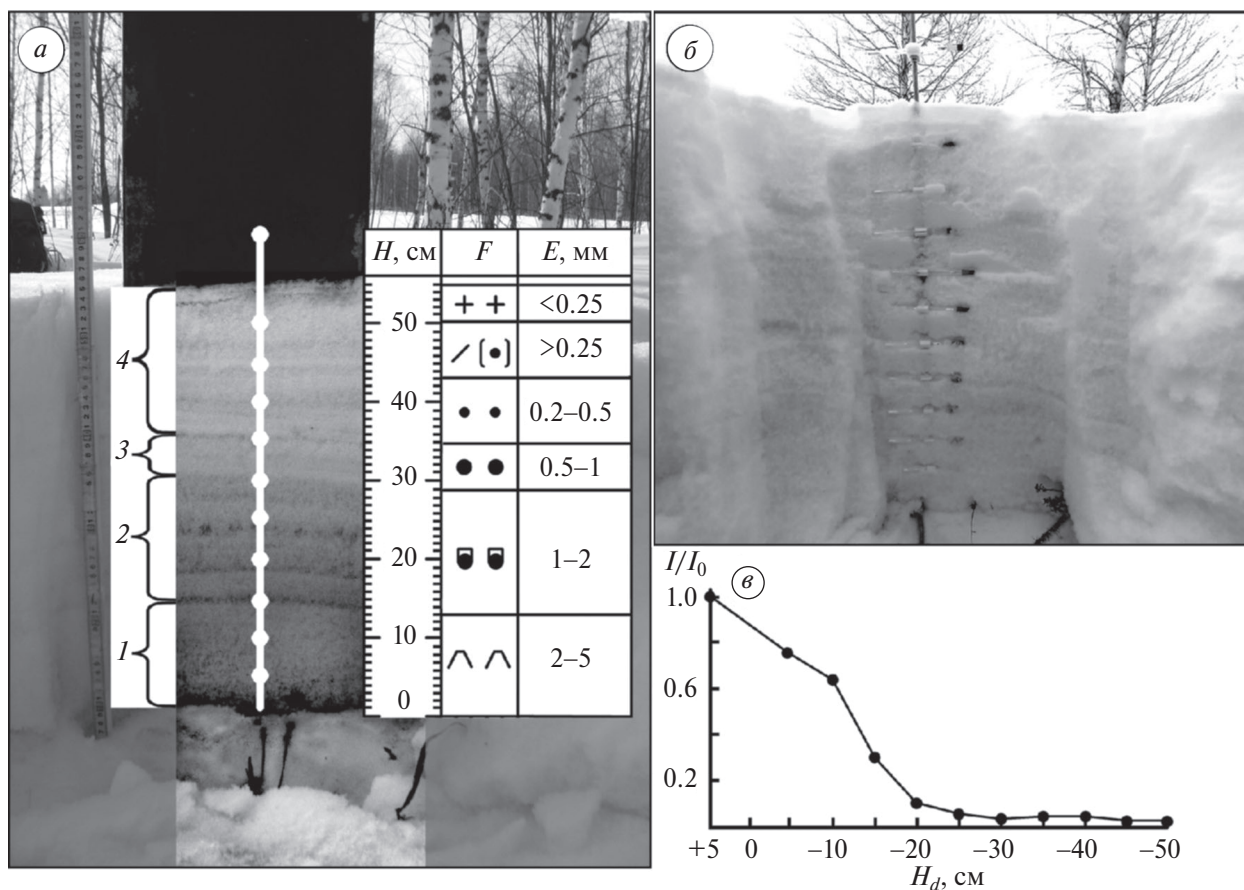


Рис. 5. Оценка глубины проникновения в снег солнечной радиации в ультрафиолетовом диапазоне на фоновой площадке “Турунтаево”: структурно-текстурное строение снежного профиля на фоновой площадке “Турунтаево” с местоположением пассивного УФ-дозиметра в снежной толще (а); расчистка фронтальной стенки разреза с расположением УФ-датчиков после их экспонирования в снежной толще перед извлечением пассивного УФ-дозиметра из снега (б), изменение интенсивности засветки УФ-датчиков на разной глубине (в).

Примечание: описание условных обозначений приведено на рис. 3

Fig. 5. Estimation of the penetration depth of solar radiation in the ultraviolet range into snow at the Turuntayevo background site: structural and textural structure of the snow profile at the Turuntayevo background site with the location of the passive UV dosimeter in the snow (a); clearing of the front wall of the section with the location of the UV sensors after their exposure in the snow before removing the passive UV dosimeter from the snow (b), change in the intensity of illumination of the UV sensors at different depths (c).

Note: the description of the symbols is given in Fig. 3

го в УФ-датчиках, выполнены с использованием радиоспектрометра. Полученные результаты показаны на рис. 5, в.

Как следует из графика, глубина проникновения УФ-радиации составляет примерно 25 см. В связи с этим интересно было их сопоставить с результатами, полученными ранее в эксперименте с засветкой нижней полусферы (см. рис. 4, б) на площадке “Ботсад СГУ”. Если принять во внимание, что интенсивность ослабления естественного ультрафиолетового потока в снежном покрове снега в определённой мере зависит от запылённости приземной атмосферы,

то следует признать, что запылённость снежного покрова на фоновой площадке “Ботсад СГУ” (г. Сыктывкар) ниже, чем на площадке “Турунтаево” (Томский регион). В свою очередь, ослабление потока УФ-радиации на площадке “Турунтаево” ниже, чем на обсерватории “Фоновая” и пригородного полигона “БЭК”. Но, возможно, эти различия отражают межгодовые особенности формирования снежного покрова в Томском регионе, и вполне очевидно, что при увеличении числа наблюдений результаты могут меняться.

Таким образом, результаты апробации метода пассивной дозиметрии ослабления естествен-

ного ультрафиолетового потока в снежном покрове, полученные на четырёх пространственно разделённых площадках и в разное время, показали возможность его применения при оценке послынного ослабления УФ-пропускания снега в разных условиях снегонакопления и разной запылённости приземной атмосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Апробация метода пассивной дозиметрии ослабления естественного ультрафиолетового потока в снежном покрове в условиях запылённости приземной атмосферы выполнена на четырёх пространственно разделённых модельных площадках. Сравнение полученных результатов показало, что флуктуации глубины проникновения в снег солнечной радиации в ультрафиолетовом диапазоне связаны не только с региональными особенностями снегонакопления, но также с наличием оледенелых прослоев, образовавшихся результате температурно-градиентного метаморфизма.

Предложенные метод пассивной дозиметрии ослабления естественного ультрафиолетового потока в снежном покрове и система для её осуществления могут быть востребованы при мониторинге пылевого загрязнения снежного покрова, а также при моделировании процессов энергомассообмена между атмосферой и снежным покровом в удалённых и малообжитых районах, включая промышленные районы и целинные тундры в Арктике.

Методу пассивной дозиметрии ослабления естественного ультрафиолетового потока в снежном покрове присущ интегральный и сравнительный характер измерений, что позволяет использовать его при качественной оценке влияния атмосферного пылевого загрязнения на внутриснежное альbedo. Кроме того, данные о радиационных свойствах снежного покрова в УФ-диапазоне могут быть использованы при верификации методов и алгоритмов дистанционного зондирования снежного покрова при изучении радиационного баланса, а также моделирования процессов энергомассообмена между атмосферой и снежным покровом.

Полученные результаты пассивной дозиметрии послынного ослабления естественного ультрафиолетового потока в снежном покрове представляют определённый интерес в области химической актинометрии при послынной оцен-

ке активности фотоиндуцированных реакций в снежной толще, а также в области метеорологии для коррекции радиоярких характеристик снежного покрова в ультрафиолетовом диапазоне при дистанционном зондировании снежного покрова; для сравнительной оценки процессов радиационного (внутриснежного) таяния в условиях разной запылённости снежного покрова и связанного с ним изменений альbedo снежного покрова.

Финансирование. Исследование проводилось в рамках государственного задания Института оптики атмосферы СО РАН. Съёмка показателей УФ-детектора на основе искусственного нанокристаллического порошка MgO (периклаза) методом ЭПР производилась в ЦКП "Геонаука" Института геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Методическая часть выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-17-00082).

Acknowledgments. The study was conducted within the framework of the state assignment of the Institute of Atmospheric Optics SB RAS. The survey of the UV detector readings based on artificial nanocrystalline powder of MgO (periclase) using the EPR method was carried out at the Geoscience Collective Use Center of the N.P. Yushkin Institute of Geology of the Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. The methodological part was carried out with the support of the Russian Science Foundation (grant No. 23-17-00082).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дерягин Б.В., Киселева О.А., Соболев В.Д., Чураев Н.В.* Течение незамерзающей воды в пористых телах // Вода в дисперсных системах. М.: Химия, 1989. С. 101–116.
- Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Каширо М.А., Батманова А.С.* Современный эоловый морфолитогенез холодного периода года на юго-востоке зоны подтайги Западно-Сибирской равнины // Геосферные исследования. 2017. № 2. С. 6–13
- Ивлев Л.С.* Аэрозольное воздействие на климатические процессы // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 5. С. 392–410.
- Кузьмин П.П.* Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 179 с.
- Окуджава А.М.* Теплопроводность влажного снега. Снег и талые воды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 22–30.
- Рихтер Г.Д.* Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // Труды Института географии АН СССР. Вып. 40. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1948. 171 с.

- Священников П.Н., Уразгильдеева А.В., Курочкин Ю.Н., Иванов Б.В., Чистяков К.В., Divin D., Hudson S.* Спектральный состав отражённой и проникающей в глубину снежного покрова коротковолновой радиации в районе посёлка Баренцбург (Шпицберген) // *Лёд и Снег*. 2015. Т. 55. № 3. С. 67–72. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-3-67-72>
- Тентюков М.П.* Визуализация структурно-текстурных изменений в новообразующемся снежном слое при длительном снегопаде // *Лёд и Снег*. 2021. Т. 61. № 2. С. 222–231. <https://doi.org/10.31857/S2076673421020083>
- Федосеева В.И.* Физико-химические закономерности миграции химических элементов в мёрзлых грунтах и снеге. Якутск: Ин-т мерзловедения СО РАН, 2003. 138 с.
- Федосеева В.И., Федосеев Н.Ф.* Сорбция молибдат-анионов квазижидкой плёнкой на поверхности дисперсного льда // *Коллоидный журнал*. 2010. Т. 72. № 4. С. 574–576.
- Фицц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявалли П.К., Сократов С.А.* Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова) // *Материалы гляциол. исследований*. 2012 Вып. 2. 80 с.
- Bohren C.F., Barkstrom B.R.* Theory of the Optical Properties of Snow // *J. Geophysical Research. Oceans and Atmospheres*. 1974. V. 70 (30). P. 4527–4535. <https://doi.org/10.1029/JC079i030p04527>
- Colbeck S.C.* The Layered Character of Snow Cover // *Reviews of Geophysics*. 1991. V. 29 (1). P. 81–96. <https://doi.org/10.1029/90RG02351>
- Curl Jr.H., Hardy J.T., Ellermeyer R.* Spectral Absorption of Solar Radiation in Alpine Snowfields // *Ecology*. 1972. V. 53 (6). P. 1189–1194. <https://doi.org/10.2307/1935433>
- Domine F., Bock J., Voisin D., Donaldson D.J.* Can We Model Snow Photochemistry? Problems with the Current Approaches // *J. Phys. Chem. A*. 2013. V. 117. P. 4733–4749. <https://doi.org/10.1021/jp3123314>
- Flanner M., Liu X., Zhou C., Penner J.* Enhanced Solar Energy Absorption by Internally-Mixed Black Carbon in Snow Grains // *Atmos. Chem. Phys.*, 2012. V. 12. P. 4699–4721. <https://doi.org/10.5194/acp-12-4699-2012>
- Gerland S., Winther J.-G., Orbaek J.-B., Liston G., Orisland N.-A., Blanko A., Ivanov B.V.* Physical and Optical Properties of Snow Covering Arctic Tundra and Svalbard // *Hydrological Processes*. 1999. V.13. P.2331–2343.
- Gerland S., Liston G.E., Winther J.-G., Orbaek J.B., Ivanov B.V.* Attenuation of Solar Radiation in Arctic Snow: Field Observation and Modeling // *Annals of Glaciology*. 2000. V. 31. P. 364–368.
- Jacobson M.-Z.* Climate Response of Fossil Fuel and Biofuel Soot, Accounting for Soot’s Feedback to Snow and Sea Ice Albedo and Emissivity // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D21201 p. <https://doi.org/10.1029/2004JD004945>
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2019).* “Summary for Policymakers”, in IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate // *Электронный ресурс*. URL: <https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/summary-for-policymakers/> (Дата обращения: 23.08.2025).
- Kinar N.J., Pomeroy J.W.* Measurement of the Physical Properties of the Snowpack // *Reviews of Geophysics*. 2015. V. 53 (2). P. 481–544. <https://doi.org/10.1002/2015RG000481>
- Libois Q., Picard G., France J.L., Arnaud L., Dumont M., Carmagnola C.M., King M.D.* Influence of Grain Shape on Light Penetration in Snow // *The Cryosphere*. 2013. № 7. P. 1803–1818. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1803-2013>
- Mahowald N.M., Kloster S., Engelstaedter S., Moore J.K., Mukhopadhyay S., McConnell J.R., Albani S., Doney S.C., Bhattacharya A., Curran M.A.J., Flanner M.G., Hoffman F.M., Lawrence D.M., Lindsay K., Mayewski P.A., Neff J., Rothenberg D., Thomas E., Thornton P.E., Zender C.S.* Observed 20th Century Desert Dust Variability: Impact on Climate and Biogeochemistry // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. № 10. P. 10875–10893. <https://doi.org/10.5194/acp-10-10875-2010>
- Marano M.* Computer Modeling Snow Relationships in the Big Eau Pleine Watershed, Wisconsin. University of Wisconsin-Stevens Point, College of Natural Resources. 1979. 105 p. <http://digital.library.wisc.edu/1793/79528>
- O’Brien H.W.* Observations of the Ultraviolet Spectral Reflectance of Snow / CRREL, Cold Regions Res. and Eng. Lab., Hanover, N.H. Rep. 1972. P. 77–27. https://archive.org/details/DTIC_ADA046349.
- Richardson S.R., Salisbury F.B.* Plant Response to the Light Penetrating Snow // *Ecology*. 1977. V. 58 (5). P. 1152–1158. <https://doi.org/10.2307/1936936>
- Robledano A., Picard G., Dumont M., Flin F., Arnaud L., Libois Q.* Unraveling the Optical Shape of Snow // *Nature Communications*. 2023. V. 14. 3955 p. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-39671-3>
- Skiles S.M., Painter T.H., Belnap J., Holland L., Reynolds R.L., Goldstein H.L., Lin J.* Regional Variability in Dust-on-Snow 30 Processes and Impacts in the Upper Colorado River Basin // *Hydrological Processes*, 2015. V. 29. P. 5397–5413.
- Tentyukov M.P., Lyutoev V.P., Belan B.D., Simonenkov D.V., Golovataya O.S.* Ultraviolet Radiation Detector Based on Artificial Periclase Nanocrystals (MgO) // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2022, V. 35 (1). P. 89–96.
- Warren S.G., Brandt R.E., Grenfell T.C.* Visible and Near-Ultraviolet Absorption Spectrum of Ice from Transmission of Solar Radiation into Snow // *Appl Opt.* 2006. V. 45 (21). P. 5320–34. <https://doi.org/10.1364/ao.45.005320>

Citation: *Tentyukov M.P., Lyutoev V.P., Belan B.D., Yazikov E.G., Simonenkov D.V., Sobolev I.S., Gavrilov R.Yu., Kustov O.V., Buchelnikov V.S. Passive Dosimetry of Natural Ultraviolet Flux in Snow Cover Under Conditions of Different Dustiness of the Surface Atmosphere. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 91–104. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010073*

Passive Dosimetry of the Natural Ultraviolet Flux in a Snow Cover Under Conditions of Different Dustiness of the Surface Atmosphere

© 2026 M. P. Tentyukov^{a,b,#}, V. P. Lyutoev^c, B. D. Belan^b, E. G. Yazikov^d, D. V. Simonenkov^b, I. S. Sobolev^e, R. Yu. Gavrilov^d, O. V. Kustov^b, V. S. Buchelnikov^d

^aV.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

^bPitirim Sorokin Syktyvkar State University, Syktyvkar, Russia

^cN.P. Yushkin Institute of Geology FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia

^dNational Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

^eOOO “Geo Service”, Tomsk, Russia

[#]e-mail: tentyukov@yandex.ru

Received July 1, 2025; revised September 13, 2025; accepted December 29, 2025

A pioneering method of passive dosimetry is proposed for assessing the light transmission of snow cover in the ultraviolet range (UV- transmission) under conditions of different dustiness in the near-surface. The method was tested at two scientific sites of the Institute of Atmospheric Optics of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (IAO SB RAS, city of Tomsk): the observatory Fonovaya and the BEK suburban site in the winter of 2022/23, as well as at two background stations: the “SSU Botsad” (Syktyvkar) and “Turuntayevo” (Tomsk region). Observations at the background sites were carried out in the winters of 2023/24 and 2024/25, respectively. The penetration depth of shortwave radiation into snow was estimated by exposing a passive ultraviolet radiation dosimeter. The dosimeter was based on sensors with artificial periclase nanocrystals. The signal of the photostimulated transition $\text{Mn}^{3+} + e^- \rightarrow \text{Mn}^{2+}$ accumulated in them was determined in the laboratory conditions using a radio spectrometer. The results obtained demonstrated the possibility of using passive dosimetry UV-transmission of snow to detect dustiness of the snow cover under different conditions of snow accumulation. The research also revealed some inhomogeneities in the extinction of the UV flux in the snow depth, associated with the presence of ice on some levels in the depth.

Keywords: artificial periclase nanocrystals, passive dosimeter, ultraviolet transparency of snow, snow cover, dust pollution of snow

REFERENCES

- Deryagin B.V., Kiseleva O.A., Sobolev V.D., Churaev N.V.* Flow of Non-Freezing Water in Porous Bodies. *Voda v Dispersnyh Sistemah*. Water in Dispersed Systems. Moscow: Chemistry, 1989: 101–16 [In Russian].
- Evseeva N.S., Kvasnikova Z.N., Kashiro M.A., Batmanova A.S.* Modern Aeolian Morpholithogenesis of the Cold Period of the Year in the Southeast of the Subtaiga Zone of the West Siberian Plain. *Geosferynye Issledovaniya*. Geosphere Research. 2017, 2: 6–13 [In Russian].
- Ivlev L.S.* Aerosol Impact on Climate Processes. *Optika Atmosfery i Okeana*. Optics of the Atmosphere and Ocean. 2011, 24 (5): 392–410. [In Russian].
- Kuzmin P.P.* *Fizicheskiye svoystva snezhnogo pokrova*. Physical Properties of Snow Cover. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1957: 179. [In Russian].
- Okudzhava A.M.* Thermal Conductivity of Wet Snow. Snow and Melt Water. Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1956: 22–30 [In Russian].
- Richter G.D.* The Role of Snow Cover in the Physical-Geographical Process. Proceedings of the Institute of Geography of the USSR Academy of Sciences. Issue 40. Moscow-Leningrad: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1948: 171 [In Russian].
- Svyashchennikov P.N., Urazgildeeva A.V., Kurochkin Yu.N., Ivanov B.V., Chistyakov K.V., Divin D., Hudson S.* Spectral Composition of Shortwave Radiation

- Reflected and Deep Penetrating into Snow Near the Barentsburg Settlement (Svalbard). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 55 (3): 67–72.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-3-67-72> [In Russian].
- Tentyukov M.P. Visualization of Structural and Textural Changes in a Newly Formed Snow Layer During Long-Term Snowfall. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (2): 222–231.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421020083> [In Russian].
- Fedoseeva V.I. *Fiziko-khimicheskiye zakonomernosti migratsii khimicheskikh elementov v merzlykh gruntakh i snege*. Physicochemical Regularities of Migration of Chemical Elements in Frozen Soils and Snow. Yakutsk: Permafrost Institute SB RAS, 2003: 138 [In Russian].
- Fedoseeva V.I., Fedoseev N.F. Sorption of Molybdate Anions by a Quasi-Liquid Film on the Surface of Dispersed Ice. *Kolloidnyy zhurnal. Colloid Journal*. 2010, 72 (4): 574–576 [In Russian].
- Fierz S., Armstrong R.L., Duran I., Etkhevi P., Green I., McClung D.M., Nishimura K., Satyavali P.K., Sokratov S.A. International Classification for Seasonally Falling Snow (a Guide to the Description of Snow Thickness and Snow Cover). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2012, 2: 80 [In Russian].
- Bohren C.F., Barkstrom B.R. Theory of the Optical Properties of Snow. *J. Geophysical Research. Oceans and Atmospheres*. 1974, 70 (30): 4527–4535.
<https://doi.org/10.1029/JC079i030p04527>
- Colbeck S.C. The Layered Character of Snow Cover. *Reviews of Geophysics*. 1991, 29 (1): 81–96.
<https://doi.org/10.1029/90RG02351>
- Curl Jr.H., Hardy J.T., Ellermeier R. Spectral Absorption of Solar Radiation in Alpine Snowfields. *Ecology*. 1972, 53 (6): 1189–1194.
<https://doi.org/10.2307/1935433>
- Domine F., Bock J., Voisin D., Donaldson D.J. Can We Model Snow Photochemistry? Problems with the Current Approaches. *J. Phys. Chem. A*. 2013, 117: 4733–4749.
<https://doi.org/10.1021/jp3123314>
- Flanner M., Liu X., Zhou C., Penner J. Enhanced Solar Energy Absorption by Internally-Mixed Black Carbon in Snow Grains. *Atmos. Chem. Phys*. 2012, 12: 4699–4721.
<https://doi.org/10.5194/acp-12-4699-2012>
- Gerland S., Winther J.-G., Orbaek J.-B., Liston G., Orisland N.-A., Blanko A., Ivanov B.V. Physical and Optical Properties of Snow Covering Arctic Tundra and Svalbard. *Hydrological Processes*. 1999, 13: 2331–2343.
- Gerland S., Liston G.E., Winther J.-G., Orbaek J.B., Ivanov B.V. Attenuation of Solar Radiation in Arctic Snow: Field Observation and Modeling. *Annals of Glaciology*. 2000, 31: 364–368.
- Jacobson M.-Z. Climate Response of Fossil Fuel and Biofuel Soot, Accounting for Soot's Feedback to Snow and Sea Ice Albedo and Emissivity. *J. Geophys. Res.* 2004, 109: D21201.
<https://doi.org/10.1029/2004JD004945>
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2019). “Summary for Policymakers”, in IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate: official site. Retrieved from: URL:
<https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/summary-for-policymakers/> (Last access: August 23, 2025).
- Kinar N.J., Pomeroy J.W. Measurement of the Physical Properties of the Snowpack. *Reviews of Geophysics*. 2015, 53 (2): 481–544.
<https://doi.org/10.1002/2015RG000481>
- Libois Q., Picard G., France J.L., Arnaud L., Dumont M., Carmagnola C.M., King M.D. Influence of Grain Shape on Light Penetration in Snow. *The Cryosphere*. 2013, 7: 1803–1818.
<https://doi.org/10.5194/tc-7-1803-2013>
- Mahowald N.M., Kloster S., Engelstaedter S., Moore J.K., Mukhopadhyay S., McConnell J.R., Albani S., Doney S.C., Bhattacharya A., Curran M.A.J., Flanner M.G., Hoffman F.M., Lawrence D.M., Lindsay K., Mayewski P.A., Neff J., Rothenberg D., Thomas E., Thornton P.E., Zender C.S. Observed 20th Century Desert Dust Variability: Impact on Climate and Biogeochemistry. *Atmos. Chem. Phys*. 2010, 10: P. 10875–10893.
<https://doi.org/10.5194/acp-10-10875-2010>
- Marano M. Computer Modeling Snow Relationships in the Big Eau Pleine Watershed, Wisconsin. University of Wisconsin-Stevens Point, College of Natural Resources. 1979: 105 p.
<http://digital.library.wisc.edu/1793/79528>
- O'Brien H.W. Observations of the Ultraviolet Spectral Reflectance of Snow. CRREL, Cold Regions Res. and Eng. Lab., Hanover, N.H. Rep. 1972: 77–27.
https://archive.org/details/DTIC_ADA046349
- Richardson S.R., Salisbury F.B. Plant Response to the Light Penetrating Snow. *Ecology*. 1977, 58 (5): 1152–1158.
<https://doi.org/10.2307/1936936>
- Robledano A., Picard G., Dumont M., Flin F., Arnaud L., Libois Q. Unraveling the Optical Shape of Snow. *Nature Communications*. 2023, 14: 3955.
<https://doi.org/10.1038/s41467-023-39671-3>
- Skiles S.M., Painter T.H., Belnap J., Holland L., Reynolds R.L., Goldstein H.L., Lin J. Regional Variability in Dust-on-Snow 30 Processes and Impacts in the Upper Colorado River Basin. *Hydrological Processes*. 2015, 29: 5397–5413.
- Tentyukov M.P., Lyutoev V.P., Belan B.D., Simonenkov D.V., Golovataya O.S. Ultraviolet Radiation Detector Based on Artificial Periclase Nanocrystals (MgO). *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2022, 35 (1): 89–96.
- Warren S.G., Brandt R.E., Grenfell T.C. Visible and Near-Ultraviolet Absorption Spectrum of Ice from Transmission of Solar Radiation into snow. *Appl Opt*. 2006, 45 (21): 5320–34.
<https://doi.org/10.1364/ao.45.005320>

ЛЕДОВАЯ ФЕНОЛОГИЯ РАЗНОТИПНЫХ ОЗЁР КАРЕЛИИ ПО ДАННЫМ МНОГОЛЕТНИХ НАБЛЮДЕНИЙ (1950–2021)

© 2026 г. Т. В. Ефремова¹, Б. З. Белашев², Н. И. Пальшин¹, Г. Э. Здравеннова^{1,*},
С. Р. Богданов¹, Р. Э. Здравеннов¹

¹Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

²Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

*e-mail: zdorovennova@gmail.com

Поступила в редакцию 30.06.2025 г.

После доработки 24.09.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Проведён анализ временных рядов сезонных, среднегодовых данных о температуре воздуха и ледовой фенологии девяти озёр Карелии с целью выявления статистически значимых трендов и сдвигов климатических режимов за период 1950–2021 гг. Анализ данных наблюдений за температурой приземного воздуха на 8 метеорологических станциях свидетельствует о сохраняющемся устойчивом потеплении регионального климата Карелии во все сезоны года, при этом более высокие темпы потепления характерны для зимы и весны. Установлен статистически значимый тренд смещения дат установления ледостава на всех озёрах на более поздние сроки со скоростью +1.3–4.1 сут/10 лет, а сроков схода льда на более ранние сроки со скоростью –1.1–2.0 сут/10 лет. Продолжительность ледостава сократилась в среднем на 15–25 суток (особенно за счёт более позднего замерзания), а для крупных озёр Онежского и Сегозера на 35–40 сут. С использованием тестового анализа режимных сдвигов обнаружены доказательства резких изменений средней зимней температуры воздуха в 1988/89 г., а также весенней температуры воздуха и очищения озёр ото льда в 1999/2000 г. Скорость сокращения продолжительности ледостава ускорилась в последние десятилетия, а большие глубокие озера наиболее чувствительны к изменению климата и более подвержены потере ледяного покрова, чем небольшие озера в том же регионе.

Ключевые слова: озёра, ледовая фенология, температура воздуха, тренд, смены режима, озёра Карелии

DOI: 10.7868/S2412376526010087

ВВЕДЕНИЕ

Одна из актуальных задач современной лимнологии — выявление закономерностей реакции водоёмов на глобальные и региональные изменения климата, оказывающих в последние десятилетия значительное влияние на ледовый и термический режимы бореальных озёр. Глобальное потепление климата происходит в первую очередь за счёт повышения температуры воздуха, причём каждое последующее десятилетие с 80-х гг. двадцатого века характеризуется более высокими температурами по сравнению с предыдущим десятилетием (Третий доклад..., 2022).

Озёрный лёд — чувствительный индикатор климата, и накопленные данные ледовой фенологии большого количества озёр в Северном полушарии свидетельствуют о том, что сроки замерзания озёр сместились к более поздним датам, а сроки разрушения льда — к более ранним датам, и, следовательно, к меньшей продолжительности ледостава (Benson et al., 2012; Magnuson et al., 2000; Sharma et al., 2021; Basu et al., 2024). В динамике ледового режима с каждым десятилетием происходят более быстрые изменения (Sharma et al., 2019; Basu et al., 2024), что придаёт ещё большую актуальность этой области исследований. Кроме того, в результате потепления климата увеличива-

ется как доля озёр, которые не замерзают полностью в течение зимнего сезона, так и частота лет без ледостава на отдельных озёрах (Sharma et al., 2019; Filazzola et al., 2020).

В последние десятилетия особенно быстрое сокращение ледяного покрова наблюдается в крупных глубоководных озёрах (Sharma et al., 2021). Большим глубоким озёрам требуется больше времени для охлаждения осенью и, соответственно, бóльшая сумма зимних отрицательных температур для образования ледостава (Kirillin et al., 2012; Leppäranta, 2015). В аномально мягкую зиму 2019/20 г. впервые за всё время инструментальных наблюдений не замёрзло второе по величине озеро Европы — Онежское, льдом покрылись только северные заливы (Калинкина и др., 2021). Для озёр с ежегодно наблюдающимся ледоставом отсутствие льда можно считать экстремальным событием (Benson et al., 2012; Filazzola et al., 2020).

В последние годы использование данных спутниковых наблюдений и методов дистанционного зондирования значительно расширило возможности получения информации о ледовой фенологии, тем не менее натурные данные долгосрочных временных рядов помогают оценить изменения ледовых событий за более длительные периоды и необходимы для проверки и калибровки новых методов измерений.

В средних и небольших бореальных озёрах Карелии обычно образуется стабильный ледяной покров в течение 5–6 месяцев в году. Анализ временных рядов ледовых событий восьми разнотипных озёр Карелии за период 1950–2009 гг. показал, что значимые тренды уменьшения продолжительности ледостава отмечались только в крупных глубоководных озёрах Онежское и Сегозеро (Efremova et al., 2013). В данной работе мы рассматриваем расширенные и дополненные данные по ледовой фенологии этих озёр по 2021 г. включительно.

Для оценки трендов временных рядов, как правило, используются стандартные методы линейного регрессионного анализа. Несмотря на то что линейные тренды, безусловно, отражают направление и скорость происходящих процессов, их использование предполагает, что озёра подвергаются медленным и монотонным изменениям во времени. В действительности, во временных рядах могут наблюдаться нелинейные ступенчатые изменения, которые делят

временной ряд на отрезки с различными статистическими свойствами, называемыми сменами режимов (Rodionov, 2004). Смена режима характеризуется резким переходом из одного квазистационарного климатического состояния в другое. Авторы большого количества работ отмечают резкое широкомасштабное потепление климата в умеренных и высоких широтах Евразии в конце 1980-х гг. (Rodionov, Overland, 2005; North et al., 2013; Reid et al., 2016; Jaagus et al., 2017). Основной гипотезой воздействия на каскад резких изменений в окружающей среде, который произошёл в это время, выдвигается сдвиг температуры воздуха, вызванный изменениями в крупномасштабной атмосферной циркуляции.

Цель работы — анализ изменений, т.е. трендов и сдвига режима в долгосрочных временных рядах ледовой фенологии в разнотипных озёрах Карелии за период 1950–2021 гг.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Характеристика ледовой фенологии 9 разнотипных озёр Карелии (рис. 1) основана на статистической обработке и анализе данных многолетних наблюдений гидрологических постов Карельского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (далее — ЦГМС) за 1950–2021 гг. (даты замерзания и очищения озёр ото льда). За начало ледостава на гидрологических постах принимается дата образования устойчивого неподвижного ледяного покрова (продолжительностью не менее 20 сут) в поле зрения наблюдательного пункта. За дату очищения ото льда принимается первый день, начиная с которого ледовые явления в данном сезоне более не наблюдались. Материалы наблюдений за период с 1950 по 1989 г. получены из гидрологических ежегодников (Ежегодники..., 1950–1989), данные за 1990–2009 гг. приобретены в Карельском ЦГМС, данные за 2010–2021 гг. получены на веб-сервисе “Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов” (АИС ГМВО), находящемся в открытом доступе (Автоматизированная..., 2025). Отмечено, что пост наблюдений в Онежском озере находится в Петрозаводской губе, термические и ледовые условия которой отличаются от открытой части озера, но в целом отражают основные тенденции изменений в озере. Материалы наблюдений, представленные в (Efremova et al., 2013), дополнены данными по 2021 г. и в анализ включены наблюдения, полученные на озере Ведлозеро за аналогичный период.



Рис. 1. Карта расположения исследуемых озёр. Синие треугольники — гидрологические посты, красные кружки — метеостанции

Fig. 1. Map of the location of the lakes under study. Blue triangles are hydrological posts, red circles are weather stations

Исследуемые озёра расположены в северной, центральной и южной Карелии (Справочник..., 2013) от 61° до 66° с.ш. и от 31° до 37° в.д. (см. рис. 1). Озёра разнообразны по своим морфометрическим характеристикам (табл. 1). В выборку входят второе по величине озеро Европы Онежское, большие по площади озёра > 800 км² (Сегозеро, Топозеро, Выгозеро), средние озёра

60–320 км² (Сямозеро, Водлозеро, Ведлозеро) и малые озёра < 15 км² (Ругозеро, Тулмозеро).

Для оценки связи ледовой фенологии с метеорологическими данными для каждого озера подбиралась ближайшая репрезентативная метеостанция (далее — МС): оз. Топозеро — МС Калевала, оз. Ругозеро — МС Реболы, оз. Выгозеро —

Таблица 1. Географические характеристики исследуемых озёр**Table 1.** Geographic characteristics of the studied lakes

Название	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Площадь, км ²	Средняя глубина, м	Максим. глубина, м	Объём, км ³
Топозеро	65.8	31.8	986	16	56	15.6
Ругозеро	64.1	32.8	10.7	2.5	8	0.026
Выгозеро	63.4	35.3	1140	6.2	25	6.46
Сегозеро	63.3	33.4	815	29	103	23.4
Водлозеро	62.3	36.9	322	2.8	16.3	0.906
Сямозеро	61.9	33.3	266	6.7	24.5	1.79
Онежское	61.8	34.8	9777	26.8	119	262
Ведлозеро	61.5	32.7	58	7.0	14.8	0.407
Тулмозеро	61.4	32.2	14.5	5	24	0.072

МС Сегежа, оз. Сегозеро — МС Паданы, оз. Водлозеро — МС Пудож, оз. Сямозеро, МС Суоярви, оз. Ведлозеро, оз. Тулмозеро — МС Сортавала, оз. Онежское — МС Петрозаводск. В анализе использовались среднемесячные данные (МС Сегежа, Паданы, Пудож, Суоярви) и среднесуточные данные (МС Калевала, Реболы, Петрозаводск, Сортавала) стандартных наблюдений приземной температуры воздуха за период 1950–2021 гг., полученные на сайте Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации — Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД), находящихся в открытом доступе (Всероссийский..., 2025).

Климатические изменения в регионе определяются как глобальными процессами в атмосфере, так и местными физико-географическими условиями; в первую очередь для территории Карелии это связано с влиянием Белого моря и крупнейших в Европе Ладожского и Онежского озёр, водные массы которых в зависимости от сезона могут оказывать тепляющее или охлаждающее влияние.

Для выявления долгосрочных изменений регионального климата рассчитывались средние температуры воздуха за год и за зимний (декабрь–март) и весенний (апрель–май) сезоны для всех метеостанций. Для характеристики “мягкости” зимы в зимний сезон по данным двух северных (МС Калевала и Реболы) и двух южных

(МС Петрозаводск и Сортавала) метеостанций определялось количество дней с оттепелю (средняя суточная температура воздуха выше 0 °С), а для характеристики “суровости” зимы также были рассчитаны накопленные суммы градусо-дней отрицательных среднесуточных температур для зимнего периода каждого года и определено количество дней со средней суточной температурой воздуха ниже –10 и ниже –20 °С.

При обработке натуральных данных временных рядов для анализа трендов применялся метод линейной регрессии. Уровень статистической значимости трендов оценивали на основе *t*-статистики Стьюдента. Для оценки статистической значимости трендов использовался 5%-ный уровень ($p < 0.05$).

Линейный регрессионный анализ не учитывает внутреннюю изменчивость временного ряда, а во временном ряду могут наблюдаться резкие изменения или смены режимов (regime shift). Методы обнаружения смены режима весьма многочисленны (Liu et al., 2016), в работе использован метод обнаружения сдвигов в среднем (Rodionov, 2004; Rodionov, Overland, 2005), который может автоматически находить несколько точек изменения режима. Сдвиг происходит, когда существует статистически значимая разница между средним значением временного ряда до и после определённой точки, рассчитанной с помощью *t*-теста Стьюдента (STARS) в зави-

симости от порогового уровня значимости (p), длины отрезка временного ряда (L) и весового параметра Хубера (h). Весовой параметр Хубера определяет вес выбросов в расчёте средних значений до и после сдвига. После проведения тестовых расчётов был использован сравнительно консервативный набор входных параметров: $p = 0.05$; $L = 20$ лет, $h = 2$. Результат метода заключается в нахождении года, когда происходит смена режима. Временной ряд может содержать несколько статистически значимых сдвигов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Температура воздуха широко признана наиболее важным климатическим фактором ледо-

вой фенологии (Palecki, Barry, 1986; Benson et al., 2012; Imrit, Sharma, 2021). Анализ рядов наблюдений приземной температуры воздуха на рассматриваемых метеостанциях показал, что за период 1950–2021 гг. отмечено повышение среднегодовой температуры воздуха со скоростью 0.28–0.34 °C/10 лет (табл. 2). Значимые тренды потепления наблюдались на всех метеостанциях во все сезоны года. Во внутригодовом ходе изменение внутри сезонных значений температуры воздуха происходило неравномерно: наибольшая скорость потепления за этот период отмечена зимой (0.41–0.54 °C/10 лет), весной скорость потепления составила 0.28–0.36 °C/10 лет, летом — 0.16–0.23 °C/10 лет, осенью — 0.21–0.27 °C/10 лет ($p < 0.05$).

Таблица 2. Оценки линейного тренда временных рядов среднегодовой, зимней (декабрь–март), весенней (март–апрель) температуры воздуха, среднего за зимний сезон количества дней с оттепелями, накопленных сумм градусо-дней отрицательных среднесуточных температур за зиму каждого года, количества дней со средней суточной температурой воздуха ниже –10 и –20 °C за период 1950–2021 и 1976–2021 гг.

b — коэффициент линейного тренда (сутки/10 лет), r^2 — вклад тренда в дисперсию, p — уровень значимости

Table 2. Estimates of the linear trend of mean annual, winter (December–March), and spring (March–April) air temperatures, the mean number of days with thaws during the winter season, the accumulated sums of freezing degree-days during the winter of each year, the number of days with average air temperature below –10 and –20 °C for the period 1950–2021 and 1976–2021.

b is the linear trend coefficient (days/10 years), r^2 is the contribution of the trend to the variance, p — is the significance level

Название метеостанции	Параметры	1950–2021			1976–2021		
		b	r^2	p	b	r^2	p
Калевала	Год	+0.280	0.2076	0.0001	+0.663	0.4930	0.0000
	Зима	+0.426	0.1071	0.0053	+0.907	0.2190	0.0010
	Весна	+0.360	0.2007	0.0001	+0.490	0.1856	0.0028
	Оттепели	+1.168	0.1011	0.0065	+1.760	0.0805	0.0561
	Суммы градусо-дней	+81.61	0.1892	0.0001	+149.167	0.3377	0.00002
	Температура < –10 °C	–2.883	0.1244	0.0024	–5.578	0.2132	0.0012
	Температура < –20 °C	–1.058	0.054	0.0495	–3.177	0.1939	0.0022
Реболы	Год	+0.313	0.2795	0.0000	+0.590	0.4369	0.0000
	Зима	+0.499	0.1380	0.0014	+0.848	0.1763	0.0037
	Весна	+0.356	0.2180	0.0000	+0.416	0.1472	0.0085
	Оттепели	+1.575	0.1513	0.0008	+2.361	0.1135	0.0237
	Суммы градусо-дней	+73.69	0.1797	0.0003	+135.293	0.2782	0.0002
	Температура < –10 °C	–3.090	0.1371	0.0014	–5.047	0.1702	0.0044
	Температура < –20 °C	–0.799	0.0343	0.1192	–2.288	0.1163	0.0204

Таблица 2. Окончание

Название метеостанции	Параметры	1950–2021			1976–2021		
		<i>b</i>	r^2	<i>p</i>	<i>b</i>	r^2	<i>p</i>
Сегежа	Год	+0.289	0.2297	0.0000	+0.598	0.4375	0.0000
	Зима	+0.461	0.1305	0.0020	+0.805	0.1812	0.0032
	Весна	+0.316	0.1669	0.0004	+0.444	0.1575	0.0063
Паданы	Год	+0.317	0.2658	0.0000	+0.606	0.4131	0.0000
	Зима	+0.436	0.1161	0.0036	+0.767	0.1555	0.0067
	Весна	+0.315	0.1869	0.0001	+0.457	0.1835	0.0030
Суоярви	Год	+0.327	0.3226	0.0000	+0.591	0.4435	0.0000
	Зима	+0.513	0.1664	0.0000	+0.778	0.1806	0.0040
	Весна	+0.344	0.2257	0.0000	+0.360	0.1239	0.0177
Пудож	Год	+0.289	0.2493	0.0000	+0.585	0.4109	0.0000
	Зима	+0.409	0.0631	0.0346	+1.093	0.1861	0.0028
	Весна	+0.285	0.1478	0.0009	+0.374	0.1220	0.0173
Петрозаводск	Год	+0.308	0.2926	0.0000	+0.556	0.4154	0.0000
	Зима	+0.446	0.1214	0.0029	+0.778	0.1578	0.0063
	Весна	+0.302	0.1974	0.0001	+0.380	0.3935	0.0068
	Оттепели	+2.458	0.1832	0.0002	+3.142	0.1071	0.0017
	Суммы градусо-дней	+72.88	0.1921	0.0001	+105.745	0.2016	0.0001
	Температура < –10 °С	–2.769	0.1225	0.0026	–4.284	0.1337	0.0124
	Температура < –20 °С	–0.411	0.0123	0.3542	–1.058	0.0359	0.2071
Сортавала	Год	+0.334	0.3247	0.0000	+0.613	0.4599	0.0000
	Зима	+0.539	0.1598	0.0006	+0.939	0.2174	0.0011
	Весна	+0.327	0.2720	0.0000	+0.362	0.1772	0.0036
	Оттепели	+2.832	0.1608	0.0005	+4.874	0.1756	0.0037
	Суммы градусо-дней	+78.49	0.2047	0.00007	+125.922	0.2546	0.0003
	Температура < –10 °С	–3.378	0.1754	0.0003	–5.090	0.1836	0.0030
	Температура < –20 °С	–0.740	0.0467	0.0682	–1.634	0.1187	0.0190

Поскольку для Европейской территории России выявлен период ускоренного роста температуры приземного воздуха с 1976 г. (Второй доклад..., 2014), был выполнен анализ трендов временных рядов с этого года. Среднегодовая скорость роста температуры приземного воз-

духа за 1976–2021 гг. существенно увеличилась и равнялась 0.56–0.66 °С/10 лет. Зимой наблюдался наиболее быстрый рост температуры, в среднем 0.78–1.09 °С/10 лет, максимальный рост отмечен в декабре 0.99–1.36 °С/10 лет ($p < 0.05$).

Быстрый рост температуры в периоды, предшествующие установлению ледостава, замедляет накопление суммы отрицательных температур воздуха, необходимой для выхолаживания водоёма и его замерзания. В зимний период увеличилось количество дней с оттепелями в среднем за период 1976–2021 гг. в северной и центральной Карелии на 2 суток в 10 лет, а в южной Карелии — на 3–4 сут. Количество морозных дней с температурами ниже -10°C , наоборот, уменьшалось со скоростью 4–5 сут/10 лет.

Климатические условия данной территории формируются в основном под влиянием крупномасштабной западной атмосферной циркуляции, обеспечивающей перенос тепла и влаги с акватории Атлантического океана, и эпизодическими вторжениями арктического воздуха. Межгодовые колебания во временных рядах зимней температуры воздуха статистически тесно связаны с индексами Арктического колебания (далее — АО) и Северо-Атлантического колебания (далее — NAO). В Карелии индекс NAO объясняет 36–40% колебаний температуры воздуха в зимние месяцы (декабрь–март) ($r > 0.6$; $p < 0.001$) (Efremova et al., 2013). Индексы АО и NAO демонстрируют статистически значимый положительный сдвиг режима с зимы 1988/89 г. (Rodionov, Overland, 2005; North et al., 2013; Jaagus et al., 2017).

Расчёты с помощью теста Родионова показали, что положительный сдвиг зимней приземной температуры воздуха произошёл в 1988/89 г., разделив исследуемый период на два режима: с 1950 по 1988 и с 1989 по 2021 гг. Сдвиг зимней температуры наблюдался на всех рассматриваемых метеостанциях, за исключением МС Пудож, расположенной на восточном берегу Онежского озера. На рис. 2, а представлены примеры межгодовой изменчивости и режим сдвига средней зимней температуры воздуха для МС Петрозаводск (синяя линия) и МС Сегежа (оранжевая линия), а на рис. 2, б — сдвиг в количестве суток за зимний период среднесуточной температуры $< -10^{\circ}\text{C}$ на МС Сортавала (синяя линия) и МС Калевала (оранжевая линия).

В отличие от зимней температуры воздуха резкий сдвиг весенней температуры (апрель–май) по данным восьми метеостанций произошёл весной 2000 г. Сдвиг среднегодовой температуры воздуха также обнаружен в 2000 г. Пример изменения весенней температуры на северной МС Паданы и южной МС Суоярви приведён

на рис. 2, в. Это соответствует результатам, полученным для 12 метеостанций в Эстонии, где смена режима зимней температуры воздуха наблюдалась зимой 1988/89 г., а в тёплое полугодие на 10 и более лет позже по сравнению с холодным полугодием (Jaagus et al., 2017).

Ледовая фенология. Появление озёрных ледовых образований происходит в период перехода температуры воздуха через 0°C . Отрицательная сумма температур, необходимая для замерзания озёр, варьирует в зависимости от морфометрических характеристик озера, прежде всего от его глубины. Для очень мелких озёр достаточна сумма -20 градусо-дней, в то время как для глубоких — более -150 – 200 градусо-дней (Ресурсы..., 1972), а, например, для Онежского озера — более -500°C . В средних и небольших бореальных озёрах Карелии стабильный ледяной покров обычно устанавливается в ноябре–декабре, а в крупных глубоководных озёрах Сегозеро и Онежское — в декабре–январе (рис. 3, а). Освобождение озёр ото льда происходит в течение мая (см. рис. 3, б). Все озёра за годы исследований имели стабильный ледяной покров, за исключением аномально тёплой зимы 2019/20 г., когда на Онежском озере замёрзли только северные заливы (Калинкина и др., 2021).

Наблюдающийся в последние десятилетия рост температуры воздуха, особенно в зимний период, привёл к изменению ледового режима озёр региона: ледостав стал устанавливаться в более поздние сроки, заканчиваться в более ранние, а следовательно, сократилась его продолжительность. Выполненный ранее анализ временных рядов ледовых событий исследуемых озёр Карелии за период 1950–2009 гг. (Efremova et al., 2013) свидетельствовал о сокращении продолжительности ледостава, но статистически значимый тренд для дат начала ледостава выявлен только в озере Сегозеро, а для продолжительности ледостава — в озере Сегозеро и Петрозаводской губе Онежского озера.

Анализ наблюдений ледовой фенологии этих озёр, дополненный 12-летними данными по 2021 г., показал, что сроки замерзания для всех озёр сместились к более поздним датам со скоростью $+1.4$ – 4.1 сут/10 лет (табл. 3). Линейный тренд статистически недостоверен только для самого северного озера Топозеро; для озёр Ругозеро и Выгорезо тренды статистически значимы на уровне $p < 0.05$, а для всех остальных озёр $p < 0.01$. На этих озёрах наблюдались наи-

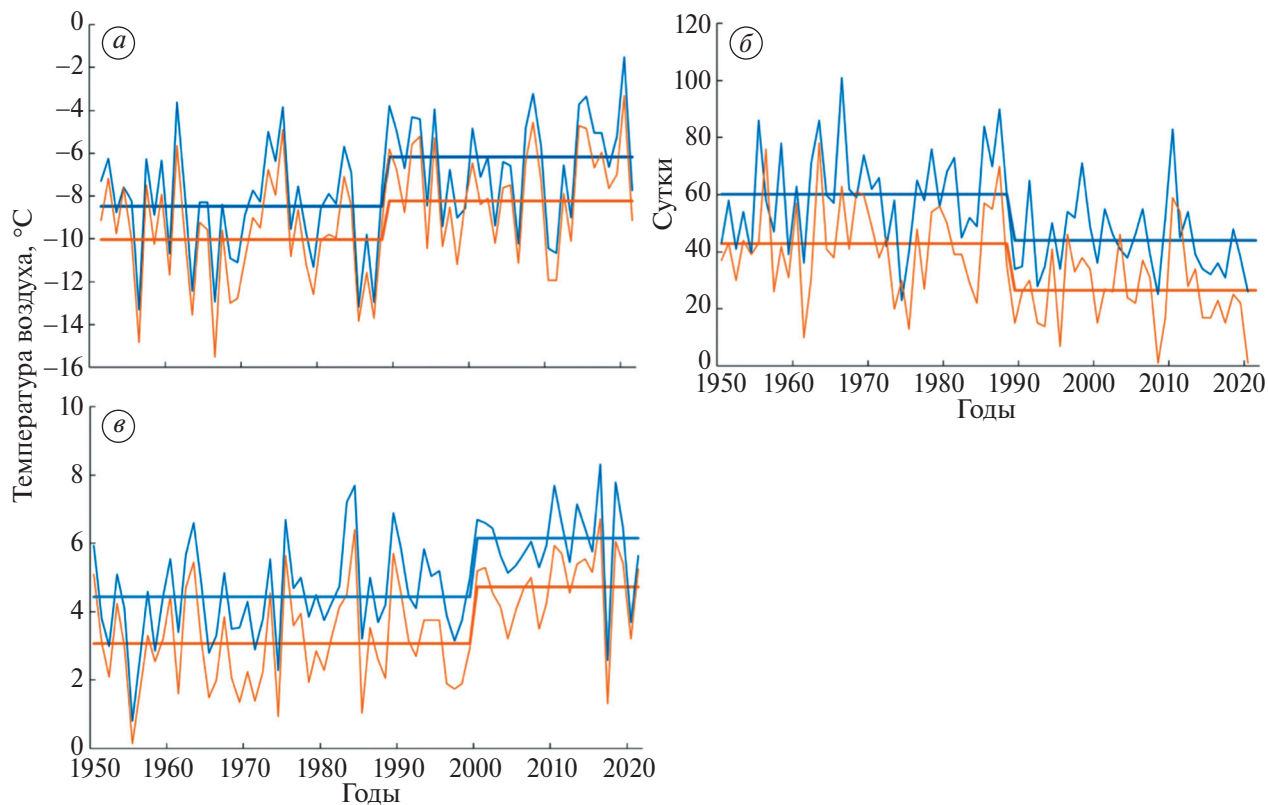


Рис. 2. Средняя зимняя (декабрь–март) температура воздуха и сдвиг режима для МС Петрозаводск (синяя линия) и МС Сегежа (оранжевая линия) (а); количество суток за зимний период с температурой ниже -10°C на МС Сортавала (оранжевая линия) и МС Калевала (синяя линия) (б); средняя весенняя (апрель–май) температура воздуха и сдвиг режима для МС Суоярви (синяя линия) и МС Паданы (оранжевая линия) (в); Горизонтальные линии — стационарные средние до и после смены режимов

Fig. 2. Average winter (December–March) air temperature and regime shift for weather station (WS) Petrozavodsk (blue line) and WS Segezha (orange line) (a); number of days during the winter period with temperature below -10°C at WS Sortavala (orange line) and WS Kalevala (blue line) (b); average spring (April–May) air temperature and regime shift for WS Suoyarvi (blue line) and WS Padany (orange line) (c); Horizontal lines — stationary averages before and after regime shift

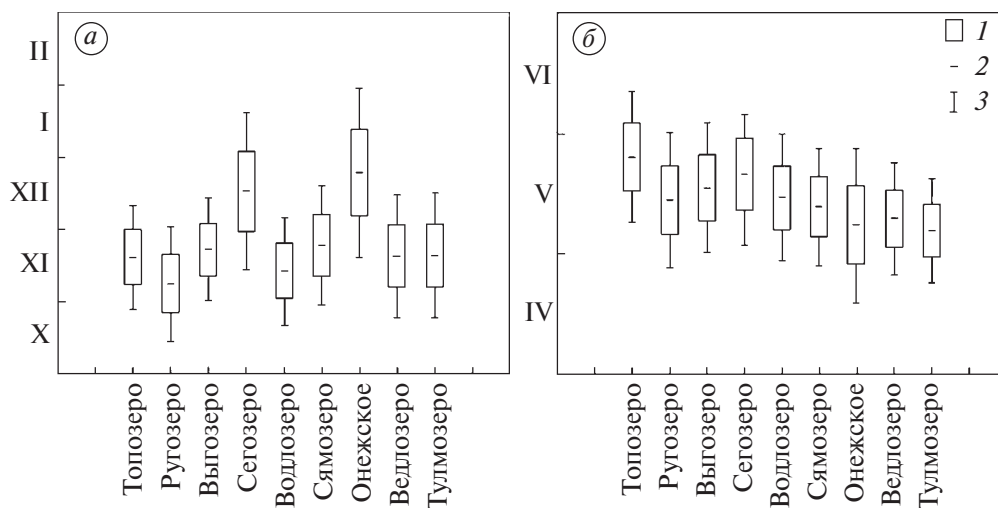


Рис. 3. Интерквартильный размах (1); средние (2) и экстремальные значения (3) дат замерзания озёр (а); и очищения озёр ото льда (б) за 1950–2021 гг. Порядок озёр слева направо соответствует уменьшению их широты с севера на юг

Fig. 3. Interquartile range (1), mean (2) and extreme (3) values of lake freezing dates (a) and lake ice breaking dates (b) for 1950–2021. The order of lakes from left to right corresponds to a decrease in their latitude from north to south

меньшие темпы задержания сроков начала ледостава по сравнению с другими озёрами. Наиболее быстрыми темпами сроки установления ледостава смещаются в крупных глубоководных озёрах Онежском и Сегозеро со скоростью +3.1 и +4.1 сут/10 лет соответственно. Выполненный анализ линейных трендов за период 1976–2021 гг. показал, что скорость смещения дат замерзания увеличилась на всех озёрах, но на северных озёрах (Топозеро, Ругозеро, Выгозеро) тренды незначимы (см. табл. 3). На остальных озёрах в этот период скорость смещения сроков начала ледостава составила +3.2–6.2 сут/10 лет.

Очищение озёр Карелии ото льда, как правило, происходит в мае и зависит от солнечной энергии, поступающей на поверхность озера весной, и, следовательно, определяются главным образом зональными факторами (см. рис. 3, б). Анализ временных рядов дат очищения озёр ото льда показал, что на всех озёрах наблюдается более раннее окончание ледостава, и значимые тренды характерны для всех озёр почти с одинаковой скоростью –1.1–1.6 сут/10 лет, за исключением Петрозаводской губы Онежского озера, где очищение происходит с большей скоростью (–2.0 сут/10 лет). Например, на оз. Сегозеро дата очищения ото льда сдвинулась с конца мая на середину месяца, а для оз. Ведлозеро — с середины мая на его начало. За период 1976–2021 гг. скорость смещения дат очищения озёр ото льда к более ранним значениям увеличивалась до –1.8–3.7 сут/10 лет с наибольшими значениями для озёр Сегозеро и Онежское.

В результате более позднего замерзания и более раннего очищения озёр ото льда продолжительность ледостава за период 1950–2021 гг. на исследуемых озёрах Карелии сокращалась со скоростью –2.5–6.1 сут/10 лет (см. табл. 3), а за период 1976–2021 гг. — со скоростью –3.5–10.1 сут/10 лет. Наименьшие скорости сокращения продолжительности ледостава отмечены для северных озёр Топозеро и Выгозеро, наибольшая — в крупных глубоководных озёрах Сегозеро и Онежское, которым требуется больше времени для охлаждения осенью и соответственно большая сумма зимних отрицательных температур для образования льда зимой. Таким образом за семидесятилетний период продолжительность ледостава на исследуемых озёрах Карелии сократилась в среднем на 15–25 сут, а для Онежского озера и оз. Сегозеро — на 35–40 сут, причём более позднее замерзание озёр вносит больший вклад в сокращение ледостава по срав-

нению с более ранним очищением озёр ото льда. Если полученные результаты анализа трендов временных рядов дат ледовой фенологии за 1950–2009 гг. (Efremova et al., 2013) показали значимые тренды ($p < 0.05$) только для замерзания оз. Сегозеро и продолжительности ледостава озёр Сегозеро и Онежское, то дополненные по 2021 г. временные ряды за этот период продемонстрировали лишь один незначимый тренд для замерзания самого северного в нашей выборке озера Топозеро.

Сроки ледовых явлений на озёрах разных регионов мира наблюдались и записывались в течение десятилетий, а на некоторых водоёмах даже столетий (Sharma et al., 2016). В работе (Magnuson et al., 2000) обобщены и проанализированы временные ряды ледовой фенологии за 1855–1995 гг. для 20 озёр, расположенных в Северном полушарии. Это исследование показало, что даты замерзания озёр за столетие стали на 5.8 дня позже, а даты схода льда — на 6.5 дня за столетие раньше, что объяснялось в основном изменением климата из-за сопутствующего повышения температуры воздуха. В дальнейшем исследовании (Benson et al., 2012) эти данные дополнены данными по 2004 г. и отмечено, что в последние 30 лет лёд на озёрах устанавливался позже со скоростью 1.6 сут/10 лет, а разрушался раньше со скоростью 1.9 сут/10 лет, и продолжительность ледостава сокращалась со скоростью 4.3 сут/10 лет.

Sharma et al., 2021 расширили базу данных, используемую Magnuson et al., 2000 и Benson et al., 2012, дополнив её 40 озёрами и продлив до 2019 г. Проведённый анализ трендов ледовой фенологии показал, что с учётом добавленных данных наблюдалось ещё более быстрое сокращение продолжительности ледостава. В частности, даты появления льда запаздывали на 11 дней за столетие, даты схода льда были раньше на 6.8 дня за столетие, а продолжительность ледостава сократилась на 17 дней за столетие (Sharma et al., 2021). Однако за последние 25 лет эти озёра теряли ледяной покров экстремально быстро, средний тренд сокращения продолжительности ледостава для 60 озёр за период 1992–2016 гг. составил 10.6 сут/10 лет, что в шесть раз быстрее по сравнению с предыдущей четвертью века (Sharma et al., 2021). Basu et al., 2024, используя данные натуральных наблюдений 2499 озёр в Северном полушарии за 1971–2020 гг., пришли к выводу, что за этот период продолжительность ледостава на озёрах сокращалась в среднем со скоростью 9 дней за десятилетие.

Таблица 3. Оценки линейного тренда временных рядов дат замерзания, очищения ото льда и продолжительности ледостава за период 1950–2021 гг. и 1976–2021 гг. на озёрах Карелии; b — коэффициент линейного тренда (сутки/10 лет), r^2 — вклад тренда в дисперсию, p — уровень значимости

Table 3. Estimates of the linear trend of ice freezing and breaking dates, and ice duration for the periods 1950–2021 and 1976–2021 on the lakes of Karelia; b is the linear trend coefficient (days/10 years), r^2 is the contribution of the trend to the variance, p is the significance level

Название	Параметры	1950–2021			1976–2021		
		b	r^2	p	b	r^2	p
Топозеро	Замерзание	+0.821	0.0233	0.2036	+2.368	0.0807	0.0557
	Очищение ото льда	–1.585	0.1524	0.0008	–1.819	0.0979	0.0343
	Продолжительность ледостава	–2.606	0.1257	0.0026	–3.544	0.1033	0.0294
Ругозеро	Замерзание	+1.676	0.0834	0.0139	2.609	0.0718	0.0718
	Очищение ото льда	–1.500	0.1241	0.0026	–3.052	0.2396	0.0006
	Продолжительность ледостава	–3.410	0.1939	0.0001	–5.708	0.2194	0.0012
Выгозеро	Замерзание	+1.349	0.0659	0.0307	+2.056	0.0527	0.1248
	Очищение ото льда	–1.161	0.0858	0.0125	–2.630	0.2091	0.0014
	Продолжительность ледостава	–2.488	0.1166	0.0036	–4.642	0.1602	0.0058
Сегозеро	Замерзание	+4.088	0.2610	0.0000	+6.133	0.2369	0.0006
	Очищение ото льда	–1.398	0.0983	0.0073	–3.684	0.3565	0.0000
	Продолжительность ледостава	–6.055	0.3126	0.0000	–9.987	0.3670	0.0000
Водлозеро	Замерзание	+2.176	0.1571	0.0006	+3.203	0.1286	0.0144
	Очищение ото льда	–1.514	0.1446	0.0010	–3.301	0.3210	0.0000
	Продолжительность ледостава	–3.905	0.2677	0.0000	–6.504	0.3036	0.0000
Сямозеро	Замерзание	+1.940	0.1033	0.0059	+4.749	0.2073	0.0015
	Очищение ото льда	–1.109	0.0975	0.0076	–2.742	0.2478	0.0004
	Продолжительность ледостава	–3.295	0.1672	0.0004	–7.954	0.3391	0.0000
Онежское	Замерзание	+3.149	0.1352	0.0015	+5.551	0.1753	0.0038
	Очищение ото льда	–2.036	0.1860	0.0002	–4.473	0.3233	0.0000
	Продолжительность ледостава	–5.185	0.2257	0.0000	–10.05	0.3402	0.0000
Ведлозеро	Замерзание	+2.197	0.1248	0.0027	+3.213	0.0975	0.039
	Очищение ото льда	–1.489	0.1869	0.0002	–2.226	0.1824	0.0038
	Продолжительность ледостава	–3.396	0.1981	0.0001	–5.204	0.1846	0.0036
Тулмозеро	Замерзание	+2.550	0.1156	0.0035	+5.595	0.1836	0.0030
	Очищение ото льда	–1.426	0.1973	0.0000	–2.440	0.2585	0.0003
	Продолжительность ледостава	–3.494	0.2038	0.0001	–6.614	0.2773	0.0002

Для выборки средняя скорость сокращения продолжительности ледостава за период 1971–2020 гг. составила 6 суток за десятилетие с максимальными скоростями для Петрозаводской губы Онежского озера (8.3 сут) и Сегозеро (7.0 сут) и минимальными — для оз. Топозеро (3.2 сут) и оз. Выгозеро (3.8 сут). Темпы сокращения ледостава ускорились за последние десятилетия, для рассматриваемых озёр средняя скорость сокращения ледостава за период 1990–2021 гг. составляла уже 10 сут за десятилетие с максимальными значениями на Онежском озере (15.8 сут) и оз. Сегозеро (14 сут).

