

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ



THE RUSSIAN FEDERAL SERVICE
ON HYDROMETEOROLOGY
AND ENVIRONMENTAL PROTECTION

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ



THE STATE SCIENTIFIC CENTER
OF THE RUSSIAN FEDERATION
THE ARCTIC AND ANTARCTIC
RESEARCH INSTITUTE

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

Problemy Arktiki i Antarktiki

Том 71, № 3, 2025

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Volume 71, No. 3, 2025

Проблемы Арктики и Антарктики

Научный рецензируемый журнал

Журнал продолжает основанное в 1937 г. периодическое издание **Проблемы Арктики.**

Издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

Научный рецензируемый журнал открытого доступа **Проблемы Арктики и Антарктики** публикует новые результаты исследований полярных областей Земли в области океанологии, метеорологии, климатологии, гидрологии, гляциологии, ледоведения, гидрохимии, палеогеографии, биологии и экологии полярных регионов, проблем экономической и социальной безопасности Арктики.

Главный редактор

Иванов В.В., д-р физ.-мат. наук, МГУ, Москва, Россия

Заместители главного редактора

Лейченко Г.Л., д-р геол.-мин. наук, ВНИИО, Санкт-Петербург, Россия

Липенков В.Я., канд. геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Репина И.А., д-р физ.-мат. наук, ИФА РАН, Москва, Россия

Редакционный совет

Председатель редакционного совета

Макаров А.С., д-р геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Члены редакционного совета

Каминский В.Д., академик РАН, ВНИИО, Санкт-Петербург, Россия

Котляков В.М., академик РАН, ИГ РАН, Москва, Россия

Матишов Г.Г., академик РАН, ЮНЦ, Ростов-на-Дону, Россия

Пугачев О.Н., академик РАН, ЗИН РАН, Санкт-Петербург, Россия

Румянцев В.А., академик РАН, ИНОЗ РАН, Санкт-Петербург, Россия

Тишков А.А., чл.-корр. РАН, ИГ РАН, Москва, Россия

Ответственный секретарь

Алехина И.А., канд. биол. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Редакция

Литературный редактор

Миненко Е.В., Санкт-Петербург, Россия

Технический редактор

Меркулов А.А., ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Оригинал-макет

Филиппова А.С., ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Редакционная коллегия

Алексеев Г.В., д-р геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Бобылев Л.П., канд. физ.-мат. наук, Нансен-центр, Санкт-Петербург, Россия

Вахтин Н.Б., чл.-корр. РАН, ЕУСПБ, Санкт-Петербург, Россия

Григорьев М.Н., д-р геогр. наук, ИМЗ СО РАН, Якутск, Россия

Денисенко С.Г., д-р биол. наук, ЗИН РАН, Санкт-Петербург, Россия

Дивин Д.В., д-р, NPI, Тромсё, Норвегия

Добролюбов С.А., академик РАН, МГУ, Москва, Россия

Дубинина Е.О., чл.-корр. РАН, ИГЕМ РАН, Москва, Россия

Катицов В.М., д-р физ.-мат. наук, ГГО, Санкт-Петербург, Россия

Козелов Б.В., д-р физ.-мат. наук, ПГИ, Мурманск, Россия

Лейбман М.О., д-р геол.-минерал. наук, ИКЗ СО РАН, Тюмень, Россия

Леппаранта М., проф., УН, Хельсинки, Финляндия

Логинов В.Ф., академик НАН ИП, НАНБ, Минск, Беларусь

Макшас А.П., д-р физ.-мат. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Марченко А.В., проф., UNIS, Лонгйир, Норвегия

Миронов Е.У., д-р геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Околюдов Ю.Б., д-р биол. наук, UV, Веракрус, Мексика

Радионых В.Ф., канд. геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Райно Д., проф., IGE, Гренобль, Франция

Сазонов К.Е., д-р техн. наук, КГНЦ, Санкт-Петербург, Россия

Ставров К.Г., д-р техн. наук, НИОЦ АО «ГНИНГИ», Санкт-Петербург, Россия

Талалай П.Г., профессор, PRC JU, Чанчунь, Китай

Тимохов Л.А., д-р физ.-мат. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Трошников О.А., д-р физ.-мат. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Филатов Н.Н., чл.-корр. РАН, ИВПС РАН, Петроавдск, Россия

Флинт М.В., академик РАН, ИО РАН, Москва, Россия

Чистяков К.В., д-р геогр. наук, СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

Префикс DOI: 10.30758

Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук.