Расчёты с использованием теста Родионова показали, что резкие изменения в среднем в датах очищения ото льда исследуемых озёр произошли в сторону уменьшения в 1999 и 2000 гг., за исключением Петрозаводской губы Онежского озера (2007), что соответствует сдвигу в увеличении

весенней температуры воздуха. Пример для озёр Сегозеро и Водлозеро приведён на рис. 4, *а–б*. В датах начала ледостава сдвиг не наблюдался на северных озёрах Топозеро, Ругозеро и Выгозеро; на озёрах Сегозеро, Водлозеро и Онежском сдвиг произошёл в сторону увеличения в 2003 г., а на южных озёрах Сямозеро, Водлозеро, Тулмозеро — в 2008 г. (см. рис. 4, *в–г*).

Анализ дат замерзания озёр (Basu et al., 2024) показал точку резких изменений — 1989 г., а в датах очищения озёр — 1988 г., что соответствует глобальным климатическим сдвигам в 1980-х гг. (Reid et al., 2016). В работе (Lopez et al., 2019) определяли резкие изменения методом Родионова в датах разрушения льда 152 озёр Северного полушария с 1951 по 2014 гг. Выяснено, что чаще всего сдвиги происходили в 1998 и 1999 гг. (39%). Озёра со сдвигом в 1998 г. в основном расположены в США, в то время как финские озёра

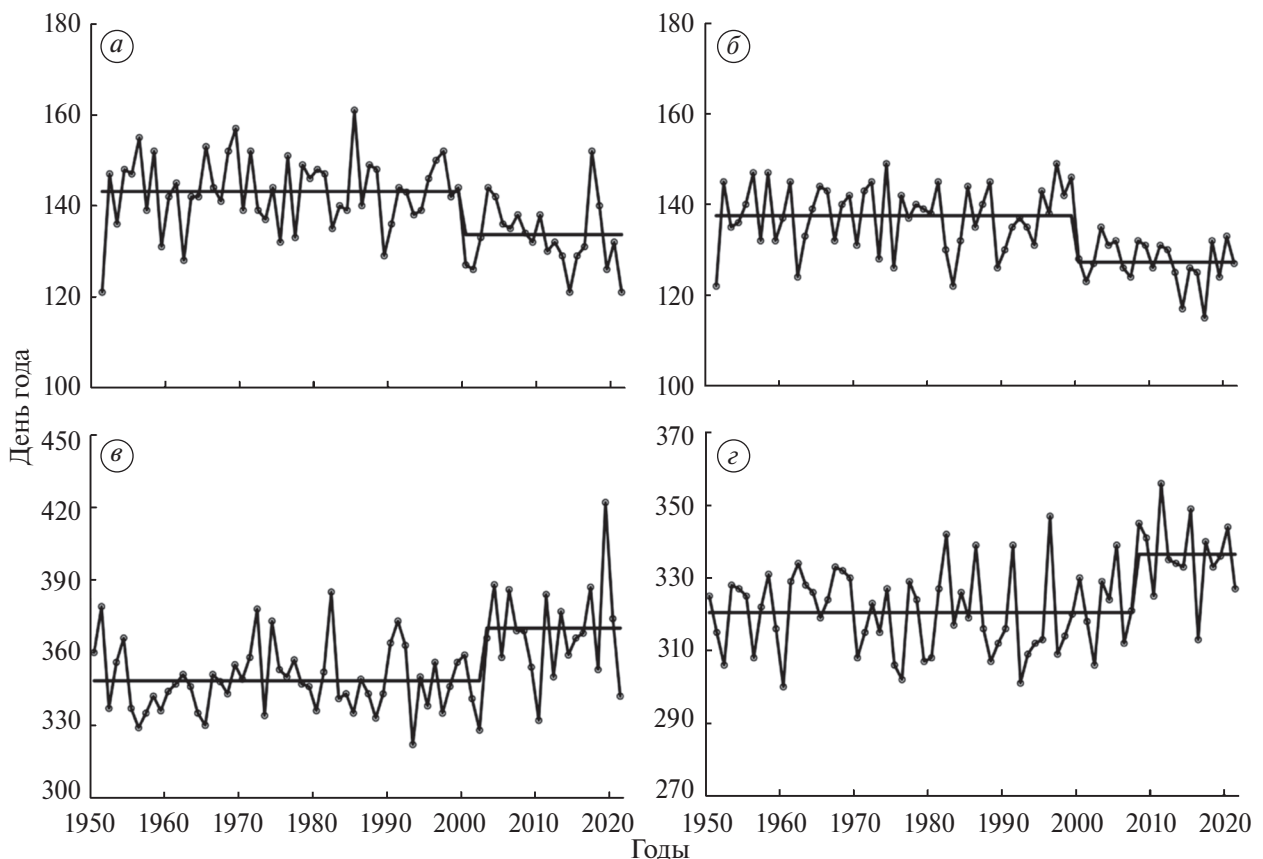


Рис. 4. День года (от 1 января) очищения ото льда оз. Сегозеро (*а*); оз. Водлозеро (*б*). День года (от 1 января) начала ледостава Онежское озеро (*в*); оз. Сямозеро (*г*). Горизонтальные линии — стационарные средние до и после смены режимов

Fig. 4. Day of the year (from January 1) of ice clearing on Lake Segozero (*a*); Lake Vodlozero (*b*). Day of the year (from January, 1) of the beginning of ice formation on Lake Onega (*v*); Lake Syamozero (*g*). Horizontal lines — stationary averages before and after the change of regimes

показали резкие изменения в датах распада льда в основном в 1999 г. Следовательно, результаты проведённого анализа сдвига режима в датах очищения ото льда озёр Карелии близко соответствовали скандинавским озёрам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ временных рядов данных о температуре воздуха на 8 метеостанциях на территории Карелии свидетельствует об устойчивом потеплении с середины двадцатого столетия, за период (1950–2021) среднегодовая температура воздуха повышалась со скоростью 0.28–0.34 °C/10 лет, наибольшая скорость потепления за этот период отмечена в зимний период 0.41–0.54 °C/10 лет. В результате потепления климата и регионального повышения температуры воздуха на разнотипных озёрах Карелии за 1950–2021 гг. сроки замерзания озёр смещались к более поздним датам со скоростью +1.4–4.1 сут/10 лет, причём наименьшая скорость характерна для северных озёр, а наибольшая — для крупных глубоководных озёр (Онежского, Сегозеро). Даты очищения озёр ото льда сместились к более ранним значениям со скоростью –1.1–1.5 сут/10 лет. В результате продолжительность периода ледостава сократилась в среднем на 15–25 сут (особенно за счёт более позднего замерзания озёр), а для крупных озёр — Онежского и Сегозеро на 35–40 сут. Темпы сокращения продолжительности ледостава ускоряются в последние десятилетия, а крупные глубокие озёра наиболее чувствительны к климатическим изменениям и более подвержены потере ледяного покрова по сравнению с мелкими озёрами в том же регионе. Зимой 2019/20 г. впервые за время инструментальных наблюдений не замёрзло Онежское озеро (ледостав наблюдался только на северных заливах). Кроме того, наряду с изменениями продолжительности ледостава также происходят долгосрочные изменения общей толщины льда и состава снежно-ледяного покрова, увеличивается доля белого снежного льда по сравнению с кристаллическим (Zdorovenнова et al., 2025).

В ответ на потепление климата изменение ледовой фенологии может происходить не только постепенно, но и сравнительно резко, что и наблюдается в последние десятилетия и приводит к изменению физических, химических и биологических характеристик экосистем озёр. Использование анализа режимных сдвигов позволило обнаружить резкие изменения во вре-

менных рядах средней зимней температуры воздуха в 1988/89 г., весенней температуры воздуха и очищения озёр ото льда — в 1999/00 г. Раннее окончание ледостава может способствовать более раннему установлению термической стратификации, более продолжительному сезону открытой воды, более устойчивой стратификации и более высокой температуре поверхности воды. Изменения физической среды обитания в озере, в свою очередь, влияют на биологическую фенологию, при этом отмечаются сдвиги в цветении и биомассе фитопланктона, динамике популяции зоопланктона, а также нересте рыб.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания Института водных проблем Севера Карельского научного центра РАН (FMEN-2026-0011).

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the theme of the state assignment of Northern Water Problems Institute of Karelian Research Center of RAS (FMEN-2026-0011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов // Электронный ресурс. URL: <https://gmvo.skniivh.ru/> (Дата обращения: 16.03.2025).
- Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — мировой центр данных // Электронный ресурс. URL: <http://meteo.ru/data/temperature-precipitation/> (Дата обращения: 16.03.2025).
- Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 58 с.
- Гидрологические ежегодники. Бассейн Белого моря. Бассейн Балтийского моря. Т. 1. Вып. 0–3. Л.: Гидрометеиздат, 1950–1989.
- Калинкина Н.М., Теканова Е.В., Ефремова Т.В., Пальшин Н.И., Назарова Л.Е., Баклагин В.Н., Здоровеннов Р.Э., Смирнова В.С. Реакция экосистемы Онежского озера в весенне-летний период на аномально высокую температуру воздуха зимы 2019/20 г. // Известия РАН. Сер. Географическая 2021. Т. 85. № 6. С. 888–899. <https://doi.org/10.31857/S2587556621060078>
- Озёра Карелии. Справочник / Ред. Н.Н. Филатов, В.И. Кухарев. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2013. 464 с.
- Ресурсы поверхностных вод. Карелия и Северо-Запад. Т. 2. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 525 с.

- Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. СПб.: Росгидромет, 2022. 676 с.
- Basu A., Culpepper J., Blagrove K., Sharma S.* Phenological Shifts in Lake Ice Cover Across the Northern Hemisphere: A Glimpse into the Past, Present, and the Future of Lake Ice Phenology // *Water Resources Research*. 2024. № 60. P. e2023WR036392. <https://doi.org/10.1029/2023WR036392>
- Benson B.J., Magnuson J.J., Jensen O.P., Card V.M., Hodgkins G., Korhonen J., Livingstone D.M., Stewart K.M., Weyhenmeyer G.A., Granin N.G.* Extreme events, trends, and variability in Northern Hemisphere lake-ice phenology (1855–2005) // *Climatic Change*. 2012. V. 112. P. 299–323. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0212-8>
- Efremova T.V., Pal'shin N.I.* Timing of Ice Phenomena in Water Bodies of Northwestern Russia // *Meteorology and Hydrology*. 2011. V. 36. № 8. P. 559–565. <https://doi.org/10.3103/S1068373911080085>
- Efremova T., Palshin N., Zdorovenov R.* Long-Term Characteristics of Ice Phenology in Karelian Lakes // *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2013. V. 62. № 1. P. 33–41. <https://doi.org/10.3176/earth.2013.04>
- Filazzola A., Blagrove K., Imrit M., Sharma S.* Climate Change Drives Increases in Extreme Events for Lake Ice in the Northern Hemisphere // *Geophysical Research Letters*. 2020. № 47. E2020GL089608. <https://doi.org/10.1029/2020GL089608>
- Imrit M., Sharma S.* Climate Change Is Contributing to Faster Rates of Lake Ice Loss in Lakes Around the Northern Hemisphere // *Journ. Of Geophys. Research: Biogeosciences*. 2021. № 126. E2020JG006134. <https://doi.org/10.1029/2020JG006134>
- Jaagus J., Sepp M., Tamm T., Jarvet A., Mõisja K.* Trends and Regime Shifts in Climatic Conditions and River Runoff in Estonia During 1951–2015 // *Earth System Dynamics*. 2017. V. 8. P. 963–976. <https://doi.org/10.5194/esd-8-963-2017>
- Kirillin G., Leppäranta M., Terzhevik A., Granin N., Bernhard J., Engelhardt C., Efremova T., Golosov S., Palshin N., Sherstyankin P., Zdorovenova G., Zdorovenov R.* Physics of Seasonally Ice-Covered Lakes: A Review // *Aquatic Sciences*. 2012. V. 74. № 4. P. 659–682. <https://doi.org/10.1007/s00027-012-0279-y>
- Leppäranta M.* Freezing of Lakes and the Evolution of Their Ice Cover. Springer-Praxis, Heidelberg, Germany. 2015. 301 p.
- Liu Q., Wan S., Gu B.* A Review of the Detection Methods for Climate Regime Shifts // *Discrete Dynamic in Nature and Society*. 2016. № 3536183. P. 10. <https://doi.org/10.1155/2016/3536183>
- Lopez L.S., Hewitt B.A., Sharma S.* Reaching a Breaking Point: How Is Climate Change Influencing the Timing of Ice Breakup in Lakes Across the Northern Hemisphere? // *Limnology and Oceanography*. 2019. V. 64. № 6. P. 2621–2631. <https://doi.org/10.1002/lno.11239>
- Magnuson J.J., Robertson D.M., Benson B.J., Wynne R.H., Livingstone D.M., Arai T., Assel R.A., Barry R.G., Card V., Kuusisto E., Granin N.G., Prowse T.D., Stewart K.M., Vuglinski V.S.* Historical Trends in Lake and River Ice Cover in the Northern Hemisphere // *Science*. 2000. V. 289. P. 1743–1746. <https://doi.org/10.1126/science.289.5485.1743>
- North R.P., Livingstone D.M., Hari R.E., Köster O., Niederhauser P., Kipfer R.* The Physical Impact of the Late 1980s Climate Regime Shift on Swiss Rivers and Lakes // *Inland Waters*. 2013. V. 3. P. 341–350. <https://doi.org/10.5268/IW-3.3560>
- Palecki M.A., Barry R.G.* Freeze-Up and Break-Up of Lakes as an Index of Temperature-Changes During the Transition Seasons — A Case-Study for Finland // *Journ. Of Applied Meteorology and Climatology*. 1986. V. 25. № 7. P. 893–902. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1986\)025%3C0893:FUABUO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1986)025%3C0893:FUABUO%3E2.0.CO;2)
- Reid P.C., Hari R.E., Beaugrand G., Livingstone D.M., Marty C., Straile D., Barichivich J., Goberville E., Adrian R., Aono Y., Brown R., Foster J., Groisman P., Hélaouët P., Hsu H.H., Kirby R., Knight J., Kraberg A., Li J., Lo T.T., Myneni R.B., North R.P., Pounds J.A., Sparks T., Stübi R., Tian Y., Wiltshire K.H., Xiao D., Zhu Z.* Global Impacts of the 1980s Regime Shift // *Global Change Biology*. 2016. V. 22. P. 682–703. <https://doi.org/10.1111/gcb.13106>
- Rodionov S.* A Sequential Algorithm for Testing Climate Regime Shifts // *Geophys. Research Letters*. 2004. V. 31. L09204. <https://doi.org/10.1029/2004GL019448>
- Rodionov S., Overland J.E.* Application of a Sequential Regime Shift Detection Method to the Bering Sea Ecosystem // *ICES Journal of Marine Science*. 2005. V. 62. P. 328–332. <https://doi.org/10.1016/j.icesjms.2005.01.013>
- Sharma S., Magnuson J.J., Batt R.D., Winslow L.A., Korhonen J., Aono Y.* Direct Observations of Ice Seasonality Reveal Changes in Climate over the Past 320–570 Years // *Scientific Reports*. 2016. V. 6 (1), 25061. <https://doi.org/10.1038/srep25061>
- Sharma S., Blagrove K., Magnuson J.J., O'Reilly C.M., Oliver S., Batt R.D., Magee M.R., Straile D., Weyhenmeyer G.A., Winslow L., Woolway R.I.* Widespread Loss of Lake Ice Around the Northern Hemisphere in a Warming World // *Nature Climate Change*. 2019. V. 9 (3). P. 227–231. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0393-5>
- Sharma S., Richardson D.C., Woolway R.I., Imrit M.A., Bouffard D., Blagrove K., Daly J., Filazzola A., Granin N., Korhonen J., Magnuson J., Marszelewski W., Matsuzaki S.S., Perry W., Robertson D.M., Rudstam L.G., Weyhenmeyer G.A., Yao H.* Loss of Ice Cover, Shift-

ing Phenology, and More Extreme Events in Northern Hemisphere Lakes // *Journ. Of Geophys Research: Biogeosciense* 2021. V. 126. P. e2021JG006348. <https://doi.org/10.1029/2021JG006348>

Zdorovennova G., Efremova T., Novikova I., Erina O., Sokolov D., Denisov D., Fedorova I., Smirnov S., Pal-

shin N., Bogdanov S., Zdorovennov R., Huang W., Lep-paranta M. Contrasting Changes in Lake Ice Thickness and Quality Due to Global Warming in the Arctic, Temperate, and Arid Zones and Highlands of Eurasia // *Water*. 2025. V. 17. 365 p. <https://doi.org/10.3390/w17030365>

Citation: Efremova T.V., Belashev B.Z., Palshin N.I., Zdorovennova G.E., Bogdanov S.R., Zdorovennov R.E. The Impact of Climate Change on Ice Phenology of Different Types of Lakes in Karelia Based on Long-Term Observations (1950–2021). *Led I Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 105–120. [In Russian]. doi: 10.7868/S241237652601008

Ice Phenology of Different Types of Lakes in Karelia Based on Long-Term Observations (1950–2021)

© 2026 T. V. Efremova^a, B. Z. Belashev^b, N. I. Palshin^a, G. E. Zdorovennova^{a,#}, S. R. Bogdanov^a, R. E. Zdorovennov^a

^aNorthern Water Problems Institute of the Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia;

^bInstitute of Geology of the Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia

[#]e-mail:zdorovennova@gmail.com

Received June 30, 2025; revised September 24, 2025; accepted December 29, 2025

Time series of seasonal, annual air temperature and ice phenology records of 9 lakes of Karelia are analyzed to identify statistically significant trends and shifts in climate regimes during 1950–2021. The analysis of surface air temperature data at 8 weather stations indicates a persistent, stable warming of the regional climate of Karelia in all seasons of the year, but with higher values observed in winter and spring. It was found that there was a statistically significant trend in the ice-on dates of all lakes to later dates at a rate of +1.3–4.1 days/10 years, and the ice-off dates to earlier dates at a rate of –1.1–2.0 days/10 years. The duration of the ice cover decreased by an average of 15–25 days (especially due to the later ice-on data), and for large lakes Onega and Segozero by 35–40 days. Using the test analysis of regime shifts, we found evidence of abrupt changes in mean winter air temperature in 1988/89, the spring air temperature and ice-off of lakes in 1999/2000. The rate of ice cover loss has accelerated in recent decades. Large deep lakes are most sensitive to climate change and are more susceptible to ice cover loss than small lakes in the same region.

Keywords: lakes, ice phenology, air temperature, trend, shift regime, lakes of Karelia

REFERENCES

- Automated Information System for State Monitoring of Water Bodies. Retrieved from: URL: <https://gmvo.skniivh.ru/> (Last access: March 16, 2025). [In Russian].
- Russian Institute of Hydrometeorological Information — World Data Center. Retrieved from: URL: <http://meteo.ru/> contacts (Last access: March 16, 2025). [In Russian].
- Vtoroy otsenochnyy doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata I ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii.* The Second Assessment Report of Roshydromet on Climate Change and Its Consequences in the Russian Federation. Moscow: Roshydromet, 2014: 58 p. [In Russian].
- Gidrologicheskkiye yezhegodniki. Basseyn Belogo morya.* Hydrological Yearbooks. White Sea Basin. Baltic Sea Basin. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1950–1989, 1: 0–3. [In Russian].
- Kalinkina N.M., Tekanova E.V., Efremova T.V., Pa'shin N.I., Nazarova L.E., Baklagin V.N., Zdorovennov R.E., Smirnova V.S. Response of the Onega Lake Ecosystem in the Spring–Summer Period to Abnormally High Air Temperatures in the Winter of 2019/20. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya.* Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series. 2021, 85 (6): 888–899. <https://doi.org/10.31857/S2587556621060078> [In Russian].
- Ozera Karelii. Spravochnik.* Lakes of Karelia. Handbook. Petrozavodsk: Publishing House Karelian Research Center, 2013: 464 p. [In Russian].

- Resursy poverkhnostnykh vod. Kareliya i Severo-Zapad.* Surface Water Resources. Karelia and the North-West. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1972, 2 (1): 525 p. [In Russian].
- Tretiy otsenochnyy doklad ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii.* Third Assessment Report on Climate Change and Its Consequences in the Russian Federation. St. Petersburg: Roshydromet, 2022: 676 p. [In Russian].
- Basu A., Culpepper J., Blagrove K., Sharma S.* Phenological Shifts in Lake Ice Cover Across the Northern Hemisphere: A Glimpse into the Past, Present, and the Future of Lake Ice Phenology. *Water Resources Research*. 2024, 60: e2023WR036392. <https://doi.org/10.1029/2023WR036392>
- Benson B.J., Magnuson J.J., Jensen O.P., Card V.M., Hodgkins G., Korhonen J., Livingstone D.M., Stewart K.M., Weyhenmeyer G.A., Granin N.G.* Extreme Events, Trends, and Variability in Northern Hemisphere Lake-Ice Phenology (1855–2005). *Climatic Change*. 2012, 112: 299–323. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0212-8>
- Efremova T.V., Pal'shin N.I.* Timing of Ice Phenomena in Water Bodies of Northwestern Russia. *Meteorology and Hydrology*. 2011, 36 (8): 559–565. <https://doi.org/10.3103/S1068373911080085>
- Efremova T., Palshin N., Zdorovenov R.* Long-Term Characteristics of Ice Phenology in Karelian Lakes. *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2013, 62 (1): P. 33–41. <https://doi.org/10.3176/earth.2013.04>
- Filazzola A., Blagrove K., Imrit M., Sharma S.* Climate Change Drives Increases in Extreme Events for Lake Ice in the Northern Hemisphere. *Geophys. Research Letters*. 2020, 47: e2020GL089608. <https://doi.org/10.1029/2020GL089608>
- Imrit M., Sharma S.* Climate Change Is Contributing to Faster Rates of Lake Ice Loss in Lakes Around the Northern Hemisphere. *Journ. of Geophys. Research: Biogeosciences*. 2021, 126: e2020JG006134. <https://doi.org/10.1029/2020JG006134>
- Jaagus J., Sepp M., Tamm T., Jarvet A., Mõisja K.* Trends and Regime Shifts in Climatic Conditions and River Runoff in Estonia During 1951–2015. *Earth System Dynamics*. 2017, 8: 963–976. <https://doi.org/10.5194/esd-8-963-2017>
- Kirillin G., Leppäranta M., Terzhevik A., Granin N., Bernhardt J., Engelhardt C., Efremova T., Golosov S., Palshin N., Sherstyankin P., Zdorovenova G., Zdorovenov R.* Physics of Seasonally Ice-Covered Lakes: A Review. *Aquatic Sciences*. 2012, 74 (4): 659–682. <https://doi.org/10.1007/s00027-012-0279-y>
- Leppäranta M.* Freezing of Lakes and the Evolution of Their Ice Cover. Springer-Praxis. Heidelberg, Germany. 2015: 301 p.
- Liu Q., Wan S., Gu B.* A Review of the Detection Methods for Climate Regime Shifts // *Discrete Dynamic in Nature and Society*. 2016, 3536183: 10 p. <https://doi.org/10.1155/2016/3536183>
- Lopez L.S., Hewitt B.A., Sharma S.* Reaching a Breaking Point: How Is Climate Change Influencing the Timing of Ice Breakup in Lakes Across the Northern Hemisphere? // *Limnology and Oceanography*. 2019, 64 (6): 2621–2631. <https://doi.org/10.1002/lno.11239>
- Magnuson J.J., Robertson D.M., Benson B.J., Wynne R.H., Livingstone D.M., Arai T., Assel R.A., Barry R.G., Card V., Kuusisto E., Granin N.G., Prowse T.D., Stewart K.M., Vuglinski V.S.* Historical Trends in Lake and River Ice Cover in the Northern Hemisphere. *Science*. 2000, 289: 1743–1746. <https://doi.org/10.1126/science.289.5485.1743>
- North R.P., Livingstone D.M., Hari R.E., Köster O., Niederhauser P., Kipfer R.* The Physical Impact of the Late 1980s Climate Regime Shift on Swiss Rivers and Lakes. *Inland Waters*. 2013, 3: 341–350. <https://doi.org/10.5268/IW-3.3560>
- Palecki M.A., Barry R.G.* Freeze-Up and Break-Up of Lakes as an Index of Temperature-Changes During the Transition Seasons — A Case-Study for Finland. *J. Appl. Meteorol and Clim.* 1986, 25 (7): 893–902. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1986\)025%3C0893:FUABUO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1986)025%3C0893:FUABUO%3E2.0.CO;2)
- Reid P.C., Hari R.E., Beaugrand G., Livingstone D.M., Marty C., Straile D., Barichivich J., Goberville E., Adrian R., Aono Y., Brown R., Foster J., Groisman P., Hélaouët P., Hsu H.H., Kirby R., Knight J., Kraberg A., Li J., Lo T.T., Myneni R.B., North R.P., Pounds J.A., Sparks T., Stubi R., Tian Y., Wiltshire K.H., Xiao D., Zhu Z.* Global Impacts of the 1980s Regime Shift. *Glob. Change Biol.* 2016, 22: 682–703. <https://doi.org/10.1111/gcb.13106>
- Rodionov S.* A Sequential Algorithm for Testing Climate Regime Shifts. *Geophys. Research Letters*. 2004, 31: L09204. <https://doi.org/10.1029/2004GL019448>
- Rodionov S., Overland J.E.* Application of a Sequential Regime Shift Detection Method to the Bering Sea Ecosystem. *ICES Journal of Marine Science*. 2005, 62: 328–332. <https://doi.org/10.1016/j.icesjms.2005.01.013>
- Sharma S., Magnuson J.J., Batt R.D., Winslow L.A., Korhonen J., Aono Y.* Direct Observations of Ice Seasonality Reveal Changes in Climate over the Past 320–570 Years. *Scientific Reports*. 2016, 6 (1): 25061. <https://doi.org/10.1038/srep25061>
- Sharma S., Blagrove K., Magnuson J.J., O'Reilly C.M., Oliver S., Batt R.D., Magee M.R., Straile D., Weyhenmeyer G.A., Winslow L., Woolway R.I.* Widespread Loss of Lake Ice Around the Northern Hemisphere in a Warming World. *Nature Climate Change*. 2019, 9 (3): 227–231. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0393-5>

- Sharma S, Richardson D.C, Woolway R.I, Imrit M.A., Bouffard D., Blagrove K., Daly J., Filazzola A., Granin N., Korhonen J., Magnuson J., Marszelewski W., Matsuzaki S.S., Perry W., Robertson D.M., Rudstam L.G., Weyhenmeyer G.A., Yao H.* Loss of Ice Cover, Shifting Phenology, and More Extreme Events in Northern Hemisphere Lakes. *Journ. of Geophys. Research: Biogeosciense* 2021, 126: e2021JG006348.
<https://doi.org/10.1029/2021JG006348>
- Zdorovennova G., Efremova T., Novikova I., Erina O., Sokolov D., Denisov D., Fedorova I., Smirnov S., Palshin N., Bogdanov S., Zdorovennov R., Huang W., Lepparanta M.* Contrasting Changes in Lake Ice Thickness and Quality Due to Global Warming in the Arctic, Temperate, and Arid Zones and Highlands of Eurasia. *Water*. 2025, 17: 365 p.
<https://doi.org/10.3390/w17030365>

ИЗМЕНЕНИЕ СПЛОЧЁННОСТИ ЛЬДА В ПРОЛИВЕ ВИЛЬКИЦКОГО ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ МИКРОВОЛНОВОЙ РАДИОМЕТРИИ С 1979 ПО 2024 Г.

© 2026 г. Е. В. Шалина*, А. В. Фролова

Научный фонд “Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена”, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: elena.shalina@gmail.com

Поступила в редакцию 05.08.2025 г.

После доработки 21.09.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

В работе анализируется изменение сплочённости льда в проливе Вилькицкого, с применением данных спутниковых измерений в микроволновом диапазоне за последние 46 лет. Проведено сравнение эффективности четырёх методов оценки сплочённости льда в течение ограниченного временного промежутка, включающего в себя процессы таяния льда и образования ледяного покрова. При оценке достоверности спутниковых данных в качестве базовых характеристик сплочённости льда использовались карты ААНИИ. Показано, что алгоритм Bootstrap — оптимальный выбор для расчётов. Наиболее близкие параметры эффективности восстановления сплочённости льда показал алгоритм NASA Team2, и результаты его использования также приведены в статье. Средние значения сплочённостей, их разброс и тенденции изменения рассчитаны и проанализированы на интервале времени 1979–2024 гг. Показано, что сплочённость льда в проливе Вилькицкого мало изменилась в холодные месяцы года (с декабря по апрель), и претерпела небольшое сокращение в ноябре и мае (тренд составляет около 1.1%/10 лет). А вот в тёплые месяцы года (июнь–октябрь) произошло существенное уменьшение сплочённости льда. Максимальная величина отрицательного тренда, составившая 22% за десятилетие, зафиксирована в сентябре, 18% в августе. Эти тренды наблюдаются на фоне значительной пространственно-временной изменчивости этого параметра.

Ключевые слова: потепление Арктики, пролив Вилькицкого, сплочённость льда, спутниковые измерения, алгоритм Bootstrap, алгоритм NASA Team2

DOI: 10.7868/S2412376526010092

ВВЕДЕНИЕ

В настоящий момент в Арктике происходят значительные изменения, в том числе быстрое потепление атмосферы (Morice et al. 2021; Доклад об особенностях климата РФ..., 2025), сокращение протяжённости и уменьшение толщины морского льда (Kwok, 2018; Serreze, Meier, 2019), уменьшение площади многолетних льдов (Tschudi et al., 2020; Егоров, 2020), интенсификация гидрологического цикла и атмосферных процессов (Simmonds, Li, 2021). В Арктике наблюдается более значительное повышение температуры воздуха по сравнению с глобальным потеплением (Serreze, Barry, 2011; Латонин и др., 2021). Это явление получило название “Арктиче-

ского усиления”. Недавние исследования на основе данных наблюдений и климатических моделей показали, что потепление в Арктике с 1980 г. происходит примерно в три раза быстрее, чем в среднем по миру (Zhou et al., 2024).

Эти изменения уже оказывают влияние на климатическую и ледовую обстановку вдоль Северного морского пути (далее — СМП) (Третьяков и др., 2019; Шалина, 2021; Шукуров, 2022; Доклад об особенностях климата РФ..., 2025). Государство считает СМП важным транспортным коридором, соединяющим западные и восточные части страны, который обеспечивает транспортировку углеводородов из арктических месторождений, а также снабжение северных

территорий (План развития СМП..., 2022). Растёт значение СМП как транзитного коридора и наиболее короткого маршрута между Европой и Азией. Важно, чтобы планирование экономической деятельности в Арктике и, в частности, планирование использования СМП опиралось на научно обоснованные рекомендации развития региона. В этих рекомендациях необходимо учитывать климатические факторы.

Одним из важных и традиционно сложных районов, определяющих навигационные условия на трассе СМП, — пролив Вилькицкого (Шукуров, 2022). В исследовании (Shukurov, Semenov, 2021) проанализировано изменение сплочённости ледяного покрова в проливе с использованием спутниковых данных микроволнового диапазона за период с июня по ноябрь в интервале с 1996 по 2020 г. Результаты получены на базе расчётов сплочённости льда с помощью алгоритмов VASIA2 и NASA Team2. Показано снижение уровня сплочённости льда в диапазоне от 0.6 до 2.6 балла за десятилетие на фоне значительной изменчивости. В работе (Chen et al., 2024) проведена оценка ледовых условий в проливе Вилькицкого в 2012–2021 гг. с использованием спутниковых данных, полученных с помощью алгоритма ASI. Средние значения сплочённости льда оценены от 8 баллов в холодный сезон до 0.9 балла в сентябре. Отмечена значительная изменчивость ледового режима от года к году, а также тренд сокращения сплочённости льда в проливе. В другом исследовании (Yu et al., 2021) оценены изменения среднегодовой сплочённости льда на участке от северо-восточной оконечности Ямала до выхода из пролива Вилькицкого. В работе использованы данные, полученные с помощью алгоритма NASA Team. Результаты показали, что в 1979–2003 гг. среднегодовая сплочённость льда уменьшалась со скоростью 0.3% в год. Однако в период с 2003 по 2019 г. скорость уменьшения значительно возросла и составила 0.9% в год.

Зимой состояние ледяного покрова в проливе в значительной степени определяется наличием припая, который в феврале–мае составляет в среднем 45–60% от площади льда в проливе (Liu et al., 2024). Серьёзной угрозой для навигации в этом районе могут быть айсберги (Кучейко и др., 2015).

В последние десятилетия спутниковые наблюдения стали основным источником данных для мониторинга и анализа сплочённости льда,

предоставляя информацию в различных спектральных диапазонах, с разным временным и пространственным разрешением. Упомянутые выше исследования опираются на различные алгоритмы восстановления сплочённости льда с на базе спутниковых данных. В зависимости от доступности измерений, в них рассматривались разные временные периоды. Цель исследования — анализ изменений сплочённости льда в проливе Вилькицкого на базе самого длинного ряда спутниковых данных микроволнового диапазона, с 1979 по 2024 г. Для получения максимально точного описания этих изменений проанализированы возможности четырёх алгоритмов при определении сплочённости льда в рассматриваемой области. Проведены расчёты с применением алгоритма, показавшего наибольшую эффективность вычислений. Исследование динамики сплочённости льда в прошлом не позволяет с уверенностью прогнозировать её дальнейшее изменение, но даёт возможность выявить тенденции и колебания этого параметра на рассмотренном промежутке времени. Эти данные важны для понимания процессов, происходящих в исследуемой области на фоне общих климатических изменений в Арктике.

ДАННЫЕ

Данные спутниковой микроволновой радиометрии. Спутниковые микроволновые радиометры Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) и Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) обеспечивают самый продолжительный ряд непрерывных наблюдений за ледяным покровом. Значительная часть наших знаний об изменениях в арктических льдах базируется именно на этих данных. Наблюдения начались в октябре 1978 г. и, благодаря разработанным алгоритмам извлечения из них информации о свойствах морского льда, позволили вести непрерывный мониторинг сплочённости, общей протяжённости, а также возраста льда в Арктике. Основным недостаток этих данных — их грубое разрешение (25 км), которое ограничивает точность описания ледовых характеристик. Начиная с 2002 г. в космосе функционируют сканирующие микроволновые радиометры AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer), которые позволяют получать информацию о сплочённости морского льда с разрешением от 12.5 до 3.125 км. Изменчивость факторов, которые необходимо учитывать при восстановлении сплочённости морского льда, — источник ошибок. Точность оценки этого параметра снижается при измене-

нии свойств снега, появлении снежиц и образовании шероховатости ледяного покрова. Максимальные погрешности отмечаются для сезона таяния и для областей разреженных льдов.

В ряде работ проводилось сравнение алгоритмов обработки упомянутых спутниковых данных (например, Kern et al., 2019; Alekseeva et al., 2019; Kern et al., 2022). В сравнениях обычно участвуют наиболее широко используемые алгоритмы: NASA Team (Cavalieri et al., 1999), NASA Team-2 (Markus, Cavalieri, 2009), Bootstrap (Comiso, 1986), ARTIST Sea Ice (Spreen et al., 2008) и OSI SAF (Lavergne et al., 2019). В большинстве исследований сравнение проводилось на данных, охватывающих всю Арктику. В некоторых работах учитывались различия между зонами сплочённого и разреженного льда, а также ледяной кромки и области таяния, так как алгоритмы по-разному восстанавливают сплочённость льда в различных условиях. Сравнились спутниковые данные с данными судовых наблюдений (Alexeeva et al., 2019; Wang et al., 2019; Kern et al., 2019), а также с ледовыми параметрами, получаемыми по измерениям спутников MODIS или Landsat в видимом диапазоне (Alexeeva et al., 2019; Kern et al., 2020; Kern et al., 2022).

Сопоставление судовых и спутниковых данных о сплочённости льда показало, что алгоритмы Bootstrap и NASA Team-2 демонстрируют наименьшие расхождения (Kern et al., 2019). При сравнении с данными спутника Landsat эти алгоритмы, как правило, немного завышают оценку сплочённости льда, тогда как остальные методы, напротив, её занижают (Kern et al., 2022). Практически все исследователи сходятся на том, что алгоритм NASA Team занижает сплочённость льда в случае её высоких значений. Однако в случае редкого льда в работе (Alekseeva et al., 2019) авторы находят превышение сплочённостей льда, полученных по алгоритму NASA Team, а исследование (Kern et al., 2022) показывает их занижение. Отмечено, что рассчитанные по спутниковым данным положительные или отрицательные отклонения сплочённости льда от базисных измерений (спутниковых или судовых) — результат осреднения по значительным площадям. При этом в разных географических и погодных условиях отклонения могут быть противоположного знака (Kern et al., 2019, 2020).

Алгоритмы расчёта сплочённости морского льда основаны на различиях в микроволновом излучении между льдом и открытой водой,

при этом они по-разному учитывают влияние атмосферных условий и излучательной способности поверхности. Результаты восстановления параметров ледяного покрова содержат остаточные ошибки, и алгоритмы применяют разнообразные подходы для их минимизации. Атмосферная влажность и ветровая взволнованность поверхности океана могут вызывать ложные определения морского льда в районах, где его нет. Для снижения таких ошибок в алгоритмах применяются различные виды погодных фильтров. Обычно это пороговые фильтры, использующие яркостные температуры (меру микроволнового излучения) на разных частотах и поляризациях. Однако на участках вблизи кромки льда, где значения сплочённости низкие, может происходить избыточная фильтрация. Это означает, что морской лёд с низкой концентрацией будет ошибочно определяться как вода, что приведёт к неточностям в вычислениях (Wang et al., 2024).

При расчёте сплочённости льда алгоритмы используют точки привязки, которые являются опорными для определения типов наблюдаемых поверхностей. Они представляют собой яркостные температуры, характерные для чистой открытой воды и 100% морского льда. Точки привязки могут быть фиксированными и динамическими. Поскольку естественная изменчивость свойств поверхности лёд/вода велика, использование фиксированных точек привязки увеличивает неопределённость расчётов. Метод динамических точек привязки предполагает определение соответствующих значений для каждого дня и региона на основе наблюдаемых яркостных температур и других необходимых данных. Это гарантирует, что алгоритм восстановления сплочённости льда будет использовать наиболее репрезентативные характеристики для заданных условий.

Выбор спутниковых данных для решения поставленной задачи. В работе стоит задача исследования трендов сплочённости льда в небольшой области (пролив Вилькицкого и прилегающая к нему зона), находящейся в непосредственной близости от суши. Длина пролива Вилькицкого, согласно лоции Карского моря (Лоция..., 1938), составляет 60 миль, а ширина в самом узком месте — около 30 миль. Выбор алгоритма расчёта сплочённости льда должен учитывать, что указанный район часто находится в прикромочной ледовой зоне, где восстановление ледовых характеристик по спутниковым данным особенно затруднено.

Наряду с этим важно, чтобы алгоритм корректно отрабатывал соседство суши и льда/воды. Кроме того, условие использования ряда спутниковых данных в работе — наличие свободного доступа к данным.

Самым очевидным выбором кажется ряд спутниковых данных, полученных с помощью алгоритма, который обеспечивает наилучшее пространственное разрешение. Это алгоритм ARTIST Sea Ice (ASI), разработанный Бременским университетом, который обрабатывает данные микроволновых радиометров AMSR-E и AMSR2, обеспечивая восстановление сплочённости льда с разрешением 6.250 или 3.125 км. Данные доступны на сайте (seaice.uni-bremen..., 2025). Однако анализ показал, что зоны ледяного покрова, где присутствует разреженный лёд, не определяются этим алгоритмом, что согласуется с работами (Алексеева и др., 2021; Wang et al., 2024).

На рис. 1 приведена таблица сравнения ледовых карт Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) и спутниковых карт сплочённости льда, построенных с помощью алгоритмов Bootstrap, NASA Team (NT), ASI и NASA Team-2 (NT2). В качестве примера выбран период с августа по сентябрь 2021 г. — период разрушения и таяния ледяного покрова, а также самое начало периода замерзания, когда с точки зрения возможностей судоходства особенно важно надёжно фиксировать наличие или отсутствие льда в проливе. Кроме того, это наиболее сложное время с точки зрения возможностей спутниковых алгоритмов адекватно восстанавливать сплочённость льда из-за наличия снежиц и разрушенности ледяного покрова. Спутниковые данные приведены для тех дат, которыми помечены карты ААНИИ. Видно (см. рис. 1), что упомянутый выше алгоритм ASI хорошо очерчивает границу льдов со сплочённостью от 6 баллов и выше, но “не видит”, как правило, ледяной покров меньшей сплочённости. Кроме того, на картах сплочённости ASI можно заметить ложные выявления льда на границе суша–вода. Визуальный анализ этих данных за более продолжительный период времени показывает, что ложные пиксели льда на границе суша–вода появляются на летних ледовых картах ASI регулярно. Это ещё более осложняет их использование, поскольку в летний период алгоритм показывает лёд там, где его нет, и не показывает там, где он, согласно другим данным, присутствует. Схожим образом

работает алгоритм NT2, однако он несколько лучше отслеживает редкий и разреженный лёд и не даёт ложных пикселей льда на границе суша–вода. NT2, так же как и алгоритм ASI, обрабатывает данные сканирующих микроволновых радиометров AMSR-E и AMSR2. Сплочённости льда, рассчитанные по алгоритму NT2, предоставляет американский Национальный центр данных по снегу и льду (nsidc.org^{1...}, 2025) с пространственным разрешением 12.5 км. Алгоритмы NT и Bootstrap работают с данными SMMR-SSMIS и рассчитывают карты сплочённости льда с худшим разрешением — 25 км (nsidc.org^{2...}, 2025; nsidc.org^{3...}, 2025). Первый из них (nsidc.org^{2...}, 2025), очевидно (см. рис. 1), занижает сплочённости, особенно во время нарастания ледяного покрова в сентябре. Алгоритм Bootstrap, хоть и с грубым разрешением, наилучшим образом отслеживает наличие ледяного покрова малой сплочённости, завышая, однако, область его распространения с началом замерзания.

В табл. 1 представлены результаты численного сравнения площадей ледяного покрова со сплочённостью более 1 балла, полученных на основе карт ААНИИ и спутниковых данных за период с августа по сентябрь 2021 г. Данные относятся к области вокруг архипелага Северная Земля. Первый столбец показывает площади, занятые льдом, согласно картам ААНИИ. С этими площадями сравнивались результаты, полученные на основе спутниковых данных с использованием различных алгоритмов. Для каждого алгоритма приведена площадь льда сплочённостью более 1 балла и разница с данными ААНИИ в процентах. На рассматриваемом временном отрезке алгоритм Bootstrap обеспечивает наиболее точное восстановление протяжённости ледяного покрова. Осреднённая разница между площадью льда, рассчитанной по картам ААНИИ и по алгоритму Bootstrap, составляет 6%. Наихудшие результаты показывают алгоритмы NT и ASI, площади которых отличаются от данных ААНИИ в среднем на 39–40%. NT2 занижает площади в среднем на 30%.

Алгоритм Bootstrap выбран для проведения основных расчётов сплочённости льда в проливе Вилькицкого. Этот метод наиболее точно описывает изменения сплочённости льда в периоды таяния и замерзания. Отмечено, что он несколько занижает значения сплочённости льда в процессе таяния и, наоборот, завышает их при замерзании.

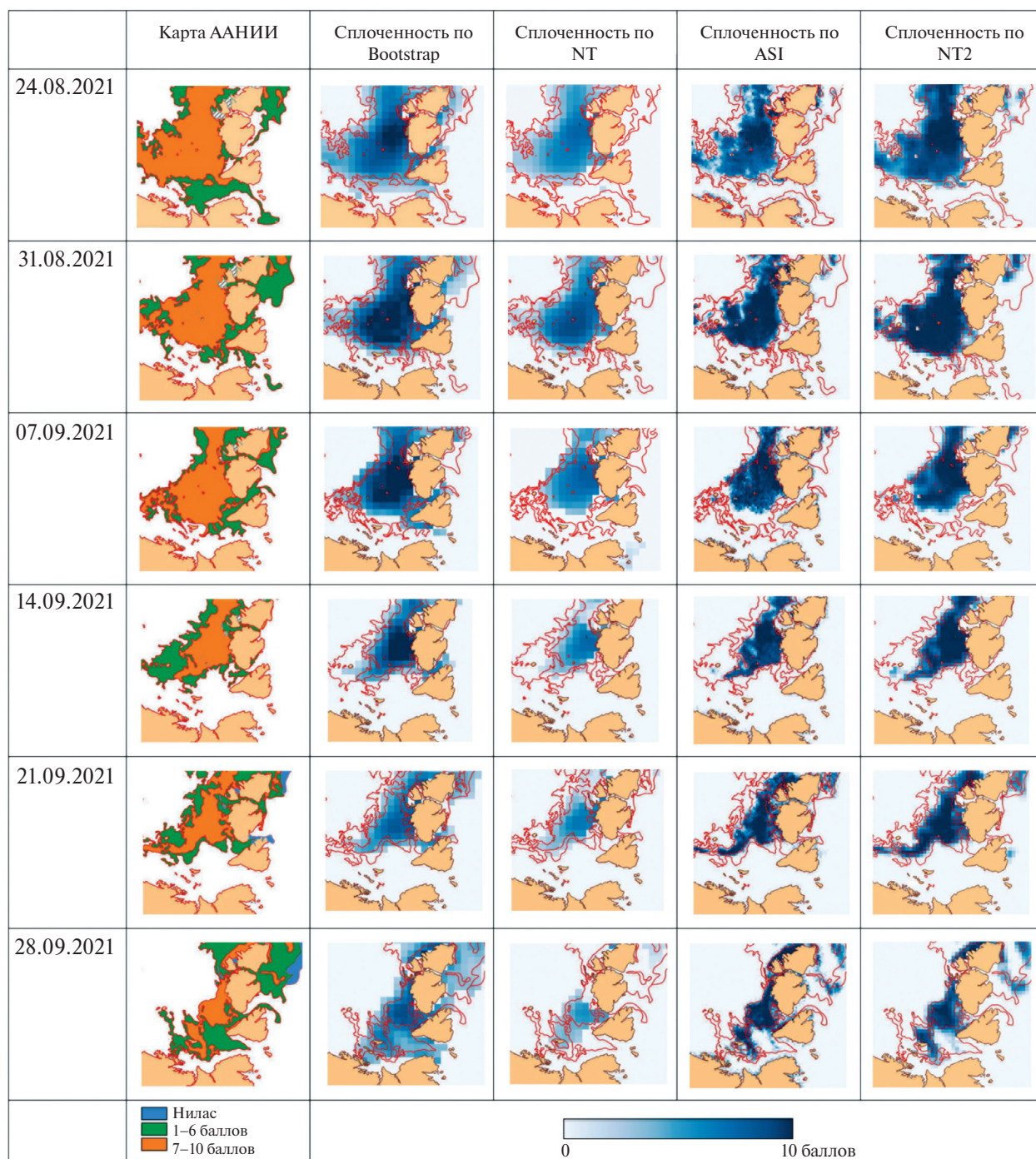


Рис. 1. Фрагменты обзорных ледовых карт ААНИИ и соответствующие им карты сплочённости морского льда, полученные по алгоритмам Bootstrap, NASA Team (NT), ASI и NASA Team2 (NT2)

Fig. 1. Parts of the AARI sea ice charts and corresponding sea ice concentration maps obtained using Bootstrap, NASA Team (NT), ASI, and NASA Team2 (NT2) algorithms

Алгоритм применяет динамические точки привязки. Согласно (Kern et al., 2020), в периоды таяния алгоритм использует в качестве опорных точек для льда характеристики ледяного покрова, частично покрытого снежниками. Это позволяет

улучшить (по сравнению с другими алгоритмами) точность восстановления сплочённости льда при наличии снежниц. В алгоритм встроено хорошо отлаженный погодный фильтр, позволяющий различать реальный морской лёд и области,

Таблица 1. Площадь S , занятая льдами сплочённостью более 1 балла, в августе–сентябре 2021 г., рассчитанная по ледовым картам ААНИИ и по спутниковым алгоритмам, а также разница Δ между $S_{\text{ААНИИ}}$ и $S_{\text{спутн.}}$ в %

Table 1. The area S covered by the sea ice with a concentration of more than 10%, in August–September 2021, calculated from the AARI sea ice charts and satellite algorithms, as well as the difference Δ between S_{AARI} and S_{sat} in %

Дата составления карты	ААНИИ	Bootstrap		NT		ASI		NT2	
	$S_{\text{ААНИИ}}$ (км ²)	$S_{\text{Bootstrap}}$ (км ²)	Δ (%)	S_{NT} (км ²)	Δ (%)	S_{ASI} (км ²)	Δ (%)	S_{NT2} (км ²)	Δ (%)
24.08.2021	216770	204702	6	156718	28	139676	36	163125	25
31.08.2021	189451	184428	3	142529	25	127941	32	151507	20
07.09.2021	170491	155604	9	117083	31	105089	38	114874	33
14.09.2021	141680	130561	8	67717	52	69058	51	89443	37
21.09.2021	154417	124102	20	84400	45	88646	43	102054	34
28.09.2021	135571	143123	-6	60850	55	84950	37	87707	35

где погодные условия имитируют его в микроволновых данных (Comiso et al., 2017). Итоговые расчёты проходят ручную коррекцию.

Имея в виду, что в более разнообразных арктических ледовых условиях (Kern et al., 2020, 2022) алгоритм NT2 показывает схожую с Bootstrap эффективность восстановления сплочённости льда. Далее, сравниваются результаты расчётов, выполненных с использованием алгоритмов Bootstrap и NT2 для промежутка времени с 2002 по 2024 г.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Изменение сплочённости льда в проливе Вилькицкого и примыкающей к нему области с 1979 по 2024 г. Расчёты сплочённости льда в проливе Вилькицкого с 1979 по 2024 г. проводились с использованием среднемесячных значений. Все параметры рассчитывались для четырёх областей, показанных на рис. 2: пролив Вилькицкого (1), пролив и прилегающие к нему области (2), половина области 1, расположенная со стороны Карского моря (3) и половина области 1, примыкающая к морю Лаптевых (4). Последние две области рассмотрены отдельно, чтобы оценить с какой стороны пролива ледовые условия в среднем тяжелее и насколько. Результаты вычислений приведены в табл. 2.

Статистический анализ данных показывает, что в 1979–2024 гг. сплочённость льда либо не изменилась, либо (в большинстве случаев) сократилась. С декабря по апрель собственно в проливе Вилькицкого, а также в примыкаю-

щих к нему областях не наблюдалось значительных изменений в уровне сплочённости льда. Средняя сплочённость льда в области 1 за эти месяцы составила 9.8 балла, при этом колебания вокруг среднего были незначительными и находились в диапазоне от 0.07 до 0.09 балла (см. табл. 2). В мае и ноябре сокращение было небольшим, но уже заметным и составило 1.1% за десятилетие. Наименьшие сплочённости льда, как и следовало ожидать, наблюдались в сентябре. Средняя сплочённость льда в проливе в этом месяце составила 4.2 балла. При этом среднеквадратическое отклонение равнялось 3.2 балла, что указывает на разброс значений, составляющий 76% от среднего уровня. Рис. 3 иллюстрирует

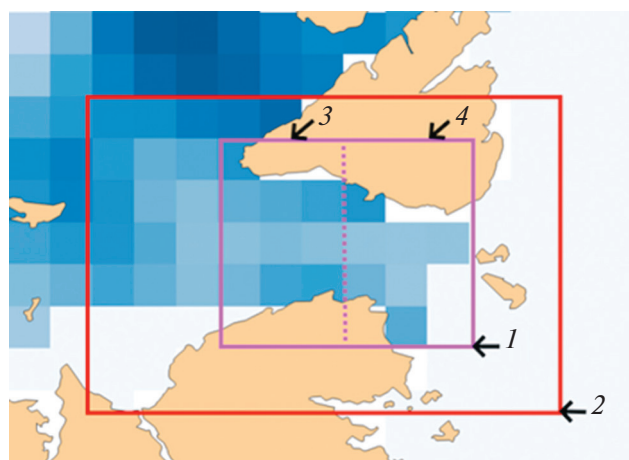


Рис. 2. Области (1–4), для которых проводились расчёты сплочённости льда

Fig. 2. Areas (1–4), for which sea ice concentration has been calculated

Таблица 2. Среднемесячные значения сплочённости льда и их среднеквадратические отклонения (в баллах), а также тренды изменения сплоченности за декаду (в %) в четырёх зонах, показанных на рис. 2, в 1979–2024 гг.

Table 2. Monthly averages of sea ice concentration and its standard deviations, as well as trends in sea ice concentration over a decade (in %) in the four zones shown in Fig. 2 in 1979–2024

Месяцы	Зона											
	1			2			3			4		
	Сплочённость (баллы)		Тренд (%)	Сплочённость (баллы)		Тренд (%)	Сплочённость (баллы)		Тренд (%)	Сплочённость (баллы)		Тренд (%)
	среднее	СКО		среднее	СКО		среднее	СКО		среднее	СКО	
1	9.8	0.08	-0.1	9.9	0.09	-0.2	9.9	0.06	0.0	9.8	0.11	-0.2
2	9.8	0.08	-0.2	9.8	0.08	-0.2	9.8	0.07	0.0	9.8	0.12	-0.3
3	9.8	0.09	-0.1	9.8	0.07	-0.1	9.8	0.07	0.1	9.8	0.15	-0.2
4	9.7	0.14	-0.3	9.8	0.18	-0.4	9.8	0.07	0.0	9.7	0.27	-0.6
5	9.6	0.30	-1.1	9.5	0.44	-1.5	9.7	0.41	-0.9	9.5	0.47	-1.3
6	8.7	1.04	-4.2	8.3	1.17	-5.0	9.0	1.16	-3.3	8.3	1.34	-5.1
7	7.1	1.94	-7.6	7.0	1.67	-7.8	7.7	2.17	-8.0	6.7	1.79	-7.1
8	4.5	2.60	-17.8	4.5	2.63	-18.0	4.8	3.10	-18.6	4.3	2.32	-16.7
9	4.2	3.23	-22.2	4.1	3.13	-21.9	4.3	3.50	-22.8	4.2	3.09	-21.5
10	7.4	2.73	-13.0	7.5	2.70	-13.1	7.2	3.01	-14.2	7.7	2.49	-11.8
11	9.7	0.41	-1.1	9.7	0.42	-1.2	9.7	0.47	-1.1	9.7	0.37	-1.2
12	9.8	0.07	-0.1	9.9	0.07	-0.2	9.9	0.05	-0.1	9.8	0.11	-0.2

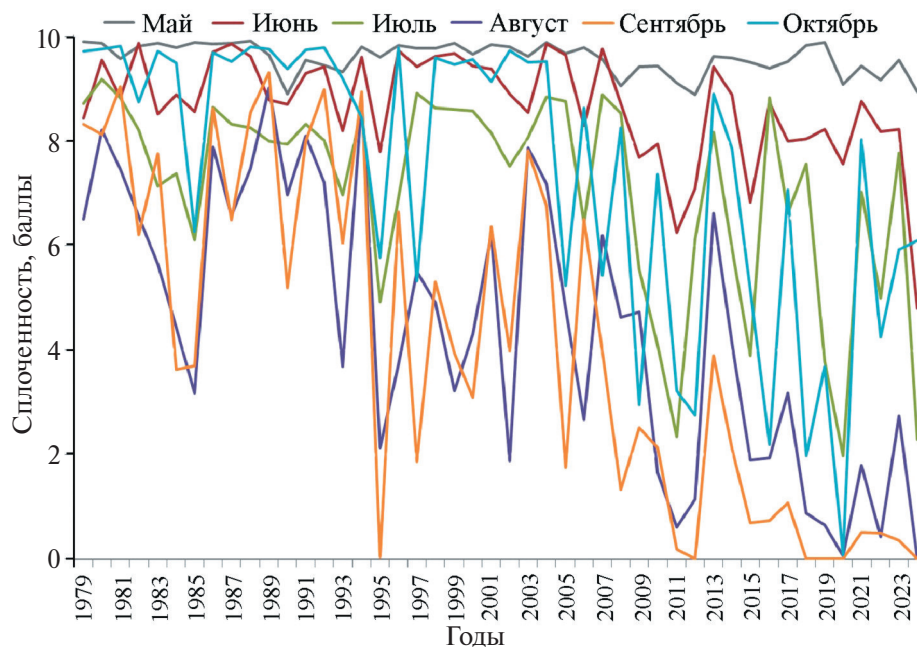


Рис. 3. Изменение сплочённости льда в проливе Вилькицкого с 1979 по 2024 г. (с мая по октябрь) согласно расчётам по алгоритму Bootstrap

Fig. 3. Time evolution of sea ice concentration in the Vilkitsky Strait from 1979 to 2024 (in the months from May to October) according to calculations based on the Bootstrap algorithm

этот разброс значений. Сокращение сплочённости льда в сентябре, которое в среднем составило 22% за десятилетие (см. табл. 2), не было равномерным. Сплочённость льда в проливе в этом месяце резко сократилась до нуля в 1995 г., после чего наблюдался неравномерный рост до 2003 г. Затем снова произошло сокращение ледяного покрова, которое сопровождалось значительными ежегодными колебаниями. Средняя тенденция сокращения сплочённости льда с 2003 по 2024 г. в сентябре составила 5.5% в год, или 55% за десятилетие. В августе наблюдался схожий характер изменения ледяного покрова с той разницей, что сплочённость льда была выше в среднем на 0.4 балла. Средняя скорость сокращения сплочённости льда в этом месяце составила 18% за декаду в промежутке 1979–2024 г. и 45% после 2003 г. В ряде работ (например, Егоров, 2020; Yu et al., 2021) показано, что в 2002–2005 гг. происходит изменение возрастного состава арктических льдов, уменьшение их средней толщины и резкое сокращение ледовитости на трассе СМП.

Сплочённость льда в зоне 2 (см. рис. 2) мало отличалась от значений в зоне 1 (см. табл. 2). Что касается зон 3 и 4, здесь различия наблюдались и проявились они в следующем. В самые холодные месяцы (с декабря по апрель), сплочённость льда в обеих зонах была близкой к 10 баллам и в среднем менялась мало. Однако в зоне, прилегающей к морю Лаптевых, наблюдались более значительные колебания в сплочённости льда, примерно в два раза превышающие показатели соседней зоны. Начиная с мая наблюдался тренд уменьшения сплочённости льда, причём в зоне 4 скорость сокращения была больше.

Распределение льда в проливе менялось от месяца к месяцу. Рис. 4 показывает разницу в сплочённостях льда в западной и восточной зонах (C_3 и C_4 соответственно): $\Delta C = C_3 - C_4$. Положительное значение разницы (на рисунке показано синим цветом) означает большую сплочённость льда в зоне, примыкающей к Карскому морю, отрицательное значение (красный цвет) — большее количество льда в зоне, примыкающей к морю Лаптевых. С мая по август лёд в проливе чаще задерживался со стороны Карского моря. В сентябре и октябре картина была противоположной: лёд со стороны моря Лаптевых наблюдался чаще, т.е. процессы ледообразования в этом районе происходили интенсивнее. Особенно примечательно преобладание льда в восточной зоне в октябре в последние два

десятилетия (см. рис. 4). За этот период только четыре раза наблюдалась большая сплочённость льда в западной зоне по сравнению с восточной. К примеру, в 2022 г. в начале октября в море Лаптевых кромка льда подошла к островам Комсомольской Правды, в то время как Карское море было почти свободно ото льда.

Сравнение тенденций изменения сплочённости льда, рассчитанных по алгоритмам Bootstrap и NT2. Как отмечалось выше, согласно исследованиям (Kern et al., 2020, 2022), алгоритмы Bootstrap и NT2 показывают наиболее близкие результаты восстановления сплочённости льда в разнообразных арктических условиях. С одной стороны, преимущество данных, полученных по алгоритму NT2, состоит в том, что они имеют более высокое пространственное разрешение. С другой стороны, в летнее время часть разреженного льда на границе ледяного покрова оказывается невидимой для алгоритма NT2 (см. рис. 1; табл. 1). Сравнение данных, полученных на базе этих алгоритмов, показывает, как проявляются описанные различия, в какое время ледового сезона расхождение наиболее значительны и отражается ли это на трендах изменения сплочённости льда.

Данные NT2 доступны для периода с 2002 по 2024 г. Дополнительный интерес в рассмотрении данных на этом промежутке времени состоит в том, что в начале этого периода, как отмечено выше, происходит изменение возрастного состава арктических льдов и уменьшение их средней толщины, что делает ледяной покров более уязвимым к разрушению. На рис. 5 представлено изменение среднемесячной сплочённости льда в проливе, рассчитанной по алгоритмам Bootstrap и NT2 за временной интервал с июня по ноябрь. На графиках показаны линейные тренды $y = ax + b$, приведён коэффициент a (показывающий среднюю скорость уменьшения сплочённости льда в баллах за год) и коэффициент детерминированности R^2 , показывающий, насколько реальное изменение сплочённости льда близко к линейной функции.

Различия между алгоритмами проявляются неодинаково в тёплый и холодный сезоны. В холодный сезон алгоритмы демонстрируют близкие результаты, при этом сплочённость льда, рассчитанные по NT2, выше в среднем на 0.08 балла. В сезон таяния и формирования ледяного покрова расхождение становится заметным. Когда появляется разреженный и редкий

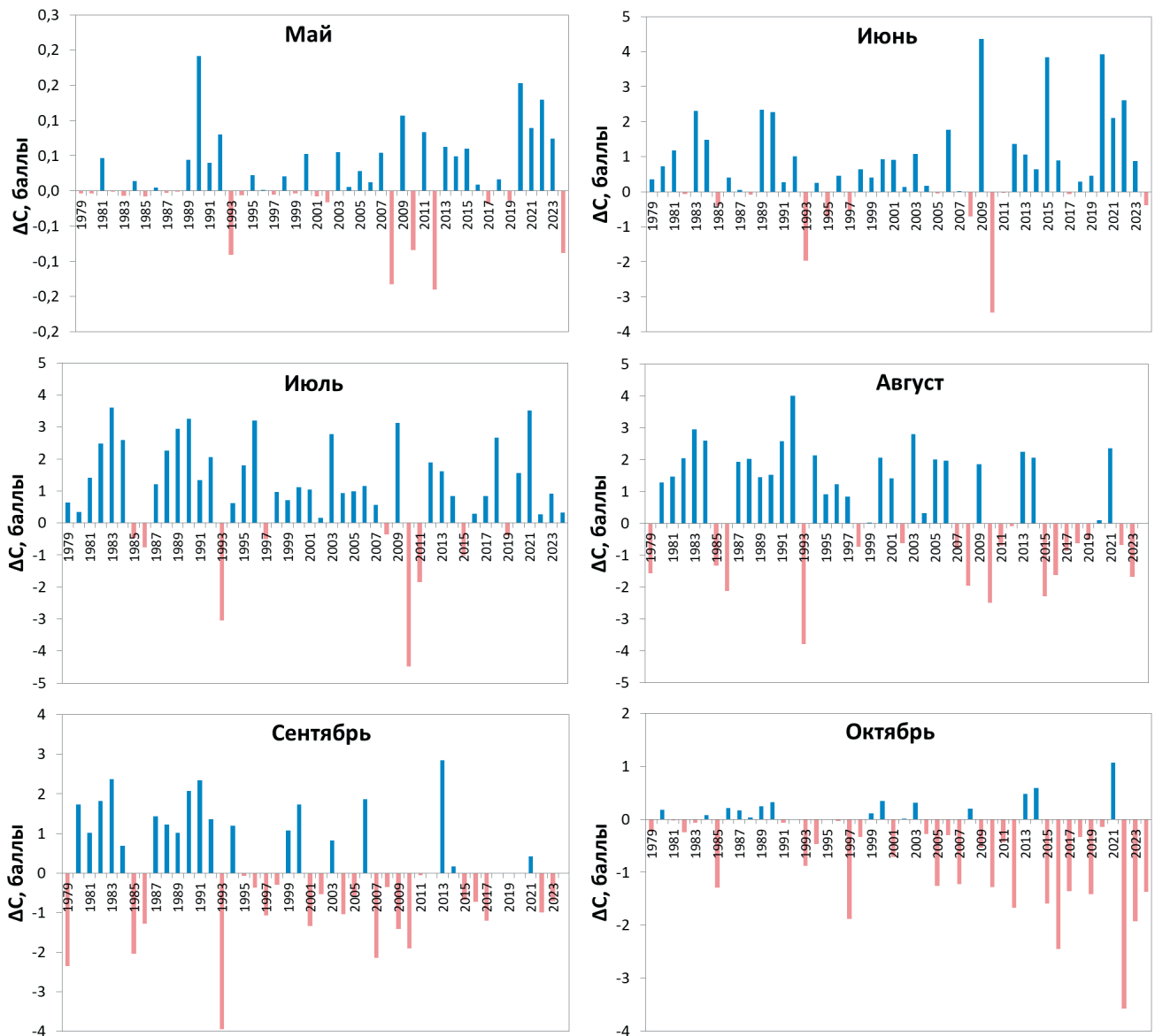


Рис. 4. Разница ΔC между сплочённостью льда в зоне, примыкающей к Карскому морю, и зоне, соседней с морем Лаптевых, в 1979–2024 гг. Случаи большей сплочённости в западной зоне (положительные разницы) показаны синим цветом, противоположные случаи — красным

Fig. 4. The difference ΔC between the sea ice concentration in the zone adjacent to the Kara Sea and the zone adjacent to the Laptev Sea in 1979–2024. Cases of greater concentration in the western zone (positive differences) are shown in blue, while the opposite cases are shown in red

лёд в период таяния, алгоритм NT2 занижает его сплочённость. Например, сравнение карт за сентябрь 2008 г. показывает, что алгоритмы NT2 и Bootstrap дают разные результаты относительно наличия льда в проливе. NT2 показывает отсутствие льда, тогда как Bootstrap фиксирует его присутствие. Согласно картам ААНИИ, лёд мигрировал из Карского моря в пролив к концу этого месяца, что подтверждает более высокую

точность расчётов по алгоритму Bootstrap. В сентябре 2009 г. при наличии в проливе разреженного и редкого льда в первой половине месяца средняя сплочённость льда по данным NT2, составившая 0.3 балла, явно занижена. Средние величины и процентные показатели сокращения сплочённости льда представлены в табл. 3. Средняя разница между сплочённостями льда, рассчитанными по алгоритмам Bootstrap и NT2,

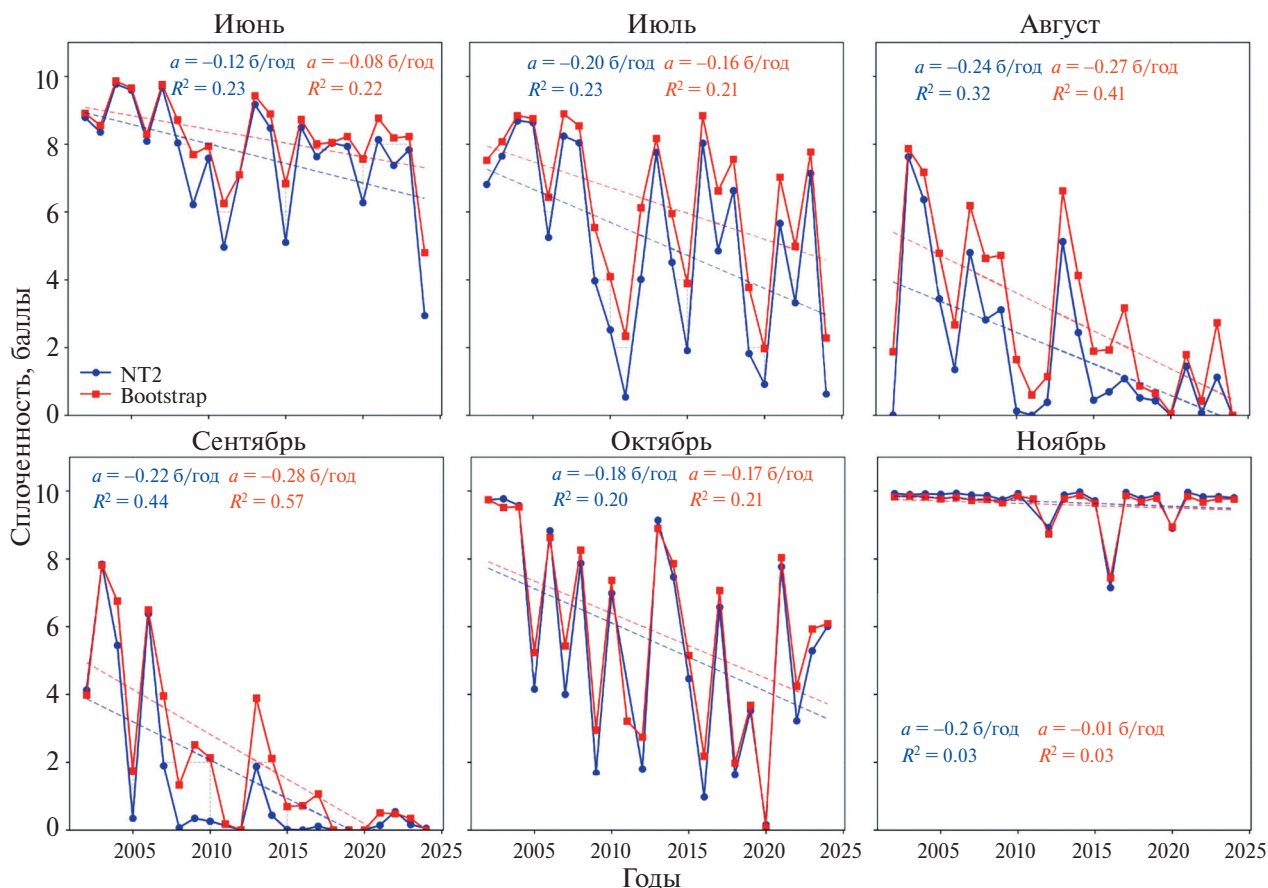


Рис. 5. Изменение сплочённости льда в проливе Вилькицкого с 2002 по 2024 г. (с июня по ноябрь) по алгоритмам Bootstrap и NT2.

Показаны линейные тренды, коэффициент наклона прямой тренда a (в баллах в год) и коэффициент детерминированности R^2

Fig. 5. Changes in sea ice concentration in the Vilkitsky Strait from 2002 to 2024 (in the months from June to November) based on Bootstrap and NT2 algorithms.

Linear trends, the slope coefficient a of the trend line and the coefficient R^2 are provided

в июне составляет 0,6, в июле 1,2, в августе 1,0, в сентябре 0,7 и в октябре 0,3 балла. Максимальные значения трендов соответствуют сентябрю и составляют 51% за десятилетие по данным алгоритма Bootstrap и 56% по NT2. При этом оценки тенденций изменения сплочённости льда в баллах отличаются незначительно (см. рис. 5): максимальная разница коэффициентов a составляет 0,06 балла в год (в сентябре), минимальная — 0,01 балла в год (в октябре).

Обобщая полученные данные, отметим, что в период с 2002 по 2024 г. наиболее значительные изменения в сплочённости льда в проливе наблюдались в августе и сентябре. В эти месяцы уровень сплочённости льда снижался в среднем на 0,25 балла в год, что соответствует среднему уменьшению на 5,8 балла за весь рассматриваемый

период. В июле и октябре снижение было менее выраженным и составляло в среднем 0,18 балла в год, а в июне — 0,1 балла в год. Ноябрь характеризовался практически стабильным уровнем сплочённости льда, хотя трижды за этот период наблюдалось её значительное уменьшение.

В статье (Shukurov, Semenov, 2021) рассматривалась задача, подобная той, что представлена в данном разделе. Сравнивались результаты восстановления сплочённости льда, полученные с использованием алгоритмов VASIA2 (Тихонов и др., 2015) и NT2. Важное отличие состоит в том, что данные, полученные по алгоритму NT2, в указанной работе рассчитаны на базе измерений спутниковых радиометров SSMI и SSMIS. Анализ данных, а также оценка трендов спло-

Таблица 3. Среднемесячные значения сплочённости льда и их среднеквадратические отклонения (в баллах), а также тренды изменения сплочённости за декаду (в %), рассчитанные по алгоритмам Bootstrap и NT2 в 2002–2024 гг.

Table 3. Monthly averages of sea ice concentration and its standard deviations, as well as trends in sea ice concentration over a decade (in %)-retrieved using Bootstrap and NT2 algorithm in 2002–2024

Месяц	Bootstrap			NT2		
	Сплочённость (баллы)		Тренд (%)	Сплочённость (баллы)		Тренд (%)
	среднее	СКО		среднее	СКО	
1	9.8	0.09	0.0	9.9	0.06	–0.1
2	9.8	0.09	–0.1	9.9	0.10	–0.4
3	9.8	0.11	0.0	9.9	0.09	–0.1
4	9.7	0.17	0.0	9.7	0.26	–0.2
5	9.5	0.30	–1.6	9.4	0.40	–2.6
6	8.2	1.17	–8.8	7.7	1.67	–11.1
7	6.3	2.27	–18.9	5.1	2.76	–26.2
8	2.9	2.38	–39.8	1.9	2.23	–45.2
9	2.0	2.37	–50.8	1.3	2.31	–56.0
10	5.8	2.80	–23.5	5.5	3.10	–25.3
11	9.6	0.55	–1.4	9.7	0.63	–1.6
12	9.8	0.07	0.0	9.9	0.07	–0.2

чёрности льда проведены в (Shukurov, Semenov, 2021) для периода с 1996 по 2020 г. для месяцев с июня по ноябрь. Исследование показало, что сплочённость льда, рассчитанная по алгоритму VASIA2, превышает расчёты по NT2 в среднем на 1–3 балла. Наибольшие расхождения отмечены в сентябре, наименьшие в июне и ноябре. При этом отмечено, что алгоритм VASIA2 завышает сплочённость льда в диапазоне 0–3 балла примерно на 10–20%, а алгоритм NT2 на столько же их занижает. Анализ результатов, представленных в упомянутом исследовании и полученных в работе, показывает, что алгоритмы Bootstrap и VASIA2 работают схожим образом.

Опираясь на данные, представленные в публикации (Шукуров, 2022), можно оценить различие между среднемесячными значениями сплочённости льда, полученными с использованием алгоритмов VASIA2 и Bootstrap. В июне разница $C_{VASIA2} - C_{Bootstrap}$ составляет в среднем –0.3 балла, в июле –0.8 балла, в августе и ок-

тябре 0.4 балла, в сентябре 1.3 балла и в ноябре –0.6 балла. Это показывает, что в июне, июле и ноябре (в более холодные месяцы) сплочённость льда, восстановленные по алгоритму Bootstrap, выше, а с августа по октябрь ниже. Например, в сентябре в 2018–2020 гг., когда пролив был свободен ото льда, согласно картам ААНИИ, алгоритм VASIA2 определяет сплочённость льда в диапазоне от 1 до 2.3 балла. В то же время алгоритм Bootstrap показывает отсутствие льда. Тренды изменения сплочённости льда, полученные на базе алгоритмов VASIA2 и Bootstrap, для периода с 1996 по 2020 г. отличаются незначительно: в июне, июле и ноябре разница составляет 0.05 балла/год, в октябре 0.06 балла/год, а в августе и сентябре они совпадают.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Спутниковые данные микроволнового диапазона — важный инструмент для получения информации о характеристиках ледяного покрова.

В работе эти данные применены для выявления тенденций изменения сплочённости ледяного покрова в проливе Вилькицкого. Принимая во внимание сложности, связанные с восстановлением сплочённости льда по спутниковым измерениям в области исследования, проведено сравнение доступных рядов данных, полученных с использованием разных алгоритмов. Показано, что алгоритм NT занижает оценку сплочённости льда во всём диапазоне значений. Алгоритм ASI хорошо очерчивает границу льдов со сплочённостью от 6 баллов и выше, но “не видит”, как правило, лёд меньшей сплочённости. Кроме того, на картах, полученных с помощью алгоритма ASI, наблюдаются ложные обнаружения льда на границе суши и воды. Алгоритм Bootstrap в целом показывает наилучшие результаты в восстановлении сплочённости льда, хотя при таянии он несколько занижает этот показатель, а при замерзании несколько завышает. Алгоритм NT2 продемонстрировал более высокие результаты в восстановлении сплочённости льда по сравнению с ASI и NT.

Однако он оказался менее эффективным, чем алгоритм Bootstrap. Данные о сплочённости льда, полученные на базе алгоритма Bootstrap, выбраны в качестве основного источника информации. Тренды изменения сплочённости льда в проливе получены для периода с 1979 по 2024 г. Проведено сравнение с алгоритмом NT2, наиболее близким по эффективности, за период с 2002 по 2024 г. Результаты демонстрируют различия между алгоритмами и показывают, как изменилась сплочённость льда в период, когда ледяной покров стал более уязвимым к разрушениям.

Показано, что за период в 46 лет в холодные месяцы (с декабря по апрель) уровень сплочённости льда в проливе Вилькицкого практически не изменился. В среднем этот показатель составил 9.8 балла, с незначительными колебаниями. В мае и ноябре отмечено небольшое сокращение сплочённости льда, около 1.1% за десятилетие. В следующие за маем месяцы тенденция сокращения этого параметра усиливалась. Максимальная скорость сокращения сплочённости льда зафиксирована в сентябре — 22% за десятилетие. В августе этот показатель составил 18%. Отмечено, что выявленное уменьшение сплочённости льда в тёплое время года наблюдалось на фоне значительной изменчивости этого параметра. Проведено сравнение сплочённости льда в двух частях пролива — расположенной со стороны Карского моря и примыкающей к морю

Лаптевых. С мая по август лёд в проливе чаще задерживался со стороны Карского моря. В сентябре и октябре ситуация была противоположной: лёд со стороны моря Лаптевых наблюдался чаще.

Различия между алгоритмами Bootstrap и NT2 неодинаково проявляются в тёплое и холодное время года. В холодный сезон алгоритмы демонстрируют близкие результаты. В сезон таяния и формирования ледяного покрова расхождение становится заметным. Когда появляется разреженный и редкий лёд в период таяния, алгоритм NT2 занижает его сплочённость. Средняя разница между сплочённостями льда, рассчитанными по алгоритмам Bootstrap и NT2, находится в диапазоне от 0.3 балла (в октябре) до 1.2 балла (в июле). Максимальные значения трендов сплочённости льда за период 2002–2024 гг. соответствуют сентябрю и составляют 51% за десятилетие по данным алгоритма Bootstrap и 56% по NT2. При этом оценки трендов в баллах отличаются незначительно: максимальная разница составляет 0.06 балла в год (в сентябре), минимальная — 0.01 балла в год (в октябре).

Сравнение сплочённости льда в первые и последние пять лет периода 1979–2024 гг. показывает значительное снижение этого показателя в проливе в тёплое время года. В июне средняя сплочённость льда уменьшилась с 9.0 до 7.5 балла, в июле — с 8.4 до 4.8 балла, в августе — с 6.9 до 1.0 балла, в сентябре — с 7.9 до 0.3 балла, а в октябре — с 9.6 до 4.9 балла. Таким образом, климатические изменения проявились в том, что ледовая обстановка в проливе Вилькицкого летом и ранней осенью стала значительно менее суровой, что позволяет продлевать навигацию. Однако пролив остаётся сложным участком СМП, в частности, из-за значительной изменчивости ледовой обстановки от года к году.

Благодарности. Авторы признательны Арктическому и Антарктическому научно-исследовательскому институту (АНИИ) за разработку и предоставление в открытом доступе карт ледяного покрова Северного ледовитого океана (AARI..., 2025). Авторы благодарны Национальному центру данных по исследованию снега и льда (NSIDC) за архивирование и предоставление в открытом доступе данных о концентрации ледяного покрова, полученных по алгоритму Bootstrap (nsidc.org³..., 2025), по алгоритму NASA Team (nsidc.org²..., 2025), по алгоритму NASA Team-2 (nsidc.org¹..., 2025), а также Университету Бремена за данные ASI (seaice.uni-bremen...,

2025). Авторы также выражают благодарность рецензентам за полезные замечания.

Источник финансирования. Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 25-27-00308, (rscf.ru..., 2025).

Acknowledgments. The authors are grateful to the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) for developing and making publicly available maps of the Arctic Ocean sea ice cover (AARI..., 2025). The authors are thankful to the National Snow and Ice Research Data Center (NSIDC) for archiving and making publicly available the data on sea ice concentration obtained using the Bootstrap algorithm (nsidc.org³..., 2025), the NASA Team algorithm (nsidc.org²..., 2025), and the NASA Team-2 algorithm (nsidc.org¹..., 2025), as well as the University of Bremen for ASI data (rscf.ru..., 2025).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева Т.А., Соколова Ю.В., Тихонов В.В., Смоляницкий В.М., Афанасьева Е.В., Раев М.Д., Шарков Е.А.* Анализ областей морского льда в Северном Ледовитом океане, не определяемых алгоритмом ASI по данным спутниковой микроволновой радиометрии // Исследование Земли из космоса. 2021. Т. 6. С. 22. <https://doi.org/10.31857/S0205961421060026>
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2024 год. Москва: Росгидромет, 2025. 135 с.
- Егоров А.Г.* Изменение возрастного состава и толщины зимнего ледяного покрова Арктических морей России в начале XXI в. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 2. С. 124–143. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143>
- Кучейко А.А., Иванов А.Ю., Давыдов А.А., Антонюк А.Ю.* Дрейф и распределение айсбергов в проливе Бориса Вилькицкого по данным детальных радиолокационных и оптических спутниковых изображений // Исследования Земли из космоса. 2015. № 5. С. 73–83. <https://doi.org/10.7868/S0205961415040065>
- Латонин М.М., Башмачников И.Л., Бобылёв Л.П.* Явление арктического усиления и его движущие механизмы // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 13. № 3. С. 3–19. <https://doi.org/10.7868/S2073667320030016>
- Лоция Карского моря. Часть 1. Ленинград, 1938. 546 с.
- План развития Северного морского пути на период до 2035 года. Москва, 2022. 57 с.
- Третьяков В.Ю., Фролов С.В., Сарафанов М.И.* Изменчивость ледовых условий плавания по трассам Северного морского пути за период 1997–2018 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 3. С. 328–340. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-3-328-340>
- Тихонов В.В., Репина И.А., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю.* Комплексный алгоритм определения ледовых условий в полярных регионах по данным спутниковой микроволновой радиометрии (VASIA2) // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 2. С. 78–93. <https://doi.org/10.7868/S0205961415020104>
- Шалина Е.В.* Региональные особенности изменения ледовой обстановки в морях российской Арктики и на трассе Северного морского пути по данным спутниковых наблюдений. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 5. С. 201–213. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-5-201-213>
- Шукуров К.А.* Статистические характеристики вариаций концентрации морского льда в проливах Северного морского пути в последние десятилетия // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: XXVIII Международный симпозиум. Томск, 2022. С. 141–144
- seaice.uni-bremen// Электронный ресурс. URL: <https://seaice.uni-bremen.de/data-browser> (Дата обращения: 10.05.2025).
- nsidc.org¹// Электронный ресурс. URL: https://nsidc.org/data/au_si12/versions/1 (Дата обращения: 10.05.2025).
- nsidc.org²// Электронный ресурс. URL: <https://n5ei01u.ecs.nsidc.org/PM/NSIDC-0051.002/> (Дата обращения: 10.05.2025).
- nsidc.org³// Электронный ресурс. URL: <https://nsidc.org/data/NSIDC-0079/versions/4> (Дата обращения: 10.05.2025).
- AARI // Электронный ресурс. URL: https://data.aari.ru//odata/_d0015.php (Дата обращения: 10.05.2025).
- rscf.ru // Электронный ресурс. URL: <https://rscf.ru/project/25-27-00308> (Дата обращения: 10.05.2025).
- Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasieva E., Serovetnikov S.* Comparison of Arctic Sea Ice Concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 Algorithms with Summer and Winter Ship Data // Remote Sensing. 2019. V. 11. № 21. P. 2481. <https://doi.org/10.3390/rs11212481>
- Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Comiso J.C., Zwally H.J.* Deriving Long-Term Time Series of Sea Ice Cover from Satellite Passive-Microwave Multi-sensor Data Sets // Journal of Geophysical Research. 1999. V. 104. P. 15803–15814. <https://doi.org/10.1029/1999JC900081>

- Chen X., Zhao J., Zhao Y., Liu X., Ma L., Liu M., Shao Z., Xiao J., Chen Z., Zhang S., Zhao D., Mu F.* Risk Assessment of Ice-Class-Based Navigation in Arctic: A Case Study in the Vilkitsky Strait // *Journal of Physics: Conference Series*. 2024. V. 2718. 012040. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/2718/1/012040>.
- Comiso J.C., Meier W.N., Gersten R.* Variability and Trends in the Arctic Sea Ice Cover: Results from Different Techniques // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. V. 122. № 8. P. 6883–6900. <https://doi.org/10.1002/2017JC012768>
- Comiso J.C.* Characteristics of Arctic Winter Sea Ice from Satellite Multispectral Microwave Observations // *Journal of Geophysical Research*. 1986. V. 91. P. 975–994.
- Kern S., Lavergne T., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Bell L., Meyer M., Zeigermann L.* Satellite Passive Microwave Sea-Ice Concentration Data Set Intercomparison Using Landsat Data // *The Cryosphere*. 2022. V. 16. № 1. P. 349–378. <https://doi.org/10.5194/tc-16-349-2022>
- Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.* Satellite Passive Microwave Sea-Ice Concentration Data Set Inter-Comparison for Arctic Summer Conditions // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 2469–2493. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2469-2020>
- Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L., Tonboe R., Saldo R., Sørensen A.* Satellite Passive Microwave Sea-Ice Concentration Data Set Intercomparison: Closed Ice and Ship-Based Observations // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 3261–3307. <https://doi.org/10.5194/tc-13-3261-2019>
- Kwok R.* Arctic Sea Ice Thickness, Volume, and Multiyear Ice Coverage: Losses and Coupled Variability (1958–2018) // *Environmental Research Letters*. 2018. V. 13. 105005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aae3ec>
- Lavergne T., Sørensen A.M., Kern S., Tonboe R., Notz D., Aaboe S., Bell L., Dybkjær G., Eastwood S., Gabarro C., Heygster G., Killie M.A., Kreiner M.B., Lavelle J., Saldo R., Sandven S., Pedersen L.T.* Version 2 of the EU-METSAT OSI SAF and ESA CCI Sea-Ice Concentration Climate Data Records // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 49–78. <https://doi.org/10.5194/tc-13-49-2019>
- Liu M., Zhao J., Zhao J., Gnatiuk N., Shalina E., Chen X., Shao Z., Xiao J., Chen Z., Zhang S., Zhao D., Mu F.* The Influence of Landfast Ice on the Navigation in the Arctic Northeast Passage // *Journal of Physics: Conference Series*. IOP Publishing, 2024. V. 2718. № 1. P. 12011. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/2718/1/012011>
- Markus T., Cavalieri D.J.* The AMSR-E NT2 Sea Ice Concentration Algorithm: Its Basis and Implementation // *Journal of the Remote Sensing Society of Japan*. 2009. V. 29. P. 216–225.
- Morice C.P., Kennedy J.J., Rayner N.A., Winn J.P., Hogan E., Killick R.E., Dunn R.J.H., Osborn T.J., Jones P.D., Simpson I.R.* An Updated Assessment of Near-Surface Temperature Change from 1850: the HadCRUT5 Data Set // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2021. V. 126. e2019JD032361. <https://doi.org/10.1029/2019JD032361>
- Serreze M., Barry R.* Processes and Impacts of Arctic Amplification: A Research Synthesis // *Global and Planetary Change*. 2011. V. 77. № 1–2. P. 85–96. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>
- Serreze M., Meier W.* The Arctic's Sea Ice Cover: Trends, Variability, Predictability, and Comparisons to the Antarctic // *Annals of the New York Academy of Sciences*. 2019. V. 1436, № 1. P. 36–53. <https://doi.org/10.1111/nyas.13856>
- Shukurov K.A., Semenov V.A.* Large-Scale Atmospheric Circulation Patterns Favoring Sea Ice Concentration Extremes in the Northern Sea Route Straits in June–November of 1979–2017 // *27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics*. 2021. V. 11916. P. 1030–1035. <https://doi.org/10.1117/12.2601742>
- Simmonds I., Li M.* Trends and Variability in Polar Sea Ice, Global Atmospheric Circulations, and Baroclinicity // *Annals of the New York Academy of Sciences*. 2021. V. 1504. № 1. P. 167–186. <https://doi.org/10.1111/nyas.14592>
- Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea Ice Remote Sensing Using AMSR-E 89-GHz Channels // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113. C02S07. <https://doi.org/10.1029/2005JC003384>
- Tschudi M.A., Meier W.N., Stewart J.S.* An Enhancement to Sea Ice Motion and Age Products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 1519–1536. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1519-2020>
- Wang X., Guo Z., Zhao Y., Yang Z.* Sea Ice Concentration Inversion Based on ASI Algorithm Combined with Bootstrap Algorithm // *Ecological Indicators*. 2024. V. 158. P.111484. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2023.111484>
- Wang Q., Lu P., Zu Y., Li Z., Leppäranta M., Zhang G.* Comparison of Passive Microwave Data with Shipborne Photographic Observations of Summer Sea Ice Concentration along an Arctic Cruise Path // *Remote Sensing*. 2019. V. 11. № 17. P. 2009. <https://doi.org/10.3390/rs11172009>
- Yu M., Lu P., Li Z.* Sea Ice Conditions and Navigability Through the Northeast Passage in the Past 40 Years Based on Remote-Sensing Data // *Int. J. Digit. Earth*. 2021. V. 14. № 5. P. 555–574. <https://doi.org/10.1080/17538947.2021.1886355>
- Zhou W., Leung L.R., Lu J.* Steady Threefold Arctic Amplification of Externally Forced Warming Masked by Natural Variability // *Nat. Geosci.* 2024. V. 17. P. 508–515. <https://doi.org/10.1038/s41561-024-01432-2>

Citation: *Shalina E.V., Frolova A.V. Changes in Sea Ice Concentration in the Vilkitsky Strait, as Observed from Satellite Microwave Radiometry Data Between 1979 and 2024. Led i Sneg. Ice and Snow. 2026, 66 (1): 121–137. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010092*

Changes in Sea Ice Concentration in the Vilkitsky Strait, as Observed from Satellite Microwave Radiometry Data Between 1979 and 2024

© 2026 E. V. Shalina[#], A. V. Frolova

Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre (NIERSC), St. Petersburg, Russia

[#]*e-mail: elena.shalina@gmail.com*

Received August 8, 2025; revised September 21, 2025; accepted December 29, 2025

Climate change in the Arctic has various effects, including rising temperatures and reduced sea ice cover. This paper analyses the change in sea ice concentration in the Vilkitsky Strait using data from microwave satellite measurements over the last 46 years. The efficiency of four methods for estimating sea ice concentration during a limited time interval that includes the processes of sea ice melting and sea ice cover formation is compared. When assessing the reliability of satellite data, the AARI maps were used as basic characteristics of the sea ice concentration. The Bootstrap algorithm has been shown to be the optimal choice. The NASA Team 2 algorithm produced the closest results with regard to the efficiency of sea ice concentration retrieval, so the results of its use are also provided. The mean values of sea ice concentration, their spread and trends are calculated and analysed for the time interval 1979–2024. It has been shown that significant changes to the sea ice in the strait occurred during the warm half of the year. During the cold months (December to April), the sea ice concentration remained almost unchanged, at an average of 98% concentration with minimal variation. A slight decrease in sea ice concentration of around 1.1% per decade was recorded in May and November. In the months following May, the trend of decreasing sea ice concentration intensified. The maximum reduction rate, amounting to 22% over a decade, was recorded in September; and it was 18% in August. These reductions are accompanied by significant variability of sea ice concentration. We also compare the sea ice concentration in two parts of the Strait — the Kara Sea side and the Laptev Sea side. From May to August, sea ice in the Kara Sea side was more often delayed in the Strait. In September and October, the situation was opposite.

Keywords: warming Arctic, Vilkitsky Strait, sea ice concentration, satellite data, Bootstrap algorithm, NASA Team2 algorithm

REFERENCES

- Alekseeva T.A., Sokolova Yu.V., Tikhonov V.V., Smolyanitsky V.M., Afanasyeva E.V., Raev M.D., Sharkov E.A.* Analysis of Sea Ice Areas in the Arctic Ocean Undetectable by the ASI 2 Algorithm Using Satellite Microwave Radiometry. *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Earth Research 3 from Space. 2021, 6: 22. <https://doi.org/10.31857/S0205961421060026> [In Russian].
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiyskoy Federatsii za 2024 god.* Report on Climate Features in the Russian Federation for 2024. Moscow: Roshydromet, 2025: 135 p. [In Russian].
- Egorov A.G.* Changes in the Age Composition and Thickness of Winter Ice Cover in the Arctic Seas of Russia in the Early 21st Century. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2020, 66 (2): 124–143. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143> [In Russian].
- Kucheiko A.A., Ivanov A.Yu., Davydov A.A., Antonyuk A.Yu.* Drift and Distribution of Icebergs in the Boris Vilkitsky Strait According to Detailed Radar and Optical Satellite Imagery. *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Earth Research from Space. 2015, (5): 73–83. <https://doi.org/10.7868/S0205961415040065> [In Russian].
- Latonin M.M., Bashmachnikov I.L., Bobylev L.P.* The Phenomenon of Arctic Amplification and Its Driving Mechanisms. *Fundamentalnaya i prikladnaya gidrofizika*. Fundamental and Applied Hydrophysics. 2021, 13 (3): 3–19. <https://doi.org/10.7868/S2073667320030016> [In Russian].
- Lotsiya Karskogo morya. Chast I.* Kara Sea Sailing Directions. Part 1. Leningrad, 1938: 546 p. [In Russian].

- Plan razvitiya Severnogo morskogo puti na period do 2035 goda.* The Northern Sea Route Development Plan for the Period up to 2035. Moscow, 2022: 57 p. [In Russian].
- Tretyakov V.Yu., Frolov S.V., Sarafanov M.I.* Variability of Ice Navigation Conditions Along the Northern Sea Route in 1997–2018. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of the Arctic and Antarctic. 2019, 65 (3): 328–340. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-3-328-340> [In Russian].
- Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Komarova N.Yu.* An Integrative Algorithm for Ice Conditions Determination in Polar Regions from Satellite Microwave Radiometry (VASIA2). *Issled. Zemli iz kosmosa.* Research. Earth from space. 2015, 51(9): 914–928. <https://doi.org/10.1134/S0001433815090194>
- Shalina E.V.* Regional Features of Ice Conditions Changes in the Russian Arctic Seas and Along the Northern Sea Route According to Satellite Observations. *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa.* Modern Problems of Remote Sensing of the Earth from Space. 2021, 18 (5): 201–213. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-5-201-213> [In Russian].
- Shukurov K.A.* Statistical Characteristics of Sea Ice Concentration Variations in the Northern Sea Route Straits in Recent Decades. *Optika atmosfery i okeana. Fizika atmosfery: XXVIII Mezhdunarodnyy simpozium.* Atmospheric and Oceanic Optics. Atmospheric Physics: XXVIII International Symposium. Tomsk, 2022: 141–144 [In Russian].
- seoice.uni-bremen: official site. Retrieved from: URL: <https://seoice.uni-bremen.de/data-browser> (Last access: May 10, 2025).
- nsidc.org¹: official site. Retrieved from: URL: https://nsidc.org/data/au_si12/versions/1 (Last access: May 10, 2025).
- nsidc.org²: official site. Retrieved from: URL: <https://n5ei101u.ecs.nsidc.org/PM/NSIDC-0051.002/> (Last access: May 10, 2025).
- nsidc.org³: official site. Retrieved from: URL: <https://nsidc.org/data/NSIDC-0079/versions/4> (Last access: May 10, 2025).
- AARI: official site. Retrieved from: URL: https://data.aari.ru/odata/_d0015.php (Last access: May 10, 2025).
- rscf.ru: official site. Retrieved from: URL: <https://rscf.ru/project/25-27-00308> (Last access: May 10, 2025).
- Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasieva E., Serovetnikov S.* Comparison of Arctic Sea Ice Concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 Algorithms with Summer and Winter Ship Observations. *Remote Sens.* 2019, 11 (21): 2481. <https://doi.org/10.3390/rs11212481>
- Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Comiso J.C., Zwally H.J.* Deriving Long-Term Time Series of Sea Ice Cover from Satellite Passive-Microwave Multisensor Data Sets. *Journal of Geophysical Research.* 1999, 104: 15803–15814. <https://doi.org/10.1029/1999JC900081>
- Chen X., Zhao J., Zhao Y., Liu X., Ma L., Liu M., Shao Z., Xiao J., Chen Z, Zhang S., Zhao D., Mu F.* Risk Assessment of Ice-Class-Based Navigation in Arctic: A Case Study in the Vilkitsky Strait. *J. Phys. Conf. Ser.* 2024, 2718: 012040. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/2718/1/012040>
- Comiso J.C., Meier W.N., Gersten R.* Variability and Trends in the Arctic Sea Ice Cover: Results from Different Techniques. *J. Geophys. Res. Oceans* 2017, 122 (8): 6883–6900. <https://doi.org/10.1002/2017JC012768>
- Comiso J.C.* Characteristics of Arctic Winter Sea Ice from Satellite Multispectral Microwave Observations. *J. Geophys. Res.* 1986, 91: 975–994
- Kern S., Lavergne T., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Bell L., Meyer M., Zeigermann L.* Satellite Passive Microwave Sea-Ice Concentration Data Set Intercomparison Using Landsat Data. *The Cryosphere* 2022, 16 (1): 349–378. <https://doi.org/10.5194/tc-16-349-2022>
- Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.* Satellite Passive Microwave Sea-Ice Concentration Data Set Inter-Comparison for Arctic Summer Conditions. *The Cryosphere* 2020, 14: 2469–2493. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2469-2020>
- Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L., Tonboe R., Saldo R., Sørensen A.* Satellite Passive Microwave Sea-Ice Concentration Data Set Intercomparison: Closed Ice and Ship-Based Observations. *The Cryosphere* 2019, 13: 3261–3307. <https://doi.org/10.5194/tc-13-3261-2019>
- Kwok R.* Arctic Sea Ice Thickness, Volume, and Multiyear Ice Coverage: Losses and Coupled Variability (1958–2018). *Environ. Res. Lett.* 2018, 13: 105005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aae3ec>
- Lavergne T., Sørensen A.M., Kern S., Tonboe R., Notz D., Aaboe S., Bell L., Dybkjær G., Eastwood S., Gabarro C., Heygster G., Killie M.A., Kreiner M.B., Lavelle J., Saldo R., Sandven S., Pedersen L.T.* Version 2 of the EU-METSAT OSI SAF and ESA CCI Sea-Ice Concentration Climate Data Records. *The Cryosphere* 2019, 13: 49–78. <https://doi.org/10.5194/tc-13-49-2019>
- Liu M., Zhao J., Zhao J., Gnatiuk N., Shalina E., Chen X., Shao Z., Xiao J., Chen Z, Zhang S., Zhao D., Mu F.* The Influence of Landfast Ice on the Navigation in the Arctic Northeast Passage. *J. Phys. Conf. Ser.* 2024, 2718: 012011. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/2718/1/012011>

- Markus T., Cavalieri D.J.* The AMSR-E NT2 sea ice concentration algorithm: its basis and implementation. *J. Remote Sens. Soc. Jpn.* 2009, 29: 216–225
- Morice C.P., Kennedy J.J., Rayner N.A., Winn J.P., Hogan E., Killick R.E., Dunn R.J.H., Osborn T.J., Jones P.D., Simpson I.R.* An Updated Assessment of Near-Surface Temperature Change from 1850: the HadCRUT5 Data Set. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2021, 126: e2019JD032361.
<https://doi.org/10.1029/2019JD032361>
- Serreze M., Barry R.* Processes and Impacts of Arctic Amplification: A Research Synthesis. *Glob. Planet. Change* 2011, 77 (1–2): 85–96.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>
- Serreze M., Meier W.* The Arctic's Sea Ice Cover: Trends, Variability, Predictability, and Comparisons to the Antarctic. *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 2019, 1436 (1): 36–53.
<https://doi.org/10.1111/nyas.13856>
- Shukurov K.A., Semenov V.A.* Large-Scale Atmospheric Circulation Patterns Favoring Sea Ice Concentration Extremes in the Northern Sea Route Straits in June–November of 1979–2017. *Proc. 27th Int. Symp. Atmos. Ocean Opt.* 2021, 11916: 1030–1035.
<https://doi.org/10.1117/12.2601742>
- Simmonds I., Li M.* Trends and Variability in Polar Sea Ice, Global Atmospheric Circulations, and Baroclinicity. *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 2021, 1504 (1): 167–186.
<https://doi.org/10.1111/nyas.14592>
- Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea Ice Remote Sensing Using AMSR-E 89-GHz Channels. *J. Geophys. Res. Oceans* 2008, 113: C02S07.
<https://doi.org/10.1029/2005JC003384>
- Tschudi M.A., Meier W.N., Stewart J.S.* An Enhancement to Sea Ice Motion and Age Products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). *The Cryosphere* 2020, 14: 1519–1536.
<https://doi.org/10.5194/tc-14-1519-2020>
- Wang Q., Lu P., Zu Y., Li Z., Leppäranta M., Zhang G.* Comparison of Passive Microwave Data with Shipborne Photographic Observations of Summer Sea Ice Concentration Along an Arctic Cruise Path. *Remote Sens.* 2019, 11 (17): 2009.
<https://doi.org/10.3390/rs11172009>
- Wang X., Guo Z., Zhao Y., Yang Z.* Sea Ice Concentration Inversion Based on ASI Algorithm Combined with Bootstrap Algorithm. *Ecol. Indic.* 2024, 158: 111484.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2023.111484>
- Yu M., Lu P., Li Z.* Sea Ice Conditions and Navigability Through the Northeast Passage in the Past 40 Years Based on Remote-Sensing Data. *Int. J. Digit. Earth* 2021, 14 (5): 555–574.
<https://doi.org/10.1080/17538947.2021.1886355>
- Zhou W., Leung L.R., Lu J.* Steady Threefold Arctic Amplification of Externally Forced Warming Masked by Natural Variability. *Nat. Geosci.* 2024, 17: 508–515.
<https://doi.org/10.1038/s41561-024-01432-2>

УДК 551.89

ОЛЕДЕНЕНИЕ ЗАПАДНОГО ПРЕДГОРЬЯ ВЕРХОЯНСКОГО ХРЕБТА ВО ВРЕМЯ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО МАКСИМУМА (LGM)

© 2026 г. М. С. Лукьянычева^{1,*}, А. Н. Васильева^{1,2}, В. М. Лыткин², Р. Н. Курбанов^{1,3}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия

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

*e-mail: mashluk95@gmail.com

Поступила в редакцию 11.07.2025 г.

После доработки 14.09.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Рассматривается хронология и масштабы четвертичных оледенений в Северо-Восточной Сибири на примере Верхоянского хребта — одного из крупнейших и слабоизученных горных массивов региона. Анализируются существующие геоморфологические и геологические данные, а также результаты космогенного датирования по изотопу ¹⁰Be, примененное к ледниковым отложениям и формам рельефа в долине р. Ундюлюнг. Полученные результаты на основе 12 экспонированных датировок по содержанию in-situ ¹⁰Be в ледниковых валунах и коренных породах свидетельствуют о наличии крупного горно-долинного оледенения в позднем плейстоцене. Ледники заполняли долины и простирались более чем на 100 км к западу от центральной оси хребта во время последнего ледникового максимума (LGM) — около 28–17 тыс. лет назад. Оледенение в этот период, вероятно, покрывало значительные территории западных склонов хребта. Сравнение с региональными палеоклиматическими и геохронологическими данными свидетельствует о синхронности позднеледниковых стадий дегляциации по всему северо-востоку Сибири и подчеркивает важность ¹⁰Be-датировок для реконструкции эволюции оледенения. Полученные результаты поддерживают гипотезу о поэтапном сокращении объемов ледников в северо-восточной Сибири в позднем плейстоцене. Работа акцентирует внимание на необходимости дальнейшего комплексного изучения палеоинформации, полученной на Верхоянском хребте для разрешения существующих дискуссионных проблем, касающихся истории оледенений региона.

Ключевые слова: морены, горно-долинные ледники, космогенное датирование, ¹⁰Be, плейстоцен, палеоклимат, Якутия

DOI: 10.7868/S2412376526010104

ВВЕДЕНИЕ

Изучение чередования оледенений и межледниковий имеет ключевое значение для понимания климатической системы Земли и факторов, определяющих её динамику. Несмотря на достигнутый в последние десятилетия прогресс в этом направлении, многие фундаментальные вопросы, касающиеся причин и особенностей климатических изменений, остаются нерешёнными. Одна из таких проблем — определение масштабов и хронологии четвертичных оледенений в Северо-Восточной Сибири, в том числе

в пределах Верхоянского хребта — труднодоступного и слабоизученного региона. Хронология и протяжённость плейстоценовых оледенений в этом районе остаются предметом научной дискуссии на протяжении многих десятилетий (Баранова, Бискэ, 1964; Кинд и др., 1971; Glushkova, 2001; Stauch, Lehmkuhl, 2010 и др.).

Основные исследования в области четвертичной геологии и геоморфологии Северо-Восточной Сибири были проведены в прошлом веке. В их ходе идентифицированы следы одного оледенения в среднем плейстоцене (самаров-

ское) и двух в позднем плейстоцене (зырянское и сарганское) (Баранова, Бискэ, 1964). Некоторые исследователи также выдвигали гипотезу о существовании оледенения в среднем плейстоцене (тазовское оледенение) (Колпаков, 1983), однако достоверные подтверждения этой версии до настоящего времени отсутствуют.

В целом данные о четвертичных оледенениях Северо-Восточной Азии остаются фрагментарными, а стратиграфия четвертичных отложений региона недостаточно детально разработана. Серьёзные неопределённости сохраняются и в оценке масштабов и хронологии прошлых оледенений (Barr, Clark, 2012). Это в первую очередь связано с ограниченным применением современных методов датирования: они использовались лишь на отдельных участках, что делает пространственно-временные оценки распространения ледников крайне спорадичными и затрудняет надёжную реконструкцию ледниковой истории региона. Такая ситуация обусловлена не только большой площадью территории и сложностью её геоморфологического строения, но и значительными трудностями, связанными с проведением полевых исследований в удалённых и труднодоступных районах.

Древнейшие ледниковые формы рельефа с надёжными хронологическими ограничениями на территории Северо-Восточной Сибири датируются морской изотопной стадией (далее — МИС) 6. Возраст этих моренных комплексов был определён с использованием инфракрасно-стимулированной люминесценции (далее — ИКСЛ) флювиогляциальных отложений на западном склоне Верхоянского хребта (Stauch, Lehmkuhl, 2010) и методом космогенного датирования по ^{10}Be в районе хребта Черского (Nørgaard et al., 2023; Аржанников и др., 2024). Для ледниковых форм рельефа позднеплейстоценового возраста доступны более количественно обоснованные возрастные оценки. На Чукотке и в Корякском нагорье хронология оледенений, относящихся к МИС 4 и последнему ледниковому максимуму (далее — LGM), была установлена с использованием космогенного датирования по ^{36}Cl (Gualtieri et al., 2000; Glushkova, 2001; Brigham-Grette et al., 2003). В центральной части Северо-Восточной Сибири, в хребте Черского, моренные комплексы, датированные по космогенному изотопу ^{10}Be , свидетельствуют о наличии значительных ледников в период МИС 3 и LGM/МИС 2 (Аржанников и др., 2024).

На Верхоянском хребте исследования ледниковых отложений начались ещё в 1960–1970-х г., когда были получены первые радиоуглеродные датировки (Кинд и др., 1971). Согласно результатам датирования озёрно-аллювиальных отложений, залегающих выше морен, позднеплейстоценовые ледниковые наступания происходили до 40 тыс. лет назад, с двумя основными фазами: 33–30 и 29–15 тыс. лет назад (Кинд и др., 1971). Эти данные указывают на то, что во время LGM ледники были ограничены внутренними горными районами. Более поздние исследования в начале 2000-х гг. включали применение метода ИКСЛ для датирования переслаивающихся эоловых и флювиальных отложений в пяти ледниковых комплексах на западных склонах Верхоянского хребта. Полученные оценки возраста этих комплексов варьируют от ~140 до ~50 тыс. лет (Stauch, Lehmkuhl, 2010). Эти результаты подчёркивают отсутствие надёжных свидетельств существования обширного ледникового покрова в районе Верхоянского хребта во время LGM и позволяют предположить, что западная часть Северо-Восточной Сибири в этот период была преимущественно свободна ото льда.

Таким образом, многие ключевые вопросы, связанные с историей оледенения Верхоянского хребта, остаются нерешёнными и требуют дальнейших комплексных исследований. С целью восполнения существующих пробелов в знаниях о хронологии четвертичных ледниковых событий были проведены полевые исследования в долине р. Ундюлюнг (рис. 1) на западном склоне Верхоянского хребта, в ходе которых отобраны образцы на определение возраста методом космогенного датирования по ^{10}Be .

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Объект исследования — Верхоянский хребет, один из крупнейших горных массивов Северо-Восточной Азии, играющий ключевую роль в изучении масштабов и хронологии четвертичных оледенений региона. Хребет формирует дугообразную структуру, выгнутую на юго-запад, с шириной от 100 до 250 км и протяжённостью около 1200 км вдоль правобережья среднего и нижнего течения р. Лена — от её дельты до долины р. Томпо (бассейн Алдана).

В геологическом строении территории участвуют стратифицированные образования палеозоя и мезозоя, а также рыхлые кайнозойские накопления, представленные осадочными, вул-

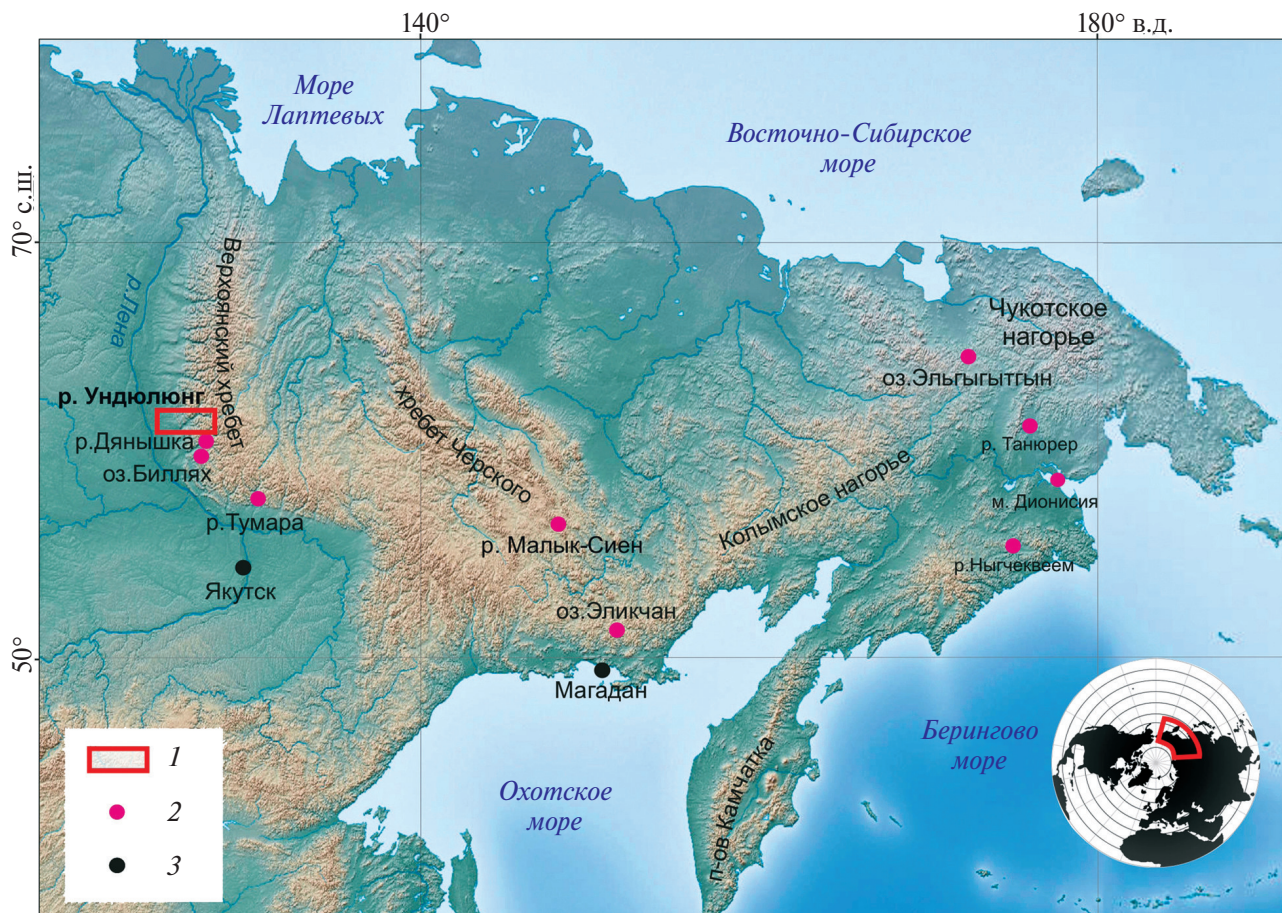


Рис. 1. Обзорная карта северо-восточной Сибири. Условные обозначения: 1 — район исследования долины р. Ундылюнг; 2 — места проведения других исследований ледниковой хронологии, упомянутых в тексте статьи; 3 — крупные города. На врезке показан вид Северного полушария с расположением основной панели рисунка

Fig. 1. Overview map of northeastern Siberia. Legend: 1 — study area of the Undyulyung River valley; 2 — locations of other glacial chronology studies mentioned in the article; 3 — major cities. The inset shows a view of the Northern Hemisphere with the location of the main panel

каногенно-осадочными и вулканогенными формациями (Щербаков и др., 2008). Рельеф характеризуется высокой расчленённостью и наличием значительного количества отдельных хребтов. В центральной части абсолютные высоты достигают 2500–2900 м. Для западной провинции характерны среднегорные и низкогорные массивы с высотами от 800 до 2100 м. Типичен эрозионно-денудационный рельеф, сформировавшийся в результате интенсивной деятельности талых ледниковых вод и глубокого вреза речных долин на выровненных поверхностях, возникших в ходе позднечетвертичных тектонических поднятий (Гвоздецкий, 1968).

Климат региона резко континентальный, с продолжительной зимой и сравнительно низкими осадками. Холодный сезон длится 8–9 месяцев; средняя температура января на высотах

300–400 м может достигать -39°C (Васильев, Торговкин, 2002). Из-за орографического эффекта климатическая асимметрия горных склонов чётко выражена: на западных склонах выпадает до 600–700 мм осадков в год, тогда как на восточных — менее 200 мм (Мурзин, 2003; Stauch, Lehmkuhl, 2010).

Растительный покров представлен преимущественно горной тундрой: кустарниково-лишайниковыми сообществами и скудной каменистой растительностью. Наивысшие отметки заняты поясами холодных пустынь, практически лишённых растительности (Гвоздецкий, 1968).

Верхоянский хребет представляет собой важный природный архив для исследования палеоледниковой динамики. Сочетание выраженной расчленённости рельефа, значительных высот

и климатической асимметрии способствовало формированию и сохранению горных ледников в четвертичный период (Баранова, Бискэ, 1964). Самые яркие следы этих процессов, включая системы конечных морен, фиксируются на западных склонах. В связи с этим для детального изучения ледниковых форм и отложений был выбран ключевой участок — долина р. Ундюлюнг (см. рис. 1), одного из крупнейших левобережных притоков Лены, дренирующего западные склоны хребта. Длина реки составляет 414 км, в нижнем течении выходит на Центрально-якутскую низменность и впадает в р. Лена на расстоянии 850 км от её устья. Полевые работы проведены от устья р. Ундюлюнг до хребтов Ундюлюнгский, Намыкыт и Серилле (см. рис. 3).

МЕТОДЫ

Для решения поставленных задач был выполнен комплекс методов, направленных на реконструкцию ледниковых событий. В камеральный период проведён дистанционный анализ с использованием спутниковых снимков и цифровой модели рельефа высокой точности ArcticDEM (Porter et al., 2023). Это позволило выделить основные ледниковые комплексы, оценить степень их сохранности и выбрать участки с наибольшим потенциалом для дальнейших исследований. Основным критерием при картографировании служили морфологические признаки форм рельефа, в частности выраженность и сохранность гряд конечных морен.

Полевые исследования проводились в летний период 2021 г. в долине р. Ундюлюнг. В ходе работ из ледниковых отложений отобраны образцы для абсолютного датирования методом наземных космогенных радионуклидов (далее — НКР). Данный метод основан на выявлении редких радионуклидов, которые формируются при взаимодействии космического излучения с минералами горных пород. Он широко применяется в палеогляциологии для датирования ледниковых валунов, моренных комплексов, поверхностей ледниковой экзарации и других форм рельефа (Gosse, Phillips, 2001).

В рамках исследования отобраны 12 образцов коренных пород и валунов из кварцевых песчаников, имеющих следы ледниковой обработки (рис. 2). Отбор образцов проводился при помощи циркулярной пилы с верхних горизонтальных площадок валунов и выступов коренных пород глубиной до 9 см. Для каждо-

го образца зафиксированы топографические и геологические характеристики, необходимые для дальнейших расчётов, включающие координаты, высоту над уровнем моря, ориентацию поверхности и степень экранирования окружающим рельефом.

Основная цель лабораторной обработки — выделение чистого кварца, содержащего целевой радионуклид. Пробы прошли механическую и химическую подготовку в совместной лаборатории МГУ им. М.В. Ломоносова и Института географии РАН, а также в лаборатории космогенного датирования Орхусского университета (Дания) с применением общепринятых методик, включая кислотную обработку, магнитную сепарацию, флотацию, очистку в ультразвуковой ванне. В результате определены концентрации *in situ* ^{10}Be в каждом из 12 образцов и проведены расчёты их возраста.

Возраст экспонирования образцов рассчитывался с помощью онлайн-калькулятора CRONUS-Earth (Balco et al., 2008) (таблица).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геоморфологическое строение долины р. Ундюлюнг. Исследуемый участок долины р. Ундюлюнг расположен в пределах области низкогорного рельефа с абсолютными отметками вершин в интервале 500–1000 м над ур. моря. Хребты выработаны на субстрате сложнодислоцированных терригенных пород палеозойского и мезозойского возраста. Склоны преимущественно средней крутизны (15–35°), однако встречаются и участки с крутыми (>35°) и даже отвесными склонами, что способствует широкому развитию гравитационных процессов. Водоразделы преимущественно сглаженные, пологоволнистые, разделённые низкими перевалами и сквозными долинами. Хребты ориентированы преимущественно в меридиональном направлении.

Поперечный профиль долины р. Ундюлюнг имеет выраженную U-образную форму, сформированную в ходе череды четвертичных оледенений. В горной части долина ориентирована с северо-востока на юго-запад и достигает ширины до 7 км. При выходе на предгорную равнину река поворачивает на северо-запад, ширина долины сокращается до 1.5 км, а затем, на расстоянии около 50 км от гор, вновь увеличивается до 3 км при впадении в р. Лену. Русло реки меандрирует, его ширина варьирует от 100 до 300 м. В днище до-



Рис. 2. Процесс отбора валунов циркулярной пилы (на фото В.М. Лыткин) (а); примеры валунов и коренных пород, отобранных для ^{10}Be датирования поверхностей экспонирования в долине р. Ундюлюнг (б–г)

Fig. 2. Sampling of boulders using a circular saw (photo by V.M. Lytkin) (a); Examples of boulders and bedrock surfaces collected for ^{10}Be exposure dating in the Undyulyung valley (б–г)

лины повсеместно развиты участки поймы, сложенные слабоотсортированными аллювиальными отложениями (галечно-валунный материал, 5–20 см).

Аккумулятивный рельеф представлен повсеместно, формируя пологонаклонные, холмисто-западинные и местами грядовые поверхности. Генетически эти формы связаны с аллювиальными, ледниковыми, ледниково-озёрными, флювиогляциальными и пролювиальными и эоловыми процессами. Ледниковые отложения представлены комплексами моренных гряд, сформированных в ходе неоднократных стадий отступления ледников.

Гляциогенная морфология долины представлена сериями моренных гряд, формировавшихся в ходе позднеплейстоценовых оледенений. В результате анализа материалов дистанционного дешифрирования (ArcticDEM, Porter et al., 2023) и полевых исследований в долине р. Ундюлюнг выделены пять моренных комплексов (I–V), отличающихся по морфологии, высотному положению и степени денудации (рис. 3). Характер гряд позволяет рассматривать их как результат деятельности ледников различной генетической природы (конечных, абляционных и основных морен), при этом не исключается формирование части комплексов за счёт деградации погребённых реликтов мореносодержащего льда.

Таблица. Результаты космогенного датирования образцов в долине р. Ундюлюнг**Table.** Results of cosmogenic nuclide dating of samples from the Undyulyung River valley

Номер образца	Широта	Долгота	Абс. высота (м над ур. моря)	Высота образца (см)	Толщина образца	Топографический фактор экранирования	Концентрация ^{10}Be (10^5 ат/г)	Экспонированный возраст, тыс. л.
Und.1	65.9205°	125.9897°	391	20	5	0.999	1.651 ± 0.278	26.2 ± 4.7
Und.2	65.9206°	125.9897°	394	15	3	0.993	1.328 ± 0.172	20.8 ± 2.9
Und.3	65.9206°	125.9895°	395	15	4.5	0.999	1.598 ± 0.104	25.2 ± 2.2
Und.4	65.9206°	125.9892°	402	8	6	0.999	1.814 ± 0.708	28.8 ± 2.0
Und.5	65.9027°	126.0672°	111	500	3	0.999	0.5494 ± 0.0714	11.2 ± 1.6
Und.6	65.9027°	126.0672°	111	500	12	0.999	0.5178 ± 0.0801	11.4 ± 1.9
Und.7	65.9028°	126.0664°	107	90	6	0.997	0.8744 ± 0.0880	18.5 ± 2.1
Und.8	65.9030°	126.0674°	108	100	5	1	1.263 ± 0.351	26.5 ± 7.6
Und.9	65.9089°	126.0853°	150	300	4.5	0.993	0.8525 ± 0.0710	17.2 ± 1.7
Und.10	65.9094°	126.0855°	133	100	4	0.999	0.8521 ± 0.252	17.3 ± 5.2
Und.11	65.9095°	126.0857°	133	150	4.5	0.999	0.8376 ± 0.126	17.1 ± 2.7
Und. 12	65.9104°	126.0829°	118	100	4.5	1	1.077 ± 0.177	22.3 ± 3.9

Комплекс I приурочен к верховьям долины. Здесь выделяется от трёх до пяти конечно-моренных гряд, возвышающихся на 20–25 м над современным руслом. Отложения представлены диамиктоном. Абсолютные отметки поверхности I комплекса — 135 м над ур. моря, уреза реки — 115 м над ур. моря. Комплекс II расположен на месте выхода реки из горной части в районе Ундюлюнгского хребта на высоте 110 м над ур. моря. Здесь выделены участки с формами ледниково-аккумулятивного, экзарационно-эрозионного и экзарационного рельефа. В пределах комплекса выделены две моренные гряды (II-1 и II-2), которые, согласно полученным данным (см. ниже), относятся к одной стадии оледенения. Комплекс III занимает зону выхода реки на предгорную пологонаклонную равнину. Его поверхность располагается на высотах 100–120 м над ур. моря, а гряды возвышаются на 25–40 м над урезом воды. В пределах комплекса отмечается до восьми конечных гряд, а в разрезах вскрываются ледниковые и флювиогляциальные отложения, перекрытые пачками песчаных и лёссовидных отложений мощностью до 15 м. Комплекс IV выделяется в средней части предгорной равнины (80–100 м над ур. моря), пред-

ставлен сериями моренных гряд, достигающих 30–40 м над уровнем реки. Комплекс V локализован в нижнем течении реки. Его морфология выражена крутыми моренными грядами высотой до 50 м. Абсолютные отметки поверхности — 70–80 м над ур. моря.

Таким образом, конечные морены, сформированные на предгорной равнине (комплексы III–V), представляют собой классические предгорные формы рельефа, они покрыты мощными пачками песчаных и лёссовидных отложений эолового и озёрного происхождения. В горной части региона моренные комплексы I–II обладают более выраженной морфологией, с чёткими следами морозной сортировки и пучения.

Результаты космогенного датирования по ^{10}Be . Основные результаты, представленные в статье, получены для моренного комплекса II, где были обнаружены ледниковые валуны и выходы коренных пород с признаками ледниковой экзарации, откуда отобраны образцы для космогенного датирования. Всего получено 12 дат на основе анализа содержания *in situ* ^{10}Be (таблица). В пределах комплекса выделено три участка (рис. 4).

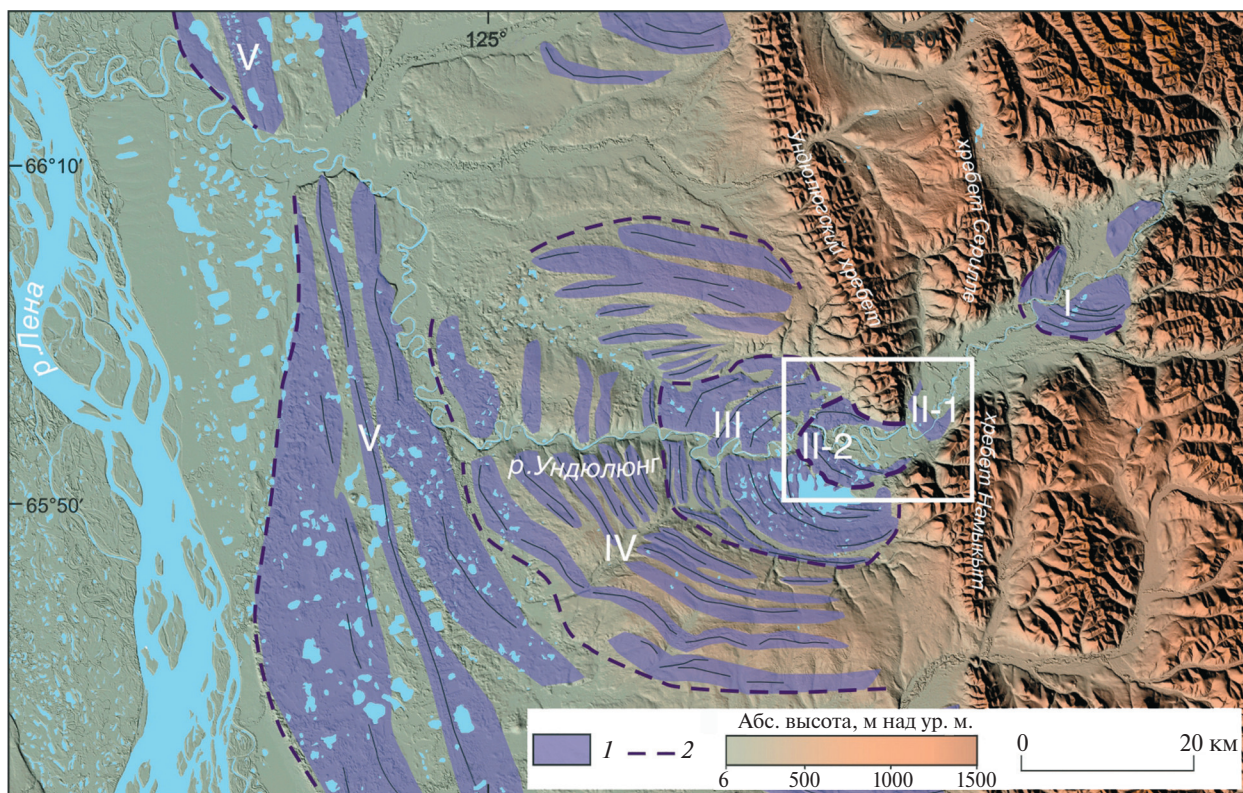


Рис. 3. Картографирование форм ледникового рельефа (обозначены фиолетовым цветом) в долине р. Ундюлюнг на западных предгорьях Верхоянского хребта. Область детальных исследований выделена белым прямоугольником. Римскими цифрами обозначены установленные моренные комплексы. В качестве основы использована цифровая модель рельефа высокого разрешения ArcticDEM (Porter et al., 2023).