Журнал публикует статьи по научным специальностям ВАК 1.6.1, 1.6.8, 1.6.14, 1.6.16, 1.6.17, 1.6.18.

Журнал зарегистрирован Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций:

свидетельство о регистрации печатного издания ПИ № ФС 77-73644 от 7 сентября 2018 г.,

свидетельство о регистрации сетевого издания ЭЛ № ФС 77-73287 от 20 июля 2018 г.

Адрес учредителя и издателя:

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38, Литера А.

Тел. +7(812) 416-4251, e-mail: aaresearch@aaari.ru

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.

Сайт журнала: <https://www.aaresearch.science>

Выходит ежеквартально

© ГНЦ РФ ААНИИ, 2025 (учредитель и издатель)

© Росгидромет, 2025 (учредитель)

Знаком информационной продукции не маркируется

Arctic and Antarctic Research

Scientific peer-reviewed journal

The journal continues the series of **Arctic Research**, founded in 1937.

The journal is published under the scientific and methodological guidance of the Earth Sciences Division of the Russian Academy of Sciences

Scientific peer-reviewed open access journal **Arctic and Antarctic Research** publishes new findings of studies of the Earth polar regions in oceanology, meteorology, climatology, hydrology, glaciology, hydrochemistry, paleogeography, biology and ecology of the polar regions, and on the problems of economic and social security in the Arctic.

Editor-in-Chief

Vladimir V. Ivanov, Dr. Sci. (Phys. and math.), MSU, Moscow, Russia

Deputy Editors-in-Chief

German L. Leitchenkov, Dr. Sci. (Geol. and mineral.), VNIIO, St. Petersburg, Russia

Vladimir Ya. Lipenkov, Cand. Sci. (Geography), AARI, St. Petersburg, Russia

Irina A. Repina, Dr. Sci. (Phys. and math.), IFA RAS, Moscow, Russia

Editorial Council

Chair

Alexander S. Makarov, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Members

Valery D. Kaminsky, Academician, VNIIOA, St. Petersburg, Russia

Vladimir M. Kotlyakov, Academician, IG RAS, Moscow, Russia

Genady G. Matishov, Academician, SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

Oleg N. Pugachev, Academician, ZIN RAS, St. Petersburg, Russia

Vladislav A. Rumiantsev, Academician, ILS RAS, St. Petersburg, Russia

Arkady A. Tishkov, RAS Corr. member, IG RAS, Moscow, Russia

Executive Secretary and Coordinator

Irina A. Alekhina, Cand. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Editorial

Literary Editor

Elena V. Minenko, St. Petersburg, Russia

Technical Editor

Alexander A. Merkulov, AARI, St. Petersburg, Russia

Original layout

Anna S. Filippova, AARI, St. Petersburg, Russia

Members of the editorial board

Genrikh V. Alekseev, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Leonid P. Bobylev, Cand. Sci., NIERSC, St. Petersburg, Russia

Kirill V. Chistyakov, Dr. Sci., SPbU, St. Petersburg, Russia

Stanislav G. Denisenko, Dr. Sci., ZIN RAS, St. Petersburg, Russia

Dmitry V. Divine, Cand. Sci., NPI, Tromsø, Norway

Sergey A. Dobrolyubov, Academician, MSU, Moscow, Russia

Elena O. Dubinina, RAS Corr. member, IGEM RAS, Moscow, Russia

Nikolay N. Filatov, RAS Corr. member, NWPI, Petrozavodsk, Russia

Mikhail V. Flint, Academician, IO RAS, Moscow, Russia

Mikhail N. Grigoriev, Dr. Sci., MPI SB RAS, Yakutsk, Russia

Vladimir M. Kattsov, Dr. Sci., MGO, St. Petersburg, Russia

Boris V. Kozelov, Dr. Sci., PGI, Murmansk, Russia

Marina O. Leibman, Dr. Sci., ECI SB RAS, Tyumen, Russia

Matti Leppäranta, PhD, Prof. emer., UH, Helsinki, Finland

Vladimir F. Loginov, Academician, INM NASB, Minsk, Belarus

Alexander P. Makshtas, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Alexey V. Marchenko, Dr. Sci., UNIS, Longyearbyen, Norway