Условные обозначения: 1 — ледниковые формы рельефа; 2 — границы максимальных продвижений ледников в пределах одного комплекса

Fig. 3. Mapping of glacial landforms (marked in purple) in the Undyulyung River valley, located in the western foothills of the Verkhoiansk Range. The detailed study area is outlined with a white rectangle. Roman numerals indicate the identified moraine complexes. Dashed lines show the maximum glacier extents within each complex. A high-resolution ArcticDEM digital elevation model (Porter et al., 2023) was used as the base map.

Legend: 1 — glacial landforms; 2 — boundaries of maximum glacier advance within a single complex

Участок 1 (см. рис. 4; рис. 5, а) располагается на водоразделе южного окончания хребта Ундюлюнгский на высоте 400 м над ур. моря. На поверхности выявлены хорошо обработанные ледником валуны (ледогранники) диаметром до 0.5 м, вероятно, являющиеся реликтами боковых морен. Здесь получено четыре даты: 26.2 ± 4.7 , 20.8 ± 2.9 , 25.2 ± 2.2 и 28.8 ± 2.0 тыс. л. (см. табл.).

Участок 2 (см. рис. 4) располагается в районе хребта Намыкыт и представляет собой ледниковый останец в виде гребня с узкой острой вершиной высотой до 10 м (см. рис. 5, б-в), на которой местами сохранены горизонтальные площадки коренных выходов песчаника. Абсолютная высота останца 111 м. Поверхность интенсивно раздроблена процессами выветривания, облом-

ки имеют острые грани и в элювии дают крупный щебень. Вокруг останца — фрагменты большого количества глыб размером до 3–5 м в диаметре со следами ледниковой штриховки и полировки. Также отмечаются фрагменты галечно-валунных отложений размерностью 5–30 см с песчано-суглинистым заполнителем. Для участка 2 два образца с плоской площадки на вершине останца дали возраст 11.2 ± 1.6 и 11.4 ± 1.9 тыс. лет и два образца из крупных валунов у основания дали возраст 18.5 ± 2.1 и 26.5 ± 7.6 тыс. лет (см. табл.).

Участок 3 (см. рис. 4) располагается северо-восточнее в 1 км от останца, где отмечается холмистая возвышенная поверхность, представленная выступами коренных песчаников, а также глыб и блоков размером до 5 м, в среднем 2–3 м (см. рис. 5, б-г). Вероятнее всего данная

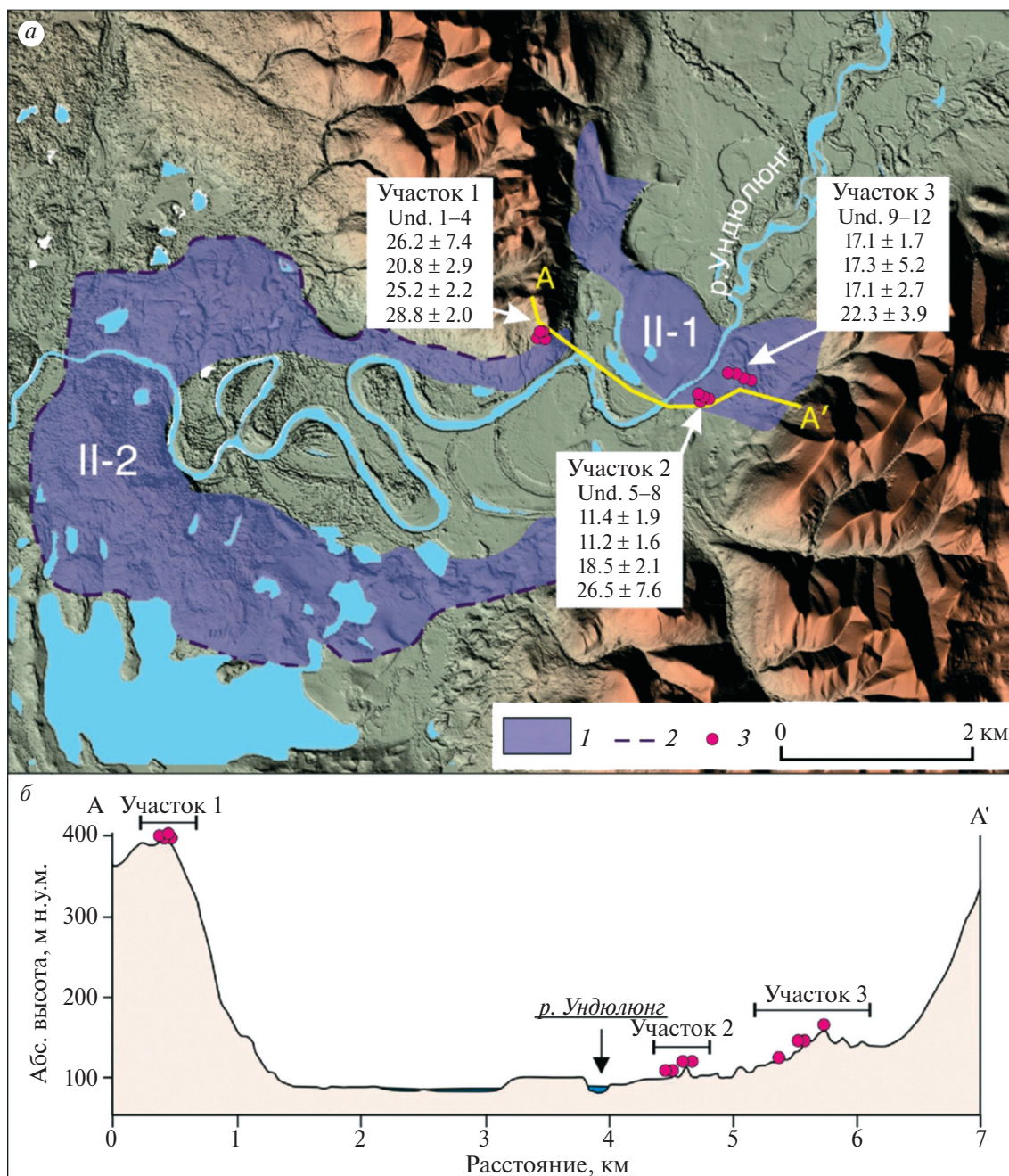


Рис. 4. Расположение участков исследования в долине Ундылюнг и экспонированные ^{10}Be возраста (а); Топографический профиль вдоль, иллюстрирующий относительные высоты участков (б). Условные обозначения: 1 — формы ледникового рельефа; 2 — граница максимального продвижения ледника в пределах исследуемого участка; 3 — места отбора проб на ^{10}Be

Fig. 4. Locations of the study sites in the Undyulyung valley and measured ^{10}Be exposure ages (a); longitudinal topographic profile illustrating the relative elevations of the sampling sites (b). Legend: 1 — glacial landforms; 2 — boundary of maximum glacier advance within the study area; 3 — ^{10}Be sampling locations

поверхность представляла из себя ригель, который впоследствии был переработан криогенным выветриванием. На некоторых участках видна скрыто-полигональная морозная сортировка, наблюдается растрескивание пород по свежим сколам. Встречаются поверхности

с ямками, углублениями, полостями, напоминающие ветровую корразию (это говорит о том, что блоки пород стабильны уже очень долгое время). Многие блоки несут на себе признаки интенсивной ледниковой обработки, такие как штриховка и отполированные грани. Результаты

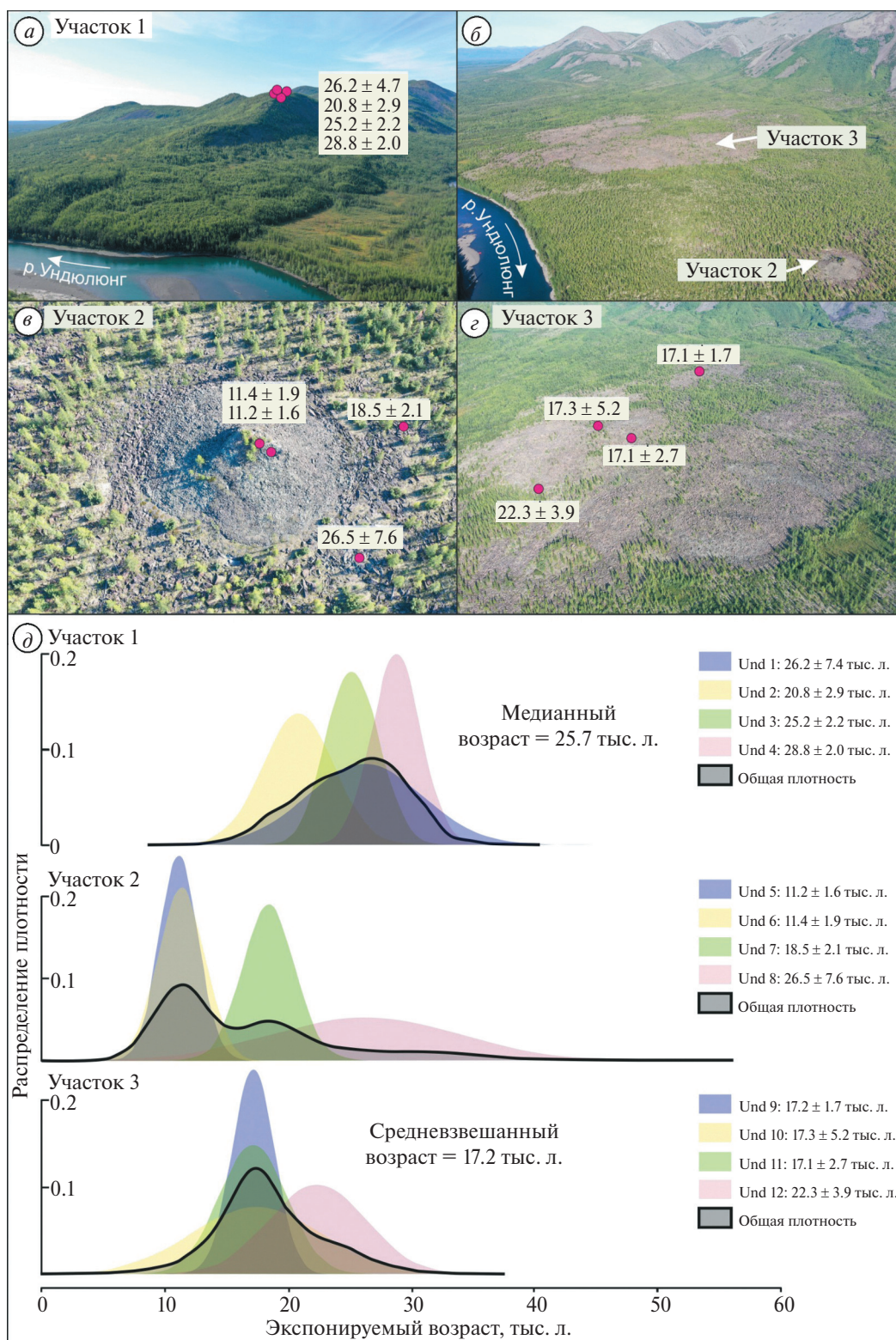


Рис. 5. Расположение мест отбора образцов и экспонированные ^{10}Be возраста: участок 1 на правом берегу р. Ундюлюнг (а); расположение участков 2 и 3 относительно друг друга на левом берегу р. Ундюлюнг (б); участки 2 и 3 соответственно (в–г); На вставке (д) показано распределение вероятностей с общей плотностью ^{10}Be возрастов экспонирования образцов на участках исследования

Fig. 5. Locations of sample sites and measured ^{10}Be exposure ages: Site 1 on the right bank of the Undyulyung River (а); Relative locations of sites 2 and 3 on the left bank of the Undyulyung River (б); Sites 2 and 3, respectively (в–г). Inset (д) shows the probability distribution with the overall density of ^{10}Be ages of sample exposure at the study sites

датирования крупных валунных блоков с участка 3 дали хорошее распределение возрастов экспонирования: 17.2 ± 1.7 , 17.3 ± 5.2 , 17.1 ± 2.7 и 22.3 ± 3.9 тыс. лет (см. табл.).

ОБСУЖДЕНИЕ

Интерпретация ^{10}Be датировок. Совокупность полученных данных позволяет интерпретировать ледниковую историю региона следующим образом. Датировки на участке 1 на водоразделе (400 м над ур. моря.) хорошо соответствуют друг другу и отражают позднплейстоценовую стабилизацию ледниковых валунов между 28 и 21 тыс. лет назад (соответствует периоду последнего ледникового максимума). При этом медианное значение возраста всех образцов равняется 25.7 ± 4.5 тыс. лет (см. рис. 5, д). Медиана как устойчивый статистический показатель отражает наиболее репрезентативный возраст среди полученных значений и позволяет уверенно датировать рассматриваемую стадию ледниковой истории. Межквартильный размах свидетельствует о достаточно высокой согласованности возрастов, что указывает на одновременное или близкое по времени обнажение поверхности, скорее всего в результате быстрой деградации или стабилизации края ледника. В это время ледник с минимальной мощностью около 300 м полностью заполнял долины, о чём свидетельствует положение ледниковых валунов над современным уровнем реки. При этом край ледника мог выходить за пределы горной области, где предположительно сформировал моренную гряду II-2.

Для корректной интерпретации данных участка 2 необходимо сначала рассмотреть результаты, полученные на участке 3. Опробование валунов на этом участке из крупных блоков на разных высотах холмистой поверхности (ригель) дали компактное распределение экспонированных возрастов в диапазоне 17–22 тыс. лет. Три образца (17.1 ± 2.7 , 17.2 ± 1.7 и 17.3 ± 5.2 тыс. лет) дают схожие значения, несмотря на различие в абсолютных высотах, на которых расположены эти точки. Это позволяет интерпретировать их как отражение времени дегляциации данной поверхности. Средневзвешенное значение возраста поверхности со стандартным отклонением на основе трёх образцов соответствует 17.2 ± 1.4 тыс. лет (см. рис. 5, д), что указывает на быстрое таяние ледника и вскрытие поверхности ригеля в самом конце последнего ледникового максимума. Бо-

лее древняя дата — 22 тыс. лет — возможно, связана с унаследованием космогенных нуклидов от предыдущих циклов экспонирования.

Полученные на участке 3 данные позволяют уточнить хронологические рамки дегляциации на участке 2. Здесь зафиксированы как постгляциальные значения возраста отложений (~11 тыс. лет), так и более древние (~18–26 тыс. лет), что указывает на сложную историю денудации и, возможно, частичное повторное вскрытие поверхностей. Две даты 18.4 ± 2.1 и 26.3 ± 7.5 тыс. лет назад (см. рис. 5, е) возраста были получены для крупных валунов, расположенных у основания ледникового останца, и они отражают время деградации ледника и формирование конечной морены II-1 в ходе отступления ледника в позднем плейстоцене. Однако сопоставление с участком 3 (где три согласованных даты дают значение возраста 17.2 тыс. лет) и который располагается всего в 1 км выше по течению от участка 2 (см. рис. 5, б), позволяет заключить, что дата 18.4 ± 2.1 тыс. лет более надёжно отражает момент окончательной дегляциации и стабилизации моренной поверхности участка 2, в то время как дата 26.3 ± 7.5 тыс. лет, вероятно, слишком древняя и указывает на процессы унаследования радионуклидов. Таким образом, сравнительный анализ участков 2 и 3 указывает на синхронное завершение ледниковой дегляциации и формирование моренных форм II комплекса в интервале 17–18.4 тыс. лет назад, что соответствует поздней стадии LGM в регионе. Эта интерпретация подтверждается региональными климатическими реконструкциями, согласно которым в это время происходило потепление и сокращение площади ледникового покрова.

Вторые два образца на участке 2, отобранные с плоской вершины останца, дают значительно более молодые значения (11.1 ± 1.6 и 11.3 ± 1.8 , см. рис. 5, б), что выбивается из общей хронологической последовательности. Эти значения возраста, вероятно, не отражают истинный момент дегляциации, а связаны с вторичными процессами, омолаживавшими поверхность. Возможные объяснения включают либо криогенное выветривание, вызвавшее локальную эрозию и удаление поверхностного слоя с накопленными космогенными нуклидами, либо временное покрытие останца рыхлыми отложениями, экранировавшими его от космического излучения, на что указывает наличие поблизости отложений валуников в понижениях и на прилегающих поверхностях.

Результаты датирования II комплекса указывают, что в интервале 28–21 тыс. лет назад в горной области существовал ледник, который сформировал боковые морены на участке I. Эти морены могут фиксировать как момент наступания ледника, так и стадии его стабилизации. К 17 тыс. лет назад на исследуемой территории произошла окончательная дегляциация ледника. Таким образом, данные оценки возраста дегляциации соответствует времени LGM.

Ледниковая история Верхоянского хребта. Результаты наших исследований в долине р. Ундюлюнг предоставляют убедительные свидетельства существования обширного горно-долинного оледенения на западных склонах Верхоянского хребта во время LGM. На основании геоморфологических наблюдений и космогенного датирования установлено, что в период максимального развития ледник полностью заполнял долину, достигая минимальной толщины не менее 300 м. Протяжённость ледниковой системы от осевой части хребта до района исследования могла составлять до 100 км, что свидетельствует о значительной экспансии ледников в высокогорных областях Восточной Сибири в это время.

Ключевой результат — определение времени существования и отступления ледника, основанное на ^{10}Be датировках валунов в пределах комплекса II. Данные на участке I указывают на время существования края ледника в интервале между 28 и 21 тыс. лет назад. Наиболее молодые значения на участке 3 (~17 тыс. лет назад) фиксируют момент отступления ледника от исследуемого участка долины р. Ундюлюнг. Это согласуется с представлениями о временных рамках глобального LGM, ~26–19 тыс. лет назад (Clark et al., 2009).

В верхней части долины р. Ундюлюнг выявлен более молодой моренный комплекс I. Он характеризуется свежей поверхностью форм, слабо выраженными следами денудации, что указывает на его пост-LGM происхождение. Предположено, что этот комплекс сформировался в ходе одной из стабилизаций или короткого наступания ледника в позднеледниковое время или даже в раннем голоцене. Однако отсутствие прямых датировок по этому комплексу не позволяет определить его возраст.

Геоморфологические данные, а также опубликованные материалы (Кинд и др., 1971; Stauch, Lehmkuhl, 2010; Barr, Clark, 2012), под-

тверждают, что аналогичные ледниковые формы существовали и в других долинах, прорезающих западный склон Верхоянского хребта. Конечные морены зафиксированы в долинах рек Дянушка, Тумара, Келе, Бегилян и Соболах-Маян, однако их возраст и генетическая принадлежность остаются предметом дискуссий. Согласно (Stauch, Lehmkuhl, 2010), основное оледенение в этом регионе могло иметь место более 50 тыс. лет назад, тогда как во время LGM территория хребта была частично свободна от ледников. Эти выводы основывались на ИКСЛ-датировках (инфракрасно-стимулированная люминесценция) валунов моренного комплекса I в долине Тумара — 52.8 ± 4.1 и 29.5 ± 2.8 тыс. лет. В то же время более ранние исследования (Кинд, 1971) предполагали существование оледенений не только в позднем плейстоцене, но и в голоцене, основываясь на радиоуглеродных датировках озёрно-аллювиальных отложений, перекрывающих морены. Тем не менее остаётся неясным, являются ли эти старые радиоуглеродные даты надёжными, учитывая, что они были измерены до обычного использования ускорительной масс-спектрометрии в радиоуглеродном датировании.

Полученные результаты хорошо вписываются в более широкий контекст ледниковой истории северо-востока Сибири. Так, в хребте Черского (долина Малык-Сиен) по данным космогенного датирования по ^{10}Be формирование наиболее молодой морены происходило в интервале 18–13 тыс. лет назад (рис. 6, б; Nørgaard et al., 2023; Аржанников и др., 2024), что соответствует позднеледниковому времени. В Корякском нагорье (долины Ныгчеквеем и Находка), по результатам ^{36}Cl -датирования, ледники достигали своих максимальных размеров между 21.6–11.6 и 16.6–14.7 тыс. лет назад соответственно (см. рис. 6, в; Gualtieri et al., 2000). На Чукотке (долина р. Кувевеем) наиболее молодые морены формировались в интервале между 23.6 и 16.2 тыс. лет назад (см. рис. 6, г; Brigham-Grette et al., 2003). Эти данные подтверждают, что пик активности горных ледников в различных регионах северо-востока Евразии нередко приходился на период после глобального LGM.

В долине р. Ундюлюнг также выделены более древние моренные комплексы (III–V), расположенные на предгорной равнине. Они характеризуются сглаженными формами, мощными толщами переотложенных и лёссовидных отложений, что позволяет предположить их формирование в ходе более ранних стадий оледенения.

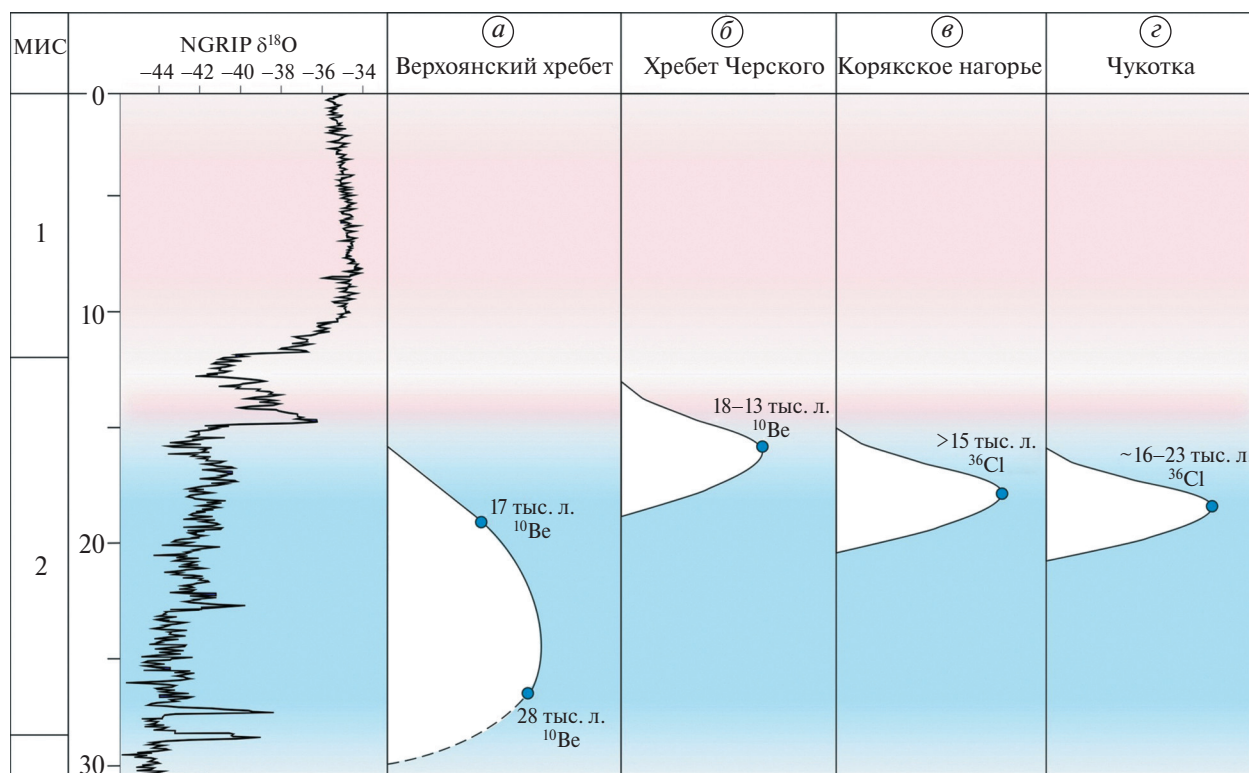


Рис. 6. Наступания ледников во время LGM в Северо-Восточной Азии: Верхоянский хребет, данная работа (а); хребет Черского (Nørgaard et al., 2023; Аржанников и др., 2024) (б); Корякское нагорье (Gualtieri et al., 2000; Glushkova, 2001) (в); Чукотское нагорье (Brigham-Grette et al., 2003) (г). Проведена корреляция с данными ледяного ядра NGRIP (NGRIP members, 2004)

Fig. 6. Glacier advances during the Last Glacial Maximum in northeastern Asia: Verkhoyansk Range (this study) (a); Chersky Range (Nørgaard et al., 2023; Arzhannikov et al., 2024) (b); Koryak Highlands (Gualtieri et al., 2000; Glushkova, 2001) (v); Chukotka Highlands (Brigham-Grette et al., 2003) (z). Correlation with NGRIP ice core data (NGRIP members, 2004) is shown

По аналогии с данными из долин Тумара и Дянушка (Stauch, Lehmkühl, 2010) предположено, что эти комплексы сформировались во время стадий МИС 4 и МИС 6, соответственно.

Сопоставление с региональными палеоклиматическими данными. Палеоклиматические условия Северо-Восточной Азии реконструируются преимущественно на основе непрерывных осадочных летописей из озёрных кернов и ледовых комплексов вечной мерзлоты. Данные палинологического, седиментологического и геохимического анализа из озера Эльгыгыт-гын на Чукотке (Melles, 2012), озера Эликчан-4 в Северо-Охотский регионе (Ложкин, Андерсон, 2008), озера Биллях на Верхоянском хребте (Diekmann et al., 2017) (см. рис. 1) показывают, что в период МИС 2 климат был значительно холоднее и суше по сравнению с современным.

Палеоэкологические сигналы, полученные из ледовых комплексов едомы на побережье Вос-

точно-Сибирского и Лаптевского морей, а также из дельты Лены, подтверждают преобладание сухих условий и крайне низких летних и зимних температур во время LGM (Schirrmeister et al., 2002). Кроме того, по всей территории Якутии зафиксировано формирование эоловых отложений, начиная как минимум с 21 тыс. лет назад, в конце позднего плейстоцена (Колпаков, 1983; Lukuanycheva et al., 2024; Vasilieva et al., 2024). Подобные образования характерны для многих холодных регионов мира и интерпретируются как индикаторы аридного и холодного климата (Seppälä, 2012).

Новые данные, полученные в рамках нашего исследования Верхоянского хребта, свидетельствуют о наличии значительного оледенения на данной территории во время LGM, что указывает на существование благоприятных климатических условий для формирования горных ледников. Морены, картированные на предгорной равнине долины р. Ундюлюнг, не были датиро-

ваны в рамках данной работы, однако, по опубликованным материалам (Stauch, Lehmkuhl, 2010), могут коррелировать с оледенениями стадий МИС 6 и МИС 4. Это предположение подтверждается наличием мощных покровов лёссовидных отложений на поверхности этих морен, что типично для раннеплейстоценовых комплексов.

Таким образом, пространственный масштаб оледенения в данном регионе с течением времени уменьшался: ледники периода LGM существенно уступали в размерах более древним покровным ледникам. Расстояние от внешней границы самого древнего комплекса (комплекс V) до комплекса LGM (комплекс II), датированного в этом исследовании, составляет около 80 км. Такое сокращение площади оледенения, вероятнее всего, отражает тенденцию к уменьшению атмосферных осадков в позднем плейстоцене. Подобный тренд прослеживается и в других регионах Северного полушария — от северо-восточной Сибири (Arzhannikov et al., 2012; Margold et al., 2016) до северо-запада Северной Америки (Ward et al., 2007; Stroeven et al., 2014).

Повышение аридности в этом обширном по протяжённости регионе может быть связано как с ростом западной части Евразийского ледникового щита, блокировавшего перенос влаги на восток, так и с изменением циркуляции струйных течений, вызванным усилением Лаврентийского ледникового щита (Krinner, 2011; Löffverström et al., 2014).

ВЫВОДЫ

Представлены новые данные, свидетельствующие о значительном оледенении Верхоянского хребта в период LGM. В ходе исследования получены двенадцать дат экспозиции ^{10}Be из ледниковых валунов и коренных пород на западном склоне Верхоянского хребта в долине р. Ундюлюнг. Установлено, что во время LGM ледник простирался более чем на 100 км от центральной части хребта до его фронтальной зоны. Наша хронология указывает на существование горно-долинного ледника на высоте около 300 м над ур. дна долины в период между 28 и 17 тыс. лет назад. Полученные данные пересматривают прежние гипотезы, согласно которым западные склоны Верхоянского хребта оставались преимущественно свободными ото льда на протяжении последних 50 тыс. л. (Stauch, Lehmkuhl, 2010). Результаты подтверждают тенденцию к сокра-

щению ледникового покрова в Северо-Восточной Сибири в течение позднего плейстоцена, что, возможно, отражает усиление аридизации этого региона с течением времени.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность [† А.А. Галанину] за организацию и финансирование полевых работ, а также за научное руководство и поддержку. Особая благодарность сотрудникам Института мерзлотоведения, с которыми проведены полевые исследования, за энтузиазм, настойчивость и командный дух в условиях труднодоступных маршрутов. Коллектив авторов также благодарит датских коллег, в особенности Мадса Кнудсена за содействие в организации аналитических работ и возможность проведения измерений в лабораториях космогенного датирования.

Работа выполнена в рамках гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (Соглашение № 075-15-2024-554 от 24.04.2024) и научно-исследовательского проекта № 122011800064-9 “Строение и ключевые этапы эволюции континентальной криолитозоны в неоплейстоцене и голоцене”.

Acknowledgments. The authors express their deep appreciation to [† A.A. Galanin] for organizing and funding the fieldwork, as well as for his scientific guidance and support. Special thanks are extended to the staff of the Institute of Permafrost Studies, who participated in the field campaigns, for their enthusiasm, perseverance, and team spirit under the challenging conditions of remote mountain routes in Yakutia. The authors also thank their Danish colleagues, especially Mads Knudsen, for assistance in organizing the analytical work and providing access to cosmogenic nuclide dating laboratories. This research was carried out with support from the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement No. 075-15-2024-554 dated 24.04.2024) and scientific research project No. 122011800064-9 “Structure and Key Stages of Evolution of the Continental Permafrost in the Pleistocene and Holocene”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аржанников С.Г., Аржанникова А.В., Чеботарев А.А., Торговкин Н.В., Семиколенных Д.В., Лукьянычева М.С., Курбанов Р.Н. Опыт применения метода космогенного датирования (^{10}Be) для оценки возраста и масштабов плейстоценового оледенения Северо-Восточной Сибири (на примере ледниковых комплексов хр. Черского) // Геоморфология

- и палеогеография. 2024. Т. 55. № 3. С. 53–72.
<https://doi.org/10.31857/S2949178924030039>
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Северо-Восток СССР. Наука, 1964. 304 с.
- Васильев И.С., Торговкин Я.И. Пространственное распределение осадков в Якутии // Метеорология и гидрология. 2002. № 6. С. 23–32.
- Гвоздецкий Н.А. Физико-географическое районирование СССР. 1968. 578 с.
- Кинд Н.В., Колтаков В.В., Сулержицкий Л.Д. О возрасте оледенений Верхоянья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1971. № 10. С. 135–144.
- Колтаков В.В. Эоловые четвертичные отложения приленской Якутии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1983. № 52. С. 123–131.
- Ложкин А.В., Андерсон П.М., Матросова Т.В., Соломаткина Т.Б. Опыт изучения озерных пыльцевых летописей для реконструкции природной среды Берингии в четвертичный период // Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2008. № 1. С. 24–32.
- Мурзин Ю.А. Ледники Якутии // Наука и техника в Якутии. 2003. № 2 (5). С. 102–107.
- Щербаков О.И., Кропачев А.П., Гамянин Г.Н., Гриненко В.С., Князев В.Г., Метелев В.И., Павлова И.В., Прокопьев А.В., Розинов М.И., Серкина Г.Г., Сметанникова Л.И., Трущелов А.М., Федорова С.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q52 — Верхоянские цепи. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 335 с.
- Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M., Arzhannikova A.V., Vassallo R., Chauvet A., Bourlès D., Chauvet F. History of late Pleistocene Glaciations in the Central Sayan-Tuva Upland (Southern Siberia). // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 49. P. 16–32.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.005>
- Barr I.D., Clark C.D. Late Quaternary Glaciations in Far NE Russia; Combining Moraines, Topography and Chronology to Assess Regional and Global Glaciation Synchrony // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 53. P. 72–87.
- 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 ¹⁰Be and ²⁶Al Measurements // *Quaternary Geochronology*. 2008. V. 3. No. 3. P. 174–195.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>
- Brigham-Grette J., Gualtieri L.M., Glushkova O.Y., Hamilton T.D., Mostoller D., Kotov A. Chlorine-36 and ¹⁴C Chronology Support a Limited Last Glacial Maximum Across Central Chukotka, Northeastern Siberia, and no Beringian Ice Sheet // *Quaternary Research*. 2003. V. 59. No. 3. P. 386–398.
[https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(03\)00058-9](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00058-9)
- Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., McCabe A.M. The Last Glacial Maximum // *Science*. 2009. V. 325. No. 5941. P. 710–714.
<https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Diekmann B., Pestryakova L., Nazarova L., Subetto D., Tarasov P.E., Stauch G., Müller S. Late Quaternary Lake Dynamics in the Verkhoyansk Mountains of Eastern Siberia: Implications for Climate and Glaciation History // *Polarforschung*. 2017. V. 86. No. 2. P. 97–110.
<https://doi.org/10.2312/polarforschung.86.2.97>
- Glushkova O.Y. Geomorphological Correlation of Late Pleistocene Glacial Complexes of Western and Eastern Beringia // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. No. 1–3. P. 405–417.
- Gualtieri L., Glushkova O., Brigham-Grette J. Evidence for Restricted Ice Extent During the Last Glacial Maximum in the Koryak Mountains of Chukotka, Far Eastern Russia // *Geological Society of America Bulletin*. 2000. V. 112. No. 7. P. 1106–1118.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1106:EFRIED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1106:EFRIED>2.0.CO;2)
- Gosse J.C., Phillips F.M. Terrestrial In Situ Cosmogenic Nuclides: Theory and Application // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. No. 14. P. 1475–1560.
- Krinner G., Diekmann B., Colleoni F., Stauch G. Global, Regional and Local Scale Factors Determining Glaciation Extent in Eastern Siberia over the Last 140,000 Years // *Quaternary Science Reviews*. 2011. V. 30. No. 7–8. P. 821–831.
- Löfverström M., Caballero R., Nilsson J., Kleman J. Evolution of the large-scale atmospheric circulation in response to changing ice sheets over the last glacial cycle // *Climate of the Past*. 2014. V. 10. No. 4. P. 1453–1471.
- Lukyanycheva M., Kurbanov R., Taratunina N., Vasilieva A., Lytkin V., Panin A., Anoiakin A., Stevens T., Murray A., Buylaert J.-P., Knudsen M. Dating Post-LGM Aeolian Sedimentation and the Late Palaeolithic in Central Yakutia (Northeastern Siberia) // *Quaternary Geochronology*. 2024. No. 83. P. 101563.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101563>
- Melles M., Brigham-Grette J., Glushkova O.Y., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Hubberten H.W. Sedimentary Geochemistry of Core PG1351 from Lake El'gygytgyn—a Sensitive Record of Climate Variability in the East Siberian Arctic During the Past Three Glacial–Interglacial Cycles // *Journal of Paleolimnology*. 2007. V. 37. P. 89–104.
<https://doi.org/10.1007/s10933-006-9025-6>
- Margold M., Jansen J.D., Gurinov A.L., Codilean A.T., Fink D., Preusser F., Reznichenko N.V., Mifsud C. Extensive Glaciation in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum // *Quaternary Science Reviews*. 2016. No. 132. P. 161–174.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.11.018>

- Nørgaard J., Margold M., Jansen J.D., Kurbanov R., Szuman I., Andersen J.L., Olsen J., Faurischou Knudsen M. Absence of Large-Scale Ice Masses in Central Northeast Siberia During the Late Pleistocene // *Geophysical Research Letters*. 2023. V. 50. No. 10. P. e2023GL103594.
- 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. ArcticDEM—Mosaics, Version 4.1 // Harvard Dataverse. 2023. <https://doi.org/10.7910/DVN/3VDC4W>
- Schirmer L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Bobrov A. Paleoenvironmental and Paleoclimatic Records from Permafrost Deposits in the Arctic Region of Northern Siberia // *Quaternary International*. 2002. V. 89. No. 1. P. 97–118. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00083-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00083-0)
- Stauch G., Lehmkühl F. Quaternary Glaciations in the Verkhoyansk Mountains, Northeast Siberia // *Quaternary Research*. 2010. V. 74. No. 1. P. 145–155
- Stroeven A.P., Fabel D., Margold M., Clague J.J., Xu S. Investigating Absolute Chronologies of Glacial Advances in the NW Sector of the Cordilleran Ice Sheet with Terrestrial In Situ Cosmogenic Nuclides // *Quaternary Science Reviews*. 2014. No. 92. P. 429–443. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.09.026>
- Seppälä M. Wind as a Geomorphic Agent in Cold Climates. Cambridge University Press. 2012.
- Vasilieva A.N., Murray A.S., Taratunina N.A., Buylaert J.-P., Lytkin V.M., Shaposhnikov G.I., Stevens T., Ujvari G., Kertész T.G., Kurbanov R.N. Absolute Dating of Sediments Forming the Lena River Terraces (Northeastern Siberia) // *Quaternary Geochronology*. 2024. No. 83. Article 101592. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101592>

Citation: Lukyanycheva M.S., Vasilieva A.N., Lytkin V.M., Kurbanov R.N. Glaciation of the Western Foothills of the Verkhoyansk Range During the Late Glacial Maximum (LGM). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 138–154. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010104

Glaciation of the Western Foothills of the Verkhoyansk Range During the Last Glacial Maximum (LGM)

© 2026 M. S. Lukyanycheva^{a, #}, A. N. Vasilieva^{a, b}, V. M. Lytkin^b, R. N. Kurbanov^{a, c}

^a*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

^b*Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of RAS, Yakutsk, Russia*

^c*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: mashluk95@gmail.com*

Received July 11, 2025; revised September 14, 2025; accepted December 29, 2025

The article presents the chronology and extent of Quaternary glaciations in North-Eastern Siberia, using the Verkhoyansk Range as an example. This Range is one of the largest and least studied mountain ranges in the region. We analyzed available geomorphological and stratigraphic data, as well as the present-day dating techniques (in particular, cosmogenic dating using ¹⁰Be) applied to glacial deposits and landforms in the Undyulyung River valley. The results obtained on the basis of 12 exposure ages from content of *in situ* ¹⁰Be in glacial boulders and bedrocks testify to the presence of a large mountain-valley glaciation in the Late Pleistocene. Glaciers filled the valleys and extended over 100 km westward from the central axis of the Ridge during the Last Glacial Maximum (LGM) that is approximately 28–17 ka. Field investigations and new dating results made possible more correct definition of the time frame of the glaciers' deglaciation and confirmation that ice thickness during this period reached up to 300 meters. The extent of glaciation likely covered significant areas of the western slopes of the range. A comparison with regional paleoclimatic and geochronological data indicates synchronicity in Late Pleistocene deglaciation stages across North-Eastern Siberia and highlights the importance of ¹⁰Be dating for reconstructing the glacial dynamics. Finally, our findings support the hypothesis of a stage-by-stage reduction in the volume of the ice cover in the North-Eastern Siberia during the Late Pleistocene. This work highlights the importance of the Verkhoyansk Range as a natural archive for paleoclimate reconstruction in North-Eastern Asia and emphasizes the need for further comprehensive research to resolve existing controversial issues related to the history of glaciations in the region.

Keywords: moraines, mountain-valley glaciers, cosmogenic dating, ¹⁰Be, Pleistocene, paleoclimate, Yakutia

REFERENCES

- Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Chebotarev A.A., Torgovkin N.V., Semikolennykh D.V., Lukyanycheva M.S., Kurbanov R.N. Experience of Applying the Cosmogenic Dating Method (^{10}Be) to Assess the Age and Scale of the Pleistocene Glaciation in North-Eastern Siberia (Based on the Example of Glacier Complexes of the Chersky Ridge). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Geomorphology and Paleogeography. 2024, 55 (3): 53–72. [In Russian]
<https://doi.org/10.31857/S2949178924030039>
- Baranova Yu.P., Biske S.F. Severo-Vostok SSSR. Northeast of the USSR. Science, 1964: 304 p. [In Russian]
- Vasil'ev I.S., Torgovkin Ya.I. Spatial Distribution of Precipitation in Yakutia. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2002, 6: 23–32. [In Russian]
- Gvozdeckiy N.A. Fiziko-geograficheskoe rayonirovanie SSSR. Physical and Geographical Zoning of the USSR. 1968: 578 p. [In Russian]
- Kind N.V., Kolpakov V.V., Sulerzhitskiy L.D. On the Age of Glaciations in the Verkhoyansk Region. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Seriya geograficheskaya*. Proc. of RAS. Geographical series. 1971, 10: 135–144. [In Russian]
- Kolpakov V.V. Aeolian Quaternary Deposits in the Prilensky Part of Yakutia. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period. 1983, 52: 123–131. [In Russian]
- Lozhkin A.V., Anderson P.M., Matrosova T.V., Solomatkina T.B. Studying Lake Pollen Records for Quaternary Environmental Reconstructions in Beringia. *Vestnik Dal'nevostochnogo otdeleniya Rossiyskoy akademii nauk*. Herald of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. 2008, 1: 24–32. [In Russian]
- Murzin Yu.A. Glaciers of Yakutia. *Nauka i tekhnika v Yakutii*. Science and Technology in Yakutia. 2003, 2 (5): 102–107. [In Russian]
- Shcherbakov O.I., Kropachev A.P., Gamyarin G.N., Grinenko V.S., Knyazev V.G., Metelev V.I., Pavlova I.V., Prokopyev A.V., Rozinov M.I., Serkina G.G., Smetannikova L.I., Trushchelev A.M., Fedorova S.S. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tretye pokolenie). *Seriya Verkhoyano-Kolymskaya. List Q52 — Verkhoyanskies tsepi. Ob'yasnitel'naya zapiska*. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (Third Generation). Verkhoyano-Kolyma Series. Sheet Q52 — Verkhoyansk Ranges. Explanatory Note. Saint Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory. 2008: 335 p. [In Russian]
- Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M., Arzhannikova A.V., Vassallo R., Chauvet A., Bourlès D., Chauvet F. History of Late Pleistocene Glaciations in the Central Sayan-Tuva Upland (Southern Siberia). *Quaternary Science Review*. 2012, 49: 16–32.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.005>
- Barr I.D., Clark C.D. Late Quaternary Glaciations in Far NE Russia; Combining Moraines, Topography and Chronology to Assess Regional and Global Glaciation Synchrony. *Quaternary Sci. Rev.* 2012, 53: 72–87.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.004>
- 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}Be and ^{26}Al Measurements. *Quaternary Geochronology*. 2008, 3 (3): 174–195.
- Brigham-Grette J., Gualtieri L. M., Glushkova O.Y., Hamilton T.D., Mostoller D., Kotov A. Chlorine-36 and ^{14}C Chronology Support a Limited Last Glacial Maximum Across Central Chukotka, Northeastern Siberia, and no Beringian Ice Sheet. *Quaternary Research*. 2003, 59 (3): 386–398.
[https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(03\)00058-9](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00058-9)
- Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., McCabe A.M. The Last Glacial Maximum. *Science*. 2009, 325 (5941): 710–714.
<https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Diekmann B., Pestryakova L., Nazarova L., Subetto D., Tarasov P. E., Stauch G., Müller S. Late Quaternary Lake Dynamics in the Verkhoyansk Mountains of Eastern Siberia: Implications for Climate and Glaciation History. *Polarforschung*. 2017, 86 (2): 97–110.
<https://doi.org/10.2312/polarforschung.86.2.97>
- Glushkova O.Y. Geomorphological correlation of Late Pleistocene Glacial Complexes of Western and Eastern Beringia. *Quaternary Science Reviews*. 2001, 20 (1–3): 405–417.
- Gualtieri L., Glushkova O., Brigham-Grette J. Evidence for Restricted Ice Extent During the Last Glacial Maximum in the Koryak Mountains of Chukotka, Far Eastern Russia // Geological Society of America Bulletin. 2000, 112 (7): 1106–1118.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1106:EFRIED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1106:EFRIED>2.0.CO;2)
- Gosse J.C., Phillips F.M. Terrestrial In Situ Cosmogenic Nuclides: Theory and Application. *Quaternary Science Reviews*. 2001, 20 (14): 1475–1560.
- Krinner G., Diekmann B., Colleoni F., Stauch G. Global, Regional and Local Scale Factors Determining Glaciation Extent in Eastern Siberia over the Last 140,000 Years. *Quaternary Science Reviews*. 2011, 30 (7–8): 821–831.
- Löfverström M., Caballero R., Nilsson J., Kleman, J. Evolution of the Large-Scale Atmospheric Circulation in Response to Changing Ice Sheets over the Last Glacial Cycle. *Climate of the Past*. 2014, 10 (4):1453–1471.

- Lukyanycheva M., Kurbanov R., Taratunina N., Vasilieva A., Lytkin V., Panin A., Anoikin A., Stevens T., Murray A., Buylaert J.-P., Knudsen M.* Dating Post-LGM Aeolian Sedimentation and the Late Palaeolithic in Central Yakutia (Northeastern Siberia). *Quaternary Geochronology*. 2024, 83: 101563.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101563>
- Melles M., Brigham-Grette J., Glushkova O.Y., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Hubberten H.W.* Sedimentary Geochemistry of Core PG1351 from Lake El'gygytgyn—a Sensitive Record of Climate Variability in the East Siberian Arctic During the Past Three Glacial–Interglacial Cycles. *Journal of Paleolimnology*. 2007, 37: 89–104.
<https://doi.org/10.1007/s10933-006-9025-6>
- Margold M., Jansen J.D., Gurinov A.L., Codilean A.T., Fink D., Preusser F., Reznichenko N.V., Mifsud C.* Extensive Glaciation in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* 2016, 132: 161–174.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.11.018>
- Nørgaard J., Margold M., Jansen J.D., Kurbanov R., Szuman I., Andersen J.L., Olsen J., Faurischou Knudsen M.* Absence of Large-Scale Ice Masses in Central Northeast Siberia During the Late Pleistocene. *Geophysical Research Letters*. 2023, 50 (10): e2023GL103594.
- 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.* “ArcticDEM — Mosaics, Version 4.1”, Harvard Dataverse. 2023.
<https://doi.org/10.7910/DVN/3VDC4W>
- Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Bobrov A.* Paleoenvironmental and Paleoclimatic Records from Permafrost Deposits in the Arctic Region of Northern Siberia. *Quaternary International*. 2002, 89 (1): 97–118.
[https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00083-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00083-0)
- Stauch G., Lehmkuhl F.* Quaternary Glaciations in the Verkhoyansk Mountains, Northeast Siberia. *Quaternary Research*. 2010, 74 (1): 145–155.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.04.003>
- Stroeven A.P., Fabel D., Margold M., Clague J.J., Xu S.* Investigating Absolute Chronologies of Glacial Advances in the NW Sector of the Cordilleran Ice Sheet with Terrestrial In Situ Cosmogenic Nuclides. *Quaternary Science Reviews*. 2014, 92: 429–443.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.09.026>
- Seppälä M.* Wind as a Geomorphic Agent in Cold Climates. Cambridge University Press. 2012.
- Vasilieva A.N., Murray A.S., Taratunina N.A., Buylaert J.-P., Lytkin V.M., Shaposhnikov G.I., Stevens T., Ujvari G., Kertész T.G., Kurbanov R.N.* Absolute Dating of Sediments Forming the Lena River Terraces (Northeastern Siberia). *Quaternary Geochronology*. 2024, 83: 101592.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101592>

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ ПО ПЛАСТОВЫМ ЛЬДАМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ — КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2026 г. Ю. Н. Чижова^{1,*}, Ю. К. Васильчук²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: eacentr@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.07.2025 г.

После доработки 08.10.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Вопросы генезиса пластовых льдов до сих пор остаются дискуссионными и во многих случаях нерешаемыми. Метод интерпретации $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ -соотношения позволяет установить источник воды и условия формирования залежи. Основой методического подхода служит установление условий закрытой или открытой системы при промерзании по величине наклона линии тренда $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ образцов льда. Потенциал этого подхода продемонстрирован на примере данных по пластовым льдам, вскрытым в скважинах на территории ГКМ Бованенково и обнажении термоцирка на третьей морской террасе близ стационара “Васькины дачи” (Центральный Ямал). В первом случае показано, что лёд формировался при большом обводнении, свободном доступе воды (открытая система), которая меняла с течением времени свои изотопные параметры. Во втором случае лёд формировался в условиях закрытой системы при сингенетическом накоплении донных озёрных осадков. Для сравнения обобщены данные по ранее опубликованным пластовым льдам Ямала, большая часть из которых интерпретируются как внутригрунтовый лёд, сформированный в условиях открытой системы.

Ключевые слова: изотопный состав кислорода, изотопный состав водорода, подземный лёд, генезис пластового льда, Ямал

DOI: 10.7868/S2412376526010112

ВВЕДЕНИЕ

Пластовые льды по определению Б.И. Втюрина — это подземный лёд мощностью более 0.5 м, залегающий в многолетнемёрзлых породах (далее — ММП) (Гляциологический словарь, 1984). Пластовые льды (далее — ПЛ) — одно из самых опасных геокриологических явлений, так как осложняет практически любые виды человеческой деятельности в районах распространения ММП: строительство и эксплуатацию трубопроводов, железных и автомобильных дорог, функционирование нефте- и газодобывающих скважин и др. Вместе с тем ПЛ — это одно из наиболее интересных

природных явлений, происхождение которых дискутируется уже более 130 лет, и к единому мнению исследователи пока не пришли. Впервые пластовые льды на Новосибирских островах упоминаются Э.В. Толлем и К.А. Воллосвичем. На западном побережье мыса Высокий (о. Новая Сибирь) в 1901 г. они описали разрез, в основании которого залегал подземный лёд, перекрытый морскими суглинками с остатками раковин. В результате исследования обнажений с ископаемыми льдами на о-вах Ляховских, Котельном и материковом побережье они заключили, что подземные льды (они называли их каменным льдом) — это остатки захоронённого ледника.

Долгое время версия о том, что мощные подземные залежи льда являются остатками былых оледенений, была одной из главенствующих (Тарноградский, 1982; Соломатин, 1993; Анисимов и др., 2006). Согласно другой концепции, содержащие залежи подземных льдов мёрзлые толщи разновозрастны, а слагающие их осадки накапливались в морских бассейнах, возникавших на севере Западной Сибири в плейстоцене неоднократно в результате трансгрессий Полярного бассейна (Данилов, 1978). Образование внутригрунтовых пластовых залежей льда связывается с процессом промерзания донных осадков, накопившихся в морском опресненном бассейне или в морской слабозасоленной лагуне (Дубиков, 1982, 2002). Согласно И.Д. Данилову, влага, из которой формировался лёд крупных залежей, связана с пресными подземными водами свободного водообмена (Данилов и др., 1992).

В пределах Ямала можно выделить крупный регион, где залежи ПЛ превалируют над другими видами подземных льдов, — это территория Бованенковского газоконденсатного месторождения (далее — ГКМ). Встреченные здесь пластовые залежи достигают 1–2 км в ширину и 25–28 м в высоту (Пармузин, Суходольский, 1982; Соломатин и др., 1993; Michel, 1998; Васильчук, 2010; Крицук, 2010). Вопрос установления генезиса ПЛ — наиболее сложный. Условия залегания ПЛ, состав вмещающих пород и даже состав самой пластовой залежи не могут быть однозначными индикаторами генезиса ПЛ, так как практически любые характеристики могут быть как показателем захоронённого, так и внутригрунтового происхождения. Определённый оптимизм появился после работ А.К. Васильчук, предложившей использовать спорово-пыльцевой комплекс во льду пластовых залежей в качестве индикатора их генезиса (Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2021). Однако, к сожалению, пока этот метод также редко применяется. Предполагается, что одним из уверенных индикаторов может быть соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ для льда пластовых залежей.

Цель статьи — рассмотрение значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда и соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ в качестве инструмента реконструкции условий его формирования и источников воды, послужившей для его образования. Для этого рассмотрены изотопные данные по двум ключевым участкам Центрального Ямала (рис. 1) и несколькими известными залежам ПЛ, данные по которым опубликованы ранее, а также в одном методиче-

ском подходе к интерпретации — рассмотрении соответствия натуральных данных закрытой или открытой системе льдообразования.

МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Распределение значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ подземного льда может быть применено для реконструкции условий образования — были ли это условия открытой системы (когда источник для образования льда пополнялся атмосферными или грунтовыми водами), или условия закрытой системы, когда резервуар был ограничен и не имел связи с другими объёмами воды. Как правило, в условиях открытой системы образуются полигонально-жильные льды (далее — ПЖЛ), сегрегационные льды бугров пучения с подземным питанием и пластовые льды сегрегационного генезиса. В условиях закрытой системы образуются озёрные льды, наледи, ледяные ядра булгунняхов (пинго) и некоторые типы текстурных и пластовых льдов. Несмотря на то, что наледи представляют собой ледяное тело на поверхности, сформированное при послойном замерзании изливающейся воды, изотопный состав наледного льда указывает на условия закрытой системы (Clark, Lauriol, 1997). Образование наледи связано с гидростатическим давлением при промерзании водоносного горизонта. Таким образом, горизонт оказывается лишён подпитки извне, и вода последовательно облегчается при продолжающемся намерзании льда.

Условия закрытой и открытой системы. Впервые эффект конжеляционного льдообразования в закрытой системе описан для краевых и глубинных частей ледников Антарктиды, а также наледного льда Сухих долин в Антарктиде (Souchez, Jouzel, 1984). Талые ледниковые воды повторно замерзали в условиях ограниченного объёма (закрытой системы), что отражалось на уменьшении наклона линии регрессии $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$. Для ледникового льда это соотношение в глобальном масштабе связано коэффициентом близким к 8 (и соответствует глобальной линии метеорных вод), поскольку ледниковый лёд представляет собой сохранённые атмосферные осадки. Изотопные характеристики конжеляционного льда определяются факторами изотопного фракционирования в системе вода–лёд. Когда объём воды очень велик по отношению к объёму формируемого льда (или этот объём постоянно пополняется), система считается открытой и значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда выше, чем



Рис. 1. Положение изученных залежей пластовых льдов на п-ов Ямал. Ключевые участки (1–2): 1 — Бованенково, 2 — вблизи стационара “Васькины дачи”; и по литературным источникам (3–6): 3 — Харасавэй, 4 — Марре-Сале, 5 — р. Еркутаяха, 6 — пос. Сабетта

Fig. 1. The location of the studied massive ice deposits on the Yamal Peninsula. Key areas (1–2): 1 — Bovanenkovo, 2 — near the Vaskiny Dachi station; and according to literary sources (3–6): 3 — Kharasavey, 4 — Marre-Sale, 5 — Yerkutayakha River, 6 — Sabitta settlement

исходной воды на величину изотопного сдвига, зависящего от величин коэффициентов изотопного фракционирования. Классический пример льда, сформированного в условиях открытой системы, — морские и речные льды. В условиях закрытой системы, когда объём воды ограничен и вся она постепенно переходит в лёд, значения $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ льда соответствуют рэлеевскому исчерпанию и формируют линию регрессии с наклоном меньше 7.29. Наклон линии регрессии для льда, образующегося из жидкой воды в условиях закрытой системы, связан исключительно с изотопными параметрами начальной воды (Souchez, Jouzel, 1984). Чем ниже начальные изотопные параметры воды, тем ниже будет наклон, характерный для образованного льда, вплоть до 4, как это было описано для озёрного льда Антарктиды (Jouzel, Souchez, 1982).

Расчёт изотопных параметров льда, образующегося в условиях закрытой системы, производится по формуле (Souchez, Jouzel, 1984):

$$\delta_{ice} = \alpha(\delta_0 + 1000)f^{(\alpha-1)} - 1000, \quad (1)$$

где δ_{ice} — значения $\delta^{18}\text{O}$ образованного льда, δ_0 — значения $\delta^{18}\text{O}$ начальной воды, f — доля остающейся воды в долях единицы, с шагом от 0.9 до 0.1, α — коэффициент фракционирования в системе вода–лёд. В англоязычной литературе для линейно ориентированного распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в соответствии с расчётом по (1) применяется термин *freezing slope*.

Для объяснения низких наклонов линии регрессии $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для конгеляционного льда Антарктиды Ж. Жузель и Р. Суше предположили,

что главенствующим фактором неравновесного льдообразования, т.е. кинетических эффектов при льдовыделении, служит скорость льдообразования (Souchez et al., 2000). Затем Д. Лассель (Lacelle, 2011) развил эту идею с учётом разной величины факторов изотопного фракционирования. На примерах ледникового льда и льда ядра пинго он показал, что дополнительный критерий — отношение $d_{exc}-\delta^2H$ — иллюстрирует отличия атмосферного (ледникового) льда от конжеляционного льда, сформированного в закрытой системе. Дейтериевый эксцесс (d_{exc}) рассчитывается из уравнения Крейга как (d_{exc}) = $\delta^2H - 8 * \delta^{18}O$ (Dansgaard, 1964), т.е. его величина прямо и неизменно связана с линией метеорных вод (далее — ГЛМВ). Отношение $d_{exc}-\delta^2H$, которое также применял в своей работе (Souchez et al., 2000), не учитывалось в текущей работе, так как прямое следствие отклонения значений конжеляционного льда от ГЛМВ — это производное от соотношения $\delta^{18}O-\delta^2H$.

В открытой системе изотопные параметры льда определяются изотопными характеристиками начальной воды и скоростью образования льда. В случае формирования льда в открытой системе доля жидкой воды f в уравнении (1) близка к единице и изотопные параметры льда близки к

$$\delta_{ice} = \alpha(\delta_0 + 1000) - 1000 \quad (2),$$

т.е. зависят от величины коэффициента изотопного фракционирования. Важный фактор — объём резервуара воды, скорость пополнения водного резервуара и неизменность/изменчивость изотопных параметров поступающей в резервуар воды. Для условий открытой системы предложен расчёт наклона линии тренда в $\delta^{18}O-\delta^2H$ координатах при изменении изотопных параметров воды в резервуаре и разном соотношении скоростей льдообразования и поступления свежей воды в резервуар (Souchez, de Groot, 1985). В общем виде, при увеличении разности между начальным изотопным сигналом воды резервуара и изотопным сигналом поступающей воды (если эти воды соответствуют линии метеорных вод), наклон для льда приближается к 8. В случае, если разницы между начальной и поступающей водой нет, на $\delta^{18}O-\delta^2H$ диаграмме точки льда группируются вблизи значений $\delta_{ice} = \delta_0 + \epsilon$, где $\epsilon = (\alpha - 1) \times 1000\text{‰}$ (Souchez, de Groot, 1985), что соответствует уравнению (2).

В случае, когда скорость поступления воды в резервуар значительно выше скорости забора

воды на лёд, т.е. соблюдаются условия открытой системы, и изотопные параметры воды-источника меняются, наклон линии тренда в координатах $\delta^{18}O$ и δ^2H для льда будет приближаться к наклону для смеси конечных смешивающихся членов, но лёд будет характеризоваться понижением дейтериевого эксцесса по сравнению с исходной водой. В случае, если скорость поступления воды в резервуар значительно ниже скорости образования льда, система превращается в закрытую. Ещё один из сценариев формирования изотопного состава конжеляционных льдов — условия полузакрытой системы, например, в ходе многолетнего образования льда резервуар воды частично исчерпывается на льдообразование, а затем пополняется новой порцией воды. В этом случае, если изотопные параметры поступающей воды не меняются, наклон линии тренда в $\delta^{18}O-\delta^2H$ координатах для льда будет соответствовать наклону закрытой системы, однако диапазон изменения величин $\delta^{18}O$ и δ^2H льда будет меньше. Если изотопные параметры входящей воды будут меняться, то полузакрытая система превратится в открытую.

Источник воды. В случае закрытой системы величина наклона в координатах $\delta^{18}O-\delta^2H$ зависит исключительно от параметров начальной воды; таким образом, можно подобрать эти параметры до наилучшего совпадения расчётных наклонов (1) натурным данным.

В случае открытой системы расчёт изотопных параметров льда можно выполнить по (2). Однако сама величина коэффициентов изотопного фракционирования в природных процессах зависит от скорости протекания реакции перехода воды в лёд. Равновесные α составляют 1.0029 и 1.021‰ для ^{18}O и 2H соответственно (Lehmann, Siegenthaler, 1991), а в условиях природного эксперимента были зафиксированы величины α равные 1.0018 и 1.013‰ для ^{18}O и 2H соответственно (Perşoiu et al., 2011). Кроме того, если в формировании льда участвовали поверхностные воды, нельзя исключать процессы испарения, которые приводят к увеличению начальных значений $\delta^{18}O$ и δ^2H воды вдоль линейного тренда $\delta^{18}O-\delta^2H$ с наклоном от 6 до 5 (наклон линии испарения).

ИСТОЧНИКИ ВОДЫ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЯМАЛА

Бованенково. Во внутренних частях Ямала в пределах территории Бованенковского место-

рождения вскрыты линзы пластовых льдов, залегающие на разных глубинах (Васильчук, 2010). В пределах Бованенково образцы ПЛ получены в ходе площадного разведочного бурения (по материалам ООО “ТюменНИИгипрогаз”). Анализ изотопного состава льда выполнен в изотопной лаборатории географического факультета МГУ на приборном комплексе DeltaV+GasBenchII. В глубокой скважине Р-34 ПЛ вскрыт на глубинах от 28 до 32 м от поверхности. Здесь же на глубине 120 м вскрыт криопэг, значение $\delta^{18}\text{O}$ воды которого составило -22.36‰ (Васильчук, 2010). Значения $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда изменялись от -16.95 до -18.89‰ . Наклон на $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ для льда скважины Р-34 составил 7.5, что говорит об условиях открытой системы.

Учитывая изотопный сдвиг между водой и образованным из неё льдом (согласно уравнению (2) с учётом величин α из Lehmann, Siegenthaler, 1991), вода, из которой образовался лёд Р-34, должна была иметь значения $\delta^{18}\text{O}$ от -20 до -21.7‰ . Это довольно низкие значения, однако в двух случаях современная озёрная вода в районе Бованенково оказалась по своим изотопным параметрам такой же, как и вода — источник для льда скважины Р-34 (рис. 2, а). Следовательно, пластовый лёд сформирован

из поверхностных пресных вод (скорее всего, озёрных), при свободном подтоке воды. Вероятно, в питании некоторых современных озёр центрального Ямала принимают участие термокарстовые воды. Позднеплейстоценовые ПЖЛ в районе Бованенково характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$ порядка -23‰ – -27‰ (Чижова и др., 2021), близкие значения отмечены и в ПЖЛ долинах рек Сеяха и Мордыяха (Vasil'chuk et al., 2012). Близость этих значений к величине $\delta^{18}\text{O}$ воды, изотопно-равновесной льду Р-34, может говорить о том, что источником для образования пластового льда могло быть термокарстовое озеро, которое пополнялось атмосферными осадками.