Evgeny U. Mironov, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Yury B. Okolodkov, Dr. Sci., UV, Veracruz, Mexico

Vladimir F. Radionov, Cand. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Dominique Raynaud, Prof. emer., IGE, Grenoble, France

Kirill E. Sazonov, Dr. Sci., KSRC, St. Petersburg, Russia

Konstantin G. Stavrov, Dr. Sci., GNINGI, St. Petersburg, Russia

Pavel G. Talalay, Prof., Dr. Sci., PRC YU, Changchun, PRC

Leonid A. Timokhov, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Oleg A. Troshichev, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Nikolay B. Vakhtin, RAS Corr. member, EUSP, St. Petersburg, Russia

ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

DOI-prefix: 10.30758

The Journal is licenced and indexed by the Supreme Certification Commission in Moscow (VAK).

The Journal publishes papers on the next scientific specialties of the Supreme Certification Commission:

1.6.1, 1.6.8, 1.6.14, 1.6.16, 1.6.17, 1.6.18.

Issued by the Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology, and Mass Media:

Registration Certificate for the print publishing ПИ № ФС 77-73644 of September 7, 2018.

Registration Certificate for the web publishing ЭЛ № ФС 77-73287 of July 20, 2018.

Contacts:

199397 Saint Petersburg, Bering str, 38, litera A; phone: +7 (812) 416-4251; e-mail: aaresearch@aari.ru.

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute

<https://www.aaresearch.science>

Four issues per year

© SSC RF AARI, 2025 (founder and publisher)

© Roshydromet, 2025 (founder)

The Journal is not marked with the Information Product label

Содержание

ОКЕАНОЛОГИЯ

Пространственно-временная изменчивость теплосодержания в Северо-Европейском бассейне по данным реанализа ORAS5	256
<i>Н.А. Лис, Е.А. Чернявская, Н.В. Лебедев, Л.А. Тимохов</i>	

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

Анализ условий формирования гроз в районе НИС «Ледовая база Мыс Баранова»	277
<i>Л.А. Старцев, И.А. Ильющенко, М.А. Ёжикова</i>	

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ

Межгодовая изменчивость характеристик снежного покрова речных водосборов бассейна Грён-фьорд (арх. Шпицберген) в начале XXI века	291
<i>И.И. Василевич, М.В. Третьяков</i>	

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

Is the surface mass balance in inland East Antarctica decreasing? (with reference to D. Wang's paper in the "Nature Geoscience" journal)	311
<i>A.A. Ekaykin</i>	

О распределении основных морфометрических характеристик торосистых образований	318
<i>В.В. Харитонов</i>	

ЛЕДОТЕХНИКА

Geoengineering interventions in the Antarctic ice sheet: A potential solution to the effects of global warming, or a scientific utopia?	334
<i>P.G. Talalay, M.A. Sysoev</i>	

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Аутигенный барит в отложениях палеотермоцирка полуострова Ямал	346
<i>А.А. Новоселов, Е.А. Слагода, В.И. Бутаков, Л.В. Леонова</i>	

ЭКОЛОГИЯ, БИОЦЕНОЛОГИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ

Птицы новых приледниковых территорий залива Грён-фьорд (Шпицберген)	359
<i>Е.Г. Лаппо, Р.А. Чернов</i>	

Contents

OCEANOLOGY

- Space-time variability of heat content in the North European Basin
based on ORAS5 reanalysis 256
N.A. Lis, E.A. Cherniavskaia, N.V. Lebedev, L.A. Timokhov

METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

- Study of thunderstorm formation conditions
at the research station “Ice Base Cape Baranova” 277
L.A. Startsev, I.A. Ilyushchenkova, M.A. Yezhikova

HYDROLOGY OF LAND AND HYDROCHEMISTRY

- Interannual variability of snow cover characteristics
of the Grøn fjord basin (Spitsbergen) at the beginning of the XXI century 291
I.I. Vasilevich, M.V. Tretiakov

GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

- Is the surface mass balance in inland East Antarctica decreasing?
(with reference to D. Wang’s paper in the “Nature Geoscience” journal) 311
A.A. Ekaykin
- Distributions of the main morphometric characteristics of ridged features 318
V.V. Kharitonov