Значение $\delta^{18}\text{O}$ воды криопэга указывает на атмосферное происхождение влаги, вероятно он был образован не за счёт морской воды как таковой, а в результате перехода в воду солей, содержащихся во вмещающих отложениях. Возможно, этому способствовало криогенное концентрирование солей, и отжатые соли в криопэге растворены в незначительном количестве не перешедшей в лёд воды. На территории Бованенково ПЛ вскрыты также и в обнажениях термоцирков. Одно из таких обнажений находится недалеко от куста скважин К-64, ПЛ в котором назван Пласт 4. ^{14}C -возраст вмещающих

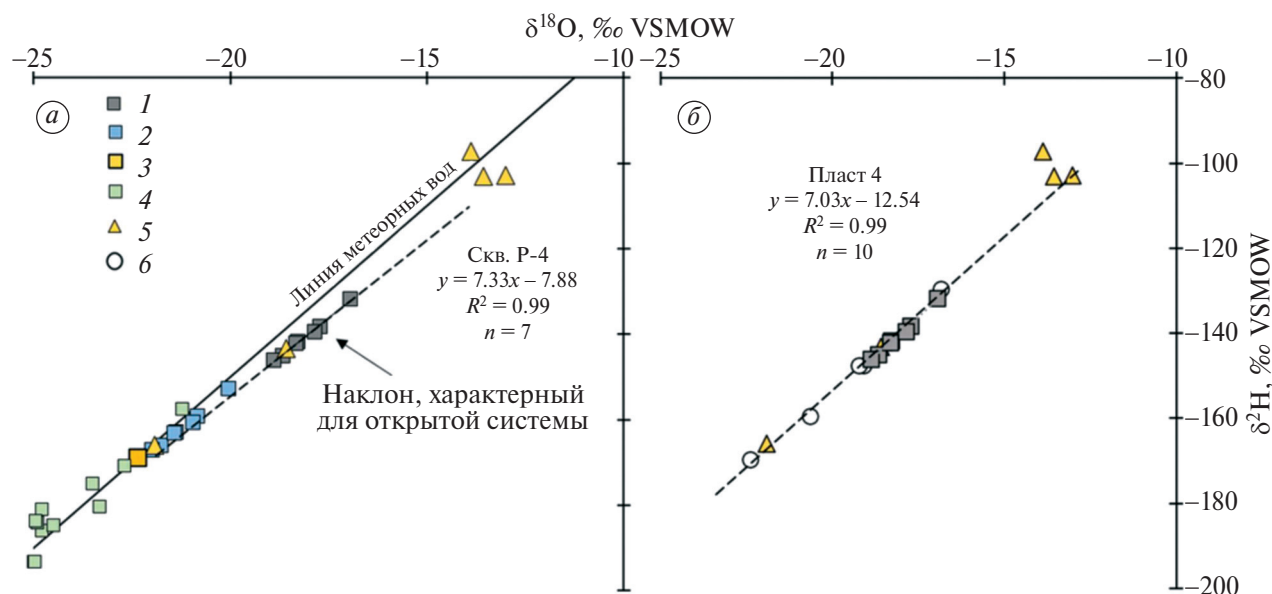


Рис. 2. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в пластовом льду Бованенково, скважина Р-34 (а) и пласта 4 (б): 1 — пластовый лёд из скважины Р-34; 2 — вода — источник льда согласно уравнению 2; 3 — вода криопэга; 4 — ПЖЛ “Васькины дачи” (из Чижова и др., 2021); 5 — озёрная вода; 6 — лёд пласта 4. Прерывистой линией показан линейный тренд

Fig. 2. Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values in Bovanenkenovo massive ice from P-34 borehole (a) and Layer 4 (b): 1 — massive ice from P-34; 2 — ice source water according to eq.2; 3 — cryopeg water; 4 — Vas'kiny Dachi ice-wedge ice (from Chizhova et al., 2021); 5 — lake water; 6 — massive ice of Layer 4. The dashed line shows the linear trend

лёд оторфованных суглинков составил от 28.9 до 25.1 тыс. лет (Васильчук, 2010). Изотопные параметры льда Пласта 4 хорошо соответствуют линии тренда, полученной для льда Р-34, указывая на близкий источник воды и один механизм образования льда (см. рис. 2, б).

Стационар “Васькины дачи”. В термоцирке на поверхности III морской террасы вблизи стационара “Васькины дачи” ледогрунтовая залежь вскрывалась на глубине 1–1.3 м от поверхности. Пластовый лёд представлен высокольдистым горизонтально-слоистым серым суглинком, мощность вскрытой линзы ледогрунта составила 2.5 м по высоте, 300 м по протяжённости, сверху лёд перекрыт суглинком мощностью 1.3 м. В основании вскрытой части ледогрунтовой пластовой залежи залегает ледяное тело, представленное чистым льдом. Пластовый лёд отобран в левой и центральной секциях термоцирка, отбор выполняли как по вертикали, так и по горизонтали (рис. 3), всего отобрано 53 образца ПЛ. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда изменяют-

ся от -19.9 до -23.1‰ и от -151.8 до -164.7‰ соответственно (Chizhova et al., 2022). Для линзы чистого льда значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ варьировали от -17.5 до -22.6‰ и от -132.6 до -165.3‰ соответственно (рис. 4).

Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в линзе чистого льда хорошо описывается моделью закрытой системы, если лёд образовывался из воды с изотопными параметрами $\delta^{18}\text{O} = -19.2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -141\text{‰}$, полученными подбором значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ начальной воды по уравнению (1). Для льда ледогрунтовой залежи наклоны линии тренда $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ слишком низкие (от 2 до 4) для модели закрытой системы, и тем более для модели открытой системы. Очевидно, что такое распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда связано с дополнительными факторами, такими как кинетическое фракционирование или взаимодействие порода–вода. Для установления изотопных параметров начальной воды, послужившей для образования ледогрунта, требуется понять, в каких условиях этот лёд был образован.

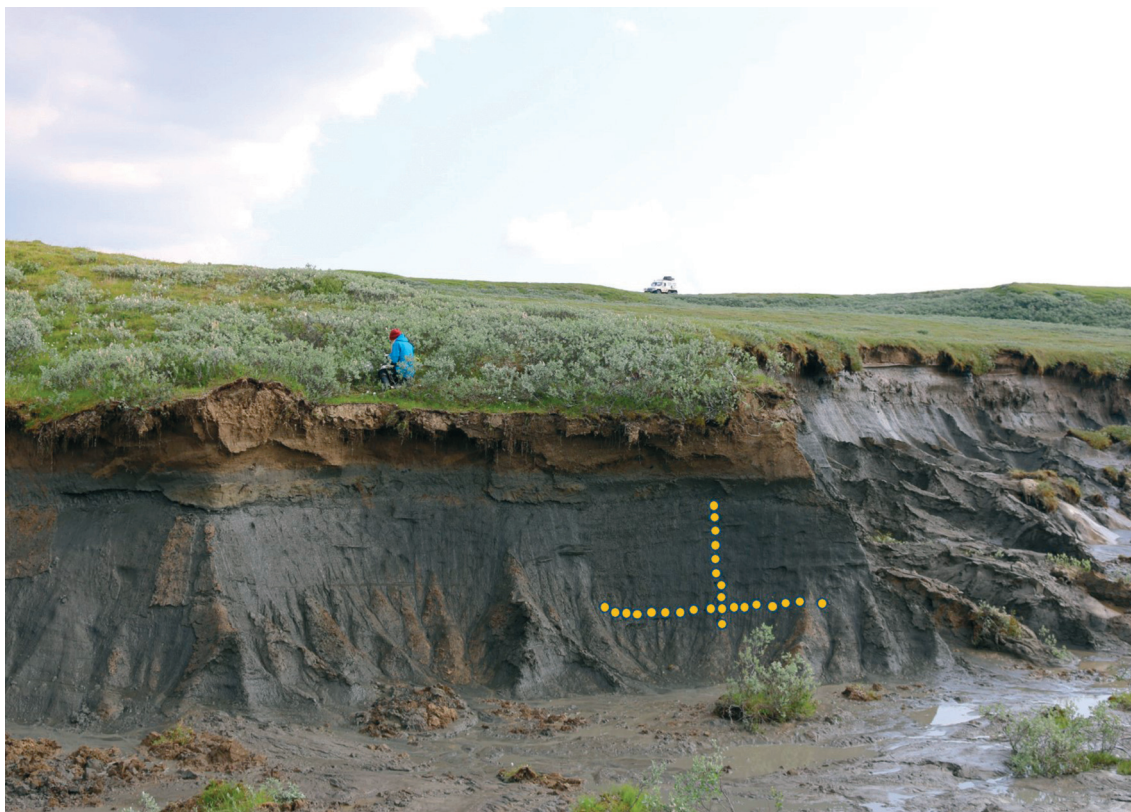


Рис. 3. Пластовый лёд в термоцирке III морской террасы вблизи стационара “Васькины дачи” (фото Н. Факарчук). Жёлтыми кружками показаны места отбора образцов в левой секции

Fig. 3. Massive ice in the thermocirque of the III marine terrace near the Vaskiny Dachi station (photo by N. Fakarchuk). The yellow circle shows the sampling points in the left section

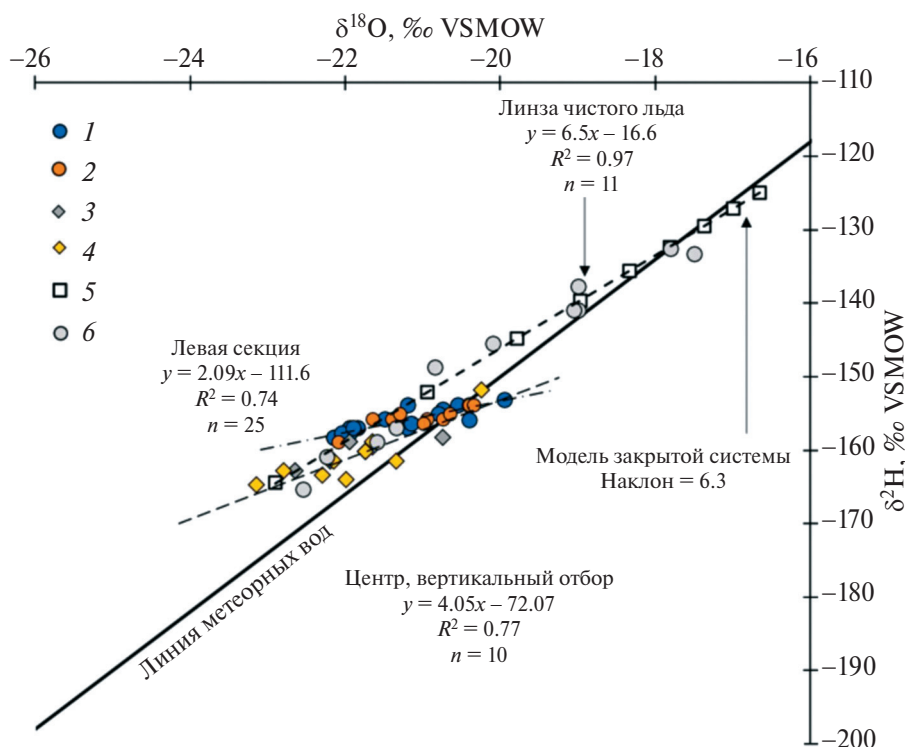


Рис. 4. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда в термоцирке ключевого участка “Васькины дачи”: 1 — лёд горизонтального отбора левой секции, 2 — лёд вертикального отбора левой секции, 3 — лёд горизонтального отбора центральной секции, 4 — лёд вертикального отбора центральной секции, 5 — расчётный тренд льдообразования в закрытой системе согласно уравнения 1, 6 — линза чистого льда в основании пластовой залежи

Fig. 4. Values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ of the massive ice in the Vaskiny Dachi thermocirque: 1 — ice of horizontal sampling of the left section, 2 — ice of vertical sampling of the left section, 3 — ice of horizontal sampling of the central section, 4 — ice of vertical sampling of the central section, 5 — freezing slope in a closed system according to eq. 1, 6 — body of white ice at the base of the massive ice

Горизонтальная слоистость залежи указывает на сегрегационный генезис ПЛ. По гранулометрическому составу минеральная часть ледогрунта представлена суглинком с содержанием общего органического углерода порядка 4%. Всё это говорит о формировании сингенетического сегрегационного льда мелководного озера или затопленной территории.

Безинверсионное распределение дат по глубине (табл. 1) указывает на возраст образования подземной залежи от 43 197 до 37 973 кал. лет назад. Проба 102V отобрана на верхней бровке пластового льда, вблизи границы с вышележащими суглинками. Эта дата фиксирует смену условий от затопленного бассейна озера, когда накапливался массивный лёд, к осушенной (мелкой) поверхности, на которой иногда селилась растительность и образовывались торфяные кочки.

По данным датирования, пластовый подземный лёд непрерывно накапливался со скоростью

0.3 м за тысячу лет. Минеральная часть пластовой ледогрунтовой залежи, по данным гранулометрического анализа, представлена суглинками. Содержание органического вещества во льду составляет 4%. Без учёта льда, составляющего от 80 до 70% объёма, скорость накопления озёрных суглинков составляла менее 0.1 м за тысячу лет. Это очень низкая скорость накопления наносов даже для северных озёр.

Накопление происходило последовательно снизу вверх в соответствии с полученными безинверсионными датами. В пределах сплошной зоны ММП полуострова Ямал таликов под мелководными озёрами могло и не быть. Небольшая глубина озера, полностью замерзавшего зимой, вероятно приводила к оттаиванию верхних горизонтов ММП летом. Накопление донных отложений — минеральных и биогенных — постепенно поднимало верхнюю границу ММП. При этом происходило подводное сингенетическое наращивание ММП и формирование сло-

Таблица 1. Радиоуглеродные даты и калиброванный возраст (95.4% вероятность) льда по общему органическому углероду (ТОС) и перекрывающих отложений по торфу (Chizhova et al., 2022)

Table 1. Radiocarbon dates and calibrated ages (95.4% probability) of ice based on total organic carbon (ТОС) and peat-based overlying deposits (Chizhova et al., 2022)

№ п/п	Лаб. номер образца	Полевой номер образца	Глубина, м	Материал	¹⁴ С, лет назад BP (1σ)	Калиброванный возраст cal. years BP
1	IGAN-7680 _{AMS}	4	0.9	Торф	10140 ± 90	11315–12060 (11738)
2	IGAN-7699 _{AMS}	102V	1.4	ТОС (лёд)	33515 ± 130	37308– 38441 (37973)
3	IGAN-7700 _{AMS}	104	3	ТОС (лёд)	39520 ± 220	42792– 43655 (43197)

истого ледогрунтового горизонта (Катасонов, 1962; Романовский, 1978; Жесткова, Шур, 1978). Таким образом, даты AMS отражают приблизительный возраст образования этого пластового ледогрунта. Ранее чаще всего возраст пластового льда определялся с помощью радиоуглеродного датирования вмещающих его отложений. Например, в пределах третьей морской террасы в районе Бованенковского месторождения — в обнажении на р. Сеяха 34 200 ± 1000 лет (ГИН-13311) на высоте 2.5 м и 31 900 ± 500 лет (ГИН-13313) на высоте 2.0 м (Васильчук, 2010). По перекрывающим пластовый лёд в районе станции “Васькины дачи” линзам торфа получены три ¹⁴С даты: 30 900 ± 1300 кал. л.н., 32 200 ± 1300 кал. л.н. и 37 650 ± 1950 кал. л.н. год БП (Semenov et al., 2020). Предполагается, что пластовый лёд в районе научной станции “Васькины дачи” образовался не позднее изотопной стадии МИС 3 (Semenov et al., 2020), более того, скорость накопления 2 м торфа за 7 тыс. лет хорошо соответствует полученной нами в 0.3 м в тыс. лет.

Общая характерная черта Центрального Ямала — активная переработка реликтовых морских равнин во вторичные озёрно-аллювиальные. Процесс такой переработки повсеместен и проявляется в активном вертикальном расчленении территории, ведущая роль в нём принадлежит эрозионно-аккумулятивной деятельности рек и комплексной термоденудационной переработке склонов морских террас. Эти условия не противоречат сингенетическому промерзанию озёрных отложений с широким распространением сегрегационных и полигонально-жильных льдов в течение позднего плейстоцена и голоцена.

В случае изученного пластового льда Бованенково у стационара “Васькины дачи” основное тело ледяной залежи сформировано сегрегационным льдовыделением в условиях за-

крытой системы при промерзании донных осадков. Обращает на себя внимание низкий наклон линии регрессии δ¹⁸O–δ²H для льда, отобранного в разных секциях, составивший 3.5. Такие низкие наклоны ранее описаны в экспериментах по промораживанию глинистых грунтов 80%-ной влажности (Конищев и др., 2014). В природе низкие наклоны иногда встречаются в текстурных льдах (Деревягин и др., 2013). Вероятно, формирование низких наклонов связано с кинетическим фракционированием, сопровождающим льдообразование (Lacelle, 2011).

Изотопные параметры линзы чистого льда в основании пластовой ледяной залежи соответствуют условиям закрытой системы, указывая на инъекционный механизм формирования. Положение линзы в основании залежи говорит о смене фациальных условий, когда озеро обмелело и вода, находившаяся в озёрном талике, при промерзании реализовалась в виде инъекции. Впоследствии обмелевшее озеро промерзло до дна и лёд формировался сингенетически при промерзании донных отложений.

Река Еркутаяха. Другой пример формирования пластовой залежи в условиях закрытой системы встречен на левом берегу р. Еркутаяха на южном Ямале (Васильчук и др., 2011). В обнажении высотой 15–18 м вскрывается дислоцированная пластовая залежь общей протяжённостью около 100 м, которая вмещает преимущественно слоистые пески. Наиболее полно ледяная залежь вскрыта в термоцирке, в центральной части которого она залегает прямо под слоем сезонного протаивания. Залежь перекрыта голоценовыми озёрно-болотными осадками мощностью около 1 м. Анализ изотопного состава льда выполнен в изотопной лаборатории географического факультета МГУ на приборном комплексе DeltaV+GasBenchII.

При полевом описании и последующей интерпретации изотопных данных сделан вывод о преимущественно инъекционном характере формирования залежи. Тогда отмечалось (Васильчук и др., 2011), что центральная часть вскрытого обнажения ПЛ — шток с вертикально и субвертикально залегающими слоями льда и две периферийные части, сложенные горизонтально слоистым льдом. Горизонтальная слоистость этих двух частей залежи меняется на наклонную на контакте с центральным штоком. Такой контакт свидетельствует о воздействии льда центрального штока на характер залегания горизонтально слоистого льда.

Тогда был сделан вывод, что вначале сформировался горизонтальный пласт льда, образовался замкнутый талик, его дальнейшее промерзание привело к инъекции напорной воды вверх, в результате чего сформировался лёд центрального штока. Сейчас можно уточнить механизм её формирования. Если рассмотреть все полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда по всем секциям

(периферийным частям и центральному штоку), то линейный тренд с наклоном 4.74 (рис. 5, б) свидетельствует об условиях закрытой системы, а наклон ниже расчётного, вероятно, указывает на быстрые и неоднородные по простиранию условия промерзания. Периферийный лёд был отобран в нижнем метре пластовой залежи в правой части обнажения (периферия 1) и в диапазоне высот от 1 до 8 также справа на ещё большем удалении от центрального штока (периферия 2), место отбора находится за пределами снимка и схемы (показаны условными блок-схемами на рис.5, б)

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда центрального штока находятся в той же области диаграммы, где и значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда периферийной части (см. рис. 5, в). Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда периферии 2 соответствуют более поздней стадии формирования льда. Таким образом, центральный шток не мог быть сформирован инъекцией воды из замкнутого талика, поскольку в этом случае его изотопные параметры должны соответство-

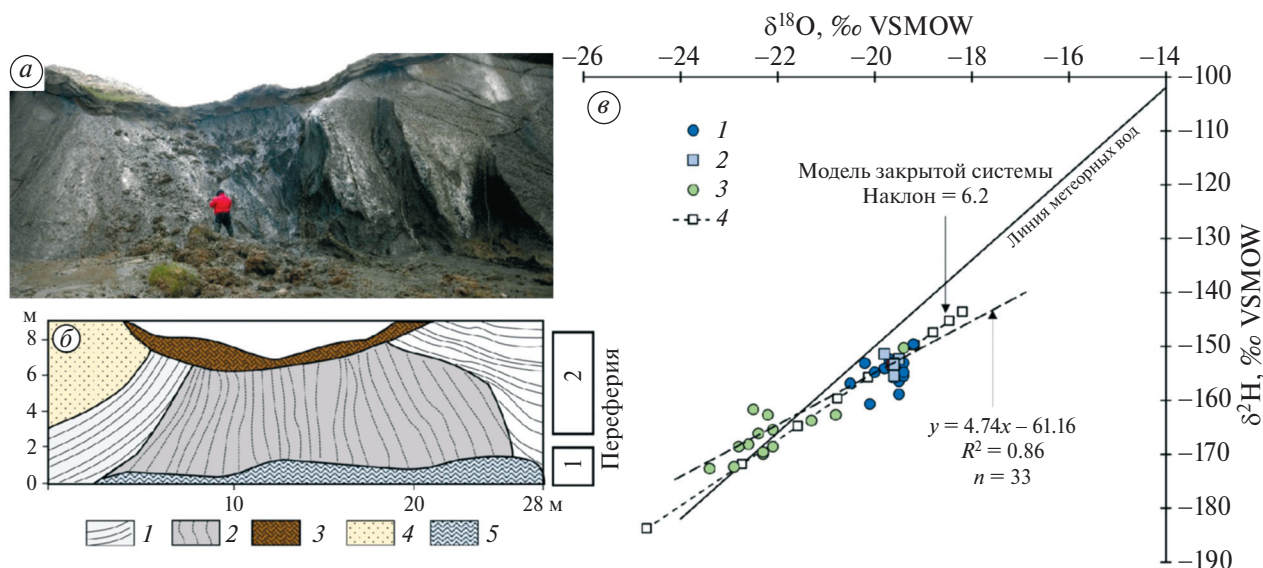


Рис. 5. Внешний вид (а), строение ледяной пластовой дислоцированной залежи на р. Еркутаяха (б) и распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда (в): 1 — горизонтально- и субгоризонтально-слоистый лёд; 2 — вертикально-слоистый лёд (шток); 3 — голоценовые озерно-болотные суглинки и супеси с торфом; 4 — пески, вмещающие ледяную залежь; 5 — оплывина, 6 — значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда субгоризонтально-слоистого льда справа от центрального штока, 7 — значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда центрального штока, 8 — значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ субгоризонтально-слоистого льда слева от центрального штока, 9 — расчётный тренд льдообразования в закрытой системе согласно уравнения 1. Фото Ю.К. Васильчука

Fig. 5. Structure of dislocated ice deposit on the Erkutaiakha River (a–b) and distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of ice (v): 1 — horizontally and subhorizontally layered ice; 2 — vertically layered ice (stock); 3 — Holocene lacustrine-bog loams and sandy loams with peat; 4 — sands enclosing the ice deposit; 5 — mudflow, 6 — $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of subhorizontally layered ice to the right of the central stock, 7 — $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of ice of the central stock, 8 — $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of subhorizontally layered ice to the left of the central stock, 9 — freezing slope in a closed system according to eq. 1. Photo credit: Yu.Vasil'chuk, 2010

вать поздней стадии льдообразования. Сначала формировался лёд периферии 1 и центрального штока, потом периферии 2. Вероятно, такой характер промерзания связан со сложным строением талика, неравномерным промерзанием и последующей деформацией центрального штока боковыми сдвигами. Таким образом, это сложно деформированная пластовая залежь, где лёд на момент опробования залегал, вероятно, не там, где он был сформирован, кроме того, верхняя часть обнажения могла быть значительно эродирована и “срезана” более поздними процессами на поверхности.

ФОРМИРОВАНИЕ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ В УСЛОВИЯХ ОТКРЫТОЙ СИСТЕМЫ

Большинство изученных пластовых льдов Ямала образованы внутригрунтовым замерзанием воды, поэтому под механизмом подразумевается только в каких условиях эта вода переходила в лёд. Соответствие значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда скважины Р-34 и пласта 4 наклону, характерному для открытой системы, говорит о том, что лёд образовывался при свободном доступе воды к фронту промерзания в условиях большой обводнённости. При этом состав воды менялся во времени. В случае прибрежного положения пластовых льдов, как было отмечено для районов Марре-Сале и Харасавэй, динамика изменения изотопных параметров воды могла быть связана с отшнуровывающимися озёрами, в которых морская вода в значительной степени опреснялась атмосферными осадками. Как отмечено ранее (Vasil'chuk et al., 2014), в настоящее время на заливаемых поймах рек, на пляжах и низкой лаиде Карского моря и Байдарацкой губы отложения находятся в многолетнемёрзлом состоянии. Вероятно, и 25–20 тыс. лет назад в условиях существенно более суровых, чем современные, сильноводонасыщенные отложения промерзали с формированием пластовых льдов.

Ранее С.М. Фотиев связывал образование пластовых льдов Ямала с пресным источником воды — озёрной, атмосферной; с промерзанием несквозных таликов и водоносных горизонтов и инъекционным механизмом доставки воды к фронту промерзания (Фотиев, 2003). Выполненные исследования показывают, что источником воды служат пресные поверхностные воды атмосферного происхождения. Их поступление к месту формирования залежи, вероятно, связано с обширными песчаными водоносными горизонтами, что позволяло формироваться

обширным по простиранию залежам ПЛ. Конжеляционный лёд формировался в открытой системе, о чём говорит наклон линии регрессии $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$, равный 7.3...7.4 для ПЛ в Харасавэе и Марре-Сале (Чижова, Васильчук, 2020). Диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, характерный для этих пластовых льдов (превышающий 4‰ по $\delta^{18}\text{O}$), говорит о гетерогенности источника воды (табл. 2). Следовательно, процесс формирования льда был длительным, поверхностные воды меняли свои изотопные характеристики в зависимости от поступления сезонных осадков или заливов морской воды (как в случае прибрежных обнажений).

Общий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ и наклон линии регрессии, соответствующий открытой системе, свидетельствует в пользу того, что пластовый лёд в районе Бованенково, залегающий на глубинах от 10 до 30 м, — это внутригрунтовой сегрегационный лёд, образовавшийся по тому же механизму, что описан для пластовых льдов Марре-Сале и Харасавэй (Чижова, Васильчук, 2019; 2020). Пластовые льды в отложениях северо-западного побережья п-ва Ямал в районе пос. Харасавэй приурочены к поднятиям кровли песчаных прибрежно-морских отложений, перекрываемых суглинистой толщей морских осадков. Пластовые льды залегают согласно вмещающим отложениям. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в линзах льда над ПЛ и в самой залежи варьируют от -18.6 до -26.3 ‰, уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ льда сопровождается ростом d_{exc} (Белова, 2014). Такой характер взаимного распределения (уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ на фоне увеличения d_{exc}) характерен для условий закрытой системы, а в данном случае наклон линии регрессии $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ (от 7.23 до 7.56 для разных секций отбора) соответствует условиям открытой системы (Чижова, Васильчук, 2020). Мы предполагаем изменение изотопных характеристик источника питания водоносного горизонта, а не направление сверху вниз промерзания, как это было предложено Н. Беловой (Белова, 2014), но разделяем её взгляд о возникновении льда в ходе эпигенетического промерзания вмещающих отложений (Белова, 2014). Вся история развития территории сопряжена с последовательно сменяющимися фаціальными условиями морского осадконакопления, как в условиях относительно глубокого моря, так и в условиях осушек и лагунно-прибрежных обстановок (Данилов, 1978). Общее в образовании пластовых льдов Ямала — их приуроченность к сочетанию в разрезе горизонтов песка, по которым происходило поступление воды, и суглин-

Таблица 2. Условия льдообразования и характеристика источника воды некоторых обнажений пластовых льдов Ямала**Table 2.** Ice formation conditions and water source characteristics of some layer ice outcrops in Yamal

Местоположение	Наклон линии регрессии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$	Условия образования ПЛ	Источник воды	Библиография
Васькины дачи, основное тело залежи	2...4	Сингенетическое сегрегационное в закрытой системе	Озёрная вода	Данная работа
Васькины дачи, линза чистого льда	6.5	Конжеляционное льдообразование в закрытой системе при локальной инъекции		
Бованенково, Пласт 4	7.0	Внутригрунтовое сегрегационное в открытой системе	Поверхностные воды, изменяющегося состава	Васильчук, 2010
Бованенково, Р-34	7.3	Внутригрунтовое сегрегационное в открытой системе		
Марре-Сале	7.5	Внутригрунтовое конжеляционное в открытой системе		Стрелецкая и др., 2013 Чицова, Васильчук, 2019
Харасавэй	7.4	Внутригрунтовое сегрегационное в открытой системе		Белова, 2014; Чицова, Васильчук, 2020
р. Оюяха, нижний ярус пластовых льдов	7.6	Внутригрунтовое конжеляционное сегрегационное в открытой системе		Белова, 2014
р. Еркутаяха	4.8	Внутригрунтовое конжеляционное в закрытой системе	Озёрная вода	Данная работа; Васильчук и др., 2011
Пос. Сабетта	~8	Внутригрунтовое конжеляционное сегрегационное в открытой системе	Поверхностные воды изменяющегося состава	Васильчук и др., 2015

ка/глины как локальных водоупоров. Вероятно, возраст ПЛ, вскрытых в скважине Р-34, ввиду их глубокого залегания намного старше возраста пластовых льдов у Марре-Сале и Харасавэя и пласта 4, однако их изотопные характеристики указывают на схожий механизм образования. Это косвенно свидетельствует об общем циклическом характере развития криолитозоны севера Западной Сибири, связанном с накоплением морских осадков, изменчивостью палеоэкологической обстановки и изменениями глубин бассейна седиментации.

Интересное распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ получено по пластовому льду, вскрытому на разных глубинах в отложениях первой лагунно-морской террасы и лайды вблизи пос. Сабетта (Васильчук и др., 2015). Для пластов льда, зале-

гающих на разных глубинах, отмечено уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ снизу вверх. На глубине 8 м в скважине 17 (рис. 6, а) значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ самые тяжёлые, они уменьшаются во льду на глубине 6 м в скважине 12, а самые лёгкие отмечены на глубине 1.5 м в скважине 42, при этом все полученные значения близки к линии метеорных вод, указывая на атмосферный источник воды, формирующей лёд. Положение точек пластового льда в скважине 17 на $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ диаграмме (см. рис. 6, б) несколько необычно, поскольку они лежат не вдоль ГЛМВ, а практически параллельно оси ординат.

Вероятно, это связано с разными скоростями образования льда и незначительными изменениями изотопных параметров воды, из которой он формировался. Узкий диапазон величин $\delta^{18}\text{O}$

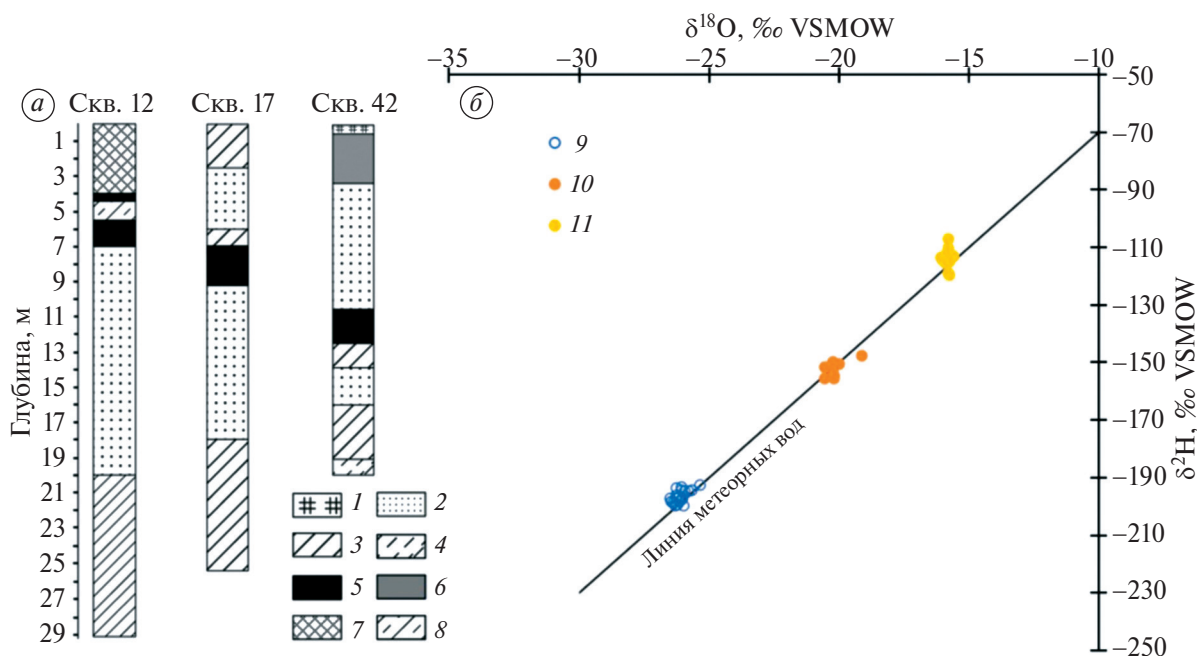


Рис. 6. Строение разреза (а) и распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда близ пос. Сабетта (б): 1 — мохово-растительный слой с торфом; 2 — песок; 3 — суглинок, 4 — супесь; 5 — лёд пластовый белый, горизонтально-слоистый; 6 — лёд коричневый, вертикально-слоистый; 7 — насыпной грунт; 8 — ил; 9 — значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ верхнего пластового льда в скв.42; 10 — значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда в скважине 12; 11 — значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда в скважине 17

Fig. 6. Section structure (a) and distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of massive ice near the Sabetta settlement (b): 1 — moss-vegetation layer; 2 — peat; 3 — sand; 4 — loam, 5 — sandy loam; 6 — white massive ice, horizontally layered; 7 — brown massive ice, vertically layered; 8 — fill-up soil; 9 — black silt; 10 — $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the upper massive ice in borehole 42; 11 — $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of massive ice in borehole 12; 12 — $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of massive ice in borehole 17

(от 0.4 в скважине 17 до 1.4‰ в скважине 12), отсутствие выраженных линейных трендов для отдельных слоёв ПЛ говорят о том, что все три слоя льда на разных глубинах сформированы конжеляционным льдообразованием в условиях открытой системы из воды, которая практически не меняла своих изотопных параметров. Вероятно, на разных глубинах залегают линзы разновозрастных ПЛ и источником для них были воды разного изотопного состава. В верхней залежи скважины 42 величины $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ льда значительно ниже современных поверхностных вод и близки к позднеплейстоценовым ПЖЛ. Кроме того, вертикальная слоистость указывает на возможность нахождения здесь повторно-жильного льда.

ВЫВОДЫ

Показано, что соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда — диагностический признак источника воды, механизма и условий формирования залежей подземных льдов. Пластовые

ледяные залежи Центрального Ямала образовались при промерзании водонасыщенных отложений. Для пластовых льдов, залегающих близко к поверхности во внутренних районах Ямала, вмещающими отложениями служат озёрные или аллювиальные суглинки, а изотопные параметры льда ($\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$) указывают на пресные поверхностные воды как на наиболее вероятный источник воды для формирования льда. Наиболее вероятно, что это атмосферные воды — озёрные и подземные воды свободного водообмена, питающиеся через озёрные талики. Фациальные условия образования ПЛ различны, что отразилось в изотопных характеристиках льда.

Изотопные параметры пластовых льдов свидетельствуют о том, что сегрегационные пластовые залежи в районах Бованенково (скважина Р-34, пласт 4), пос. Марре-Сале, Харасавэя и Сабетты формировались при свободном доступе воды в условиях открытой системы. Этот тип пластовых льдов отмечен на разных глубинах и абсолютных высотах, общая черта его распро-

странения — это приуроченность к грунтовым разностям пески — суглинки/глины, где пески представляются основным водоносным горизонтом.

При промерзании донных озёрных осадков реализуются условия закрытой системы (“Васькины дачи”). Установлено парагенетическое сочетание сегрегационного ПЛ с линзой инъекционного льда.

Для внутригрунтового пластового льда в долине р. Еркутаяха предположены условия закрытой системы. Выраженная деформация центральной секции связана с давлением остающейся замерзающей воды. Формирование пластовой залежи обусловлено неравномерным промерзанием несквозного талика и деформациями льда, сформированного на начальной стадии промерзания. Изотопные данные из центральной части обнажения не соответствуют инъекционному внедрению оставшейся воды из талика (как в случае классического пинго), а следовательно, центральная часть обнажения деформирована боковым надвигом ледогрунта, сформированным позднее.

Благодарности. Работа выполнена в рамках проекта РНФ 25-27-00233.

Acknowledgements. The work was carried out as part of the RNF project 25-27-00233.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 143–145.
- Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря. М., МАКС Пресс, 2014. 180 с.
- Васильчук Ю.К. Пластовые ледяные залежи в пределах Бованенковского ГКМ (Центральный Ямал) // Инженерная геология. 2010. № 3. С. 50–67.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Вариации $\delta^{18}\text{O}$, δD и содержание пыльцы и спор в автохтонной гетерогенной пластовой залежи на реке Еркутаяха на Южном Ямале // Доклады Академии Наук. 2011. Т. 438. № 3. С. 400–405. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11050382>
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Суллина А.Н., Чижова Ю.Н. Голоценовые многоярусные пластовые льды в устье реки Сабеттаяха, полуостров Ямал // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 4. С. 39–53.
- Волосович К.А. Доклад о геологическом строении Новосибирских островов и земли Беннета, а также о связи их тектоники с данными, имеющимися по части геологического строения северной части Сибирского материка // Записки Минералогического общества. СПб., 1905. Сер. II. Ч. 43. Вып. 2. С. 84–87.
- Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 527 с.
- Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во МГУ, 1978. 198 с.
- Данилов И.Д., Парунин О.Б., Марьенко В.А., Чугунов А.Б. Возраст мёрзлых отложений и изотопный состав залежей подземных льдов полуострова Ямал (север Западной Сибири) // Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1992. С. 118–124.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х., Опель Т., Ширмейстер Л., Веттерих С. Изотопный состав тектурных льдов побережья моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 3. С. 27–34.
- Дубиков Г.И. Парагенез пластовых льдов и мёрзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. С. 24–32.
- Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мёрзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 246 с.
- Жесткова Т.Н., Шур Ю.Л. О генезисе пластовых льдов // Вестник МГУ. Серия геология. 1978. № 3. С. 35–42.
- Катасонов Е.М. Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений // Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 32–44.
- Конищев В.Н., Голубев В.Н., Рогов В.В., Сократов С.А., Токарев И.В. Экспериментальное исследование изотопного фракционирования воды в процессе сегрегационного льдообразования // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 3. С. 3–10.
- Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М., Научный мир, 2010. 352 с.
- Пармузин С.Ю., Суходольский С.Е. Пластовые льды Среднего Ямала и их роль в формировании рельефа // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения Сибирского отделения АН СССР, 1982. С. 51–61.
- Романовский Н.Н. Сингенетическое промерзание отложений / Под ред. В.А. Кудрявцева // Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 311–316.
- Соломатин В.И., Коняхин М.А., Николаев В.И., Михалев Д.В. Условия залегания и состав пластовых льдов на полуострове Ямал // Материалы гляциол. исследований. 1993. Вып. 77. С. 139–149.

- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г.* Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // *Лёд и Снег*. 2013. № 2. С. 83–92.
- Тарноградский В.Д.* О происхождении пластовых залежей подземных льдов на Карском побережье п-ва Ямал // *Пластовые льды криолитозоны*. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. С. 80–89.
- Толь Э.* Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду. На основании работ двух экспедиций, снаряжённых императорской Академией Наук, в 1885–1886 и в 1893 годах // *Записки Императорского Русского Географического общества по общей географии*. СПб, 1897. Т. 32. № 1. 139 с.
- Фотиев С.М.* Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала // *Криосфера Земли*. 2003. Т. 7. № 1. С. 63–75.
- Чижова Ю.Н., Бабкин Е.М., Хомутов А.В.* Изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильных льдов Центрального Ямала // *Лёд и Снег*. 2021. Т. 61. № 1. С. 139–148.
- Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К.* Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Часть 1. Марре-Сале // *Арктика и Антарктика*. 2019. № 4. С. 33–51.
- Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К.* Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Часть 2. Харасавэй // *Арктика и Антарктика*. 2020. № 1. С. 35–56.
- Chizhova Ju.N., Babkin E.M., Zazovskaya E.P., Khomutov A.V.* Features of Late Pleistocene Massive Ice Formation in the Central Yamal Peninsula Based on Isotopic Signature (^{18}O , ^2H) of Ice // *Polar Science*. 2022. V. 33. P. 100848.
- Clark I.D., Lauriol B.* Aufeis of the Firth River Basin, Northern Yukon, Canada: Insights into Permafrost Hydrogeology and Karst // *Arctic and Alpine Research*. 1997. V. 29. № 2. P. 240–252.
- Jouzel J., Souchez R.* Melting-Refreezing at the Glacier Sole and the Isotopic Composition of the Ice // *Journal of Glaciology*. 1982. V. 28. № 98. P. 35–42.
- Lacelle D.* On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and D-Excess Relations in Meteoric Precipitation and During Equilibrium Freezing: Theoretical Approach and Field Examples // *Permafrost and Periglacial Process*. 2011. V. 22. P. 13–25.
- Lehmann M., Siegenthaler U.* Equilibrium Oxygen and Hydrogen Isotope Fractionation Between Ice and Water // *Journal of Glaciology*. 1991. V. 37. № 125. P. 23–26.
- Michel F.A.* The Relationship of Massive Ground Ice and the Late Pleistocene History of Northwest Siberia // *Quaternary International*. 1998. V. 45–46. P. 43–48.
- Perşoiu A., Onac B.P., Wynn J. G., Bojar A.V., Holmgren K.* Stable Isotope Behavior During Cave Ice Formation by Water Freezing in Scărișoara Ice Cave, Romania // *Journal of Geophysical Research*. 2011. V. 116. P. D02111.
- Semenov P.B., Pismeniuk A.A., Malyshev S.A., Leibman M.O., Streletskaia I.D., Shatrova E.V., Kizyakov A.I., Vanshtein B.G.* Methane and Dissolved Organic Matter in the Ground Ice Samples from Central Yamal: Implications to Biogeochemical Cycling and Greenhouse Gas Emission // *Geosciences*. 2020. V. 10. P. 450.
<https://doi.org/10.3390/geosciences10110450>
- Souchez R., Jouzel J.* On the Isotopic Composition in δD and $\delta^{18}\text{O}$ of Water and Ice During Freezing // *Journal of Glaciology*. 1984. V. 30. P. 369–372.
- Souchez R., Jouzel J., Lorrain R., Sleewaegen S., Stiévenard M., Verbeke V.* A Kinetic Isotope Effect During Ice Formation by Water Freezing // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27. P. 1923–1926.
- Souchez R., Grootte J.* δD – $\delta^{18}\text{O}$ Relationships in Ice Formed by Subglacial Freezing: Paleoclimatic Implications // *Journal of Glaciology*. 1985. V. 31. P. 229–232.
- Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk Yu.K.* Pollen as a Potential Indicator for Massive Ice Origin // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2021. V. 32. Is. 3. P. 349–367.
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A.* Isotopic and Palynological Compositions of a Massive Ice in the Mordyyakha River, Central Yamal Peninsula // *Doklady Earth Sciences*. 2012. V. 446. № 1. P. 1105–1109.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X12090164>
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Papesch W., Podborny Ye.Ye.* ^{14}C Age, Stable Isotope Composition and Pollen Analysis of Massive Ice, Bovanenkovovo Gas Field, Central Yamal Peninsula // *Geography, Environment, Sustainability*. 2014. V. 7. № 2. P. 49–70.

Citation: Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K. Interpretation of Isotope Data of Massive Ice Bodies in Western Siberia — the Key to Understanding the Conditions of Ice Formation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2026, 66 (1): 155–171. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010112

Interpretation of Isotope Data of Massive Ice Bodies in Western Siberia — the Key to Understanding the Conditions of Ice Formation

© 2026 Ju. N. Chizhova^{a,#}, Yu. K. Vasil'chuk^b

^a*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

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

Received July 28, 2025; revised October 8, 2025; accepted December 29, 2025

The issues of the genesis of massive ice are still controversial and in many cases unresolved, especially if the ice deposit contains pronounced dislocations. The method of interpreting the $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ ratio allows us to establish the source of water and the conditions of deposit formation. The basis of the methodological approach is to establish the conditions of a closed or open system during freezing based on the slope of the trend line for all ice samples in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ coordinates. The potential of this approach is demonstrated using the example of data on massive ice exposed in boreholes in the Bovanenkovo gas condensate field and the outcrop of a thermocirque on the 3rd marine terrace near the Vas'kiny Dachi (Bovanenkovo) stationary site. In the first case, it is shown that the ice was formed under conditions of high flooding, free access of water (open system), which changed its isotopic parameters over time. In the second case, the ice formed in a closed system with syngenetic accumulation of bottom lake sediments. For comparison, data on previously published (massive) ice of Yamal are summarized, most of which are interpreted as intra-ground ice formed in an open system.

Keywords: oxygen isotopic composition, hydrogen isotopic composition, ground ice, genesis of massive ice, Yamal Peninsula

REFERENCES

- Anisimov M.A., Tumskey V.E., Ivanova V.V. Massive Ice of the New Siberian Islands as a Relic of Ancient Glaciation. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2006, 101:143–145. [In Russian].
- Belova N.G. *Plastovyye l'dy yugo-zapadnogo poberezh'ya Karskogo morya*. Massive Ice of the Southwestern Coast of the Kara Sea. Moscow, MAKS Press, 2014: 180 p. [In Russian].
- Vasil'chuk Y.K. Massive Ice of Bovanenkovo Gas-Condensate Field (the Central Yamal Peninsula). *Inzhenernaya geologiya*. Engineering Geology. 2010, 3: 50–67. [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C. Variations in $\delta^{18}\text{O}$, δD , and the Concentration of Pollen and Spores in an Autochthonic Heterogeneous Massive Ice on the Erkutayaha River in the Southern Part of the Yamal Peninsula. *Doklady Rossiiskoy Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2011, 438 (1): 400–405. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11050382> [In Russian].
- Vasil'chuk A.C., Podborny Ye.Ye., Sullina A.N., Chizhova Ju.N. Multistage Holocene Massive Ice near the Sabettayaha River Mouth Yamal Peninsula. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2015, 19 (4): 39–53. [In Russian].
- Vollosovich K.A. Report on the Geological Structure of the New Siberian Islands and Bennett Land, and on the Relationship of Their Tectonics with the Available Data on the Geological Structure of the Northern Part of the Siberian Continent. *Zapiski Mineralogicheskogo obshchestva*. Notes of the Mineralogical Society. St. Petersburg. 1905, Series II, 43 (2): 84–87. [In Russian].
- Glyatsiologicheskii slovar*. Glaciological Dictionary. Edited by V.M. Kotlyakov. Leningrad Hydrometeoizdat, 1984: 527 p. [In Russian].
- Danilov I.D. *Pleystotsen morskikh subarkticheskikh ravnin*. Pleistocene of Marine Subarctic Plains. Moscow, Moscow State University Press, 1978: 198 p. [In Russian].
- Danilov I.D., Parunin O.B., Maryenko V.A., Chugunov A.B. Age of Frozen Sediments and Isotopic Composition of Underground Ice Deposits of the Yamal Peninsula (Northern Western Siberia). *Geokhronologiya chetvertichnogo perioda*. Geochronology of the Quaternary Period. Moscow, Nauka, 1992: 118–124 p. [In Russian].
- Derevyagin A.Yu., Chizhov A.B., Mayer H., Opel T., Schirrmeister L., Wetterich S. Isotopic Composition of Textural Ices of the Laptev Sea Coast. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2013, 17 (3): 27–34. [In Russian].
- Dubikov G.I. *Paragenez plastovikh ldov i myorzlikh porod Zapadnoi Sibiri*. Paragenesis of Massive Ice and Frozen Rocks of Western Siberia. In the book:

- Massive Ice of the Permafrost Zone. Yakutsk: Institute of Mathematics SB RAS, 1982: 24–32. [In Russian].
- Dubikov G.I. *Sostav i kriogennoe stroenie myorzlikh tolshch Zapadnoi Sibiri*. Composition and Cryogenic Structure of Frozen Strata of Western Siberia. Moscow: GEOS, 2002: 246 p. [In Russian].
- Zhestkova T.N., Shur Yu.L. On the Genesis of Massive Ice. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya Geologi*. Bulletin of Moscow University. Geology Series. 1978, 3: 35–42. [In Russian].
- Katasonov E.M. Cryogenic Textures, Ice and Earth Veins as Genetic Features of Permafrost Quaternary Deposits. *Voprosi kriologii pri izuchenii chetvertichnikh otlozhenii*. Issues of Cryology in the Study of Quaternary Deposits. M.: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1962: 32–44. [In Russian].
- Konishchev V.N., Golubev V.N., Rogov V.V., Sokratov S.A., Tokarev I.V. Experimental Study of Isotopic Fractionation of Water in the Process of Segregation Ice Formation. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2014, 18 (3): 3–10. [In Russian].
- Kritsuk L.N. *Podzemnyye l'dy Zapadnoy Sibiri*. Underground Ice of Western Siberia. Moscow, Nauchny Mir, 2010: 352 p. [In Russian].
- Parmuzin S.Yu., Sukhodolsky S.E. Massive Ice of the Middle Yamal and Its Role in Relief Formation. In: *Plastovyye l'dy kriolitozony*. Massive Ice of the Cryolithozone. Yakutsk: Publishing house of the Institute of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1982: 51–61 p.
- Romanovsky N.N. Syngenetic Freezing of Sediments. *Obshchee Merzlotovedenie*. General Permafrost Science. Moscow: Publishing house of Moscow University, 1978: 311–316. [In Russian].
- Solomatina V.I., Konyakhin M.A., Nikolaev V.I., Mikhalev D.V. Occurrence Conditions and Composition of Massive Ice on the Yamal Peninsula. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1993, 77: 139–149. [In Russian].
- Streletskaya I.D., Vasil'ev A.A., Oblogov G.E., Matyukhin A.G. Isotopic Composition of Underground Ice of Western Yamal (Marre-Sale). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 2: 83–92. [In Russian].
- Tarnogradsky V.D. On the Origin of Sheet Deposits of Underground Ice on the Kara Coast of the Yamal Peninsula. *Plastovyye l'dy kriolitozony*. Sheet Ice of the Cryolithozone. Yakutsk: Publishing house of the Institute of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1982: 8089 p. [In Russian].
- Tol' E. Fossil Glaciers of the New Siberian Islands, Their Relation to Mammoth Carcasses and to the Ice Age. Based on the Work of Two Expeditions Equipped by the Imperial Academy of Sciences in 1885–1886 and in 1893. *Zapiski Imperatorskogo Russkogo Geograficheskogo Obshchestva po Obshchei Geografii*. Notes of the Imperial Russian Geographical Society on General Geography. St. Petersburg. 1897, 32 (1): 139 p. [In Russian].
- Fotiev S.M. Genesis of Ice Layers in Marine Sediments of Yamal. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2003, 7 (1): 63–75 p. [In Russian].
- Chizhova Ju.N., Babkin E.M., Khomutov A.V. Isotopic Composition of Oxygen and Hydrogen of Ice Wedges in Central Yamal. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (1): 137–148 [In Russian]
- Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K. Difficulties in the Isotopic Indication of the Genesis Yamal's Massive Ice. Part 1. Marre-Sale. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctica. 2019, 4: 33–51. [In Russian]
- Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K. Problems of Isotope Indication of the Genesis of Bedded Deposits of Yamal. Part 2. Kharasavey. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2020, 1: 35–56. [In Russian]
- Chizhova Ju.N., Babkin E.M., Zazovskaya E.P., Khomutov A.V. Features of Late Pleistocene Massive Ice Formation in the Central Yamal Peninsula Based on Isotopic Signature (^{18}O , ^2H) of Ice. *Polar Science*. 2022, 33: 100848.
- Clark I.D., Lauriol B. Aufeis of the Firth River Basin, Northern Yukon, Canada: Insights into Permafrost Hydrogeology and Karst. *Arctic and Alpine Research* 1997, 29 (2): 240–252.
- Jouzel J., Souchez R. Melting-Refreezing at the Glacier Sole and the Isotopic Composition of the Ice. *Journal of Glaciology*. 1982, 28 (98): 35–42.
- Lacelle D. On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and D-Excess Relations in Meteoric Precipitation and During Equilibrium Freezing: Theoretical Approach and Field Examples. *Permafrost and Periglacial Process*. 2011, 22: 13–25.
- Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium Oxygen and Hydrogen Isotope Fractionation Between Ice and Water. *Journal of Glaciology*. 1991, 37 (125): 23–26.
- Michel F.A. The Relationship of Massive Ground Ice and the Late Pleistocene History of Northwest Siberia. *Quaternary International*. 1998, 45–46: 43–48.
- Perşoiu A., Onac B.P., Wynn J.G., Bojar A.V., Holmgren K. Stable Isotope Behavior During Cave Ice Formation by Water Freezing in Scărişoara Ice Cave, Romania. *Journal of Geophysical Research*. 2011, 116: D02111.
- Semenov P.B., Pismeniuk A.A., Malyshev S.A., Leibman M.O., Streletskaya I.D., Shatrova E.V., Kizyakov A.I., Vanshtein B.G. Methane and Dissolved Organic Matter in the Ground Ice Samples from Central Yamal: Implications to Biogeochemical Cycling and Greenhouse Gas Emission. *Geosciences*. 2020, 10: 450. <https://doi.org/10.3390/geosciences10110450>
- Souchez R., Jouzel J. On the Isotopic Composition in δD and $\delta^{18}\text{O}$ of Water and Ice During Freezing. *Journal of Glaciology*. 1984, 30: 369–372.

- Souchez R., Jouzel J., Lorrain R., Sleewaegen S., Stiévenard M., Verbeke V.* A Kinetic Isotope Effect During Ice Formation by Water Freezing. *Geophysical Research Letters*. 2000, 27: 1923–1926.
- Souchez R., Grootte J.* δD — $\delta^{18}O$ Relationships in Ice Formed by Subglacial Freezing: Paleoclimatic Implications. *Journal of Glaciology*. 1985, 31: 229–232.
- Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk Yu.K.* Pollen as a Potential Indicator for Massive Ice Origin // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2021, 32 (3): 349–367. <https://doi.org/10.1002/ppp.2095>
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A.* Isotopic and Palynological Compositions of a Massive Ice in the Mordyyakha River, Central Yamal Peninsula. *Doklady Earth Sciences*. 2012, 446 (1): 1105–1109. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12090164>
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Papesch W., Podborny Ye.Ye.* ^{14}C Age, Stable Isotope Composition and Pollen Analysis of Massive Ice, Bovanenkovo Gas Field, Central Yamal Peninsula. *Geography, Environment, Sustainability*. 2014, 7 (2): 49–70. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2014-7-2-49-70>

УДК 528.8

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НАЛЕДЕЙ В МИКРОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ (НА ПРИМЕРЕ Р. СМОЛЕНКА ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ)

© 2026 А. А. Гурулев*, А. О. Орлов, В. А. Казанцев, А. К. Козлов

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия

**e-mail: lgc255@mail.ru*

Поступила в редакцию 12.08.2025 г.

После доработки 08.10.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Наледные образования — одно из распространенных природных явлений. Они могут оказывать негативное влияние на технические сооружения и инфраструктуру регионов. Дистанционное зондирование (далее — ДЗ) — один из методов мониторинга наледей в широком диапазоне частот. В работе представлены результаты дистанционного исследования налееди, представляющей слоистую структуру в виде: лед—вода—лед. По интенсивности теплового излучения в микроволновом диапазоне показана возможность мониторинга данных образований. Выяснено, что оптимальная длина волны для оперативного радиометрического мониторинга налееди — дециметровый диапазон. Это связано с относительно высокой минерализацией и увлажненностью этого криогенного явления. Обычно при становлении ледяного покрова на пресных водоемах в него захватывается малое количество солей, и в течение года происходит его опреснение. К концу года минерализация водоема может составлять всего около 0.0009 г/дм^3 . Для налееди концентрация солей, как правило, имеет более высокое значение от сотен миллиграмм на килограмм до нескольких тысяч миллиграмм, что связано с ее формированием (попаданием на лед или грунт минерализованной воды, которая кристаллизуется под воздействием отрицательных температур приземного воздуха и налееди). По мощности теплового излучения в микроволновом диапазоне можно определять внутренние характеристики таких образований (минерализация, наличие воды под льдом и т.п.). В работе приведены натурные измерения пространственного распределения радиояркой температуры (характеризует мощность собственного теплового излучения) налееди. Показано, что сантиметровый и миллиметровый диапазоны — взаимодополняющие для мониторинга данных объектов. Для ускорения построения карт распределения радиояркой температуры наледных образований актуально применялись беспилотные летательные аппараты (далее — БПЛА) с установленным на них радиометрическим комплексом со сканирующей системой. Показана возможность определения налееди по пространственному распределению индекса загрязненности снега, который определяется при многоспектральной съемке на длинах волн 1.57–1.65, 0.85–0.88 и 0.53–0.59 мкм из космоса.

Ключевые слова: наледь, микроволновый диапазон, индекс загрязненности снега, радиометрия

DOI: 10.7868/S2412376526010128

ВВЕДЕНИЕ

Налееди — одно из распространённых явлений в природной среде. Они встречаются в Канаде, Японии, на Аляске (Алексеев, 1987; Lainis et al., 2024), в России и во многих других странах. Все налееди имеют слоистую структуру, что определяется их происхождением, так как они образуются при замерзании периодически из-

ливающихся природных или техногенных вод (Гляциологический словарь, 1984). Толщина наледей составляет от нескольких миллиметров до десятков метров (Алексеев, 1987). Они могут оказывать негативное влияние на технические сооружения и инфраструктуру регионов. Так, в работе (Стручкова и др., 2020) приведён пример воздействия налееди на магистральный трубопровод. Эти образования негативно влияют

на дорожное покрытие и другие технологические объекты (Turcotte et al., 2023).

При образовании наледей происходит захват в них различных примесей и химических веществ. Это происходит за счёт вовлечения в наледь окружающих горных пород и почв, что приводит к формированию специфических геохимических полей, связанных с криогенным концентрированием наледобразующих вод. Для примера можно привести выход гиперсолёного рассола из ледника, расположенного в Антарктиде. Данный рассол частично замерзает, тем самым образуя наледь на леднике. Такой водопад получил название “кровавый водопад”. Причину его цвета не могли объяснить несколько десятков лет, и только в 2022 г., после исследований, проведённых методами электронной микроскопии проб льда водопада, загадка была разрешена. В пробах обнаружены нанообъекты, в которых и располагались особые включения, окрашивающие изливающиеся воды при воздействии окислительных процессов на воздухе (Skute et al., 2022). Ранее такие исследования не проводились по техническим причинам. Отмечено, что на Земле этот “кровавый” водопад самый холодный. Очевидно, что исследования физико-химических свойств наледей — актуальная научная задача.

Мониторинг наледей выполняют вблизи промышленных объектов, населённых пунктов по причине их негативного влияния на инфраструктуру. Примеры таких исследований — работы (Стетюха, 2006; Шестернев, Верхотуров, 2016; Шелехов и др., 2023), где показано, что наледь приносит заметный экономический ущерб. С точки зрения геоэкологического воздействия наледей на окружающую среду на примере работ (Коваленко, Лихтарович, 2021; Wohl, Scamardo, 2022) показано, что в результате воздействия наледей на горные породы происходит изменение рельефа.

Для определения физико-химических свойств наледей проводили опробование исследуемого объекта. Существуют и дистанционные методы мониторинга данных образований, которые в последнее время набирают популярность (Yoshikawa et al., 2007; Оленченко и др., 2023). Это связано с тем, что до некоторых объектов практически сложно добраться — например, в гористой местности, при отсутствии транспортного подъезда к таким объектам и т.д. Отмечено, что многие наледы небезопасны для их из-

учения контактными методами — например, под тонким слоем льда может располагаться слой воды. Наледи находятся постоянно в динамическом движении и быстро изменяют свою структуру, что требует повторения измерений их параметров через небольшие интервалы времени.

Один из распространённых методов мониторинга наледей — ДЗ в широком диапазоне частот с космических аппаратов. Как правило, для этих целей применяется технология, описанная в работах (Макарёва и др., 2019; Алексеев и др., 2023). Данный метод предполагает нахождение нормализованного дифференциального снежного индекса (NDSI), который определяется после схода устойчивого снежного покрова на земной поверхности. Однако в этой технологии существуют проблемы, связанные с тем, что не всегда возможно определять места расположения наледей и их площадь, например, после выпадения осадков в виде снега. Определение наледей возможно по нормализованному разностному водному индексу (NDWI) при условии наличия воды на поверхности. Преимущество данного метода в том, что существует возможность, независимо от наличия или отсутствия снежного покрова, определять контуры наледы (Баишев и др., 2024).

Один из перспективных методов мониторинга наледей — дистанционный метод исследования данных объектов в микроволновом диапазоне, из-за больших отличий в диэлектрических свойствах льда и воды в данном диапазоне. При этом существует возможность выявлять наличие наледей как по пассивной радиолокации (Козлов, Гурулев, 2023), так и с применением активных радарных методов (Гагарин и др., 2023). Так, для определения наличия наледей при активной радиолокации используются радары с синтезированной апертурой. В работе (Гагарин и др., 2023) приведён пример исследования динамики наледей, расположенных в долинах р. Верхняя Нерюнгра и Самокит, с применением радиолокационных данных, полученных со спутника Sentinel-1 на частоте 5.4 ГГц. Показано, что метод дешифрирования наледей по радиолокационным снимкам позволяет выявлять и внутренние особенности наледы (внутреннего строения наледы, наличие воды внутри неё). Показано, что для пресных водоёмов существует возможность выявлять радиометрическими и радарными методами в микроволновом диапазоне различного рода примеси (высшая водная растительность, газовые пузыри, солевые включения и т.п.), захваченные в лёд в момент его становления. Од-

нако при микроволновых спутниковых методах исследований наледей существуют и трудности. Одним из таких недостатков из-за высокой временной изменчивости её структуры, при относительно редких измерениях, являются сложности правильной интерпретации получаемых космических данных. На помощь могут прийти радарные и радиометрические методы исследования наледных образований с применением высотных летательных средств, с установленным на них измерительным комплексом (Бордонский и др., 2025).

Таким образом, развитие методик ДЗ наледей — актуальная задача. При этом важным дополнительным методом их исследования служат радарный и радиометрический методы, которые позволяют определять внутреннюю структуру наледных образований. Отмечено, что практически отсутствуют работы по исследованию наледей радиометрическими методами в микроволновом диапазоне с повышенным пространственным разрешением. В работе поставлена задача выявления возможностей микроволновой радиометрии для исследования наледей с пространственным разрешением порядка метра.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Для исследования излучательных свойств наледи выбран объект, расположенный в с. Смо-

ленка (Забайкальский край). Данный объект представляет собой наледь, которая образуется в зимний период на р. Смоленка и достигает мощности около 1 м. Описание условий её образования и нанесённый ею экономический ущерб приведены в работе (Звягинцева, Звягинцев, 2022).

Исследования наледи проводились 6 марта 2025 г. Толщина наледи составляла около 50 см: верхний слой льда имел толщину 10 см, ниже располагался слой воды толщиной ~15 см, а дальше слой льда. Минерализация верхнего слоя льда составляла в момент измерения ~300 мг/кг. Её минерализация определялась кондуктометрическим методом. Цвет воды — ржаво-коричневый. На поверхности наледи в некоторых местах находился сублимационный лёд (“ледяные цветы”), который возникает в результате наличия пор в ледяном покрове, по которым поднимается водяной пар (Style, Worster, 2009). В результате перепада температуры между воздухом и паром образуется сублимационный лёд, который и кристаллизуется в форме данных объектов. Фотографии поверхности исследуемой наледи и ледяных цветов приведены на рис. 1. Отмечено, что сублимационный лёд образуется и на поверхности растительности (см. рис. 1, *a*).