ICE TECHNOLOGY

- Geoengineering interventions in the Antarctic ice sheet: A potential solution
to the effects of global warming, or a scientific utopia? 334
P.G. Talalay, M.A. Sysoev

GEOLOGY AND GEOPHYSICS

- Authigenic barite in paleothermo cirque deposits of the Yamal Peninsula 346
A.A. Novoselov, E.A. Slagoda, V.I. Butakov, L.V. Leonova

ECOLOGY, BIOGEOLOGY AND BIOGEOGRAPHY

- Birds of the new periglacial territories of Grøn fjord Bay (Spitsbergen) 359
E.G. Lappo, R.A. Chernov

ОКЕАНОЛОГИЯ OCEANOLOGY

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-256-276>

УДК 551.467.3:551.326.1



Пространственно-временная изменчивость теплосодержания в Северо-Европейском бассейне по данным реанализа ORAS5

Н.А. Лис✉, Е.А. Чернявская, Н.В. Лебедев, Л.А. Тимохов

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия

✉ nalis@aari.ru

ID НАЛ, 0000-0003-0762-5188; ЕАЧ, 0000-0002-8517-1057; ЛАТ, 0009-0001-9492-2174

Аннотация. Исследование посвящено анализу пространственно-временной изменчивости теплосодержания в Северо-Европейском бассейне (СЕБ) — Баренцевом, Гренландском и Норвежском морях — по данным реанализа ORAS5 за период 1982–2024 гг. Актуальность работы обусловлена усилением климатических изменений в Арктике, влияющих на термохалинную циркуляцию и ледовый режим. Целью является анализ межгодовых изменений теплосодержания морей СЕБ по данным реанализа ORAS5 за период 1982–2024 гг. с учетом сезонной динамики, выявление пространственных закономерностей в распределении трендов теплосодержания для различных слоев и исследование особенностей вертикального распределения теплосодержания в контексте современных климатических изменений. Используются методы линейной регрессии, критерий Стьюдента и вертикальное зонирование слоев (0–600 м). Результаты показали, что максимальные тренды теплосодержания наблюдаются зимой в зонах адвекции ($R^2 > 0,5$), летом преобладает влияние стратификации и турбулентности. Выявлено углубление изотерм после 2000-х гг. в проливе Фрама, котловинах Борей и Лофотенской, в районе хребта Мона.

Ключевые слова: Северо-Европейский бассейн, Гренландское море, Баренцево море, Норвежское море, теплосодержание, тренд, межгодовая изменчивость, сезонная динамика, ORAS5

Для цитирования: Лис Н.А., Чернявская Е.А., Лебедев Н.В., Тимохов Л.А. Пространственно-временная изменчивость теплосодержания в Северо-Европейском бассейне по данным реанализа ORAS5. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2025;71(3):256–276. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-256-276>

Поступила 27.05.2025

После переработки 25.07.2025

Принята 21.08.2025

© Авторы, 2025

© Authors, 2025

Space-time variability of heat content in the North European Basin based on ORAS5 reanalysis

Natalia A. Lis✉, Ekaterina A. Cherniavskaia,
Nikolai V. Lebedev, Leonid A. Timokhov