Для измерения теплового излучения исследуемого участка наледи применялись микровол-

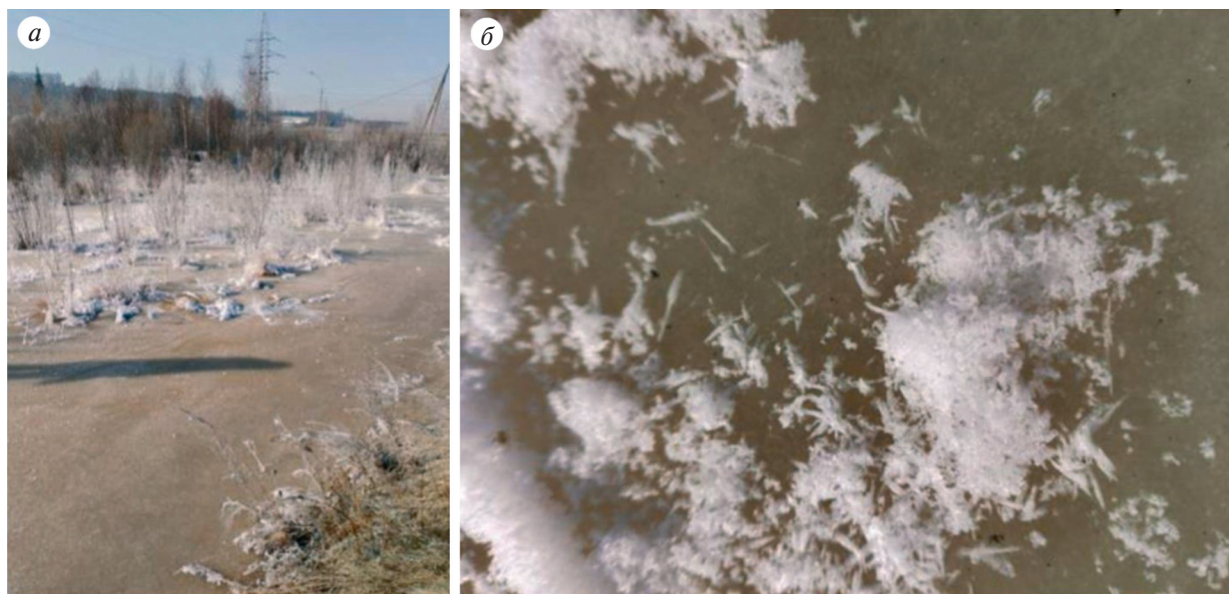


Рис. 1. Фотографии исследуемой наледи (р. Смоленка) (*a*) и ледяных цветов на наледи (*b*). Фото А.А. Гурулева, 6 марта 2025 г.

Fig. 1. Photographs of the aufeis under study (Smolenka River) (*a*) and ice flowers on the aufeis (*b*). Photo by A.A. Gurulev, March 6, 2025

новые радиометры на длины волн 0.88 и 2.3 см, разработанные и изготовленные в Институте природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН. Микроволновые радиометры позволяют определять радиояркую температуру ($T_{я}$) исследуемого объекта, подчиняющуюся закону излучения Планка. Также выполняли измерения в тепловом инфракрасном диапазоне (ИК) от 8 до 14 мкм. Измерения в ИК-диапазоне позволяли определять термодинамическую температуру исследуемой поверхности. Радиометры устанавливали на сани, которые перемещали по ледяному покрову с постоянной скоростью. В данной установке пространственное разрешение составило не менее 1 м. Измерения выполнялись под углом 45° на вертикальной поляризации. Выходные сигналы записывали с применением системы сбора данных фирмы Agilent на компьютер. Фотография приборов показана на рис. 2, а.

Для исследования выбран период перед началом деструкции наледи (начало таяния) при появлении значительных контрастов радиояркости

объекта. В момент измерения температура воздуха составляла $+3^\circ\text{C}$ в безветренную и безоблачную погоду. Калибровку радиометров выполняли по излучению холодного неба ($T_{я} \sim 20\text{ K}$), отражённого от металлического листа, и по излучению пресной невзволнованной водной поверхности, имеющей температуру $+1^\circ\text{C}$ ($T_{я} \sim 170\text{ K}$ для длины волны 0.88 см и $T_{я} \sim 130\text{ K}$ для длины волны 2.3 см).

Для проверки метода ДЗ наледи в микроволновом диапазоне выбран участок, свободный от растительности (кустарника ивы Шверина, высушенных травянистых растений, растущих вдоль берега реки), размерами $4 \times 19\text{ м}^2$, расположенный вблизи береговой зоны (см. рис. 2, б). Угол уклона берега от вертикали составляет около 30 градусов.

Выполнены трассовые измерения участка наледи по параллельным профилям, в результате чего получена карта распределения радиоярких температур. Кроме того, после прове-



Рис. 2. Фотографии радиометрического комплекса, установленного на сани, для исследования излучательных характеристик наледи (а) и момент их измерений (б). Фото А.А. Гурулева, 6 марта 2025 г.

Fig. 2. Photographs of the radiometric complex installed on the sled to study the radiative characteristics of the aufeis (a) and the moment of their measurements (b). Photo by A.A. Gurulev, March 6, 2025

дённых измерений на поверхность наледи стала изливаться вода. Поэтому выполнены радиотепловые измерения изменяющегося во времени состояния наледи при стационарном расположении измерительной аппаратуры. Вода, которая попадала на поверхность наледи, кристаллизовалась, причём рост кристаллов льда начинался с ледяной поверхности (в виде ледяных столбиков). Причина была в том, что температура воздуха имела положительное значение, а ледяной покров имел температуру около $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, измеренную с использованием термопары типа J.

Кроме того, проанализированы космические данные исследуемой наледи со спутника Landsat-8 на различных длинах волн от 25.02.2025. На рис. 3, *a* приведён комбинированный космоснимок в видимом диапазоне. Определялся индекс загрязнённости снежного покрова (далее — ИЗС), который рассчитывается по следующей формуле (Крутских, Кравченко, 2018):

$$\text{ИЗС} = \frac{\text{SWIR1} + \text{NIR}}{\text{Green}},$$

где длины волн каналов соответственно равны $\text{SWIR1} = 1.57\text{--}1.65\text{ }\mu\text{м}$, $\text{NIR} = 0.85\text{--}0.88\text{ }\mu\text{м}$, $\text{Green} = 0.53\text{--}0.59\text{ }\mu\text{м}$ (см. рис. 3*б*). Также определяли индекс снега NDSI , который вычисляется по формуле $\text{NDSI} = \frac{\text{Green} - \text{SWIR1}}{\text{Green} + \text{SWIR1}}$ (см. рис. 3, *в*).

Данные индексы отличаются друг от друга количеством синтезированных каналов и ИЗС выявляет участки поверхности свободного от загрязняющих примесей снежного покрова. Участок наледи (обведён пунктирной линией), расположенный в центре, выделяется тёмно-синим цветом (см. рис. 3, *б*).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В результате анализа полученных космических данных видно, что площадь наледи выделяется по ИЗС по сравнению с другими данными. В момент получения космоснимка на земной поверхности присутствовал снежный покров, поэтому по NDSI обнаружить налечь было невозможно при проведении натурных исследований. Также она практически не определялась в видимом диапазоне. Возможной причиной меньшего значения коэффициента ИЗС наледи по сравнению с ИЗС участка без наледи могло быть наличие сублимационного льда на поверхности и окружающей данный объект растительности.

Радиометрические измерения дали следующие результаты. В тепловом инфракрасном диапазоне значение яркостной температуры по всей площади наледи принимает практически постоянное значение, равное $\sim 262\text{ K}$, что обусловлено температурой фазового перехода лёд–вода, равной 273 K . Меньшее значение яркостной температуры от термодинамической температуры ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$) обусловлено тем, что вода не является абсолютно чёрным телом и её коэффициент излучения равен ~ 0.96 . Отмечено, что значения данного коэффициента для льда и воды близки по своей величине (Госсорг, 1988).

При измерении радиояркостной температуры наледи, которая характеризует мощность теплового излучения, для длин волн 0.88 и $2.3\text{ }\mu\text{м}$ получены результаты, показанные на рис. 4, *б–г*. На рис. 4, *a* приведён композит, выполненный из 10 фотографий исследуемой площадки на наледи. На нём отслеживается относительно тонкий слой воды, который фиксируется по отра-

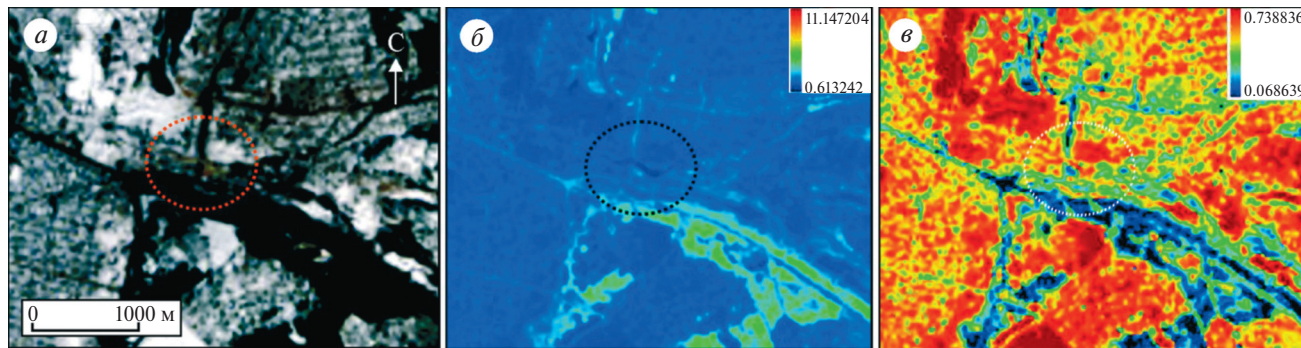


Рис. 3. Космический снимок исследуемой наледи в видимом диапазоне (*a*), карта распределения индекса ИЗС (*б*), пространственное распределение индекса NDSI (*в*). Дата: 25.02.2025

Fig. 3. Satellite image of the augeis surface under study in visible light (*a*), map of the distribution of the SPI (snow pollution) index (*б*), spatial distribution of the NDSI index (*в*). Date: February 25, 2025

жённому солнечному излучению. Измерения толщины слоя воды на наледи показали его значение до 5 мм. Наблюдается различие в пространственном распределении радиоярких температур в миллиметровом и сантиметровом диапазонах. Данные различия связаны с тем, что формирующие слои излучения для этих длин волн существенно отличаются друг от друга. Для длины волны 0.88 см при минерализации льда 0.18 г/дм^3 величина скин-слоя составляет 6 см, а для длины волны 2.3 см равняется 36 см при температуре льда -5°C . Соответственно, меньшее значение данного слоя наблюдается для длины волны 0.88 см. С учётом большого значения минерализации льда наледи ($\sim 0.27 \text{ г/дм}^3$) дециметровый слой льда является практически полубесконечной средой для миллиметрового диапазона, так как скин-слой данной среды со-

ставляет всего несколько сантиметров. Для льда без слоя воды на поверхности обнаружены различия $T_{\text{я}}$ на длине волны 2.3 см. Они достигают значений 15 К на данной длине волны для точек с координатами в метрах (12; 2.5) и (10; 2.5) (см. рис. 4, *в*). Данные вариации обусловлены различием толщины верхнего слоя ледяного покрова, а также пространственными вариациями минерализации льда (отбор проб в трёх точках на местах исследования показал отличия в минерализации льда наледи на 50 мг/кг).

Отмечено, что в точке с координатами (9.5; 1.5) присутствовал слой воды, который не превышал 1 мм. В данной точке наблюдается существенное различие в значениях $T_{\text{я}}$ для длин волн 0.88 и 2.3 см, что видно из пространственного распределения разности радиоярких температур,

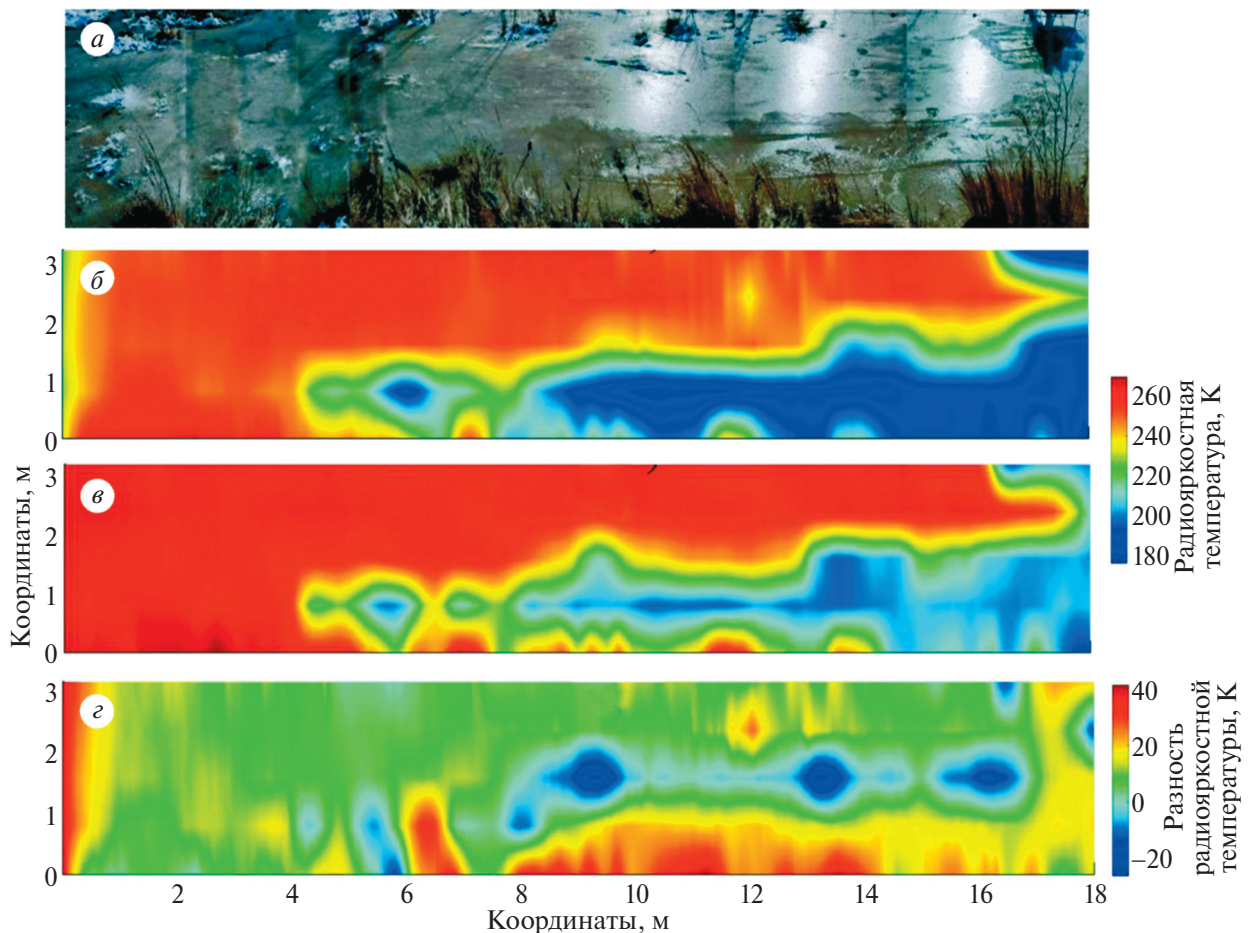


Рис. 4. Композит фотографий исследуемого участка наледи. Съёмка произведена под углом $\sim 45^\circ$ (*a*). Пространственное распределение радиояркой температуры наледи на длинах волн 0.88 см (*б*), 2.3 см (*в*) и разность $\Delta T_{\text{я}} = \Delta T_{\text{я}}(0.88 \text{ см}) - T_{\text{я}}(2.3 \text{ см})$ (*г*). Дата: 06.03.2025

Fig. 4. Composite photograph of the aufeis area under study. The picture was taken at an angle of $\sim 45^\circ$ (*a*). Spatial distribution of the brightness temperature of the aufeis at wavelengths of 0.88 cm (*b*), 2.3 cm (*c*) and the difference $\Delta T_{\text{я}} = \Delta T_{\text{я}}(0.88 \text{ см}) - T_{\text{я}}(2.3 \text{ см})$ (*d*). Date: March 6, 2025

тур (см. рис. 4, з). Это связано с тем, что тепловое излучение для длины волны 0.88 см формируется в слоистой системе (воздух–вода), а на длине волны 2.3 см в структуре, состоящей из четырёх слоёв (воздух–вода–лёд–вода). Представляется, что возможно решить задачу пространственного распределения толщины льда. В случае, если ΔT_y имеет значения < 0 , то в данной точке имеется слой воды, не превышающий 1 мм, в обратном случае, когда значения $\Delta T_y > 0$, могут быть зафиксированы участки, где толщина льда имеет минимальное значение (формирующий слой льда излучения для длины волны 2.3 см недостаточен, чтобы его считать полубесконечной средой). Данное условие справедливо для равномерного распределения минерализации льда и с учётом того, что под верхним слоем наледи расположен водный слой.

Учтено, что слой воды практически непроницаем для микроволнового диапазона, соответственно, при радиометрических микроволновых измерениях исследуется только верхний ледяной слой наледи. Минимальные значения T_y связаны с тонким слоем воды (порядка одного миллиметра) на ледяной поверхности. В случае выпадения осадков в виде снега (сухого) картина распределения радиоярких температур практически не изменится (Бордонский и др., 2014), так как он вносит незначительный вклад в мощность радиотеплового излучения, а в сантиметровом диапазоне он практически радиопрозрачный. Это значит, что с помощью микроволновых радио-

метрических методов можно исследовать криогенные образования в виде наледей, покрытых снежным покровом, в том числе и их внутреннюю структуру.

Поскольку наледь содержит повышенное содержание минерализации в отличие от речного и озёрного пресного ледяного покрова и увлажнения в слоях, то целесообразно применение дополнительного канала дециметрового диапазона. В этом случае радиотепловое излучение формируется с больших глубин, что позволяет выявлять внутренние неоднородности данной среды.

Непрерывные измерения теплового излучения с применением радиометрического комплекса быстро изменяющейся структуры наледи выполнены на том же исследуемом участке р. Смоленка. Во второй половине дня 6 марта 2025 г. на ледяной покров начала изливаться вода. На рис. 5 приведён временной ход поведения радиояркой температуры для длины волны 0.88 см. С появлением воды радиояркая температура в микроволновом диапазоне в течение ~3 мин (время попадания воды в область направленности антенн радиометров) уменьшилась на ~100 К, что связано с отличающимися коэффициентами диэлектрической проницаемости воды и льда (значения мнимой части относительной комплексной диэлектрической проницаемости отличаются друг от друга в сотни раз).

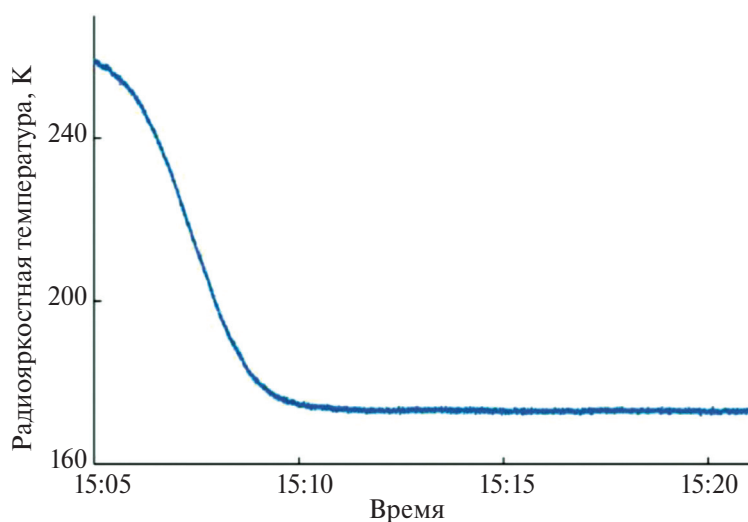


Рис. 5. Временной ход радиояркой температуры наледи на вертикальной поляризации при попадании в область диаграммы антенны водяного слоя на длине волны 0.88 см

Fig. 5. Time course of the brightness temperature of aufeis on vertical polarization at a wavelength of 0.88 cm when a water layer enters the antenna diagram area

Показано, что радиотепловое излучение наледи динамично во времени, что связывается с периодическим излиянием водных масс на ледяную поверхность исследуемого объекта. Поэтому для мониторинга наледей необходимо получение оперативной информации о данном объекте, что позволит предотвратить возможные катастрофические последствия для различных сооружений. Для решения подобной задачи возможно применение радиометрического комплекса, установленного на БПЛА, который будет производить мониторинг наледи в верховьях ручья. Это позволит увеличить исследуемую площадь и скорость построения радиоизображений наледных образований, а также изучать их динамику. Отмечено, что с применением БПЛА существует возможность микроволнового радиометрического мониторинга труднодоступных мест с высоким пространственным разрешением (Бордонский и др., 2025; Yang et al., 2025).

ВЫВОДЫ

В ходе выполненных радиометрических измерений и анализов космических снимков в широком спектральном диапазоне получены следующие результаты. Для наледи характерно проникновение жидкой воды в её внутренние слои, что существенно усложняет определение структуры данного объекта при дистанционных измерениях. Применение микроволнового диапазона позволяет оценить структурные особенности данного объекта.

Наледь — быстро изменяющийся во времени объект, содержащий жидкую воду, иногда в переохлаждённом состоянии, что отражается на её излучательных свойствах в микроволновом диапазоне. Для увлажнённого льда характерны повышенные значения радиояркостной температуры во всём микроволновом диапазоне. Слой воды более 1 мм на наледи приводит к понижению мощности теплового излучения. Сухой снежный покров радиопрозрачен при мониторинге данного объекта в сантиметровом диапазоне.

Пространственное распределение радиоярких температур в миллиметровом и сантиметровом диапазонах служит взаимодополняющими друг друга характеристиками наледи, позволяющими определять внутреннюю приповерхностную структуру таких образований (минерализация, наличие воды подо льдом и т.п.).

Перспективным направлением исследования служит применение БПЛА с установленными на его борту микроволновыми радиометрами для ускорения построения карт распределения радиояркой температуры наледных образований.

Для исследования структуры наледи целесообразно применять радиометрический комплекс, состоящий из микроволновых радиометров от миллиметрового до дециметрового диапазонов с целью определения увлажнения более глубоких слоёв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.Р.* Наледи. Новосибирск: Наука, 1987. 160 с.
- Алексеев В.Р., Макарьева О.М., Шихов А.Н., Нестерова Н.В., Землянкова А.А., Остахов А.А.* Гигантские наледи-тарыны северо-востока России // География и природные ресурсы. 2023. Т. 44. № 3. С. 136–143.
<https://doi.org/10.15372/GIPR20230314>
- Баишев Н.Е., Гагарин Л.А., Шепелев В.В.* Применение индекса NDWI в исследовании природно-техногенных наледей на автодороге “Лена” (Южная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2024. Т. 29. № 3. С. 408–419.
<https://doi.org/10.31242/2618-9712-2024-29-3-408-419>
- Бордонский Г.С.* Тепловое излучение ледяного покрова пресных водоемов. Новосибирск: “Наука”, 1990. 104 с.
- Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Казанцев В.А., Козлов А.К.* Особенности методики микроволновых радиометрических измерений с борта БПЛА на волне 0.8 см // Техника радиосвязи. 2025. № 1. С. 102–111.
- Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Орлов А.О., Цыренжапов С.В.* Различие картин радарных и радиометрических измерений (на примере ледяного покрова эвтрофированного озера) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 2. С. 228–240.
- Гагарин Л.А., Баишев Н.Е., Мельников А.Е.* Дешифровочные признаки наледей подземных вод на радиолокационных снимках Sentinel-1 на примере Верхне-Нерюнгринской и Самокитской наледей Южной Якутии // Криосфера Земли. 2023. Т. 27. № 6. С. 59–71.
<https://doi.org/10.15372/KZ20230606>
- Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
- Госсорг Ж.* Инфракрасная термография. Основы, техника, применение. М.: Мир, 1988. 416 с.

- Гурулев А.А., Цыренжапов С.В., Орлов А.О. Выявление внутренних неоднородностей в пресном ледяном покрове с использованием пассивной радиолокации // Известия вузов. Физика. 2013. Т. 56. № 9. С. 38–41.
- Звягинцева В.В., Звягинцев О.Ю. Динамика образования наледи в условиях Восточного Забайкалья: исследование с использованием данных дистанционного зондирования земли // Вестник Забайкальского гос. ун-та. 2022. Т. 28. № 7. С. 17–25. <https://doi.org/10.21209/2227-9245-2022-28-7-17-25>
- Коваленко С.Н., Лихтарович Е.В. Геологическая деятельность наледей в районе горы Мунку-Сардык (Восточный Саян) // Геология и окружающая среда. 2021. Т. 1. № 1. С. 80–93. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2021.1.80>
- Козлов А.К., Гурулев А.А. Особенности радиотеплового изучения наледей в микроволновом диапазоне // Арктика и Антарктика. 2023. № 3. С. 73–85. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2023.3.43976>
- Крутских Н.В., Кравченко И.Ю. Использование космоснимков Landsat для геоэкологического мониторинга урбанизированных территорий // Современные Проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 2. С. 159–168. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-2-159-168>
- Макарьева О.М., Шихов А.Н., Остахов А.А., Нестерова Н.В. Наледи бассейна р. Индигирка по современным снимкам Landsat и историческим данным // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 201–212. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-388>
- Оленченко В.В., Макарьева О.М., Землянкова А.А., Данилов К.П., Остахов А. А., Калганов А.С., Нестерова Н.В., Христофоров И.И. Геофизические признаки источников гигантской наледи на р. Анмангында (Магаданская область) // Геодинамика и Тектонофизика. 2023. Т. 14. № 3. 0702 с. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0702>
- Стетюха В.А. Прогнозирование образования наледей при воздействиях физических процессов горного производства на окружающую среду // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2006. № 8. С. 43–46.
- Стручкова Г.П., Шеин Н.С., Капитонова Т.А. Применение методов нечеткого моделирования для оценки влияния наледей на функционирование магистральных трубопроводов // Проблемы безопасности и чрезвычайных ситуаций. 2020. № 4. С. 21–31. <https://doi.org/10.36535/0869-4176-2020-04-2>
- Шелехов И.Ю., Матрасова Е.Н., Клементьев И.А. Исследование средств защиты прилегающей территории от наледи // Тенденции развития науки и образования. 2023. Вып. 101 № 4. С. 194–199. <https://doi.org/10.18411/trnio-09-2023-206>
- Шестернев Д.М., Верхотуров А.Г. Воздействие наледей на инженерные сооружения // Вестник Забайкальского гос. ун-та. 2016. Т. 22. № 10. С. 30–40. <https://doi.org/10.21209/2227-9245-2016-22-10-30-40>
- Lainis A., Neupauer R.M., Koch J.C., Gooseff M. Seasonal and Decadal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Investigated Through Numerical Simulations // Hydrol. Process. 2024. V. 38. № 3. P. e15106. <https://doi.org/10.1002/hyp.151060>
- Sklute E. C., Mikucki J.A., Dyar M.D., Lee P.A., Livi K.J.T., Mitchell S. A Multi-Technique Analysis of Surface Materials from Blood Falls, Antarctica // Front. Astron. Space Science. 2022. V. 9. P. 843174. <https://doi.org/10.3389/fspas.2022.843174>
- Style R., Worster M.G. Frost Flower Formation on Sea Ice and Lake Ice // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. № 11. P. L11501. <https://doi.org/10.1029/2009GL037304>
- Turcotte B., Dubnick A., McKillop R. Icing and Aufeis in Cold Regions II: Consequences and Mitigation // Canadian Journal of Civil Engineering. 2023. V. 51. № 2. P. 125–139. <https://doi.org/10.1139/cjce-2023-0119>
- Wohl E., Scamardo J.E. Aufeis as a Major Forcing Mechanism for Channel Avulsion and Implications of Warming Climate // Geophys. Research Letters. 2022. V. 49. P. e2022GL100246. <https://doi.org/10.1029/2022GL100246>
- Yang Q., Hailiang L., Xu Y., Fu J., Zheng W., Yang D., Mei X., Wang H. Initial Results of a W/D-Band Millimeter-Wave Radiometer on Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) // GRSL. 2025. V. 22. P. 1–5. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2025.3532482>
- Yoshikawa K., Hinzman L.D., Kane D.L. Spring and Aufeis (Icing) Hydrology in Brooks Range, Alaska // Journal of Geophysical Research. Atmosphere. 2007. V. 112. P. G04S43. <https://doi.org/10.1029/2006JG000294>

Citation: Gurulev A.A., Orlov A.O., Kazantsev V.A., Kozlov A.K. Radiometric Survey of Aufeis Bodies in the Microwave Range: A Case Study of the Smolenka River in the Transbaikal Territory. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 172–182. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010128

Radiometric Survey of Aufeis Bodies in the Microwave Range: A Case Study of the Smolenka River in the Transbaikal Territory

© 2026 A. A. Gurulev*, A. O. Orlov, V. A. Kazantsev, A. K. Kozlov

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia

*e-mail: lgc255@mail.ru

Received August 12, 2025; revised October 8, 2025; accepted December 29, 2025

Aufeis bodies are one of the most common natural phenomena. They exert an adverse effect on technical facilities and infrastructure of the regions. Remote sensing is one of the methods of aufeis monitoring within a wide range of frequencies. The paper presents the results of remote sensing of the aufeis, which has a layered structure: ice–water–ice. The possibility of aufeis monitoring by the intensity of thermal radiation in the microwave range is shown. It was found that the optimal wavelength for operational radiometric monitoring of aufeis is the decimeter range due to the relatively high mineralization and moisture content of aufeis. Usually, when an ice cover is formed on a freshwater body, a small quantity of salts is captured with ice, and desalination occurs throughout the year. By the end of the year mineralization of the reservoir may decrease to 0.0009 g/dm³. As for the aufeis ice, the salt concentration, as a rule, has a higher value from hundreds of milligrams per kilogram to several thousand due to mineralized water freezing onto the ice or on a ground. Analyzing intensity of thermal radiation in the microwave range, it is possible to determine internal characteristics of aufeis, such as mineralization level, presence of water under or inside the ice, etc. The field measurements of the spatial distribution of radiance temperature, which characterizes intensity of own aufeis thermal radiation, shown that the centimeter and millimeter wavelength ranges are complementary for monitoring. To accelerate the construction of maps of the distribution of radio–brightness temperature of the aufeis it is relevant to use unmanned aerial vehicles equipped with radiometric systems and scanning devices. The study also demonstrated the possibility of identifying aufeis from the spatial distribution of snow pollution index, which is derived at wavelengths of 1.57–1.65, 0.85–0.88, and 0.53–0.59 μm from space.

Keywords: aufeis, microwave range, snow pollution index, radiometry

REFERENCES

- Alekseev V.R. Naledi.* Aufeis. Novosibirsk: Nauka, 1987. 160 p. [In Russian].
- Alekseev V.R., Makarieva O.M., Shikhov A.N., Nesterova N.V., Zemlyanskova A.A., Ostashov A.A.* Giant Taryn Aufeis in the Northeast of Russia. *Geografiya i Prirodnye Resursy.* Geography and Natural Resources. 2023, 44 (3): 136–143. <https://doi.org/10.1134/S1875372823030010> [In Russian].
- Baishev N.E., Gagarin L.A., Shepelev V.V.* NDWI as a Method for Studying Natural and Technogenic Aufeis Along the Lena Highway (Southern Yakutia). *Prirodnye resursy Arktiki i Subarktiki.* Natural Resources of the Arctic and Subarctic. 2024, 29 (3): 408–419. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2024-29-3-408-419> [In Russian].
- Bordonskiy G.S. Teplovoye izlucheniye ledyanogo pokrova presnykh vodoyemov.* Thermal Radiation of the Ice Cover of Freshwater Reservoirs. Novosibirsk: Nauka, 1990: 104 p. [In Russian].
- Bordonskiy G.S., Gurulev A.A., Kazantsev V.A., Kozlov A.K.* Features of the Technique of Microwave Radiometric Measurements from UAVs at 0.8 cm Wavelength. *Tekhnika Radiosvyazi.* Radio Communication Technology. 2025, (1): 102–111 [In Russian].
- Bordonskiy G.S., Gurulev A.A., Orlov A.O., Tsyrenzhapov S.V.* Difference Between Radar and Radiometric Signatures (the Case of Eutrophic Lake Ice Cover). *Sovremennyye Problemy Distantionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa.* Modern Problems of Remote Sensing of the Earth from Space. 2014, 11 (2): 228–240 [In Russian].
- Gagarin L.A., Baishev N.E., Melnikov A.E.* Interpretation Signs of Groundwater Icings on Sentinel-1 Radar Images on Examples of the Verkhnyaya Nerungra and Samokit Aufeis of Southern Yakutia. *Kriosfera Zemli.* Cryosphere of the Earth. 2023, 27 (6): 59–71. <https://doi.org/10.15372/KZ20230606> [In Russian].
- Kotlyakov V.M. Glyatsiologicheskii slovar'.* Glaciological Dictionary. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
- Gossorg J. Infrakrasnaya termografiya. Osnovy, tekhnika, primeneniye.* Infrared Thermography. Fundamentals, Technique, Application. Moscow: Mir, 1988: 416 p. [In Russian].
- Gurulev A.A., Tsyrenzhapov S.V., Orlov A.O.* Identification of Internal Heterogeneities in the Freshwater Ice Cover Using Passive Radar. *Izvestiya Vuzov. Fizika.*

- News of Higher Educational Institutions. Physics. 2013, 56 (9): 38–41 [In Russian].
- Zvyagintseva V.V., Zvyagintsev O.Yu. Investigation of the Ice Formation Dynamics Under the Conditions of Eastern Transbaikalia Territory Using Earth Remote Sensing Data. *Vestnik Zabaykal'skogo Gosudarstvennogo Universiteta*. Transbaikal State University Journal. 2022, 28 (7): 17–25. <https://doi.org/10.21209/2227-9245-2022-28-7-17-25> [In Russian].
- Kovalenko S.N., Likhtarovich E.V. Geological Effects of Aufeis in the Vicinity of Munku-Sardyk Mountain. *Geologiya i Okruzhayushchaya Sreda*. Geology and Environment. 2021, 1 (1): 80–93. [In Russian].
- Kozlov A.K., Gurulev A.A. Features of Radiothermal Study of Ice in the Microwave Range. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2023, (3): 73–85. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2023.3.43976> [In Russian].
- Krutskikh N.V., Kravchenko I.Yu. The Use of Landsat Satellite Images for the Geoecological Monitoring of Urbanized Areas. *Sovremennyye Problemy Distantionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. Modern Problems of Remote Sensing of the Earth from Space. 2018, 15 (2): 159–168. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-2-159-168> [In Russian].
- Makar'eva O.M., Shikhov A.N., Ostashov A.A., Nesterova N.V. Icings of the Indigirka River Basin According to the Recent Landsat Satellite Images and Historical Data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (2): 201–212. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-388> [In Russian].
- Olenchenko V.V., Makar'yeva O.M., Zemlyanskova A.A., Danilov K.P., Ostashov A.A., Kalganov A.S., Nesterova N.V., Khristoforov I.I. Geophysical Indicators of Aufeis in the Anmangynda River (Magadan Region). *Geodinamika i Tektonofizika*. Geodynamics & Tectonophysics. 2023, 14 (3): 0702 p. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0702> [In Russian].
- Stetyukha V.A. Forecasting the Formation of Aufeis Under the Impact of Physical Processes of Mining Production on the Environment. *Gornyy Informatsionno-analiticheskiy Byulleten'*. Mining Information and Analytical Bulletin. 2006, (8): 43–46 [In Russian].
- Struchkova G.P., Shein N.S., Kapitonova T.A. Application of Fuzzy Modeling Methods to Assess the Impact of Aufeis on the Functioning of Main Pipelines. *Problemy Bezopasnosti i Chrezvychaynykh Situatsiy*. Safety and Emergency Problems. 2020, (4): 21–31. <https://doi.org/10.36535/0869-4176-2020-04-2> [In Russian].
- Shelekhov I.Yu., Matrasova E.N., Klementyev I.A. Research of means of protection of the adjacent territory from aufeis. *Tendentsii Razvitiya Nauki i Obrazovaniya*. Trends in the Development of Science and Education. 2023, 101(4): 194–199. <https://doi.org/10.18411/trnio-09-2023-206> [In Russian].
- Shesternev D.M., Verkhoturov A.G. The Effects of Icings on Engineering Facilities. *Vestnik Zabaykal'skogo Gosudarstvennogo Universiteta*. Transbaikal State University Journal. 2016, 22 (10): 30–40. <https://doi.org/10.21209/2227-9245-2016-22-10-30-40> [In Russian].
- Lainis A., Neupauer R.M., Koch J.C., Gooseff M. Seasonal and Decadal Subsurface Thaw Dynamics of an Aufeis Feature Investigated Through Numerical Simulations. *Hydrol. Process*. 2024, 38 (3): e15106. <https://doi.org/10.1002/hyp.151060>
- Skulte E. C., Mikucki J.A., Dyar M.D., Lee P.A., Livi K. J.T., Mitchell S. A Multi-Technique Analysis of Surface Materials from Blood Falls, Antarctica. *Front. Astron. Space Sci*. 2022, 9: 843174. <https://doi.org/10.3389/fspas.2022.843174>
- Style R., Worster M.G. Frost flower formation on sea ice and lake ice. *Geophys. Res. Lett*. 2009, 36 (11): L11501. <https://doi.org/10.1029/2009GL037304>
- Turcotte B., Dubnick A., McKillop R. Icing and Aufeis in Cold Regions II: Consequences and Mitigation // *Can. J. Civil Eng*. 2023, 51 (2): 125–139. <https://doi.org/10.1139/cjce-2023-0119>
- Wohl E., Scamardo J.E. Aufeis as a Major Forcing Mechanism for Channel Avulsion and Implications of Warming Climate. *Geophys. Res. Lett*. 2022, 49: e2022GL100246. <https://doi.org/10.1029/2022GL100246>
- Yang Q., Hailiang L., Xu Y., Fu J., Zheng W., Yang D., Mei X., Wang H. Initial Results of a W/D-Band Millimeter-Wave Radiometer on Unmanned Aerial Vehicles (UAVs). *GRSL*. 2025, 22: 1–5. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2025.3532482>
- Yoshikawa K., Hinzman L.D., Kane D.L. Spring and Aufeis (Icing) Hydrology in Brooks Range, Alaska. *J. Geophys. Res. Atmos*. 2007, 112: G04S43. <https://doi.org/10.1029/2006JG000294>

УДК 551.582, 551.583, 551.324, 556.5

ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН В НАЧАЛЕ XXI В. ЧАСТЬ 2. КРИОСФЕРА И ГИДРОЛОГИЯ

© 2026 г. У. В. Прохорова^{1,*}, Е. В. Блошкина¹, М. С. Махотин¹, А. В. Весман¹,
А. В. Терехов¹, А. Л. Борисик¹, К. В. Ромашова¹, Р. А. Чернов², И. И. Василевич¹,
В. Э. Демидов¹

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

**uvprokhorova@aari.ru*

Поступила в редакцию 06.05.2025 г.

После доработки 02.07.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

В настоящий момент на Шпицбергене существует около 1600 ледников, покрывающих 33 200 км² (около 60% архипелага) с общим объёмом льда 6700–6800 км³ и средней толщиной 205 ± 7 м. Некоторые ледники политермические с тёплым базальным льдом. В период 2000–2019 гг. баланс массы ледников в среднем составлял -7 ± 2.1 Гт в год, при этом наибольшие потери наблюдались у небольших ледников на низких высотах. Потепление с начала XXI в. усилило таяние и сократило аккумуляцию снега. Прогнозируется появление зон с нулевой аккумуляцией к 2030–2050 гг. С конца малого ледникового периода образовалось 705 приледниковых озёр. По состоянию на 2008–2012 гг. они занимали площадь 187.4 км² с 274 км ледниковых берегов. Площадь озёр увеличилась на 47% с 1990 по 2022 г, в основном в период 1990–2012 гг. Преобладают озёра, образованные моренные и термокарстовые озёра. По иным опубликованным данным, где использована другая методика, в 2020 г. выявлено 1375 озёр, что свидетельствует об увеличении площади на 36% с 1990 г. Ожидается, что к 2071–2100 гг. в районах с оледенением возрастёт летний сток. Толщина снега, его плотность и водный эквивалент за последние десятилетия демонстрируют очень слабые или незначительные тенденции. Продолжительность залегания снежного покрова немного меняется из-за более позднего начала осени, а время таяния остаётся стабильным. Химический состав снега определяют морские аэрозоли и минеральная пыль, при этом их локальные источники доминируют на низких высотах, а удалённые — на больших. Во время последнего плейстоценового оледенения долинная мерзлота на Шпицбергене, вероятно, исчезала, в то время как плато и вершины сохраняют мерзлоту возрастом до 700 000 лет. В голоцене мерзлота сформировалась до низких высот с толщиной 400–540 м и температурами грунта ниже слоя сезонных колебаний температуры в диапазоне примерно от -2.2 до -5.2 °С. Потепление дестабилизирует мерзлоту преимущественно вдоль западного побережья, в то время как восточные районы более стабильны. Ожидается дальнейшее разрушение мерзлоты при продолжающемся потеплении климата.

Ключевые слова: Арктика, Шпицберген, отступление ледников, снежный покров, речной сток

DOI: 10.7868/S2412376526010131

ВВЕДЕНИЕ

Архипелаг Шпицберген (76.5° – 81° с.ш., 10° – 32° в.д., площадь 61 тыс. км²) — один из основных центров современного оледенения высокоширотной Арктики, в последние десятилетия оказался в уникальном, с физико-географической точки зрения, положении, вблизи центра

так называемого Арктического усиления, т.е. области, где потепление климата существенно опережает среднемировые величины (Isaksen et al., 2022). Как показано в первой части статьи, потеплению здесь подвержен и приземный слой воздуха, и океанические воды, выступающие в качестве основных ландшафтообразующих факторов на архипелаге. Ввиду этого вопросы изучения

недавней динамики криосферы Шпицбергена и моделирование ближайших её перспектив представляют особенный научный интерес.

Несмотря на своё положение в высоких широтах архипелага Шпицберген стал на протяжении XX века одним из наиболее изученных центров оледенения. Первые регулярные экспедиции, в том числе изучавшие криосферу островов, начаты в середине 1950-х гг., и в 1970–1980-х гг. вышли первые фундаментальные обобщения полученных знаний (Оледенение Шпицбергена, 1975; Гляциология Шпицбергена, 1985). В эти же годы климат, как глобальный, так и в районе архипелага, начинает меняться, что вызывает отклик оледенения; география исследований расширяется, совершенствуются методы и технические средства как сбора натуральных данных, так и математического моделирования. На фоне этих процессов и возникла потребность сделать обобщение результатов исследований криосферы Шпицбергена, полученных в первые 25 лет текущего столетия.

Цель второй части статьи — краткое обобщение современного состояния и динамики главных элементов природной среды Шпицбергена (ледников, криолитозоны, снежного покрова, речного стока и приледниковых озёр). Под характеристикой *динамики* элементов природной среды мы понимаем количественные оценки тенденций изменения их основных параметров: площади, баланса массы и термического состояния ледников; влагозапаса, длительности и площади снежного покрова; слоя речного стока и количества приледниковых озёр; температурного режима и распространения многолетнемёрзлых пород.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Наземное оледенение. Архипелаг Шпицберген — один из крупнейших центров современного высокоширотного оледенения. Общая площадь ледников составляет 33.2 тыс. км² (около 60% от площади архипелага) (König et al., 2014), что делает наземное оледенение одним из основных компонентов природной среды и её ведущим ландшафтообразующим фактором. Из 1600 (округлённо) ледников архипелага 1335 расположены в пределах острова Западный Шпицберген (RGI 7.0 Consortium, 2023).

Расчёт общего запаса льда на архипелаге, полученный экстраполяцией результатов геофизических съёмки, даёт оценку в 6700 ± 835 км³

(Martín-Español et al., 2015). Схожее значение, 6800 ± 238 км³, было получено на основе моделирования, в соответствии с которым средняя толщина ледников Шпицбергена составляет 205 ± 7 м, а зоны максимальных мощностей оледенения (свыше 500 м) приурочены (см. рис. 1) к острову Северо-Восточная Земля, а также к куполу Хольтедаля и ледникам Земли Улафа V (van Pelt & Frank, 2025).

Основной вид геофизических съёмок, применяемых для изучения ледников, — георадиолокация. Помимо определения мощности льда, метод стал ценным источником информации о внутреннем строении и термической структуре ледников и позволил выявить наличие ледников политермического типа со слоем тёплого (т.е. имеющего температуру, близкую к температуре плавления) льда вблизи ложа (Мачерет и др., 2019). Данный слой, содержащий первые проценты незамёрзшей воды, оказывает значительное влияние на реологические свойства льда и, как следствие, на скорости движения ледников. Наличие в придонной части ледника тёплого льда — один из основных факторов, приводящий к пульсациям ледников (сёрджам), т.е. к их быстрым подвижкам, когда скорость движения ледника значительно возрастает (Jiskoot, 2011). Выполненные на нескольких политермических ледниках архипелага повторные радиолокационные съёмки с интервалом 10 и более лет (Борисик и др., 2021) показали, что помимо общего уменьшения толщины ледников происходит также сокращение их тёплого ядра, что в зависимости от высотного положения ледника может приводить как к постепенному выхолаживанию, так и к отеплению ледника.

Оледенение Шпицбергена сокращается с максимума малого ледникового периода, завершившегося в этом регионе около 1920-х гг. (Farnsworth et al., 2020), причём в первые десятилетия XXI века этот процесс заметно ускорился (van Pelt et al., 2016). Это подтверждается регулярным масс-балансовым мониторингом, который проводится в настоящее время на 14 ледниках архипелага (рис. 2, а). Общий баланс массы оледенения архипелага за период 2000–2019 гг. оценивался в -7 ± 2.1 млрд т в год (Schuler et al., 2020). Наиболее тесная корреляция баланса массы наблюдается с приземной температурой воздуха (Terekhov et al., 2023). Потепление на архипелаге имеет следствие как для летней абляции, увеличивая её интенсивность, так и для зимней аккумуляции: поскольку наибольший тренд на Шпицбергене имеют температуры зимы, то количество морозных дней сокращается, ухудшая условия снегонакопления.

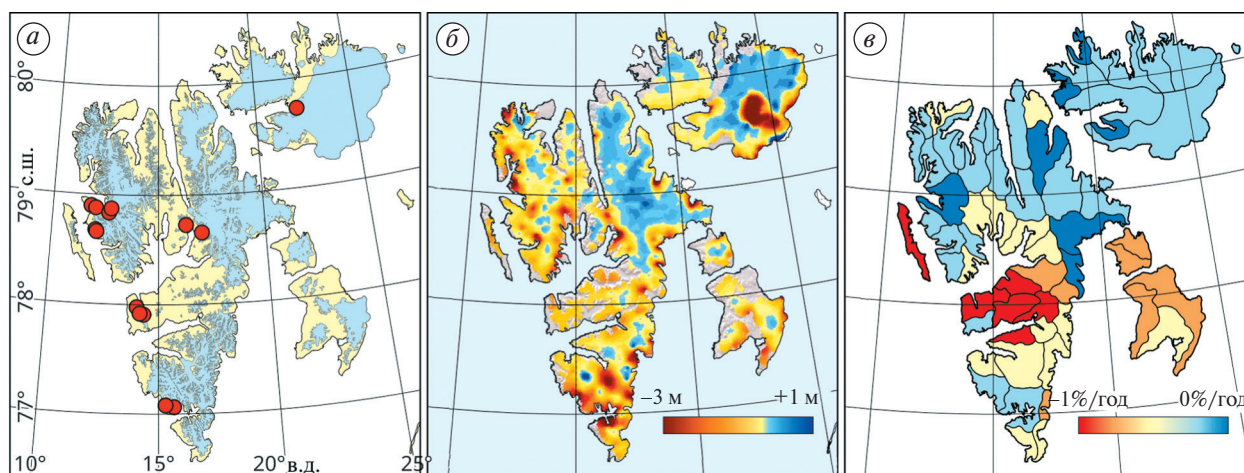


Рис. 2. современные программы по мониторингу баланса массы ледников (а); изменение высоты поверхности ледников с 2003–2008 по 2019 гг. по данным спутниковой альтиметрии, по Sochor et al. (2021) (б); изменения площади ледников за вторую половину XX века, по Hanssen-Bauer et al. (2019) (в)

Fig. 2. Current glacier mass balance monitoring programs (a); change in glacier surface elevation from 2003–2008 to 2019 based on satellite altimetry data, according to Sochor et al. (2021) (б); change in glacier area over the second half of the 20th century, according to Hanssen-Bauer et al. (2019) (в)

Современный баланс массы ледников, и его временная динамика неравномерны по территории архипелага, как показывают дистанционные методы — спутниковая гравиметрия и альтиметрия (Sochor et al., 2021; см. рис. 2, б). Подобная пространственная неравномерность определяется не только горизонтальными градиентами метеорологических элементов. Так, в исследовании (Schuler et al., 2020) выявлена связь с размерами ледников: небольшие ледники, расположенные на низких гипсометрических уровнях, теряют массу быстрее, чем более крупные выводные ледники, берущие начало от куполов, сохранивших область аккумуляции.

Влияние изменений климата на ледники Шпицбергена усугубляется низким высотным расположением. Пик обобщённой гипсометрической кривой для ледников Шпицбергена находится на высоте 450–500 м над ур. моря, что соответствует современной высоте снеговой линии (Noël et al., 2020). В некоторых областях архипелага (например, в окрестностях Баренцбурга) рельеф местности практически не превышает этих отметок, в результате чего ледники в этих районах каждое лето полностью оказываются в области абляции. Как следствие, площадь таких ледников сократилась за последние 80 лет более чем наполовину (см. рис. 2, в).

Примечательно, что с 2016 г. для наземной Арктики зафиксированы шесть наиболее тёплых

летних сезонов за историю измерений, а 2024 г. стал первым, преодолевшим отметку +1.5 °C относительно доиндустриального уровня, и наши мониторинговые программы зафиксировали рекордно низкий баланс массы. Результаты измерений баланса массы ледников Шпицбергена хорошо согласуются с этим наблюдением и, следовательно, отражают не просто региональную климатическую изменчивость, а общую по всей Арктике.

Прогнозы будущей динамики оледенения Шпицбергена показывают, что средний по архипелагу климатический баланс массы останется в ближайшие десятилетия отрицательным. Площадь области аккумуляции уменьшится до нуля уже в 2030–2050-х гг., а фирновый слой сохранится лишь на северо-востоке, на плато Ломоносова (van Pelt et al., 2021). Ожидаемые темпы потери массы на протяжении XXI века вдвое выше, чем в период 1936–2010 гг., а увеличение средней температуры лета на 1 °C приведёт к снижению годового баланса массы на 0.28 м в.э. (Geuyan et al., 2022). Таким образом, будущее сокращение ледников Шпицбергена станет самым значительным за последние несколько тысяч лет, с окончания климатического оптимума голоцена (Farnsworth et al., 2020).

Приледниковые озёра. Сокращение оледенения архипелага Шпицберген, наблюдаемое с начала XX в., привело к освобождению значительных

по площади территорий. Стремительное отступление ледников, таяние мёртвых льдов в толще морен и ледниковый сток способствовали образованию многочисленных озёр среди моренно-грядового рельефа.

До недавнего времени в научной литературе были описаны лишь несколько озёр архипелага ледникового происхождения. Исследования были направлены в основном на определение их химического состава или изучение донных отложений (Holmgren et al., 2009; Walseng et al., 2018). Первые количественные оценки формирования приледниковых озёр архипелага и их инвентаризация были опубликованы в 2022 г. (Чернов, Ромашова, 2022). Авторами было выявлено 705 приледниковых озёр, образовавшихся после малого ледникового периода (Ромашова, Чернов, 2023). На основе дистанционных методов и полевых наблюдений выбраны три морфологических признака, каждый из которых определяет озеро как приледниковое: наличие контакта озера с ледником; расположение озера в пределах конечной морены; в контакте с ней. Морфологические характеристики озёр были определены по состоянию на 2008–2012 гг. (рис. 3). В основу инвентаризации легли картографические мате-

риалы Норвежского полярного института и дистанционные методы исследования; выделение озёр выполнялось вручную.

На основе сочетания трёх морфометрических признаков выделено пять типов приледниковых озёр Шпицбергена (Чернов, Ромашова, 2024): ледниково-подпрудные озёра (22%); моренно-подпрудные озёра (24%); озёра, контактирующие с фронтом ледника (16%); термокарстовые озёра на морене (28%); озёра, контактирующие с конечной мореной, но расположенные за её пределами (10%). Их суммарная площадь на 2008–2012 гг. оценена в 187,4 км², а протяжённость ледяных берегов составляла 274 км.

Временная изменчивость озёр была оценена в работе (Чернов, Ромашова, 2023): за период 1990–2022 гг. Площадь приледниковых озёр увеличилась на 47% (табл. 1). Интенсивнее всего процесс укрупнения озёр происходил в период с 1990 по 2012 г., после чего замедлился. Наиболее активно процесс формирования и увеличения приледниковых озёр протекает на западе архипелага, где ледники отступали быстрее всего. Главным агентом в укрупнении озёр стал процесс разрушения фронтов ледников на контакте с озёрами.

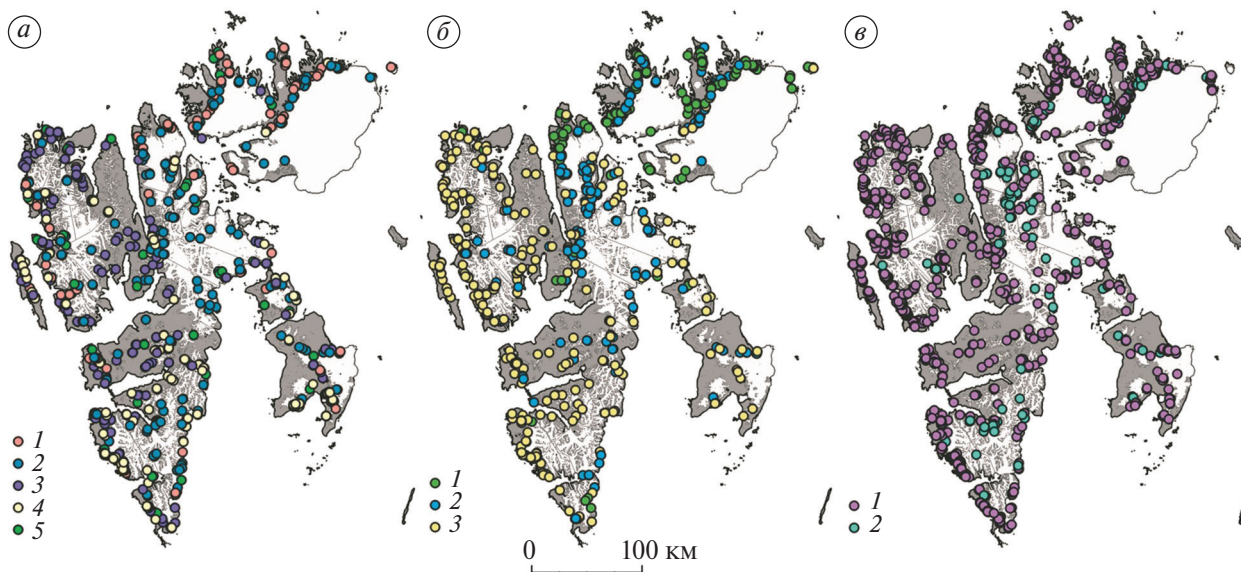


Рис. 3. Приледниковые озёра Шпицбергена по данным трёх исследований: (а) Ромашова, Чернов (2023): 1 — озёра, контактирующие с фронтом ледника, 2 — ледниково-подпрудные озёра, 3 — моренно-подпрудные озёра, 4 — термокарстовые озёра, 5 — озёра, контактирующие с конечной мореной, расположенные за её пределами; (б) Wiczorek et al. (2022): 1 — озёра, подпруженные коренными породами, 2 — ледниково-подпрудные озёра, 3 — моренно-подпрудные озёра; (в) Zhang et al. (2024): 1 — озёра с ледниковым питанием, 2 — ледниково-подпрудные озёра

Fig. 3. Proglacial lakes of Svalbard based on data from three studies: (a) Romashova, Chernov (2023), 1 — lakes in contact with the glacier front, 2 — glacial-dammed lakes, 3 — moraine-dammed lakes, 4 — thermokarst lakes, 5 — lakes in contact with the terminal moraine, located beyond it; (б) Wiczorek et al. (2022), 1 — bedrock-dammed lakes, 2 — ice-dammed lakes, 3 — moraine-dammed lakes; (в) Zhang et al. (2024), 1 — glacier-fed lakes, 2 — ice-dammed lakes

Таблица 1. Современные изменения приледниковых озёр на архипелаге Шпицберген**Table 1.** Modern changes in glacial lakes in the Svalbard archipelago

Годы	Ромашова, Чернов, 2023	Wieczorek et al. 2022	Zhang et al. 2024
	Кол-во / площадь, км ²		
1990–1992	35 > 1 км ² / 87.5	321 / 109.87	723 / 195
2008–2012	705 / 187.4	566 / 146.14	- / -
2020–2022	35 > 1 км ² / 128.9	387 / 168.63	1375 / 264.97

Другой подход был применён в инвентаризации ледников (Wieczorek et al., 2022). В качестве ледниковых рассмотрены только те озёра, которые находятся в непосредственном контакте с ледником. Исходными данными служили аэро- и космические снимки. Озёра выделялись за период 2008–2012 гг., а в остальные годы рассматривались лишь области, расположенные в пределах 50 м от них. Подобный подход упускает образование новых озёр после 2008–2012 гг., а также может стать причиной недоучёта озёр, существовавших ранее.

В результате, инвентаризация Wieczorek и др. (2022) содержит 566 ледниковых озёр, существовавших в 2008–2012 гг. (см. табл. 1). Их типизация (см. рис. 3) выполнена по разработанным ранее классификациям (Emmer et al., 2016; Yao et al., 2018). К недостатку такой типизации можно отнести наличие озёр, не относящихся к какому-либо типу (6 озёр). Авторы отмечают, что моренно-подпрудные озёра составляют более половины всех ледниковых озёр на Шпицбергене (290), за ними следуют ледниково-подпрудные озёра (157), а озёра, подпруженные коренными породами, составляют менее 20% (113). За 1990–2020 гг. Площадь озёр вблизи фронта ледников увеличилась на 53%.

Инвентаризация ледниковых озёр мира Global Glacial Lake Dataset (Zhang et al., 2024) была опубликована в 2024 г. Учёными из Китая. База данных содержит два временных среза — 1990 и 2020 гг. Авторы вручную обрабатывали спутниковые изображения спутников Sentinel-2 и Landsat, близкие к датам завершения сезонной абляции ледников. Минимальная площадь озера при оцифровке составляла 0.002 км². За ледниковые озёра принимались все водоёмы в пределах 10 км вокруг ледников. При оцифровке ледников на архипелаге Шпицберген авторы ориентировались на работу Wieczorek et al. (2022).

В результате по данным Zhang et al. (2024) в 2020 г. На Шпицбергене выделено 1375 озёр (см. рис. 3). Их количество и площадь значительно превосходят аналогичные значения предыдущих исследований. Очевидно, эта разница вызвана различиями подходов к определению ледниковых озёр. Водоёмы разделены на озёра с ледниковым питанием и ледниково-подпрудные озёра. За 1990–2020 гг. площадь приледниковых озёр увеличилась на 36% (см. табл. 1).

Речной сток. Постоянные наблюдения за режимом рек на архипелаге Шпицберген ведутся на небольшом количестве объектов, расположенных в основном у действующих научных центров преимущественно в западной части Шпицбергена (рис. 4). Самые продолжительные мониторинговые наблюдения проводятся Россией, Норвегией, Польшей и Чехией.

Западное побережье архипелага, как и его центральная зона в районе посёлка Лонгйир, — территория с наибольшим ростом среднегодовой температуры воздуха с 1990 г. и с наиболее длительным периодом положительных среднесуточных температур воздуха. В соответствии с климатическими условиями, определяющими формирование речного стока, период его существования продолжается с июня по октябрь (Nowak et al., 2021, Третьяков и др., 2022). Водосборы рек условно разделяются на ледниковые и безледниковые; последние представлены в долгосрочном мониторинге реками Фуглебеккен (Wawrzyniak et al., 2020), Конгресс (Ромашова и др., 2019) и Лондонелва (Krawczyk, Pettersson, 2007). Для этих рек среднегодовой сток напрямую связан с количеством выпадающих атмосферных осадков (табл. 2).

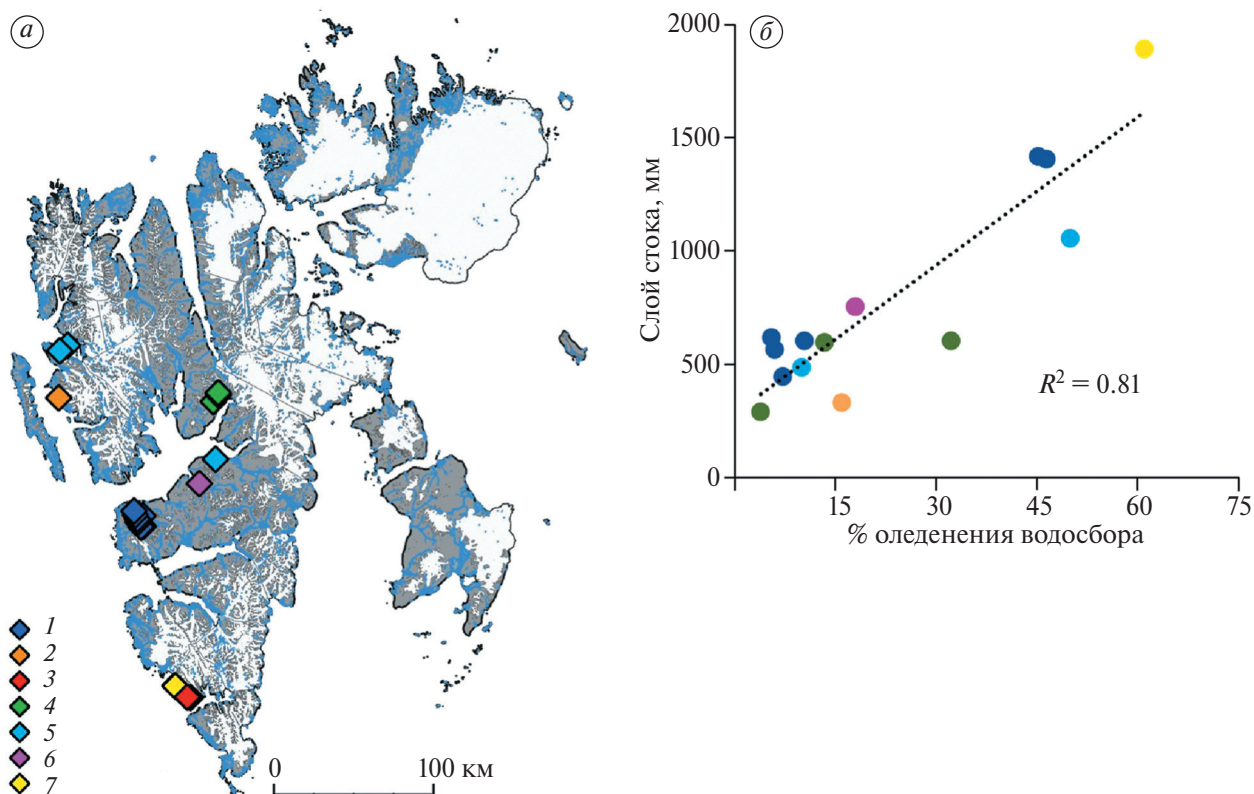


Рис. 4. Мониторинг речного стока архипелага Шпицберген и его результаты. (а) карта-схема расположения мест измерения речного стока, (б, в, д) ежегодные средние слои стока рек, (е) связь слоя стока рек и степени оледенения их водосборов

1 — Арктический и Антарктический институт; Россия; 2 — университет Николая Коперника, Польша; 3 — Институт геофизики Польской академии наук, Польша; 4 — университет имени Масарика, Чехия; 5 — Норвежское управление водных ресурсов и энергетики, Норвегия; 6 — Свальбардский международный университет, Норвегия; 7 — Силезский университет в Катовице, Польша

Fig. 4. Monitoring of river runoff in the Svalbard archipelago and its results. (a) map showing the location of river runoff measurement sites; (б, в, д) annual average river flow layers; (е) relationship between the layer of river runoff and the degree of glaciation of their catchments.

1 — Arctic and Antarctic Institute; Russia; 2 — Nicolaus Copernicus University, Poland; 3 — Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Poland; 4 — Masaryk University, Czech Republic; 5 — Norwegian Water and Energy Directorate, Norway; 6 — Svalbard International University, Norway; 7 — University of Silesia in Katowice, Poland

Тем не менее для Шпицбергена наиболее характерны реки с ледниковым питанием, однако степень оледенения их водосборов различна. Так, из 17 постоянно наблюдаемых рек семь имеют водосборы с оледенением менее 15%, и их средний годовой сток составляет около 500 мм (см. табл. 2). Годовой сток рек Бертиль, Адвентелва выше — в среднем 676 мм при доле оледенения водосбора 32 и 18% соответственно. Сток реки Вальдемара (16% оледенения водосбора) заметно ниже (Nowak, 2021), но это объясняется высоким расположением гидрометрического створа, всего в 1 км от языка ледника (Sobota, 2014) при общей длине реки около 4.7 км. Таким образом, наблюдения не учитывают значительное количество атмосферных осадков на осталь-

ной части водосбора. Реки Байелва (Gödde et al., 2024), Вереншельда (Osuch et al., 2022), Альдегонда и Бретьерна (Ромашова и др., 2019) наиболее полноводны из наблюдаемых и имеют на более чем 45% своей водосборной территории деградирующие ледники.

Достаточное количество наблюдаемых объектов позволило установить прямую связь слоя стока рек со степенью оледенения их водосборных бассейнов (см. рис. 4, б), характерную для всего западного побережья Шпицбергена. По прогнозу Hanssen-Bauer et al. (2019), к 2071–2100 гг. в ледниковых районах архипелага произойдёт сильное увеличение летнего стока, тогда как в районах, свободных от ледников, сток уменьшится.

Таблица 2. Речной сток архипелага Шпицберген**Table 2.** River runoff of the Svalbard archipelago

Река	Площадь водосбора, км ²	Площадь ледников на водосборе, км ²	Доля оледенения на водосборе, %	Слой стока, мм/год
Эльза (4)*	3.85	0.15	4	287 (2011–2019)
Вальдемара (2)	16	2.5	16	327 (2011–2019)
Фюглебеккен (3)	1.27	0	0	420 (2014–2019)
Грендален (1)	102,9	7.4	7	443 (2021–2024)
Де Гриелва (5)	79.1	7.9	10	482 (2011–2019)
Васстак (1)	11.8	0.71	6	563 (2021–2024)
Фердинанд (4)	5.37	0.72	13	594 (2011–2019)
Гренфьорд (1)	59.5	6.2	10	600 (2021–2024)
Бертиль (4)	12.1	3.9	32	600 (2011–2019)
Брюде (1)	11.4	0.63	6	616 (2021–2024)
Конгресс (1)	13.3	0	0	651 (2020–2024)
Адвентелва (6)	500	90	18	752 (2011–2019)
Лондонелва (5)	0.7	0	0	924 (2011–2019)
Байелва (5)	32	16	50	1053 (2011–2019)
Бретьерна (1)	48.9	22.7	46	1401 (2020–2024)
Альдегонда (1)	11.6	5.25	45	1413 (2020–2024)
Вереншельда (7)	44	26	61	1886 (2011–2019)

* Цифра в скобках обозначает институт или управление, проводящее наблюдения, и расшифрована под рис. 9.

Снежный покров. Снежный покров играет одну из ключевых ролей в водном балансе поверхностных водных объектов арх. Шпицберген, таких как ледники, реки и озёра. В холодный период доля поверхности архипелага, покрытая снегом, может достигать 100% (Gallet et al., 2019). Снежный покров влияет на термический режим ледников и подстилающих пород (Сосновский, Чернов, 2021), а также на наземную и водную экосистемы архипелага.

На характер залегания снега оказывает влияние целый комплекс факторов, преимущественно метеорологических (сумма осадков, температура, скорость и направление ветра) в сочетании с физико-географическими (рельеф, высота, экспозиция района). Отсюда следует, что снежный покров чувствителен к изменениям климата, поэтому его исследование вызывает опре-

делённый интерес у международного научного сообщества архипелага.

Большинство современных исследований снежного покрова посвящены снегу как составляющему элементу баланса массы ледников, физическим свойствам снежного покрова и перспективным методам дистанционного зондирования, его химическому составу, в том числе с точки зрения антропогенного загрязнения (Zdanowicz et al., 2023). Районы исследований сосредоточены вблизи основных поселений архипелага — Лонгйира, Баренцбурга, Нью-Олесунна и Хорнсунна (см. рис. 1). В связи с этим наблюдается недостаток натуральных данных, который восполняется преимущественно моделированием (van Pelt et al., 2019) и дистанционным зондированием (Kierulf et al., 2022).

Согласно последним комплексным исследованиям (van Pelt et al., 2016; van Pelt et al., 2019; Василевич, Третьяков, 2025), ключевые характеристики снежного покрова архипелага Шпицберген — высота, плотность, влагозапас — не претерпевают статистически значимых изменений на протяжении последних 20–60 лет, вопреки динамичным изменениям местного климата. По данным (van Pelt et al., 2016) средний влагозапас за период 1961–2012 гг. для всей территории архипелага составлял 0.68 м в.э. и имел слабо положительный тренд (0.01 м в.э./10 лет). Наименьшие влагозапасы обнаруживаются в крупных долинах центральной и западной частях архипелага, в то время как максимальные — на возвышенностях и ледниках (рис. 5, а). Тренды также пространственно неоднородны и варьируют в пределах от -0.03 м в.э./10 лет в западно-центральной части архипелага до 0.05 м в.э./10 лет в северной (см. рис. 5, б). Эти результаты согласуются с работой (Василевич, Третьяков, 2025), где для водосбора залива Грэнфьорд, в центре юго-западной области, было получено среднее значение влагозапаса, равное 0.35 м в.э. с трендом 0.001 м в.э./10 лет (с 2000 по 2024 г.).

Продолжительность снежного покрова на архипелаге изменяется незначительно, более позднее появление устойчивого снежного покрова напрямую зависит от температуры сентября–октября. В то же время средняя по архипелагу дата схода снежного покрова больше зависит от количества осадков в холодный период, чем от температуры начала лета, а потому остаётся относительно постоянной и приходится на конец июня — начало июля (van Pelt et al., 2016; van Pelt et al., 2019; Василевич, Третьяков, 2025).

Потепление в зимнее время приводит к выпадению жидких осадков на снежный покров. Наиболее часто эти явления отмечаются в южной и западной частях архипелага и преимущественно во временной промежуток с ноября по февраль с максимальной частотой в ноябре (van Pelt et al., 2016, Vickers et al., 2024). В связи с редкой сетью наблюдений и методической сложностью существуют противоположные оценки динамики количества случаев выпадения жидких осадков и её статистической значимости. Однако авторы сходятся во мнении, что оттепели препятствуют формированию устойчивого снежного покрова в начале холодного сезона,

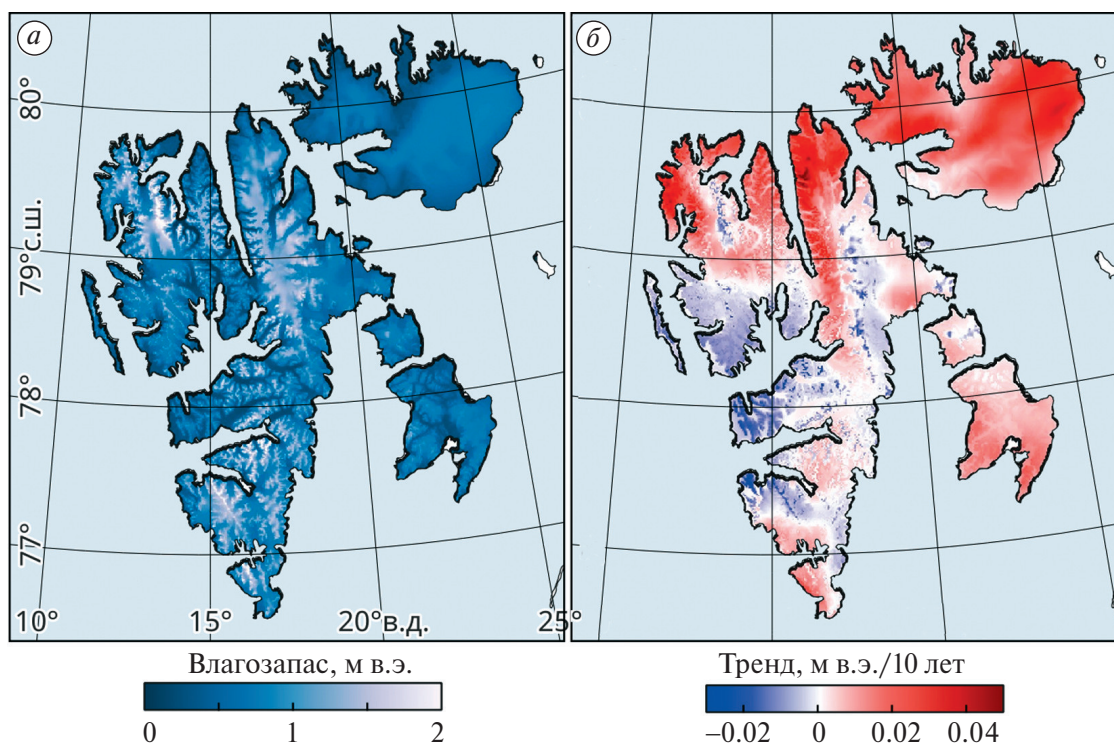


Рис. 5. Средний максимальный сезонный влагозапас снежного покрова в 1961–2012 гг., по (van Pelt et al., 2016): средняя величина (а); тренд (б)

Fig. 5. Seasonal maximum of snow water equivalent in 1961–2012, according to van Pelt et al. (2016): mean value (a); trend (b)

способствуют его полному или частичному стравиванию и образованию притёртой ледяной корки на подстилающей поверхности, что приводит к ограничению доступности кормовой базы для оленей-эндемиков.

Химический состав снежного покрова формируется под влиянием множества факторов, включая как природные, так и антропогенные. Содержание главных ионов в снежном покрове архипелага изменяется в широких пределах (табл. 3). Основной вклад в ионный состав снежного покрова вносят морские аэрозоли (ионы Cl, Na и SO₄) и минеральная пыль, перемещаемая ветровой эрозией с окрестных возвышенностей и содержащая ионы Ca и Mg. Отмечается, что в районах с высотами более 600–700 м влияние на химический состав снежного покрова удалённых источников существенно выше, в то время как в районах с низкими высотами преобладают местные источники аэрозолей, особенно морского генезиса (Spolaor et al., 2020; Barbaro et al., 2021). В работе (Bertò et al., 2021) замечено, что вклад удалённых источников загрязняющих веществ может быть переоценен, в то время как местные источники недооцениваются.

Что касается антропогенного загрязнения снежного покрова, то географическое положение архипелага вкупе с особенностями атмосферной

Таблица 3. Среднее содержание главных ионов в снежном покрове архипелага Шпицберген, по (Barbaro et al., 2021)

Table 3. Average content of major ions in the snow cover of the Svalbard archipelago, after (Barbaro et al., 2021)

Ион	Концентрация, мг/л		
	Средняя	Мин.	Макс.
Cl ⁻	2.04	0.310	7.38
Br ⁻	0.014	0.001	0.080
SO ₄ ²⁻	0.678	0.090	1.88
NO ₃ ⁻	0.142	0,020	0.390
Na ⁺	1.79	0.230	8.21
NH ₄ ⁺	0.012	0.003	0.040
K ⁺	0.059	0.010	0.200
Mg ²⁺	0.176	0.016	0.716
Ca ²⁺	0.164	0.015	0.490

циркуляции Северной Атлантики в целом способствуют достижению антропогенных выбросов из источников материковой Европы (Nawrot et al., 2016). Bertò и соавторы (2021) заключают, что содержание сажи в снежном покрове — это результат комплексного взаимодействия атмосферных, метеорологических и снежных условий. Кроме того, в последние годы отмечается обнаружение частиц микропластика в снежном покрове и в озёрных водах архипелага (Gonzalez-Pleiter et al., 2020; Bergmann et al., 2022).

Криолитозона архипелага Шпицберген в позднем плейстоцене и голоцене динамично реагировала на изменение климата и сокращение ледниковых покровов. В долинах архипелага мерзлота, если и существовала в древности, исчезла за время позднеплейстоценового оледенения (в результате движения льда и соответствующего воздействия теплоты трения), и только мерзлота на плато и горных вершинах, которые либо не перекрывались льдом, либо покрывались лишь тонкими холодными ледниками, может иметь значительный возраст, вплоть до 700 тыс. л.н. (Humlum, 2005).

В раннем и среднем голоцене среднегодовые температуры воздуха на уровне моря на Шпицбергене варьировали в диапазоне от 0 до –3 °С (Humlum, 2005). Поскольку формирование сплошного покрова многолетнемерзлых пород начинается при среднегодовых температурах воздуха ниже –2 °С (French, 2007), то, наиболее вероятно, мерзлота в этот период отсутствовала либо имела незначительное распространение на уровне моря, сохраняясь лишь на отметках более 300–500 м (Humlum, 2005).

Около 4 тыс. л.н. приток тёплых АВ к западному побережью Шпицбергена уменьшился (Koc et al., 1993). Одновременно началось наступление ледников в прибрежных районах, достигшее максимума в малом ледниковом периоде (Svendsen, Mangerud, 1997; Snyder et al., 2000). Современные данные свидетельствуют о том, что мерзлота, многолетние бугры пучения и ледяные жилы в долинах центрального Шпицбергена начали образовываться около 3 тыс. л.н. (Humlum et al., 2003; Humlum, 2005).

К настоящему времени в низовьях долин и вблизи береговой зоны мощность отрицательно-температурных пород достигла около 100–150 м, увеличиваясь до 100–200 м в средних частях долин, на отметках 90 м над ур. моря

(Humlum, 2005) и до 400–540 м на водораздельных участках (Orvin, 1944; Обидин, 1958; Liestøl, 1977; Humlum, 2005).

Связанные с формированием многолетней мерзлоты криогенные формы рельефа развиты на архипелаге повсеместно: это полигоны, полосы, солифлюкционные террасы, пятна-медальоны, каменные кольца, морозобойные трещины, бугры пучения, каменные глетчеры и др. (Humlum et al., 2003; Шарин, 2004; Демидов и Демидов, 2019). Особую группу форм составляют многолетние гидролакколиты (пинго). Их ледяные ядра и налédные источники демонстрируют связь глубоких подмерзлотных вод с поверхностью по сквозным таликам, которые пронизывают криолитозону Шпицбергена по сети тектонических разрывных нарушений (Demidov et al., 2022). Сплошное распространение мёрзлых пород прерывается на участках шельфовых, подозёрных, водно-тепловых и гляциальных таликов (Демидов и др., 2020). Последние обязаны своим появлением отепляющему воздействию политермических ледников архипелага (Orvin, 1944; Обидин, 1958; Демидов и др., 2020).

В современных условиях, когда среднегодовые температуры воздуха на архипелаге не превышают $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, меняясь от $-4.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ в западных прибрежных районах до $-9.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на востоке архипелага (Hanssen-Bauer et al., 2019), мерзлота продолжает формироваться повсеместно. Наиболее наглядно современная агградация мерзлоты проявляется в формировании каменных глетчеров на осыпных склонах (Humlum, 2005). Однако в западных прибрежных районах архипелага её состояние в результате потепления становится неустойчивым. В частности, математическое моделирование среднегодовых температур кровли многолетнемёрзлых пород показывает близкие к нулю температуры на стрендфлетах — низменных приморских равнинах Шпицбергена (GlobPermafrost Archive, 2025).

По данным натурных измерений в термометрических скважинах, температура грунтов под слоем сезонных колебаний в районе Лонгйира изменяется от $-2.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ в низовьях долин до $-5.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ на плато (Hanssen-Bauer et al., 2019) и от -2.2 до $-3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в долинах и на морских террасах в районе Баренцбурга (Демидов и др., 2024). По данным измерений в Грумантской параметрической скважине (1979–1980), средний

геотермический градиент для терригенных пород мезозоя и кайнозоя составлял $2.9\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, для кремнисто-карбонатных пород пермского возраста — $1.7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (Граммберг и др., 1985; Демидов и др., 2020). Кривые среднегодовых температур в слое годовых теплооборотов по наблюдательным скважинам вблизи Баренцбурга имеют безградиентный характер или тенденцию отклоняться с глубиной в сторону отрицательных температур (Демидов и др., 2024); такой же характер кривых регистрировался на архипелаге Шпицберген в советское время в глубоких скважинах (Демидов и др., 2020). Это свидетельствует о воздействии потепления XX–XXI вв. на верхние горизонты криолитозоны.

Недавнее исследование Grünberg и соавторов (2024), посвящённое анализу 25 лет термометрических наблюдений (1998–2023) в районе Нью Олесунна, показало увеличение температуры сезонноталого слоя в $0.6 \pm 0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие на поверхности и $0.8 \pm 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие на нижней границе. Период протайки увеличивался на 10–15 сут за десятилетие. При этом тренд температуры многолетнемёрзлых пород составил $0.14 \pm 0.13\text{ }^{\circ}\text{C}$ за десятилетие.

Моделирование хода температур в опорной скважине 8а, пробуренной в 2023 г. в долине Грендален (район пос. Баренцбург), демонстрирует прогнозируемый рост температуры грунтов и опускание кровли многолетней мерзлоты при условии сохранения текущих темпов потепления климата уже в ближайшие 30 лет (рис. 6). Эта скважина расположена в наиболее характерной для усреднения условий архипелага локации — в устьевом отрезке троговой долины, и, кроме того, полученные модельные кривые актуальны для районов с присутствием населённых пунктов, где деградации мерзлоты потенциально приводит к наиболее неблагоприятным последствиям для хозяйственной деятельности на архипелаге.

Таким образом, потепление климата в перспективе приведёт к деградации мерзлоты на архипелаге Шпицберген. Оттайка грунтов ранее всего произойдёт в прибрежной зоне и низовьях долин западного побережья. В дальнейшем можно ожидать увеличения частоты опасных процессов, связанных с деградацией мерзлоты на горных склонах (селей, оползней-сплывов и др.), что ставит вопрос об организации регулярного мониторинга в районе населённых пунктов архипелага.

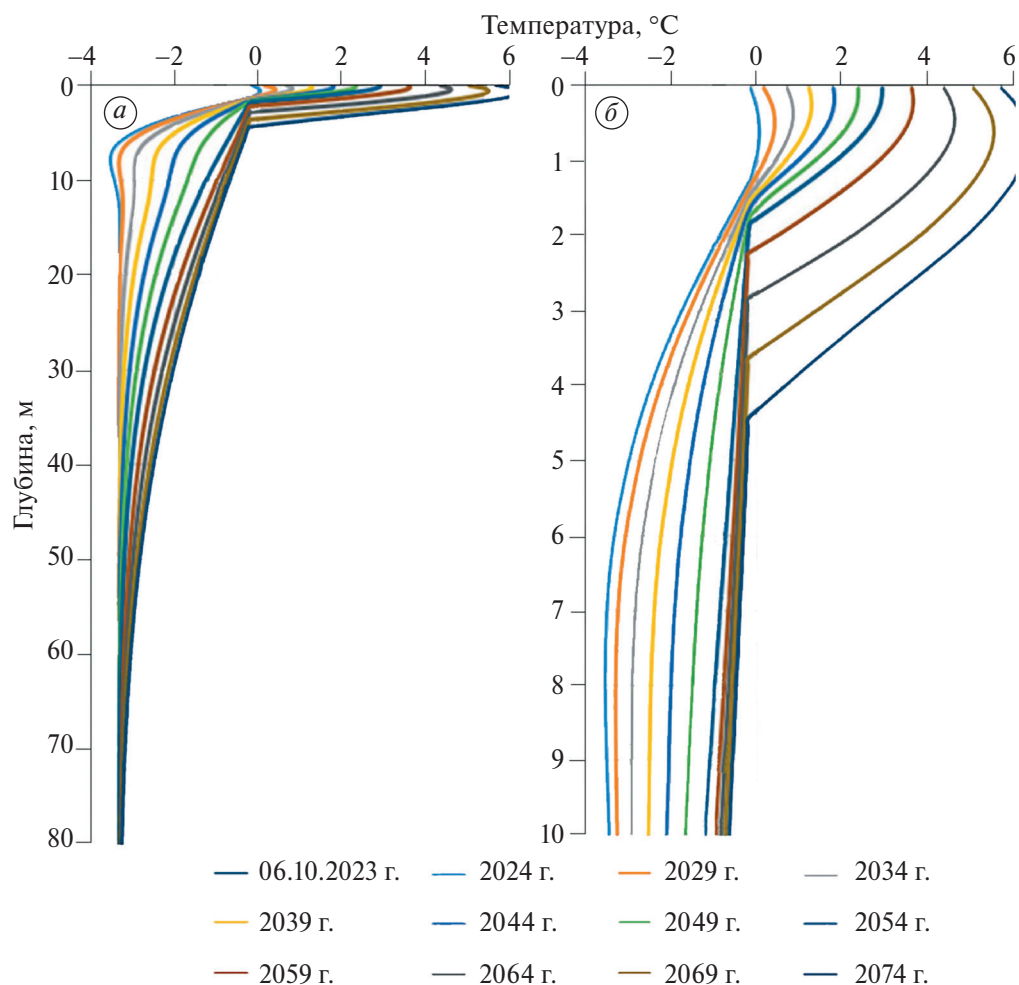


Рис. 6. Результаты прогнозного расчёта температур для скважины в долине Грендален (район пос. Баренцбург): график до глубины 80 м (а); увеличенный фрагмент до глубины 10 м (по Демидов и др., 2024) (б)

Fig. 6. Results of the predictive calculation of temperatures for the borehole in the Grøndalen Valley (Barentsburg area): graph to a depth of 80 m (a); enlarged fragment to a depth of 10 m (Demidov et al., 2024) (b)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье рассмотрен отклик основных компонентов крио- и гидросферы архипелага Шпицберген на потепление климата, усилившееся в последние два десятилетия. Наименее подверженный изменениям компонент криосферы архипелага — снежный покров, тренды в основных параметрах которого незначительны и разнонаправлены в разных областях архипелага. Это происходит из-за того, что на динамику снежного покрова очевидным образом влияет не только рост температуры воздуха, но и изменчивость осадков, которая имеет гораздо более сложный характер. Тем не менее ледники архипелага стремительно теряют массу и сокращаются по площади, что особенно выражено в тех областях архипелага, где рельеф сравнительно невысок.

Несмотря на быструю потерю массы ледниками Шпицбергена, последствия этого процесса на глобальном уровне остаются малозаметными из-за незначительного вклада в подъём эвстатического уровня Мирового океана: запасы льда в регионе эквивалентны повышению уровня моря всего в 17 ± 2 мм (Martín-Español et al., 2015). Однако на региональном масштабе проявляется ряд существенных эффектов: увеличение пресноводного стока в окружающие моря, сопровождаемое повышенным поступлением биогенных веществ во фьорды (Laufer-Meiser и др., 2021); снижение среднего альбедо поверхности, влияющее на радиационный баланс. Кроме того, из-за отступления ледников на архипелаге появляется больше озёр, а площадь существующих растёт. Результаты последних инвентаризаций указывают на значительный масштаб явления:

число приледниковых озёр, их площадь и темпы изменений озёрных котловин сопоставимы с подобными данными по территории Исландии (Shugar et al., 2020) или юго-западной Гренландии (Carrivick, Quincey, 2014) и значительно превышает горные районы умеренных широт.

Согласно сценарным оценкам (Hanssen-Bauer et al., 2019), сток рек будет увеличиваться до конца столетия. Учитывая прямую зависимость водности рек от площади оледенения в их бассейнах, можно предположить, что пиковые значения стока будут достигнуты в период максимального сокращения ледниковых масс, после чего начнётся устойчивое снижение водного стока.

Мерзлотные процессы на архипелаге прогрессируют — и это может иметь негативные последствия для хозяйственной жизни человека. Так, за последние два десятилетия, в условиях увеличения одновременно мощности деятельного слоя и частоты сильных дождей, широкое распространение получили сели (водокаменные, снеговокаменные, водоснежные) и оползни-сплывы, развивающиеся в толще обломочного материала мощностью около 1–2 м (т.е. в пределах деятельного слоя). Сход оползней и селей, часто взаимосвязанных, приурочен на Шпицбергене к склонам крутизной более 27° (Hestnes et al., 2016), а в зимне-весенний период отмечается сход водоснежных потоков (Демидов и Демидов, 2019).

Термокарстовые процессы, за исключением гляциокарста, не получили широкого развития в горах и долинах Шпицбергена из-за отсутствия мощных залежей подземных льдов. Здесь также нет едомных возвышенностей и термокарстовых аласных равнин, что отличает архипелаг Шпицберген от арктических равнин Евразии, Северной Америки и Новосибирских островов. Однако в единичных случаях, вблизи Баренцбурга отмечено появление достаточно крупных термоцирков (Demidov et al., 2024). В условиях продолжающегося потепления климата можно ожидать увеличения частоты проявления подобных термокарстовых процессов.

Выделены следующие проблемные аспекты современных исследований крио- и гидросферы на архипелаге Шпицберген: 1) измерения речного стока и снежного покрова в настоящее время сконцентрированы вокруг населённых пунктов, а следовательно, приурочены к западной части

острова Западный Шпицберген и к прибрежным районам; 2) в отношении изучения криолитозоны Шпицбергена ещё накоплено недостаточно рядов данных по динамике глубины сезонной протайки грунтов, температурные измерения в скважинах фрагментарны, а глубокие оборудованные термодатчиками скважины единичны.

Перечисленные проблемы намечают перспективные направления для дальнейших работ на архипелаге. Однако особое внимание следует уделить междисциплинарным исследованиям, которые не только рассматривают каждый из компонентов природной среды архипелага по отдельности, но улучшат современные представления о физических процессах и механизмах, регулирующих прямые и обратные связи в экосистеме Шпицбергена в условиях климатических изменений.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы НИТР Росгидромета 5.1 на 2025–2029 гг. “Развитие моделей и методов мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы, океана, морского ледяного покрова, ледников и вечной мерзлоты, исследования процессов взаимодействия льда с природными объектами и инженерными сооружениями для Арктики”.

Acknowledgements. The work was carried out within the framework of the NITR program of Roshydromet 5.1 for 2025–2029, “Development of models and methods for monitoring and forecasting the state of the atmosphere, ocean, sea ice cover, glaciers, and permafrost, as well as the study of ice interaction processes with natural objects and engineering structures for the Arctic”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисик А.Л., Новиков А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Веркулич С.Р. Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 26–37.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421010069>
- Василевич И.И., Третьяков М.В. Многолетняя изменчивость характеристик снежного покрова водосбора залива Грен-фьорд в начале XXI века // Проблемы Арктики и Антарктики (на рассмотрении)
- Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. 200 с.
- Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г., Шеходанов В.А., Армишев А.М. Параметрические скважины

- на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95–98.
- Демидов В.Э., Демидов Н.Э. Криогенные процессы, явления и связанные с ними опасности в районе российского рудника Баренцбург на архипелаге Шпицберген // ГеоРиск. 2019. Т. XIII. № 4. С. 48–62.
- Демидов Н.Э., Борисик А.Л., Веркулич С.Р., Веттерих С., Гунар А.Ю., Демидов В.Э., Желтенкова Н.В., Кошурников А.В., Михайлова В.М., Никулина А.Л., Новиков А.Л., Саватюгин Л.М., Сироткин А.Н., Терехов А.В., Угрюмов Ю.В., Ширрмейстер Л. Мерзлотно-гидрогеологические условия западной части Земли Норденшельда (арх. Шпицберген) // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19. № 4. С. 68–93.
<https://doi.org/10.21455/GPB2020.4-6>
- Демидов Н.Э., Гунар А.Ю., Демидов В.Э., Неверов И.А., Новиков А.Л., Угрюмов Ю.В. Деграция мерзлоты и инфраструктура российских поселков Баренцбург и Пирамида на архипелаге Шпицберген // ГеоРиск. 2024. Т. XVIII. № 2. С. 20–34.
<https://doi.org/10.25296/1997-8669-2024-18-2-20-34>
- Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Марчук И.О. Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) по данным наземного радиозондирования // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 149–166.
- Обидин Н.И. Новые данные о подземных водах и вечной мерзлоте советских рудников острова Шпицберген по исследованиям 1952–1954 гг. // Тр. НИИГА. 1958. Т. 85. Вып. 9. С. 129–140.
- Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 275 с.
- Ромашова К.В., Чернов Р.А., Василевич И.И. Исследование ледникового стока рек в бассейне залива Грэн-фьорд (Западный Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 1. С. 34–45.
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45>
- Ромашова К.В., Чернов Р.А. Методика инвентаризации приледниковых озер архипелага Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 157–170.
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-157-170>
- Сосновский А.В., Чернов Р.А. Влияние снежного покрова на охлаждение поверхностного слоя ледника Восточный Грэн-фьорд (Шпицберген) // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 75–88.
<https://doi.org/10.31857/S2076673421010072>
- Третьяков М.В., Брызгалов В.А., Румянцева Е.В., Ромашова К.В. Пресноводные ресурсы Западного Шпицбергена в современных условиях (многолетние исследования ААНИИ). СПб.: Ротапринт ААНИИ, 2021. 200 с.
- Чернов Р.А., Ромашова К.В. Современное состояние приледниковых озер архипелага Шпицберген // Криосфера Земли. 2022. Т. 26. № 1. С. 36–45.
<https://doi.org/10.15372/KZ20220104>
- Чернов Р.А., Ромашова К.В. Крупные приледниковые озёра архипелага Шпицберген: их состояние в 2008–2012 г. и динамика с 1991 по 2022 г. // Лёд и Снег. 2023. Т. 63. № 4. С. 525–539.
<https://doi.org/10.31857/S207667342304004X>
- Чернов Р.А., Ромашова К.В. Классификация приледниковых озёр Шпицбергена // Криосфера Земли. 2024. Т. 28. № 5. С. 14–20.
- Barbaro E., Koziol K., Björkman M. P., Vega C. P., Zdanowicz C., Martma T., Gallet J.-C., Kępski D., Larose C., Luks B., Tolle F., Schuler T.V., Uszczyk A., Spolaor A. Measurement Report: Spatial Variations in Ionic Chemistry and Water-Stable Isotopes in the Snowpack on Glaciers Across Svalbard During the 2015–2016 Snow Accumulation Season // Atmos. Chem. Phys. 2021. V. 21. P. 3163–3180.
<https://doi.org/10.5194/acp-21-3163-2021>
- Beszczynska-Moller A., Fahrbach E., Schauer U., Hansen E. Variability in Atlantic Water Temperature and Transport at the Entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010 // ICES Journal of Marine Science. 2012. V. 69. № 5. P. 852–863.
<https://doi.org/10.1093/icesjms/fss056>
- Bergmann M., Collard F., Fabres J., Gabrielsen G.W., Provencher J.F., Rochman C.M., van Sebille E., Tekman M.B. Plastic Pollution in the Arctic // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. V. 3. P. 323–337.
<https://doi.org/10.1038/s43017-022-00279-8>
- Bertò M., Cappelletti D., Barbaro E., Varin C., Gallet J.-C., Markowicz K., Rozwadowska A., Mazzola M., Crocchi-anti S., Poto L., Laj P., Barbante C., Spolaor A. Variability in Black Carbon Mass Concentration in Surface Snow at Svalbard // Atmos. Chem. Phys. 2021. V. 21. P. 12479–12493.
<https://doi.org/10.5194/acp-21-12479-2021>
- Carrivick J.L., Quincey D.J. Progressive Increase in Number and Volume of Ice Marginal Lakes on the Western Margin of the Greenland Ice Sheet // Global and Planetary Change. 2014. V. 116. P. 156–163.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.02.009>
- Demidov V.E., Demidov, N.E., Verkulich, S.R., Wetterich, S. Distribution of Pingos on Svalbard // Geomorphology. 2022. V. 412. 108326 p.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108326>
- Emmer A., Klimeš J., Mergili M., Vilímek V., Cochachin A. 882 Lakes of the Cordillera Blanca: an Inventory, Classification, Evolution and Assessment of Susceptibility to Outburst Floods // Catena. V. 147. P. 269–279.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.032>
- Farnsworth W.R. Holocene Glacial History of Svalbard: Status, Perspectives and Challenges // Earth-Science Reviews. 2020. V. 208. 103. 249 p.

- French H.* The Periglacial Environment. 3rd ed. Chichester: Wiley, 2007. 458 p.
- Gallet J.-C., Björkman M., Borstad C., Hodson A., Jacobi H.-W., Larose C., Luks B., Spolaor A., Schuler T., Urazgildeeva A., Zdanowicz C.* Snow Research in Svalbard: Current Status and Knowledge Gaps. SESS Report 2018 — The State of Environmental Science in Svalbard. Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System. 2018. P. 82–107.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.4778366>
- Geyman E.C., van Pelt W.J.J., Maloof A.C., Aas H.F., Kohler J.* Historical Glacier Change on Svalbard Predicts Doubling of Mass Loss by 2100 // *Nature*. 2022. V. 601. P. 374–379.
<https://doi.org/10.1038/s41586-021-04314-4>
- Gerland S., Hall R.* Variability of Fast-Ice Thickness in Spitsbergen Fjords. *Annals of Glaciology*. 2006. V. 44. P. 231–239.
<https://doi.org/10.3189/172756406781811367>
- Geyman E.C., van Pelt W.J.J., Maloof A.C., Aas H.F., Kohler J.* Historical Glacier Change on Svalbard Predicts Doubling of Mass Loss by 2100. *Nature*. 2022. V. 601. P. 374–379.
<https://doi.org/10.1038/s41586-021-04314-4>
- Gödde A., Borghild M., Mikkelsen Ø.* Seasonal Dynamics of Chemistry in an Arctic Glacier-Fed River // *Science of the Total Environment*. 2024. V. 954. 176645 p.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.176645>
- González-Pleiter M., Velázquez D., Edo C., Carretero O., Gago J., Barón-Sola A., Hernández L.E., Yousef I., Quesada A., Leganés F., Rosal R., Fernández-Piñas F.* Fibers Spreading Worldwide: Microplastics and Other Anthropogenic Litter in an Arctic Freshwater Lake // *Science of the Total Environment*. 2020. V. 722. 137904 p.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137904>
- GlobPermafrost Archive. 2025. Электронный ресурс: <https://globpermafrost.info/> Дата обращения: 26.06.2025.
- Grünberg, I., Groenke, B., Westermann, S., & Boike, J.* Permafrost and Active Layer Temperature and Freeze/Thaw Timing Reflect Climatic Trends at Bayelva, Svalbard // *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2024. V. 129. e2024JF007648.
<https://doi.org/10.1029/2024JF007648>
- Hanssen-Bauer I.* Climate in Svalbard 2100 // A knowledge base for climate adaptation. 2019. 208 p.
- Hestnes E., Bakkehoi S., Jaedicke C.* Longyearbyen, Svalbard — Vulnerability and Risk Management of an Arctic Settlement Under Changing Climate — a Challenge to Authorities and Experts. Proceedings of the International Snow Science Workshop, Breckenridge, USA. 2016 P. 363–370.
- Holmgren S.U.* The Holocene–Anthropocene Transition in Lakes of Western Spitsbergen, Svalbard (Norwegian High Arctic): Climate Change and Nitrogen Deposition // *Journ. of Paleolimnology*. 2010. V. 43. №. 2. P. 393–412.
- Humlum O., Instanes A., Sollid J.L.* Permafrost in Svalbard: A Review of Research History, Climatic Background and Engineering Challenges // *Polar research*. 2003. V. 22 № 2. P. 191–215.
- Humlum O.* Holocene Permafrost Aggradation in Svalbard // *Geological Society, London, Special Publications*. 2005. V. 242. P. 119–130.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.242.01.11>
- Jiskoot H.* Glacier Surging // *Encyclopedia of snow, ice and glaciers Earth Sciences*. 2011. P. 415–428
https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_559
- Kierulf H.P., van Pelt W.J.J., Petrov L., Dähnn M., Kirkvik A.-S., Omang O.* Seasonal Glacier and Snow Loading in Svalbard Recovered from Geodetic Observations // *Geophysical Journal International*. 2022. V. 229. № 1. P. 408–425.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggab482>
- König M., Nuth C., Kohler J., Moholdt G., Pettersen R.* A Digital Glacier Database for Svalbard // *Global land ice measurements from space*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2014. P. 229–239.
- Krawczyk W.E., Pettersson L.E.* Chemical Denudation Rates and Carbon Dioxide Drawdown in an Ice-Free Polar Karst Catchment: Londonelva, Svalbard // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2007. V. 18. № 4. P. 337–350.
<https://doi.org/10.1002/ppp.599>
- Lang C., Fettweis X., Erpicum M.* Stable Climate and Surface Mass Balance in Svalbard over 1979–2013 Despite the Arctic Warming // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. № 1. P. 83–101.
- Liestøl O.* Pingos, Springs, and Permafrost in Spitsbergen // *Norsk Polarinstitutt Årbok 1975*. 1977. P. 7–29.
- Nawrot A.P., Migala K., Luks B., Pakszys P., Głowacki P.* Chemistry of Snow Cover and Acidic Snowfall During a Season with a High Level of Air Pollution on the Hans Glacier, Spitsbergen // *Polar Science*. 2016. V. 10. № 3. P. 249–261.
<https://doi.org/10.1016/j.polar>
- Noël B., Jakobs C.L., van Pelt W.J.J., Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., Hagen J.O., Liks B., Reijmer C.H., van de Berg W.J., van den Broeke M.R.* Low Elevation of Svalbard Glaciers Drives High Mass Loss Variability // *Nature Communications*. 2020. V. 11. № 1. 4597 p.
- 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. SESS report 2020. Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System, Longyearbyen. 2021. P. 176–201.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.4294063>

- Orvin A.K. Litt om Kilder pa Svalbard // Norsk Geografisk Tidsskrift. 1944. V. 10. № 1. P. 16–38.
- Osuch M., Wawrzyniak T., Łepkowska E. Changes in the Flow Regime of High Arctic Catchments with Different Stages of Glaciation, SW Spitsbergen // Science of the Total Environment. 2022. V. 817. 152924 p. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.152924>
- RGI 7.0 Consortium, 2023. Randolph Glacier Inventory — A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 7.0. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center // Электронный ресурс: <https://doi.org/10.5067/f6jmovy5navz> (Дата обращения: 14.04.2015).
- Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Käb A.M., Luks B., Małeckı J., Moholdt G., Pohjola V.A., Sobota I., van Pelt W.J.J. Reconciling Svalbard Glacier Mass Balance // Frontiers in Earth Science. 2020. V. 8. 156. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00156>
- Shugar D.H., Burr A., Haritashya U.K., Kargel J.S., Watson C.S., Kennedy M.C., Stratman K. Rapid Worldwide Growth of Glacial Lakes Since 1990 // Nature climate change. 2020. V. 10. P. 939–945. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0855-4>
- Snyder J.A., Werner A., Miller G.H. Holocene Cirque Glacier Activity in Western Spitsbergen, Svalbard: Sediment Records from Proglacial Linnevatnet // Holocene. 2000. V. 10. P. 555–563.
- Sobota I. Changes in Dynamics and Runoff from the High Arctic Glacial Catchment of Waldemarbreen, Svalbard // Geomorphology. 2014. V. 212. P. 16–27. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.001>
- Sochor L., Seehaus T., Braun M.H. Increased Ice Thinning over Svalbard Measured by ICESat/ICESat-2 Laser Altimetry // Remote Sensing. 2021. V. 13. № 11. P. 2089 <https://doi.org/10.3390/rs13112089>
- Spolaor A., Moroni B., Luks B., Nawrot A., Roman M., Larose C., Stachnik Ł., Bruschi F., Kozioł K., Pawlak F., Turetta C., Barbaro E., Gallet J.-C., Cappelletti D. Investigation on the Sources and Impact of Trace Elements in the Annual Snowpack and the Firn in the Hansbreen (Southwest Spitsbergen) // Front. Earth Sci. 2021. V. 8. 536036 p. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.536036>
- Terekhov A., Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K. Two Decades of Mass-Balance Observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: Interannual Variability and Sensitivity to Climate Change // Annals of Glaciology. 2023. V. 64. № 92. P. 225–235. <https://doi.org/10.1017/aog.2023.40>
- van Pelt W.J.J., Kohler J., Liston G.E., Hagen J.O., Luks B., Reijmer C.H., Pohjola V.A. Multidecadal Climate and Seasonal Snow Conditions in Svalbard // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2016. V. 121. № 11. P. 2100–2117.
- van Pelt W.J.J., Pohjola V., Pettersson R., Marchenko S., Kohler J., Luks B., Hagen J.O., Schuler T.V., Dunse T., Noël B., Reijmer C. A Long-Term Dataset of Climatic Mass Balance, Snow Conditions, and Runoff in Svalbard (1957–2018) // The Cryosphere. 2019. V. 13. № 9. P. 2259–2280.
- van Pelt W.J.J., Schuler T.V., Pohjola V.A., Pettersson R. Accelerating Future Mass Loss of Svalbard Glaciers from a Multi-Model Ensemble // Journal of Glaciology. 2021. V. 67. № 263. P. 485–499.
- van Pelt W., Frank, T. New glacier thickness and bed topography maps for Svalbard // The Cryosphere. 2025. № 19. P. 1–17. <https://doi.org/10.5194/tc-19-1-2025>
- Walseng B., Jensen T., Dimante-Deimantovica I., Christoffersen K.S., Chertoprud M., Chertoprud E., Novichkova A., Hessen D.O. Freshwater Diversity in Svalbard: Providing Baseline Data for Ecosystems in Change // Polar Biology. 2018. V. 41. № 10. P. 1995–2005.
- Wawrzyniak T., Majerska M., Osuch M. Hydrometeorological Observations in 24h Resolution in the Fuglebekken Catchment (Svalbard) [dataset]. 2020 // Электронный ресурс: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.921921> (Дата обращения: 14.04.2025).
- Wieczorek I., Strzelecki M.C., Stachnik Ł., Yde J.C., Małeckı J. Post-Little Ice Age Glacial Lake Evolution in Svalbard: Inventory of Lake Changes and Lake Types // Journal of Glaciology. 2023. V. 69. № 277. P. 1449–1465. <https://doi.org/10.1017/jog.2023.34>
- Wouters B., Gardner A., Moholdt, G. Global Glacier Mass Loss During the GRACE Satellite Mission (2002–2016) // Front. Earth Sci. 2019. V. 7. P. 96.
- Yao X., Liu S., Han L., Sun M. Definition and Classification System of Glacial Lake for Inventory and Hazards Study // Journal of Geographical Sciences. 2018. V. 28. P. 193–205. <https://doi.org/10.1007/s11442-018-1467-z>
- Zdanowicz C., Gallet J.-C., Salvatori R., Malnes E., Isaksen K., Hübner C., Jones E., Lihavainen H. An Agenda for the Future of Arctic Snow Research: the View from Svalbard // Polar Research. 2024. V. 42. <https://doi.org/10.33265/polar.v42.8827>
- Zhang T., Wang W., An B. Heterogeneous Changes in Global Glacial Lakes Under Coupled Climate Warming and Glacier Thinning // Communications Earth & Environment. 2024. V. 5. № 1. P. 374.

Citation: Prokhorova U.V., Bloskina E.V., Mahotin M.S., Vesman A.V., Terekhov A.V., Borisik A.L., Romashova K.V., Chernov R.A., Vasilevich I.I., Demidov V.E. Environmental Changes in Svalbard at the Beginning of the 21st Century. Part 2. Cryosphere and Hydrology. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2025, 65 (4): 183–202. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010131

Environmental Changes in Svalbard at the Beginning of the 21st Century. Part 2. Cryosphere and Hydrology

© 2026 U. V. Prokhorova^{a, #}, E. V. Bloskina^a, M. S. Mahotin^a,
A. V. Vesman^a, A. V. Terekhov^a, A. L. Borisik^a, K. V. Romashova^a,
R. A. Chernov^b, I. I. Vasilevich^a, V. E. Demidov^a

^aArctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

^bInstitute of Geography, Russian Academy of Science, Moscow, Russia

[#]uvprokhorova@aari.ru

Received May 6, 2025; revised July 2, 2025; accepted December 29, 2025

This is the second part of the review of the same authors published in this issue/Both parts present the assessment of Svalbard's natural environment in the early 21st century. Here, we analyze glaciers, periglacial lakes, river discharges, snow cover and permafrost, and demonstrate that the Svalbard Archipelago is undergoing a noticeable transformation caused mainly by influence of the climate warming on hydrology, terrain, and ecosystems. There are about 1,600 glaciers on Spitsbergen, covering 33,200 km² (~60% of the archipelago) with a total ice volume of 6,700–6,800 km³ and average thickness 205 ± 7 m. Some glaciers are polythermal with a presence of temperate basal ice. In 2000–2019, the glacier mass balance averaged annually 7 ± 2.1 Gt yr⁻¹, with the largest losses observed in small glaciers at low altitudes. The climate warming intensifies ablation and reduced accumulation. Formations of zero accumulation zones are projected by 2030–2050. Since the end of the Little Ice Age, 705 periglacial lakes were formed. In 2008–2012, they covered 187.4 km², with 274 km of glacial seashores. The area of lakes increased by 47% from 1990 to 2022, mainly between 1990 and 2012. Moraine-dammed and thermokarst lakes dominant. A special global dataset with another methodology having been used, identified 1,375 lakes in 2020, thus testifying increase of the area by 36% since 1990. Monitoring of the river streamflow is concentrated on western catchments. Runoff proceeds from June to October. Volume of annual discharge is strongly correlated with the proportion of glaciation in the catchment. Summer discharge is expected to be increased in glaciated areas by 2071–2100. Snow depth, its density, and water equivalent have very weak or no trends in recent decades. Duration of snow cover varies slightly due to later beginning of autumn; but melting time remains stable. The chemical composition of snow is determined by marine aerosols and mineral dust, with local sources dominating at lower altitudes, and distant sources — at higher altitudes. During the last Pleistocene glaciation, the valley permafrost on Svalbard did likely disappear, while plateaus and peaks still retained permafrost up to 700,000 years old. In the Holocene, permafrost had been formed up low altitudes reaching thickness of 400–540 m with its ground temperatures ranging approximately from –2.2 to –5.2 °C below the layer of seasonal temperature variation. Warming destabilizes permafrost mostly along the western coast; the eastern regions remain more stable. Further degradation is expected under continued climate warming.

Keywords: Arctic, climate changes, polar amplification, atlantification, glacier retreat, sea ice

REFERENCES

- Borisik A.L., Novikov A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Verkulich S.R. Structure and dynamics of Aldegonda Glacier (Western Spitsbergen) Based on Repeated GPR Surveys in 1999, 2018, and 2019. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (1): 26–37. <https://doi.org/10.31857/S2076673421010069> [In Russian].
- Vasilevich I.I., Tretyakov M.V. Long-Term Variability of Snow Cover Characteristics in the Watershed of Gronfjord Bay in the Early 21st Century. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic*. 2025. (under consideration) [In Russian].
- Glytsiologiya Shpitsbergena*. Glaciology of Spitsbergen. Moscow: Nauka, 1985: 200 p. [In Russian]
- Gramberg I.S., Shkola I.V., Bro E.G., Shekhodanov V.A., Armishev A.M. Parametric Boreholes on the Islands

- of the Barents and Kara Seas. *Sovetskaya Geologiya. Soviet Geology*. 1985, (1): 95–98. [In Russian].
- Demidov V.E., Demidov N.E. Cryogenic Processes, Phenomena and Associated Hazards in the Area of the Russian Barentsburg Mine, Svalbard Archipelago. *GeoRisk*. 2019, 13 (4): 48–62. [In Russian].
- Demidov N.E., Borisik A.L., Verkulich S.R., Vetterich S., Gunar A.Yu., Demidov V.E., Zheltenkova N.V., Koshurnikov A.V., Mikhailova V.M., Nikulina A.L., Novikov A.L., Savyatyugin L.M., Sirotkin A.N., Terekhov A.V., Ugryumov Yu.V., Shirmeister L. Permafrost-Hydrogeological Conditions of the Western Part of Nordenskiöld Land (Svalbard Archipelago). *Geofizicheskie Protsestry i Biosfera. Geophysical Processes and Biosphere*. 2020, 19 (4): 68–93. <https://doi.org/10.21455/GPB2020.4-6> [In Russian].
- Demidov N.E., Gunar A.Yu., Demidov V.E., Neverov I.A., Novikov A.L., Ugryumov Yu.V. Permafrost Degradation and Infrastructure of Russian Settlements Barentsburg and Pyramiden on the Svalbard Archipelago. *GeoRisk*. 2024, 18 (2): 20–34. <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2024-18-2-20-34> [In Russian].
- Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Marchuk I.O. Distribution of Cold and Warm Ice in Glaciers of Nordenskiöld Land (Svalbard) from Ground-Penetrating Radar Data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019, 59 (2): 149–166. [In Russian].
- Obidin N.I. New Data on Groundwater and Permafrost of Soviet Mines on Spitsbergen from Investigations of 1952–1954. *Trudy NIIGA. Proceedings of NIIGA*. 1958, 85 (9): 129–140. [In Russian].
- Oledenenie Shpitsbergena. The Glaciation of Spitsbergen (Svalbard). Moscow: Nauka, 1975: 275 p. [In Russian].
- Romashova K.V., Chernov R.A., Vasilevich I.I. Study of Glacier Runoff of Rivers in the Grønfjord Bay Basin (Western Spitsbergen). *Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic*. 2019, 65 (1): 34–45. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45> [In Russian].
- Romashova K.V., Chernov R.A. Methodology of Inventorying Proglacial Lakes of the Svalbard Archipelago. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic*. 2023, 69 (2): 157–170. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-157-170> [In Russian].
- Sosnovskiy A.V., Chernov R.A. Influence of Snow Cover on Cooling of the Surface Layer of the Vostochny Grønfjord Glacier (Spitsbergen). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (1): 75–88. <https://doi.org/10.31857/S2076673421010072> [In Russian].
- Tretiakov M.V., Bryzgalov V.A., Rumiantseva E.V., Romashova K.V. *Presnovodnye resursy Zapadnogo Shpicbergena v sovremennykh usloviyakh (mnogoletnie issledovaniya AANII)*. Freshwater Resources of Western Spitsbergen in Modern Conditions (Long-Term Studies of the AARI). Saint Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute, 2021: 200 p. [In Russian].
- Chernov R.A., Romashova K.V. Current State of Proglacial Lakes in the Svalbard Archipelago. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2022, 26 (1): 36–45. <https://doi.org/10.15372/KZ20220104> [In Russian].
- Chernov R.A., Romashova K.V. Large Proglacial Lakes of the Svalbard Archipelago: Their State in 2008–2012 and Dynamics from 1991 to 2022. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 525–539. <https://doi.org/10.31857/S207667342304004X> [In Russian].
- Chernov R.A., Romashova K.V. Classification of Proglacial Lakes in Svalbard. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2024, 28 (5): 14–20. [In Russian].
- Barbaro E., Koziol K., Björkman M.P., Vega C.P., Zdanowicz C., Martma T., Gallet J.-C., Kępski D., Larose C., Luks B., Tolle F., Schuler T.V., Uszczyk A., Spolaor A. Measurement Report: Spatial Variations in Ionic Chemistry and Water-Stable Isotopes in the Snowpack on Glaciers Across Svalbard During the 2015–2016 Snow Accumulation Season. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2021, 21: 3163–3180. <https://doi.org/10.5194/acp-21-3163-2021>
- Beszczynska-Moller A., Fahrbach E., Schauer U., Hansen E. Variability in Atlantic Water Temperature and Transport at the Entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010. *ICES Journal of Marine Science*. 2012, 69 (5): 852–863. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss056>
- Bergmann M., Collard F., Fabres J., Gabrielsen G.W., Provencher J.F., Rochman C.M., van Sebille E., Tekman M.B. Plastic Pollution in the Arctic. *Nature Reviews Earth & Environment*. 2022, 3: 323–337. <https://doi.org/10.1038/s43017-022-00279-8>
- Bertò M., Cappelletti D., Barbaro E., Varin C., Gallet J.-C., Markowicz K., Rozwadowska A., Mazzola M., Crocchiante S., Poto L., Laj P., Barbante C., Spolaor A. Variability in Black Carbon Mass Concentration in Surface Snow at Svalbard. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2021, 21: 12479–12493. <https://doi.org/10.5194/acp-21-12479-2021>
- Carrivick J.L., Quincey D.J. Progressive Increase in Number and Volume of Ice Marginal Lakes on the Western Margin of the Greenland Ice Sheet. *Global and Planetary Change*. 2014, 116: 156–163. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.02.009>
- Demidov V.E., Demidov N.E., Verkulich S.R., Wetterich S. Distribution of Pingos on Svalbard. *Geomorphology*. 2022, 412: 108326. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108326>
- Emmer A., Klimeš J., Mergili M., Vilímek V., Cochachin A. 882 Lakes of the Cordillera Blanca: an Inventory, Classification, Evolution and Assessment of Susceptibility to Outburst Floods. *Catena*. 2016, 147: 269–279. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.032>

- Farnsworth W.R.* Holocene Glacial History of Svalbard: Status, Perspectives and Challenges. *Earth-Science Reviews*. 2020, 208: 103249.
- French H.* The Periglacial Environment. 3rd ed. Chichester: Wiley, 2007: 458 p.
- Gallet J.-C., Björkman M., Borstad C., Hodson A., Jacobbi H.-W., Larose C., Luks B., Spolaor A., Schuler T., Urazgildeeva A., Zdanowicz C.* Snow Research in Svalbard: Current Status and Knowledge Gaps. SESS report 2018. The State of Environmental Science in Svalbard. Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System. 2018: 82–107. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4778366>
- Gerland S., Hall R.* Variability of Fast-Ice Thickness in Spitsbergen Fjords. *Annals of Glaciology*. 2006, 44: 231–239. <https://doi.org/10.3189/172756406781811367>
- Geyman E.C., van Pelt W.J.J., Maloof A.C., Aas H.F., Kohler J.* Historical Glacier Change on Svalbard Predicts Doubling of Mass Loss by 2100. *Nature*. 2022, 601: 374–379. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-04314-4>
- Gödde A., Borghild M., Mikkelsen Ø.* Seasonal Dynamics of Chemistry in an Arctic Glacier-Fed River. *Science of the Total Environment*. 2024, 954: 176645. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.176645>
- González-Pleiter M., Velázquez D., Edo C., Carretero O., Gago J., Barón-Sola Á., Hernández L.E., Yousef I., Quesada A., Leganés F., Rosal R., Fernández-Piñas F.* Fibers Spreading Worldwide: Microplastics and other Anthropogenic Litter in an Arctic Freshwater Lake. *Science of the Total Environment*. 2020, 722: 137904. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137904>
- GlobPermafrost Archive. Retrieved from: <https://globpermafrost.info/> (Last access: June 26, 2025).
- Grünberg, I., Groenke, B., Westermann, S., Boike, J.* Permafrost and Active Layer Temperature and Freeze/Thaw Timing Reflect Climatic Trends at Bayelva, Svalbard. *Journ. of Geophys. Research: Earth Surface*. 2024, 129: e2024JF007648. <https://doi.org/10.1029/2024JF007648>
- Hanssen-Bauer I.* Climate in Svalbard 2100. A Knowledge Base for Climate Adaptation. 2019: 208 p.
- Hestnes E., Bakkehoi S., Jaedicke C.* Longyearbyen, Svalbard — Vulnerability and Risk Management of an Arctic Settlement Under Changing Climate — A Challenge to Authorities and Experts. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Breckenridge, USA*. 2016: 363–370.
- Holmgren S.U.* The Holocene–Anthropocene Transition in Lakes of Western Spitsbergen, Svalbard (Norwegian High Arctic): Climate Change and Nitrogen Deposition. *Journal of Paleolimnology*. 2010, 43 (2): 393–412.
- Humlum O., Instanes A., Sollid J.L.* Permafrost in Svalbard: A Review of Research History, Climatic Background and Engineering Challenges. *Polar research*. 2003, 22 (2): 191–215.
- Humlum O.* Holocene Permafrost Aggradation in Svalbard. Geological Society, London, Special Publications. 2005, 242: 119–130. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.242.01.11>
- Jiskoot H.* Glacier Surging. *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers Earth Sciences*. 2011: 415–428. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_559
- Kierulf H.P., van Pelt W.J.J., Petrov L., Dähnn M., Kirkvik A.-S., Omang O.* Seasonal Glacier and Snow Loading in Svalbard Recovered from Geodetic Observations. *Geophysical Journal International*. 2022, 229 (1): 408–425. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab482>
- König M., Nuth C., Kohler J., Moholdt G., Pettersen R.* A Digital Glacier Database for Svalbard, Global Land Ice Measurements from Space. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. 2014: 229–239.
- Krawczyk W.E., Pettersson L.E.* Chemical Denudation Rates and Carbon Dioxide Drawdown in an Ice-Free Polar Karst Catchment: Londonelva, Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2007, 18 (4): 337–350. <https://doi.org/10.1002/ppp.599>
- Lang C., Fettweis X., Erpicum M.* Stable Climate and Surface Mass Balance in Svalbard over 1979–2013 Despite the Arctic Warming. *The Cryosphere*. 2015, 9 (1): 83–101.
- Liestøl O.* Pingos, Springs, and Permafrost in Spitsbergen. *Norsk Polarinstittutt Årbok* 1975. 1977: 7–29.
- Nawrot A.P., Mięgała K., Luks B., Pakszys P., Głowacki P.* Chemistry of Snow Cover and Acidic Snowfall During a Season with a High Level of Air Pollution on the Hans Glacier, Spitsbergen. *Polar Science*. 2016, 10 (3): 249–261. <https://doi.org/10.1016/j.polar>
- Noël B., Jakobs C.L., van Pelt W.J.J., Lhermitte S., Wouters B., Kohler J., Hagen J.O., Liks B., Reijmer C.H., van de Berg W.J., van den Broeke M.R.* Low Elevation of Svalbard Glaciers Drives High Mass Loss Variability. *Nature Communications*. 2020, 11 (1): 4597.
- 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. SESS Report 2020. Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System, Longyearbyen. 2021: 176–201. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4294063>
- Orvin A.K.* Litt om Kilder på Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift*. 1944, 10 (1): 16–38.
- Osuch M., Wawrzyniak T., Łepkowska E.* Changes in the Flow Regime of High Arctic Catchments with Different Stages of Glaciation, SW Spitsbergen. *Science of the Total Environment*. 2022, 817: 152924. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.152924>

- RGI 7.0 Consortium, 2023. Randolph Glacier Inventory — A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 7.0. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. Retrieved from: <https://doi.org/10.5067/f6jmovy5navz> (Last access: April 14, 2025).
- Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Kääb A.M., Luks B., Matecki J., Moholdt G., Pohjola V.A., Sobota I., van Pelt W.J.J. Reconciling Svalbard Glacier Mass Balance. *Frontiers in Earth Science*. 2020, 8: 156. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00156>
- Shugar D.H., Burr A., Haritashya U.K., Kargel J.S., Watson C.S., Kennedy M.C., Stratman K. Rapid Worldwide Growth of Glacial Lakes Since 1990. *Nature Climate Change*. 2020, 10: 939–945. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0855-4>
- Snyder J.A., Werner A., Miller G.H. Holocene Cirque Glacier Activity in Western Spitsbergen, Svalbard: Sediment Records from Proglacial Linnevatnet. *Holocene*. 2000, 10: 555–563.
- Sobota I. Changes in Dynamics and Runoff from the High Arctic Glacial Catchment of Waldemarbreen, Svalbard. *Geomorphology*. 2014, 212: 16–27. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.001>
- Sochor L., Seehaus T., Braun M.H. Increased Ice Thinning over Svalbard Measured by ICESat/ICESat-2 Laser Altimetry. *Remote Sensing*. 2021, 13 (11): 2089. <https://doi.org/10.3390/rs13112089>
- Spolaor A., Moroni B., Luks B., Nawrot A., Roman M., Larose C., Stachnik Ł., Bruschi F., Kozioł K., Pawlak F., Turetta C., Barbaro E., Gallet J.-C., Cappelletti D. Investigation on the Sources and Impact of Trace Elements in the Annual Snowpack and the Firn in the Hansbreen (Southwest Spitsbergen). *Front. Earth Sci.* 2021, 8: 536036. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.536036>
- Terekhov A., Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K. Two Decades of Mass-Balance Observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: Interannual Variability and Sensitivity to Climate Change. *Annals of Glaciology*. 2023, 64 (92): 225–235. <https://doi.org/10.1017/aog.2023.40>
- van Pelt W.J.J., Kohler J., Liston G.E., Hagen J.O., Luks B., Reijmer C. H., Pohjola V.A. Multidecadal Climate and Seasonal Snow Conditions in Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2016, 121 (11): 2100–2117.
- van Pelt W.J.J., Pohjola V., Pettersson, R., Marchenko S., Kohler J., Luks B., Hagen J.O., Schuler T.V., Dunse T., Noël B., Reijmer C. A Long-Term Dataset of Climatic Mass Balance, Snow Conditions, and Runoff in Svalbard (1957–2018). *The Cryosphere*. 2019, 13 (9): 2259–2280.
- van Pelt W.J.J., Schuler T.V., Pohjola V.A., Pettersson R. Accelerating Future Mass Loss of Svalbard Glaciers from a Multi-Model Ensemble. *Journal of Glaciology*. 2021, 67 (263): 485–499.
- van Pelt W., Frank, T. New Glacier Thickness and Bed Topography Maps for Svalbard. *The Cryosphere*. 2025, 19: 1–17. <https://doi.org/10.5194/tc-19-1-2025>
- Walseng B., Jensen T., Dimante-Deimantovica I., Christoffersen K.S., Chertoprud M., Chertoprud E., Novichkova A., Hessen D.O. Freshwater Diversity in Svalbard: Providing Baseline Data for Ecosystems in Change. *Polar Biology*. 2018, 41 (10): 1995–2005.
- Wawrzyniak, T., Majerska M., Osuch M. Hydrometeorological Observations in 24h Resolution in the Fuglebekken Catchment (Svalbard) [dataset]. 2020, Retrieved from: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.921921> (Last access: April 14, 2025).
- Wieczorek I., Strzelecki M.C., Stachnik Ł., Yde J.C., Małacki J. Post-Little Ice Age Glacial Lake Evolution in Svalbard: Inventory of Lake Changes and Lake Types. *Journal of Glaciology*. 2023, 69 (277): 1449–1465. <https://doi.org/10.1017/jog.2023.34>
- Wouters B., Gardner A., Moholdt G. Global Glacier Mass Loss During the GRACE Satellite Mission (2002–2016). *Front. Earth Sci.* 2019, 7: 96.
- Yao X., Liu S., Han, L., Sun M. Definition and Classification System of Glacial Lake for Inventory and Hazards Study. *Journal of Geographical Sciences*. 2018, 28: 193–205. <https://doi.org/10.1007/s11442-018-1467-z>
- Zdanowicz C., Gallet J.-C., Salvatori R., Malnes E., Isaksson K., Hübner C., Jones E., Lihavainen H. An Agenda for the Future of Arctic Snow Research: The View from Svalbard. *Polar Research*. 2024, 42. <https://doi.org/10.33265/polar.v42.8827>
- Zhang T., Wang W., An B. Heterogeneous Changes in Global Glacial Lakes Under Coupled Climate Warming and Glacier Thinning. *Communications Earth & Environment*. 2024, 5 (1): 374.