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

✉nalis@aari.ru

ID NAL, 0000-0003-0762-5188; EAC, 0000-0002-8517-1057; LAT, 0009-0001-9492-2174

Abstract. The study investigates the spatiotemporal variability of heat content in the North European Basin (NEB) — the Barents, Greenland, and Norwegian Seas. The research is based on the ORAS5 (Ocean ReAnalysis System 5) reanalysis data for the period 1982–2024. The climatic vulnerability of the region, driven by Arctic amplification and the intense advection of warm Atlantic waters, necessitates a detailed investigation of heat redistribution mechanisms. The aim of the work is to quantify interannual changes, taking into account seasonal dynamics, to identify spatial patterns in the distribution of heat content trends for different layers (0–200 m, 200–300 m, 300–400 m, 400–500 m and 500–600 m) and to study the vertical distribution of heat content during the period of modern climate change. The analysis employed methods of linear regression, the coefficient of determination (R^2) of the linear trend, and layer-wise averaging; the statistical significance of the trends identified was assessed using Student's t-test. The most pronounced positive heat content trends ($R^2 > 0.5$) are observed during the winter season in key advection zones of warm Atlantic waters: along the West Spitsbergen Current, over the Mohn Ridge, and within the Bear Island Trough. The Lofoten Basin stands out due to exceptionally high and persistent R^2 values (> 0.6 down to a depth of 600 m), explained by the dominant role of mesoscale eddies in deep heat penetration processes. The analysis revealed significant vertical transformations in the thermohaline structure of the NEB waters since the 2000s: in the Fram Strait, the 1.4 °C isotherm descended from ~400 m to ~650 m; in the Boreas Basin, the 0 °C isotherm descended from ~500 m to ~650 m; over the Mohn Ridge, the layer of water warmer than 2 °C thickened from ~200 m to ~300 m. Summer months show minimal R^2 values in the central basins, reflecting the strong influence of seasonal stratification and enhanced turbulent mixing processes. The combination of changes observed — weakening of vertical stratification, intensification of meridional heat transport, and the progressive deepening and eastward spread of Atlantic-origin warm waters — serves as a key indicator of the accelerating “Atlantification” process of the NEB, fundamentally altering the regional heat balance. The results obtained highlight the decisive role of complex bathymetry and sustained advection in shaping the spatial patterns of heat accumulation within the basin. The patterns identified are of significant importance for forecasting thermohaline circulation and the sea ice regime of the Arctic under climate change conditions.

Keywords: North European Basin, Greenland Sea, Barents Sea, Norwegian Sea, heat content, trend, interannual variability, seasonal dynamics, ORAS5

For citation: Lis N.A., Cherniavskaia E.A., Lebedev N.V., Timokhov L.A. Space-time variability of heat content in the North European Basin based on ORAS5 reanalysis. *Arctic and Antarctic Research*. 2025;71(3):256–276. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-256-276>

Received 27.05.2025

Revised 25.07.2025

Accepted 21.08.2025

Введение

Моря Северо-Европейского бассейна (СЕБ) — Баренцево, Гренландское и Норвежское — играют ключевую роль в глобальной климатической системе, являясь зоной интенсивного взаимодействия между теплыми атлантическими и холодными арктическими водами. По оценкам МГЭИК [1], аномалии температуры воздуха в Арктике в 2,5 раза превышают глобальные, что является характерным проявлением Арктического усиления [2, 3]. Это явление, выражающееся в опережающем повышении

температуры в Арктике по сравнению со среднемировым, делает регион особенно уязвимым к климатическим изменениям [4]. В условиях наблюдающегося потепления изучение межгодовой изменчивости теплосодержания этих морей приобретает особую актуальность, так как оно напрямую влияет на термохалинную циркуляцию, ледовый режим и экосистемы Арктики. Важнейшими процессами, определяющими это влияние, являются адвекция теплых вод, теплообмен на границе океан–атмосфера и мезомасштабная динамика. Прямые измерения трансграничных потоков тепла через Гренландско-Шетландский порог показали ключевую роль адвекции атлантических вод (АВ) в тепловом балансе региона [5]. Для Баренцева моря модельные оценки [6] продемонстрировали сравнимое влияние адвективного теплопереноса и локальных воздушно-морских потоков тепла на изменчивость климата. В Норвежском море мезомасштабные вихри были идентифицированы как существенный механизм, ответственный за потерю ~35 % тепла, переносимого Норвежским склоновым течением, за счет его перераспределения в центральные части бассейна [7]. Важным фактором, модифицирующим тепловой баланс СЕБ, является «атлантификация» — усиление влияния теплых и соленых АВ на арктические экосистемы и гидрологические условия [8]. Этот процесс сопровождается проникновением АВ в высокие широты, ослаблением стратификации и увеличением вертикального теплообмена, что способствует сокращению ледяного покрова и перестройке циркуляционных паттернов [9]. В частности, усиление меридионального атмосферного и океанического переноса тепла, являющееся одним из важных механизмов Арктического усиления [4, 10], приводит к усилению адвекции через пролив Фрама и Баренцево море, прогреву промежуточных слоев (200–600 м) и углублению изотерм [10, 11].

Ключевым механизмом, регулирующим этот меридиональный перенос тепла между широтами на десятилетних масштабах, является компенсация Бьеркнеса — взаимное замещение аномалий меридионального переноса тепла океаном и атмосферой при почти постоянном полном потоке [12, 13]. В СЕБ этот механизм проявляется пространственно неоднородно. В Норвежском море наблюдается классическая компенсация Бьеркнеса, при которой океан форсирует атмосферу (аномалии океанического переноса тепла опережают атмосферные на 1–3 года). Усиление адвекции теплых АВ приводит к уменьшению меридионального градиента температуры, снижению бароклинности атмосферы и, как следствие, ослаблению вихревого теплопереноса [12, 13]. В Баренцевом море, испытывающем значительное сокращение ледяного покрова и являющемся индикатором Арктического усиления [3, 9], действует иной режим взаимодействия. Здесь адвективные переносы тепла в океане и атмосфере не компенсируют, а действуют согласованно, усиливая общий эффект [14]. Усиление адвекции теплых АВ приводит к сокращению ледяного покрова, увеличению теплоотдачи океана в атмосферу и изменению вертикальной стратификации [15, 16]. Это, в свою очередь, способствует усилению циклонической завихренности атмосферы и конвергенции атмосферного теплопереноса над морем, создавая положительную обратную связь, ускоряющую региональное потепление [17].

Высокую чувствительность к изменениям меридионального переноса демонстрирует Норвежское море, через которое поступает основная масса АВ [7, 18]. До 70 % общего тепла поступает через Исландско-Шетландский порог [18]. Однако до 35 % этого тепла теряется из-за мезомасштабных вихрей, которые перераспределяют энергию в центральные части бассейна [7]. Дополнительным фактором изменчивости

являются полярные циклоны, частота которых возрастает в зимний сезон и влияет на теплообмен между океаном и атмосферой [17]. Гренландское море, напротив, характеризуется доминированием арктических вод и глубокой конвекцией, однако с 1980-х гг. здесь наблюдается переход от термобарической к термической конвекции, связанный с ослаблением стратификации [19]. Сокращение ледяного покрова после 2015 г. сопровождалось прогревом поверхностных вод на 0,19 °C за десятилетие, что усилило взаимодействие с АВ [20]. Ранние исследования продемонстрировали, что сезонная изменчивость теплосодержания в верхних слоях (0–500 м) минимальна, что позволяет рассматривать долгосрочные тренды как индикатор климатических трансформаций [21]. Особое значение имеет изучение теплосодержания в пределах различных глубин, поскольку каждый слой отражает уникальные динамические и термохалинные процессы. Как показано в работе [22], слои океана (0–700 м) демонстрируют колебания теплосодержания с периодом около 22 лет, причем эти колебания опережают изменения в более глубоких слоях (0–2000 м). Однако в условиях современного потепления усиливается роль нелинейных процессов, таких как мезомасштабные вихри и взаимодействие бароклинной/баротропной циркуляции, что свидетельствует о сложных механизмах передачи тепловых аномалий в вертикальном направлении и требует детального изучения вертикальной структуры теплосодержания для понимания климатических процессов в регионе [16].

Важным инструментом для их изучения являются данные реанализа, такие как ORAS5, обладающие высоким пространственно-временным разрешением и охватывающие период с 1982 по 2024 г. В отличие от локальных наблюдений, реанализы позволяют получить согласованные многолетние ряды данных по всему бассейну, что особенно важно для анализа сезонной и межгодовой изменчивости и выявления пространственных закономерностей.

Целью данной работы является анализ межгодовых изменений теплосодержания Баренцева, Гренландского и Норвежского морей по данным реанализа ORAS5 за период 1982–2024 гг. с учетом сезонной динамики, выявление пространственных закономерностей распределения трендов теплосодержания по различным слоям и исследование особенностей вертикального распределения теплосодержания в контексте современных климатических изменений.

Данные и методы

В работе использованы данные реанализа ORAS5 (Ocean Reanalysis System 5) [23], который предоставляет информацию о температуре и солёности воды на различных глубинах со среднемесячной дискретностью [24, 25]. В работе рассматривается период с 1982 по 2024 г. Данные представлены в узлах сетки размером $0,25 \times 0,25^\circ$.

Основная обработка данных выполнялась с использованием языка R в среде RStudio, что обеспечило гибкость и возможность применения различных статистических методов. Теплосодержание воды рассчитывалось по формуле [21]:

$$Q = \rho_{ref} \cdot C_p \int_0^D (T - T_{