УДК 551.32

ПРОВАЛЬНЫЕ ВОРОНКИ НА ЛЕДНИКЕ БОЛЬШОЙ АЗАУ (ПО СОСТОЯНИЮ НА 2025 г.)

© 2026 г. И. И. Лаврентьев*, А. А. Абрамов, Т. Д. Киселёва

Институт географии РАН, Москва, Россия

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

Поступила в редакцию 07.11.2025 г.

После доработки 18.11.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Проведён анализ динамики воронкообразных образований на поверхности ледника Большой Азау на Эльбрусе. Формирование данных образований связано с деформацией ледовой толщи над подлёдными полостями вследствие продолжающейся деградации оледенения. Наблюдения за динамикой образований начаты в 2022 г.; в 2025 г. одна из воронок достигла ложа ледника. Приводятся данные радиолокационного зондирования и морфометрического анализа ЦМР по данным АФС, спутниковой и БПЛА съёмки.

Ключевые слова: Эльбрус, ледник, Большой Азау, деградация, воронка, радиолокационное зондирование, морфометрия

DOI: 10.7868/S2412376526010143

Современное потепление климата приводит к сокращению оледенения во всём мире, и Кавказ — не исключение. За период 1986–2018 гг. ледники здесь теряли 0.87% площади ежегодно (Хромова и др., 2021), а ледники Эльбруса за период 1997–2017 гг. потеряли 10.8% площади и 22.8% в объёме (Kutuzov et al., 2019). Такие существенные изменения проявляются не только в виде отступления краёв ледников и их истончения, но и в стремительно меняющемся рельефе ледниковой поверхности в виде новых морен, провалов, проявлением нунатаков и образованием ледниковых озёр (Аджиев и др., 2023; Беккиев и др., 2024). Формирование концентрических трещин и оседание льда над внутриледниковыми полостями всё чаще наблюдается в нижних, языковых частях ледников, и обычно со временем это приводит к обрушению кровли воронкообразной депрессии (Stocker-Waldhuber et al., 2017; Hösli et al., 2025; Ruols et al., 2025). При сокращении ледника Большой Азау, расположенного на южном склоне Эльбруса в верховьях реки Баксан, как минимум с 2013 г. началось формирование ряда подобных структур (рисунок на обложке журнала), одна из которых в 2025 г. достигла ложа. Для наблюдения за динамикой

её деградации была произведена съёмка участка развития воронок с помощью беспилотного летательного аппарата (далее — БПЛА), а также выполнено георадарное профилирование.

Рассматриваемая часть ледника Большой Азау находится в высотном интервале 3250–3300 м над ур. моря на стыке ледника, текущего с массива Азаубаши (ледовое плато Хотютау), и основного потока Большого Азау (рис. 1, а, в). По данным аэрофотозондирования 2013 г. толщина льда здесь достигала 160 м (Kutuzov et al., 2019), а моделирование условий на коренном ложе, выполненное на основе этих данных и цифровой модели рельефа (далее — ЦМР) 2017 г., показало вероятное наличие подледниковых скоплений воды (Лаврентьев и др., 2020). Для проверки модели 15.08.2022 здесь была проведена наземная радиолокационная съёмка с 20 МГц радаром ВИРЛ-7 (Vasilenko et al., 2011), профили протяжённостью 5.3 км были заложены таким образом, чтобы пересечь подлёдную долину на всём её протяжении и попытаться обнаружить каналы стока воды и понижения в рельефе коренного ложа (см. рис. 1, б–в). На момент съёмки ярко выражена и заполнена водой была

только одна, самая восточная воронка, ещё одна читалась в рельефе, третья (в настоящее время — центральная) не определялась с поверхности. В 2023 г. читались уже все три воронки (Беккиев и др., 2024).

Для оценки вертикальной динамики поверхности ледника Большой Азау в районе исследуемых структур использовались архивные ЦМР Эльбруса за 1957 г. (получена оцифровкой топографической основы) и 1997 г. (на базе

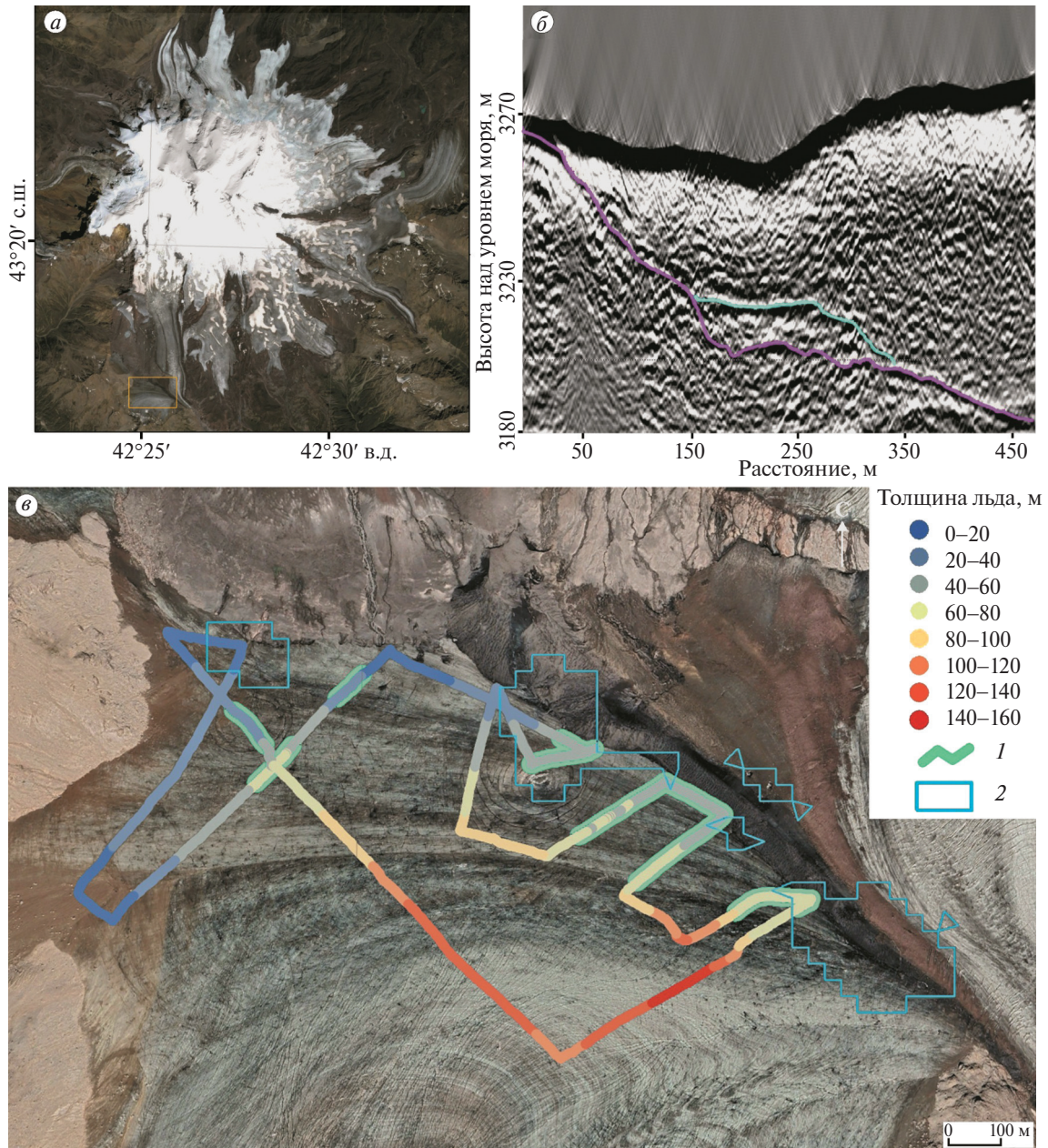


Рис. 1. Массив Эльбруса (подложка — снимок Planet Scope от 19.08.2024) (а); район исследований на леднике Большой Азау показан оранжевой рамкой; радарограмма вдоль линии 1–1' (показана на рис. 2, а), где лиловой линией показано коренное ложе, а голубой — подошва льда/кровля внутриледниковой полости (б); маршрут радиолокационной съёмки и измеренные толщины льда (подложка — снимок WorldView-2 от 28.08.2022 базы данных Google Earth). Цифрами показаны участки плоского ложа (1) и предполагаемые контуры подлёдных озёр (2) (в)

Fig. 1. Overview of the Elbrus massif (the background is a Planet Scope image from August 19, 2024) (a); the study area on the Bolshoy Azau Glacier is outlined in orange; radargram along profile 1–1' (location shown in Fig. 2 a), where the bedrock surface is marked by the purple line and the ice base/roof of the intraglacial cavity by the blue line (b); ground-penetrating radar survey route and measured ice thicknesses (the background is a WorldView-2 image from August 28, 2022 from the Google Earth database). Numbers indicate areas of flat bed (1) and inferred outlines of subglacial lakes (2) (c)

аэрофотосъёмки, далее — АФС) (Золотарёв, Харьковец, 2000), и современные ЦМР на основе космического снимка *Pléiades* 2017 г. (предоставлено Французским космическим агентством, CNES), и по данным съёмки с БПЛА DJI Mavic 3 Enterprise в конце августа 2024 и 2025 гг. Обработка снимков с БПЛА для построения ортофотопланов и ЦМР, разрешение которых составило 15 см/пиксель, проводилась в программном пакете *MetashapePro 2.0* с корегистрацией по ЦМР 2017 г. в прямоугольных координатах проекции UTM WGS-1984, зона 38. В программной среде *ArcGIS* вдоль линии, пересекающей воронки с запада на восток, а также вдоль одного профиля радарной съёмки 2022 г. были сняты и проанализированы значения высот поверхности за указанные годы.

Анализ данных радиозондирования выявил большое количество внутренних отражений на радарограммах, часть которых, вероятно, относится к каналам стока внутри- и подледниковой воды. Также на ряде профилей с характерными толщинами льда 40–60 м были выявлены участки с плоским или вогнутым ложем, способствующим, за счёт своей геометрии, скоплению воды, что подтверждает корректность положения смоделированных подледниковых озёр (см. рис. 1, *в*). На нескольких профилях были дешифрованы пустоты, находящиеся между подошвой ледника и ложем (см. рис. 1, *б*). В случае, когда такие полости заполнены водой, из-за большой разницы в диэлектрической проницаемости ϵ (~3.2 у льда против ~81 у воды) на радарных записях будет видна лишь одна яркая плоская граница лёд/вода. В нашем случае на одной из радарограмм (вдоль профиля 1-1', пересекающего только начавшуюся формироваться воронку) хорошо прослеживаются две границы: лёд/воздух и воздух/коренные породы (соответственно голубая и лиловая линии на рис. 1, *б*), что говорит об отсутствии воды в полости, протяжённость и высота которой достигает ~150 и ~22 м соответственно. Косвенно на наличие подлёдных полостей (озёр) указывает морфологическое строение прилегающей территории, с ярко выраженными руслами водотоков, на оси которых располагаются воронкообразные понижения, по которым талая вода с поверхности морены и льда поступает в полости (рис. 2, *а*).

Сравнение высотных отметок поверхности ледника Большой Азау за разные годы наглядно показало деградационный тренд: с 1957 г. толщина льда в исследованной части ледника в среднем

уменьшилась на 132 м при максимальном значении 168 м (см. рис. 2, *б*). Начиная с 2017 г., когда, по данным ЦМР, началось формирование воронкообразных понижений (причём на центральной морене подобная структура наблюдалась ещё в 2013 г.) на профиле вдоль воронок поверхность понизилась в среднем на 36 м (при максимуме 66 м). Сравнение высотных отметок поверхности ледника с толщиной льда по данным радиолокационного зондирования свидетельствует о достижении одной из воронок ложа ледника, что также подтверждается визуально. Морфометрический анализ выявил интенсификацию углубления воронок в 2025 г., их диаметр на начало сентября составил 180–300 м, глубина 25–40 м, уклон 30–40 градусов. В основании восточной воронки выявляется колодец с вертикальными стенками высотой 5–7 м.

Отмечено, что выявленные ранее области вероятного присутствия двух подлёдных озёр площадью 42 и 51 тыс. м² (Лаврентьев и др., 2020) совпадают с расположением воронок и выявленными участками плоского ложа, косвенно подтверждая наличие под ними время от времени осушаемых полостей. О периодическом заполнении таких полостей талой водой и последующим её дренажом свидетельствует также анализ разновременных космических снимков *Sentinel-2* за 2021–2024 гг. На рис. 3 представлена серия изображений, на которых хорошо видно, что в июле–августе одна воронка заполнена водой (голубой цвет в центре воронки), а к концу августа–сентябрю — опорожнена. Вероятно, именно такой механизм объясняет формирование концентрических провалов над подледниковыми полостями, периодическое опорожнение которых приводит к просадкам льда с поверхности.

Формирование воронкообразных провальных структур на леднике Большой Азау наглядно демонстрирует деградационную фазу развития оледенения в районе массива Эльбруса. Согласно полученным результатам, уже в следующем году можно ожидать достижения двумя другими воронками ложа ледника с ускорением таяния, что может привести к повышению риска развития опасных явлений. Продолжение более детальных исследований с применением радара, дифференциального GPS и БПЛА планируется в 2026 г.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания Института географии РАН (FMWS-2024-0004). Стереопара

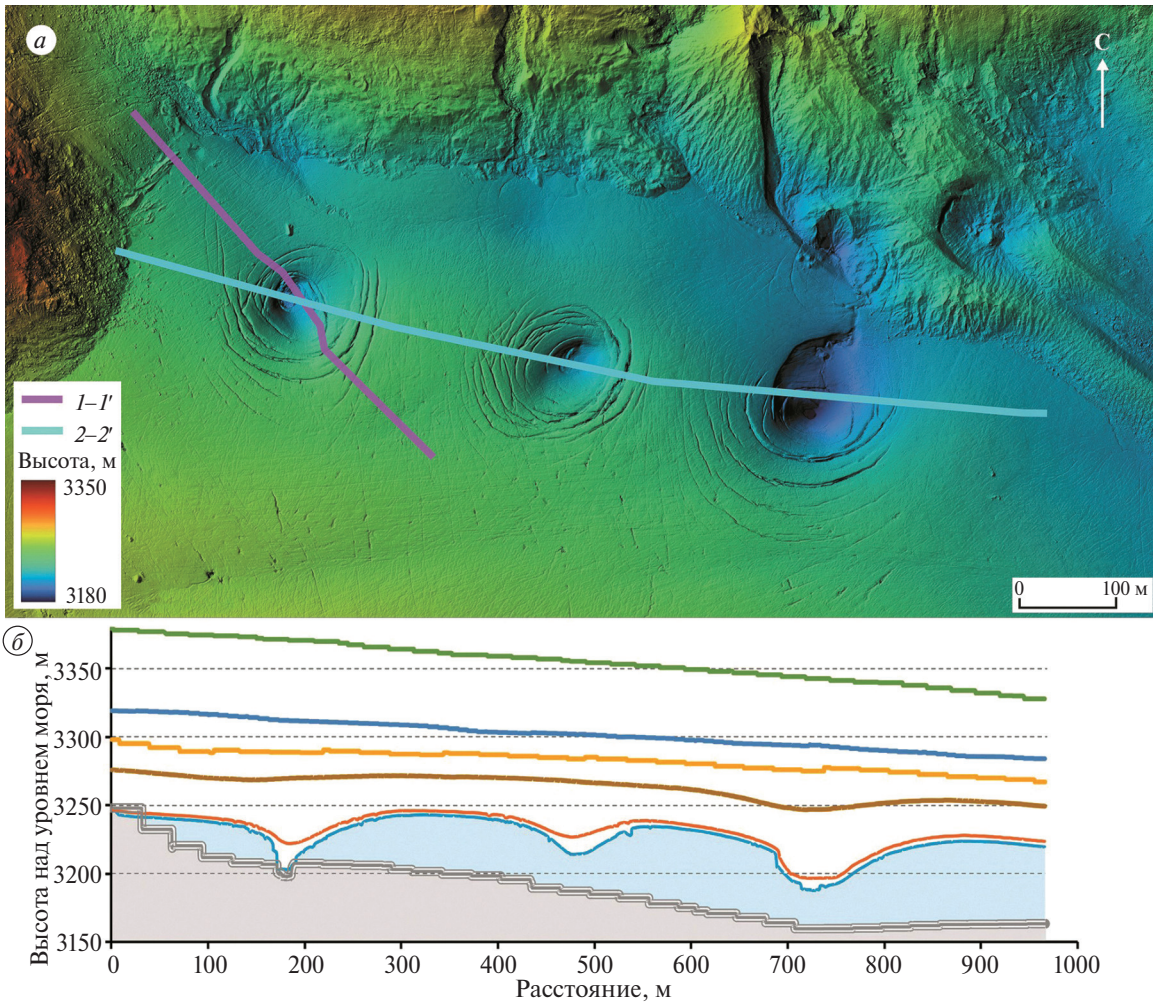


Рис. 2. ЦМР района образования провальных воронок на леднике Большой Азау (по состоянию на 05.09.2025), показаны линии профилей (а); профиль по линии 2–2', показано положение поверхности ледника в разные годы. Ложе отрисовано на основании данных радиолокационных измерений (б)

Fig. 2. DEM of the area of sinkhole formation on the Bolshoy Azau Glacier (as of September 5, 2025), profile lines are shown (a); interpretation of the profile along line 2–2': elevation of the glacier surface in different years and the bedrock (based on radar measurements) (b)

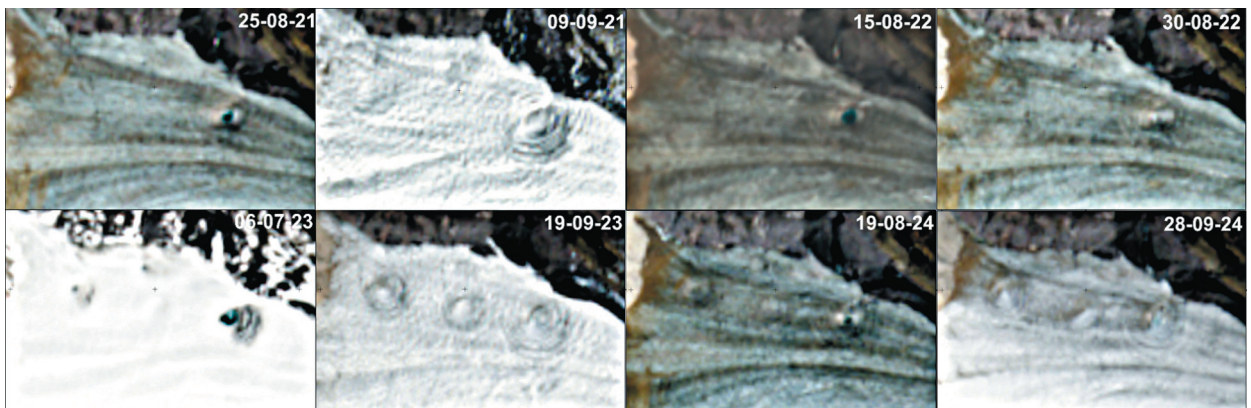


Рис. 3. Исследуемый район на разновременных космических снимках Sentinel-2. Голубой цвет в центре правой воронки свидетельствует о наполненности водой

Fig. 3. The study area on multi-temporal Sentinel-2 satellite images. The bluish color in the center of the right-hand depression indicates the presence of water

и ЦМР Pléiades на 2017 г. были предоставлены Французским Космическим Агентством (CNES) в рамках программы по наблюдениям ледников из космоса с использованием спутников “Плеяды” (Pléiades Glacier Observatory).

Acknowledgments. The work was carried out under a State Assignment No 2024-0004 of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. The stereo pair and Pléiades DEM for 2017 were provided by the French Space Agency (CNES) as part of the Pléiades Glacier Observatory program for observing glaciers from space using Pléiades satellites.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аджиев А.Х., Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Шагин С.И. Динамика озёр ледника Большой Азау на Эльбрусе // Криосфера Земли. 2023. Т. 27. № 1. С. 45–57.
<https://doi.org/10.15372/KZ20230105>
- Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Шагин С.И., Акаев А.Р. Механизмы прорывов озёр Эльбруса // Вестник Владикавказского научного центра. 2024. Т. 24. № 3. С. 73–84.
<https://doi.org/10.46698/VNC.2024.85.56.001>
- Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г. Оледенение Эльбруса в конце XX в. (цифровая ортофотокарта Эльбруса на 1997 г.) // МГИ. 2000. Вып. 89. С. 175–181.
- Лаврентьев И.И., Петраков Д.А., Кутузов С.С., Коваленко Н.В., Смирнов А.М. Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 3. С. 343–360.
<https://doi.org/10.31857/S2076673420030044>
- Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Муравьев А.Я., 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>
- Hösl L., Ogier C., Bauder A., Huss M., Werder M.A., Jacquemart M., Hodel E., Swift D., Cremona A., Walden J., Farinotti D. Subglacial Cavity Collapses on Swiss Glaciers: Spatiotemporal Distribution and Mass Loss Contribution // Journal of Glaciology. 2025. V. 71. P. e74.
<https://doi.org/10.1017/jog.2025.33>
- Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D. Volume Changes of Elbrus Glaciers from 1997 to 2017 // Frontiers in Earth Science. 2019. V. 7. No. 153. P. 1–16.
<https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153>
- Ruols B., Klahold J., Farinotti D., Irving J. 4D GPR Imaging of a Near-Terminus Glacier Collapse Feature // The Cryosphere. 2025. V. 19. P. 4045–4059.
<https://doi.org/10.5194/tc-19-4045-2025>
- Stocker-Waldhuber M., Fischer A., Keller L., Morche D., Kuhn M. Funnel-Shaped Surface Depressions — Indicator or Accelerant of Rapid Glacier Disintegration? A Case Study in the Tyrolean Alps // Geomorphology. 2017. V. 287. P. 58–72.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.11.006>
- Vasilenko E.V., Machío F., Lapazarán J.J., Navarro F.J., Frolovskiy K. A Compact Lightweight Multipurpose Ground-Penetrating Radar for Glaciological Applications // Journal of Glaciology. 2011. T. 57. № 206. P. 1113–1118.
<https://doi.org/10.3189/002214311798843430>

Citation: Lavrentiev I.I., Abramov A.A., Kiseleva T.D. Collapse Funnels on the Bolshoy Azau Glacier (as of 2025). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 203–208. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010143

Collapse Funnels on the Bolshoy Azau Glacier (as of 2025)

© 2026 I. I. Lavrentiev[#], A. A. Abramov, T. D. Kiseleva

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

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

Received November 7, 2025; revised November 18, 2025; accepted December 29, 2025

This study analyzes the evolution of funnel-shaped depressions on the surface of the Bolshoy Azau Glacier on the Elbrus. The formation of these features is attributed to deformation of the ice body above subglacial cavities, driven by the ongoing degradation of the glacier. Systematic monitoring began in 2022; by 2025 one of the depressions had deepened to the glacier bed. The paper presents results of ground-penetrating radar survey and morphometric analyses of digital elevation models derived from aerial photogrammetry, satellite imagery, and UAV data.

Keywords: Elbrus, glacier, Bolshoy Azau, degradation, funnel, radio-echo sounding, morphometry

REFERENCES

- Adzhiev A.H., Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Kalov R.Kh., Savernyuk E.A., Shagin S.I.* Dynamics of Lakes of the Bolshoy Azau Glacier on Elbrus. *Kriosphera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2023, 27 (1): 45–57. <https://doi.org/10.15372/KZ20230105> [In Russian].
- Bekkiev M.Yu., Dokukin M.D., Kalov R.Kh., Shagin S.I., Akaev A.R.* Mechanisms of Elbrus Lakes Outburst. *Vestnik Vladikavkazskogo nauchnogo centra. Bulletin of the Vladikavkaz Scientific Center*. 2024, 24 (3): 73–84. <https://doi.org/10.46698/VNC.2024.85.56.001> [In Russian].
- Zolotarev E.A., Kharkovets E.G.* Glaciation of Elbrus at the End of the 20th Century (Digital Orthophotomap of Elbrus for 1997). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2000, 89: 175–181 [In Russian].
- Lavrentiev I.I., Petrakov D.A., Kutuzov S.S., Kovalenko N.V., Smirnov A.M.* Assessment of Glacier Lakes Development Potential in the Central Caucasus. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2020, 60 (3): 343–360. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030044> [In Russian].
- Khromova T.E., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muravyev A. Ya., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I.* A New Catalog of Glaciers in Russia Based on Satellite Data (2016–2019). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (3): 341–358. <https://doi.org/10.31857/S2076673421030093> [In Russian].
- Hösli L., Ogier C., Bauder A., Huss M., Werder M.A., Jacquemart M., Hodel E., Swift D., Cremona A., Walden J., Farinotti D.* Subglacial Cavity Collapses on Swiss Glaciers: Spatiotemporal Distribution and Mass Loss Contribution. *Journ. of Glaciology*. 2025, 71: e74. <https://doi.org/10.1017/jog.2025.33>
- Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume Changes of Elbrus Glaciers from 1997 to 2017. *Frontiers in Earth Science*. 2019, 7 (153): 1–16. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153>
- Ruols B., Klahold J., Farinotti D., Irving J.* 4D GPR Imaging of a Near-Terminus Glacier Collapse Feature. *The Cryosphere*. 2025, 19: 4045–4059. <https://doi.org/10.5194/tc-19-4045-2025>
- Stocker-Waldhuber M., Fischer A., Keller L., Morche D., Kuhn M.* Funnel-Shaped Surface Depressions — Indicator or Accelerant of Rapid Glacier Disintegration? A case study in the Tyrolean Alps. *Geomorphology*. 2017, 287: 58–72. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.11.006>
- Vasilenko E.V., Machío F., Lapazarán J.J., Navarro F.J., Frolovskiy K.* A Compact Lightweight Multipurpose Ground-Penetrating Radar for Glaciological Applications. *Journ. of Glaciology*. 2011, 57 (206): 1113–1118. <https://doi.org/10.3189/002214311798843430>

УДК 551.32

МОНИТОРИНГ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДНИКОВ И СНЕЖНО-ЛЕДОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ (ПО ДАННЫМ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ АВГУСТА 2025 Г.)

© 2026 г. М. М. Адаменко^{1,*}, М. Д. Ананичева², А. А. Абрамов², И. П. Треньков³

¹Сибирский государственный индустриальный университет, Новокузнецк, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

³Государственный природный заповедник “Кузнецкий Алатау”, Новокузнецк, Россия

*e-mail: adamenko.marina@gmail.com

Поступила в редакцию 10.11.2025 г.

После доработки 25.11.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Представлены результаты полевых исследований ледников Кузнецкого Алатау, выполненных в 2025 г. Изучены динамика ледников и температурный режим горной криолитозоны. Получены цифровые модели рельефа и ортофотопланы для 16 ледников и снежно-ледовых объектов. Выявлены современные тенденции деградации оледенения: сокращение площадей, фрагментация (ледник № 79), полное исчезновение (ледник “Малыш”), при относительной стабильности каровых ледников № 85, 86 и 87. Расширена сеть мониторинга термического состояния пород с помощью температурных логгеров в районе метеостанции Ненастная и в верхней части хребтов. Полученные данные создают основу для новой цифровой инвентаризации ледников и количественного анализа их деградации в контексте региональных климатических изменений.

Ключевые слова: Кузнецкий Алатау, ледники, криосфера, БПЛА

DOI: 10.7868/S2412376526010155

ВВЕДЕНИЕ

Первые упоминания снежников и ледников в горах Кузнецкого Алатау принадлежат И.П. Толмачеву (Толмачев, 1900) и А.Н. Чуракову (Чураков, 1932) по результатам посещения верховьев реки Казыр, а первый ледник в Июсской группе был открыт П.С. Шпинем в 1967 г., что положило начало их планомерному изучению (Шпинь, 1980). В 2010–2022 гг. совместной работой Сибирского государственного индустриального университета и заповедника “Кузнецкий Алатау” были организованы исследования снежного покрова и мониторинг ледников Июско-Терсинской группы. В 2022–2025 гг. в рамках гранта РНФ № 24-27-00310 тремя организациями: Институтом географии РАН (Москва), Сибирским государственным индустриальным университетом (Новокузнецк) и Государственным биосферным заповедником “Кузнецкий Алатау” (Междуреченск) эти работы были про-

должны. Статья посвящена описанию полевых исследований 2025 г. и первому анализу их результатов.

Впервые съёмка ледников Кузнецкого Алатау с БПЛА проведена в 2022 г. (ледники № 56 Караташ, № 58 Тронова), в 2024 г. выполнена повторная съёмка ледника Караташ и впервые — ледников Июско-Терсинской группы. В 2025 г. повторно отсняты ледники Июско-Терсинской группы, впервые — окрестностей посёлка Приисковский (массив горы Заозёрной), Северный район оледенения и хребта Скалистые горы (от горы Орлигтаскыл до массива горы Двуглавая), Южный район оледенения (рис. 1). Для оценки температурного режима пород была расширена сеть наблюдения с помощью автоматических логгеров. Датчики под растительным покровом были размещены в непосредственной близости от метеоплощадки станции Ненастная (1088 м над ур. моря), являющейся ключевой

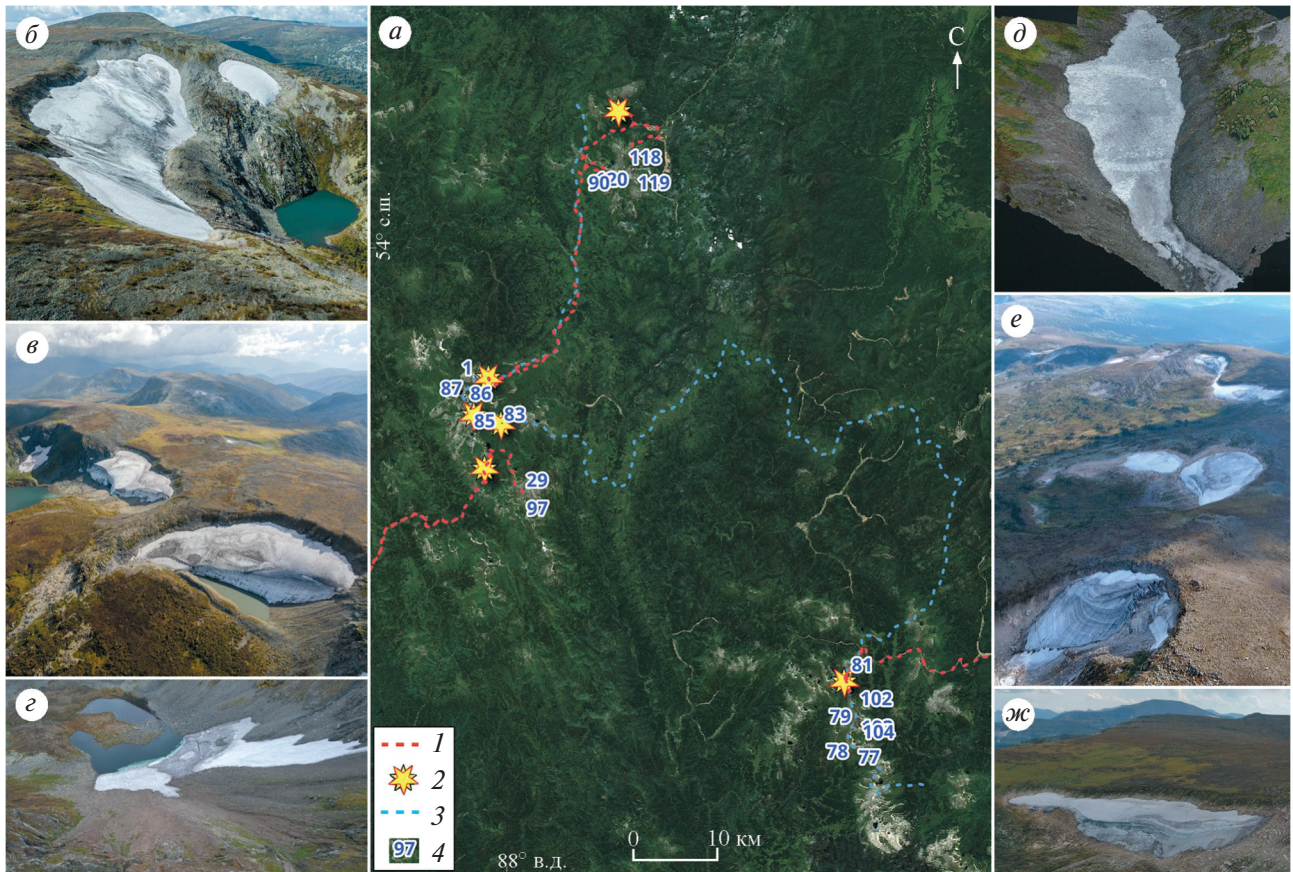


Рис. 1. Районы экспедиционных работ и обследованные ледники (фото М. Адаменко, А. Абрамов). Обзорная схема (а): 1 — маршруты, 2 — температурные логгеры, 3 — осевой водораздел, 4 — номера обследованных ледников и СЛО: Участников Экспедиции № 1 (б); Толмачева № 86 (ближний) и Чуракова № 85 (дальний) (в); Канымский № 29 (з); Трансваальский № 119 (д); № 104 (ближний) и № 79 (средний) и № 78 (дальний) (е); № 102 (жс)

Fig. 1. Field study areas and surveyed glaciers (photo by M. Adamenko and A. Abramov):

(а): overview map: 1 — routes, 2 — temperature loggers, 3 — main watershed, 4 — numbers of surveyed glaciers and glacierets: Expedition Participants № 1 (б); Tolmachev № 86 (nearby) and Churakov № 85 (in the distance) (в); Kanymsky № 29 (z); Transvaalsky № 119 (d); № 104 (nearby) and № 79 (in the middle) and № 78 (in the distance) (e); № 102 (жс)

в исследуемом регионе, и в верхней части хребтов. Экспедиционные исследования в 2025 г. проходили в три этапа, в сроки: 16.08–22.08, 26.08–02.09 и 19.08–30.08. Всего отснято 18 ледников, ранее каталогизированных, и 4 новых объекта. Судя по отсутствию ледяного ядра и годовой слоистости, они могут быть отнесены к снежно-ледовым образованиям, критерии выделения которых в данном районе мы рассмотрели в статье (Ананичева и др., 2025).

Для всех объектов проведена аэрофотосъемка с БПЛА моделей DJI Mavic Air 2 и Mavic 3 Enterprise, Autel EVO 2 Pro V3. Полученные результаты позволяют построить точные цифровые модели рельефа (ЦМР) и ортофотопланы. Для шести ледников получены панорамные снимки, позволяющие методом фотограмметрии опре-

делить основные площадные характеристики и описать морфологические признаки (сложение льдом или фирном, выпуклый профиль и др.)

МОНИТОРИНГ РАЙОНОВ ОБЛЕДЕНЕНИЯ

Северный район оледенения. К нему относится массив горы Заозёрной, он представляет собой региональный массив с максимальной отметкой в центре (1674 м над ур. моря) симметричной радиальной формы, в поперечнике около 10 км. Подножье массива оконтурено долинами рек Избас, Полуденка и Правая Сарала. В северный склон массива врезан плейстоценовый ледниковый комплекс рельефа из ступенчатых каров, бараньих скал и морен. В наше время здесь развиты малые формы оледенения (площадь 0.01–0.02 км²). Несмотря на малые разме-

ры, есть прямые данные о том, что некоторые снежно-ледовые объекты существуют непрерывно на протяжении последних 45 лет. Здесь расположен ледник Трансваальский (№ 119), северо-восточной экспозиции, который был выделен П.С. Шпинем как ледник лощинного типа (см. рис. 1, д). Это единственный представитель данного морфологического типа в Кузнецком Алатау, лежащий в ущелье р. Полуленка, при этом река протекает под ним. В строении отчётливо виден молочно-белый лёд, что указывает на наличие ледяного ядра. Площадь ледника существенно не меняется в последние годы. Вероятно, он реагирует на потепление климата не изменением площади, а в первую очередь проседанием снежно-ледовой толщи. Объекты под № 118 и 120 выделены впервые авторами в 2021 г. Оба объекта, по-видимому, являются снежно-ледовыми образованиями, имеющими признаки ледников. За прошедшие пять лет наблюдений они существуют непрерывно, их площадь порядка около 0.02 и 0.01 км² в конце сезона абляции. В сложении ледника № 118 отчётливо прослеживается молочно-белый лёд, что указывает на наличие ледяного ядра. Ледник Малыш (№ 90) полностью стаял в 2025 г. к 26 августа; он был расположен в районе Ивановских озёр и долгое время являлся туристической достопримечательностью.

Южный район оледенения. К нему относится участок осевого водораздела гор Кузнецкого Алатау от горы Орлигтаскыл (1454 м над ур. моря) до массива горы Двуглавая. На исследованном участке меридионально вытянутый хребет главного водораздела соединяется под острым углом с отрогом Скалистых гор. В гольцовой зоне данного горного узла имеют место две последовательные возвышенные линии на пути влагонесущих воздушных масс преимущественно юго-западного направления. Специфика рельефа позволяет существовать здесь крупной группе присклоновых ледников, которые, несмотря на потепление климата, сохраняют все характерные признаки. При каталогизации П.С. Шпинь многие ледники данного района не обнаружил. Вероятно, район Скалистых гор в 1980-е годы был изучен полевыми выходами лишь эпизодически. Так, он сам отмечал, что более половины гляциальных объектов посетил во время экспедиционных работ, в то время как представление о некоторых получено по аэровизуальным данным (Шпинь, 1980, с. 16). Здесь расположен ледник № 79, который впервые выделен П.С. Шпинем. В 2017 г. его площадь со-

ставляла около 0.1 км². В 2025 г. ледник распался на два фрагмента общей площадью 0.09 км². Главный фрагмент имеет серповидную округлую форму и выпуклый профиль. По центру ледника — отвесный лоб и ледовое ядро с годовыми слоями. Ледник № 81 описан П.С. Шпинем как ледник присклонового типа. В 2025 г. это маломощное снежно-ледовое образование, повторяющее форму склона, площадью 0.018 км², с преобладанием фирна. Ледник № 102 классифицирован впервые в 2018 г., при обновлении каталога ледников России. Он представляет собой типичный присклоновый ледник с отвесным лбом, сложенным голубоватым льдом с системой годовых слоёв (обнажается около 25 слоёв). Расположен на подветренном северо-восточном макросклоне хребта Скалистые горы, в истоках правого безымянного притока р. Пихтерек. Ледник № 103 также впервые выделен в 2018 г. Он имеет округлую выпуклую форму и выпуклый профиль, поперечные трещины в области лба, перекрытые сезонным снегом, с общей экспозицией на восток. Ледник № 104 удалён от ледника № 103 всего на 300 м, однако развитие растительности на этом участке указывает, что в последние 45 лет эти ледники не сливались. Ледник № 104 расположен на боковой стенке в плейстоценовом каре северо-восточной экспозиции. По морфологическому типу он ближе к каровым и сложен преимущественно льдом (обнажается около 40 годовых слоёв).

Для Июско-Терсинской группы анализ спутниковых снимков (Ananicheva et. al., 2025) показал смещение окончания сезона абляции на конец сентября. Оказалось, что один из самых изученных объектов — ледник Черно-Июский — окончательно распался на фрагменты, и, по нашему мнению, может деградировать полностью в ближайшие годы при сохранении текущей климатической ситуации. При этом каровые ледники № 85, 86, 87, расположенные рядом, сохраняют относительную стабильность, их площади в 2025 г. составляли: 0.07, 0.06 и 0.09 км² соответственно. Впервые получен точный ортофотоплан для самого крупного до недавних пор ледника гор Кузнецкого Алатау “Участников экспедиции” (№ 1), его площадь в 2025 г. составила 0.11 км².

Для мониторинга состояния горной криоли-тозоны на хребтах вблизи ледников установлены дополнительные датчики, что в том числе позволит уточнить характер распространения мерзлоты. Особый интерес представляет оборудование

для наблюдений старых геологических скважин, обнаруженных в ходе маршрутных исследований. В будущем это позволит впервые получить детальные данные о температуре поверхности в районе метеостанции Ненастная, в верхней части хребта и в курумных образованиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, работы 2025 г. заложили основу для создания новой детальной цифровой инвентаризации ледников региона, а также для мониторинга термического режима окружающих пород.

Подтверждена продолжающаяся деградация оледенения, выражающаяся в сокращении площади ледников, их фрагментации (ледник № 79) и полном исчезновении наименее устойчивых объектов (ледник “Малыш”; рис. 2). Выявлена разнонаправленная динамика разных морфологических типов: присклоновые ледники демонстрируют активное отступление, в то время как каровые (№ 85, 86, 87) сохраняют относительную стабильность. Выполнено расширение сети мониторинга криолитозоны путём установки температурных логгеров в ключевых точках (ГМС Ненастная, гора Черный Июс, курумы), что

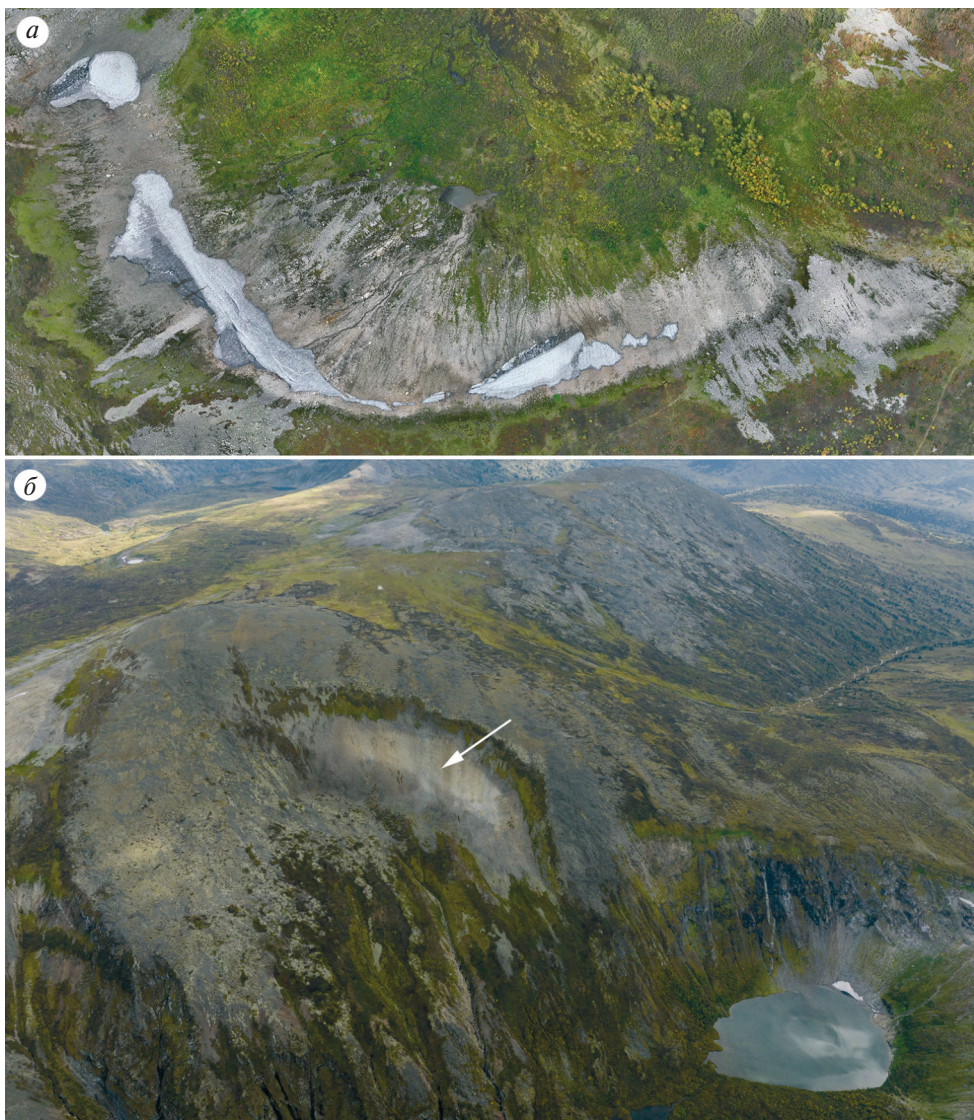


Рис. 2. Примеры деградации оледенения: фрагментация ледника Черно-Июсский (а); место расположения исчезнувшего ледника “Малыш” (показано стрелкой) (б). Фото А. Абрамова

Fig. 2. Examples of glacier degradation: defragmentation of Cherny-Iyusky glacier (a); site of disappeared “Malysh” Glacier (indicated by arrow) (b). Photo by A. Abramov

в перспективе позволит оценить её термическое влияние на устойчивость ледников.

Проведённые работы создают основу для будущего количественного анализа скоростей деградации ледников и их связи с климатическими изменениями. Дальнейший мониторинг с использованием комплексного подхода (БПЛА, логгеры, спутниковые данные) необходим для прогнозирования динамики криосферы Кузнецкого Алатау.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 24-27-00310.

Acknowledgements. This work was supported by the Russian Science Foundation grant № 24-27-00310.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананичева М.Д., Абрамов А.А., Адаменко М.М., Корнева И.А.* Динамика ледников Кузнецкого Алатау и других районов Центральной Сибири под влиянием изменения климата. *Лёд и Снег*. 2025. № 4.
- Толмачев И.П.* О следах ледникового периода в Кузнецком Алатау. СПб.: Труды Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей. 1900. Т. 33. Вып. 1. С. 200–202.
- Чураков А.Н.* Кузнецкий Алатау. История его геологического развития и его геохимические эпохи. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. 119 с.
- Шпинь П.С.* Оледенение Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1980. 83 с.
- Ananicheva M., Adamenko M., Abramov A.* Glaciation in the Kuznetsky Alatau Mountains — and current state according to Sentinel-2 satellite images and field studies. *Glaciers*. 2025. V. 2 № 3. 9 p. <https://doi.org/10.3390/glaciers2030009>

Citation: *Adamenko M.M., Ananicheva M.D., Abramov A.A., Trenkov I.P.* Monitoring of Current Changes of Glaciers and Glacierets in the Kuznetsky Alatau (According to Field Studies in August 2025). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2026, 66 (1): 209–214. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010155

Monitoring of Current changes of Glaciers and Glacierets in the Kuznetsky Alatau (According to Field Studies in August 2025)

© 2026 M. M. Adamenko^{a,#}, M. D. Ananicheva^b, A. A. Abramov^b, I. P. Trenkov^c

^a*Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia*

^b*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c*State Nature Reserve “Kuznetsky Alatau”, Novokuznetsk, Russia*

[#]*e-mail: adamenko.marina@gmail.com*

Received November 10, 2025; revised November 25, 2025; accepted December 29, 2025

The results of field studies of glaciers in the Kuznetsky Alatau Mountains conducted in 2025 are presented. The dynamics of glaciers and the thermal regime of the mountain permafrost zone were studied. Digital elevation models and orthophotos were obtained for 16 glaciers and glacierets. Current trends in glacier degradation were identified, including area reduction, fragmentation (№ 79), and the complete disappearance of small glaciers (“Malysh”), while cirque glaciers № 85, 86, and 87 remain relatively stable. The monitoring network of ground thermal state was expanded using temperature loggers installed near the Nenastnaya weather station and in the upper parts of the ridges. The data obtained provides the basis for a new digital inventory of glaciers and for quantitative analysis of their degradation in the context of regional climate change.

Keywords: Kuznetsky Alatau, glaciers, cryosphere, UAV

REFERENCES

- Ananicheva M.D., Abramov A.A., Adamenko M.M., Korneva I.A.* Dynamics of Glaciers in the Kuznetsky Alatau and Other Regions of Central Siberia Under the Influence of Climate Change. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2025; 4. [In Russian].
- Tolmachev I.P.* On Traces of the Glacial Period in the Kuznetsky Alatau. *Trudy Sankt-Peterburgskogo obshchestva estestvoispytatelej*. Proc. of the St. Petersburg Society of Naturalists. 1900, 33 (1): 200–202. [In Russian].
- Churakov A.N.* *Kuzneckij Alatau. Istoriya ego geologicheskogo razvitiya i ego geohimicheskie epohi*. Kuznetsky Alatau: The History of Its Geological Development and Its Geochemical Epochs. Leningrad: Academy of Sciences of the USSR Press. 1932: 119 p. [In Russian].
- Shpin P.S.* Oledenenie Kuzneckogo Alatau. Glaciation of the Kuznetsky Alatau. Moscow: Nauka. 1980: 83 p. [In Russian].
- Ananicheva M., Adamenko M., Abramov A.* Glaciation in the Kuznetsky Alatau Mountains—Dynamics and current state according to Sentinel-2 satellite images and field studies. *Glaciers*. 2025, 2 (3): 9. <https://doi.org/10.3390/glaciers2030009>

В связи с непредвиденными обстоятельствами произведена замена DOI статей с префиксом Российской академии наук за 2025 год. В первых выпусках журналов РАН за 2026 год размещена информация о замене цифрового идентификатора на действующий DOI.

Таблица соответствия архивных и действующих цифровых идентификаторов объектов (DOI) выпусков журнала за 2025 г.

№	Наименование статьи	Автор / авторский коллектив	Цифровой идентификатор объекта (DOI)	
			архивный	действующий
Том 65, № 1				
1	Согласованность орбитальных датировок ледяных кернов Востока и EPICA DC, снованных на зависимости газо-содержания льда от местной инсоляции	В. А. Хомякова, Н. А. Тебенькова, В. Я. Липенков, Д. Рэйно	10.31857/S2076673425010017	10.7868/S2412376525010017
2	Моделирование снежного покрова на ледниках Кавказа и Камчатки	И. М. Сушинцев, Е. Д. Дроздов, П. А. Торопов, В. Н. Михаленко, М. А. Воробьев, А. Г. Хайрединова	10.31857/S2076673425010025	10.7868/S2412376525010025
3	Динамика озёр на леднике Федченко за 2016–2021 гг.	С. В. Косковецкая	10.31857/S2076673425010036	10.7868/S2412376525010036
4	Климатические характеристики влагозапасов снега на территории Пермского края	Н. А. Калинин, А. Д. Крючков, И. А. Сидоров, Р. К. Абдуллин, А. Н. Шихов	10.31857/S2076673425010044	10.7868/S2412376525010044
5	Возможности оценки дальности выброса лавин на Красной Поляне при отсутствии данных прямых наблюдений	Е. Д. Жукова, А. С. Турчанинова, Н. В. Коваленко, Д. А. Петраков	10.31857/S2076673425010057	10.7868/S2412376525010057
6	Эксперименты по применению инфразвукового метода дистанционного мониторинга снежных лавин в Хибинах	А. В. Федоров, И. С. Федоров, В. Э. Асминг, А. Ю. Моторин	10.31857/S2076673425010064	10.7868/S2412376525010064
7	Методика оценки температуры поверхности грунта под снежным покровом по данным измерений на Шпицбергене	А. В. Сосновский, Н. И. Осокин	10.31857/S2076673425010079	10.7868/S2412376525010079
8	Метеорологический режим и лавиноопасность зим на Кавказе в конце XXI века на основе результатов моделей CMIP6	И. А. Корнева, А. Д. Олейников, П. А. Торопов, Н. Е. Варенцова, Н. В. Коваленко	10.31857/S2076673425010082	10.7868/S2412376525010082

ТАБЛИЦА СООТВЕТСТВИЯ АРХИВНЫХ
И ДЕЙСТВУЮЩИХ DOI ВЫПУСКОВ ЖУРНАЛОВ

№	Наименование статьи	Автор / авторский коллектив	Цифровой идентификатор объекта (DOI)	
			архивный	действующий
9	Пространственно-временная стационарность полыней моря Лаптевых	А. Б. Тимофеева, А. В. Рубчя, Р. И. Май	10.31857/S2076673425010092	10.7868/S2412376525010092
10	Георадиолокационное зондирование наледей и аллювия наледных полей в долине р. Кюбюме, Оймяконское нагорье	Д. Е. Едемский, В. Е. Тумской, И. В. Прокопович	10.31857/S2076673425010103	10.7868/S2412376525010103
11	Модельные оценки изменений континентальной криолитозоны Северного полушария в XXI в.	М. М. Аржанов, И. И. Мохов	10.31857/S2076673425010116	10.7868/S2412376525010116
12	Характеристика минеральных частиц в ледниковом керне вулкана Ушковский	А. Г. Хайрединова, М. М. Виноградова, М. А. Воробьев, С. С. Кутузов, Ю. Н. Чижова, С. В. Закусин, В. Н. Михаленко	10.31857/S2076673425010129	10.7868/S2412376525010129
13	Комплексные научно-исследовательские работы Горного университета на станциях Восток и Прогресс в сезон 70-й Российской Антарктической экспедиции	А. В. Большунов, С. А. Игнатъев, Д. В. Сербин, Г. Д. Горелик, Н. С. Крикун, Д. Е. Ушаков, И. А. Бабенко, А. В. Запрудский	10.31857/S2076673425010134	10.7868/S2412376525010134
Том 65, № 2				
1	Архив изображений ледников России	Т. Е. Хромова, С. А. Никитин, А. Я. Муравьев, Г. А. Носенко, А. Ф. Глазовский	10.31857/S2076673425020011	10.7868/S2412376525020011
2	О возможном влиянии ложа ледника Колка на его динамическую нестабильность	Р. А. Чернов, А. Я. Муравьев	10.31857/S2076673425020029	10.7868/S2412376525020029
3	Изотопные параметры стока р. Мижирги (Кавказ): четырёхкомпонентное расчленение гидрографа	Ю. Н. Чижова, А. Д. Крекова, С. С. Кутузов, В. Н. Михаленко, И. И. Лаврентьев, М. А. Воробьев, М. В. Виноградова	10.31857/S2076673425020037	10.7868/S2412376525020037
4	Фракционирование приземного аэрозоля от ИК-излучения снежной поверхности: наблюдения в Томском регионе	М. П. Тентюков, Д. А. Тимушев, Д. В. Симоненков, Б. Д. Белан, К. А. Шукуров, А. В. Козлов, Е. Г. Язиков, В. С. Бучельников, А. А. Яковлев	10.31857/S2076673425020048	10.7868/S2412376525020048

№	Наименование статьи	Автор / авторский коллектив	Цифровой идентификатор объекта (DOI)	
			архивный	действующий
5	О фоновых наблюдениях содержания микроэлементов в твёрдой фазе снежного покрова городских земель	А. В. Захарченко, А. А. Тигеев, О. А. Пасько	10.31857/S2076673425020054	10.7868/S2412376525020054
6	Межгодовая изменчивость дат наибольшей интенсивности снеготаяния и максимального расхода воды половодья в бассейне р. Иньва (Пермский край)	А. А. Шайдулина, Д. А. Гырдымов, М. М. Козлова	10.31857/S2076673425020061	10.7868/S2412376525020061
7	Влияние поверхностных покровов на тепловые потоки в грунт на Западном Шпицбергене	А. В. Сосновский, Н. И. Осокин	10.31857/S2076673425020073	10.7868/S2412376525020073
8	Северная окраина Баренцево-морского шельфа после малого ледникового периода: изменчивость кромки дрейфующих льдов и динамика осадконакопления	Г. В. Ильин, Н. И. Мещеряков, И. С. Усягина, О. В. Кокин	10.31857/S2076673425020084	10.7868/S2412376525020084
9	Будущий ледниковый цикл и его отражение в ледниковых циклах позднего плейстоцена	Н. В. Вакуленко, Д. М. Сонечкин	10.31857/S2076673425020095	10.7868/S2412376525020095
10	Озеро Спартакоское – исчезающий приледниковый водоём малого ледникового периода на архипелаге Северная Земля	Д. Ю. Большианов, А. С. Парамзин, И. С. Ёжиков, И. Д. Коблашов, А. О. Аксенов, В. А. Меркулов, С. В. Хотченков, В. Т. Соколов, А. А. Ньюбом, Н. Л. Секисов, Д. В. Бердинских	10.31857/S2076673425020102	10.7868/S2412376525020102
11	Многолетняя изменчивость площади наледей в бассейне р. Селенги и определяющие её гидрометеорологические факторы	Е. Ж. Гармаев, В. Н. Черных, С. В. Пьянков, А. Н. Шихов, А. А. Аюржанаев, Д. А. Богатырев	10.31857/S2076673425020114	10.7868/S2412376525020114
12	Analysis of ice cuttings collected during drilling of the snow-firn layer at Vostok station	D. A. Vasilev, I. V. Rakitin, S. A. Ignatev, A. V. Bolshunov, A. Yu. Ozhigin	10.31857/S2076673425020124	10.7868/S2412376525020124

№	Наименование статьи	Автор / авторский коллектив	Цифровой идентификатор объекта (DOI)	
			архивный	действующий
Том 65, № 3				
1	Исследования Института географии РАН на Караугомском плато на Кавказе в 2025 г.	В. Н. Михаленко, И. И. Лаврентьев, М. А. Воробьев, А. Г. Хайрединова	-	10.7868/S2412376525030013
2	Устойчивость структуры полей внешнего массообмена ледника Джанкуат	А. М. Чеховских, В. В. Поповнин, А. С. Губанов	-	10.7868/S2412376525030029
3	Особенности динамики ледников с обломочным чехлом Безенги и Башкара на Центральном Кавказе	М. Ю. Беккиев, М. Д. Докукин, Р. Х. Калов, А. Р. Акаев	-	10.7868/S2412376525030033
4	Автоматизированное дешифрирование многозональных космических снимков для распознавания высоты снежного покрова на примере Западной Якутии	С. В. Калиничева, А. Н. Петрова, В. П. Семенов	-	10.7868/S2412376525030047
5	Результаты наблюдений за испарением с поверхности снежного покрова в районе НИС “Ледовая база “Мыс Баранова” (Северная Земля)	Н. Л. Секисов, И. И. Василевич, И. Л. Калужный	-	10.7868/S2412376525030051
6	Тепловой режим многолетнемерзлых пород в скважине в зависимости от мощности снежного покрова в районе полярной станции “Остров Самойловский” (дельта Лены)	И. И. Фадеева, А. А. Дучков, Д. Е. Аюнов	-	10.7868/S2412376525030066
7	Особенности микроволновых измерений криосферных образований с использованием БПЛА	А. А. Гурулев, В. А. Казанцев, А. К. Козлов	-	10.7868/S2412376525030073
8	Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) снежного покрова полуострова Ямал	Н. Ю. Факашук, О. Л. Опокина, А. В. Хомутов, Ю. А. Дворников	-	10.7868/S2412376525030087
9	Изменение ледовитости морей Российской Арктики в XXI веке по результатам климатических моделей проекта CMIP6	С. В. Цедрик, Р. И. Май	-	10.7868/S2412376525030092
10	Изменчивость ледяного покрова в Печорском море и связь его площади со скоростью ветра по данным спутниковых наблюдений и реанализа	Е. В. Львова, Е. В. Заболотских	-	10.7868/S2412376525030103
11	Многолетняя изменчивость сроков устойчивого ледообразования и продолжительности ледовых явлений на Белом море по данным спутниковых и натурных наблюдений за 1980–2020 гг.	В. Н. Баклагин	-	10.7868/S2412376525030116
12	Изотопные характеристики ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) повторно-жильных льдов у южной границы их распространения вблизи города Лабытнанги	Ю. Н. Чинова, Л. П. Кузякин, Ю. К. Васильчук, З. М. Рогова, А. В. Дунаев	-	10.7868/S2412376525030126

Том 65, № 4				
1	Гляциологические измерения во время комплексной экспедиции на Новую Землю, август 2025 г.	Н. Э. Елагина	-	10.7868/S2412376525040013
2	Динамика ледников Кузнецкого Алатау и других районов Центральной Сибири под влиянием изменения климата	М. Д. Ананичева, А. А. Абрамов, М. М. Адаменко, И. А. Корнева	-	10.7868/S2412376525040028
3	Ледник Гофмана на Приполярном Урале: современное состояние и реакция на изменения климата	Г. А. Носенко, А. Ф. Глазовский, И. А. Корнева, А. А. Григорьев, Е. И. Шубница	-	10.7868/S2412376525040037
4	Мониторинг состояния ледника Левый Актру с помощью гидрометрии	С. Г. Копысов, Д. А. Вершинин, А. А. Ерофеев	-	10.7868/S2412376525040041
5	Полувековая эволюция моренного покрова ледника Джанкуат (Кавказ)	В. В. Поповнин, А. С. Губанов	-	10.7868/S2412376525040055
6	Результаты многолетнего мониторинга загрязнения снега на нефтяных месторождениях ХМАО – Югры	Д. В. Московченко, А. Г. Бабушкин, М. Н. Топтыгина	-	10.7868/S2412376525040061
7	Микроэлементный состав пыли в снежном покрове г. Читы в 2023–2024 гг.	Е. А. Бондаревич	-	10.7868/S2412376525040073
8	Сравнение данных реанализа ERA5-Land с прямыми измерениями характеристик снежного покрова в Магаданской области	О. Р. Жунусова, А. А. Землянскова, О. М. Макарьева, А. Н. Шихов, Н. В. Нестерова	-	10.7868/S2412376525040089
9	Сравнение изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{2}\text{H}$) снегопадов и снежного покрова в Москве зимой 2023–2024 гг.	Н. А. Буданцева, Ю. К. Васильчук, Ю. Н. Чижова, З. С. Ваховская, А. К. Васильчук	-	10.7868/S2412376525040095
10	Изменение теплофизических свойств снежного покрова при уплотнении	А. Ф. Галкин, М. Н. Железняк, А. Ф. Жирков	-	10.7868/S2412376525040107
11	Влияние ледового режима малых и средних рек криолитозоны на формирование их русел (на примере Центральной Якутии)	А. М. Тарбеева, В. С. Ефремов, Л. С. Лебедева, В. В. Шапов, И. В. Крыленко	-	10.7868/S2412376525040116
12	Термический режим мёрзлых почв в районе Байкало-Амурской магистрали (БАМ)	А. С. Балыбина, О. П. Осипова, И. Е. Трофимова	-	10.7868/S2412376525040129
13	Изменения природной среды архипелага Шпицберген в начале XXI века. Часть 1. Климат, океан и морской лёд	У. В. Прохорова, Е. В. Блошкина, М. С. Махотин, А. В. Весман, А. В. Терехов, А. Л. Борисик, К. В. Ромашова, Р. А. Чернов, И. И. Василевич, В. Э. Демидов	-	10.7868/S2412376525040139
14	Гляциологические исследования на ледниках Центрального Алтая в 2025 году	А. А. Ерофеев, П. А. Торопов, А. М. Смирнов, Е. Д. Дроздов, С. Г. Копысов	-	10.7868/S2412376525040142

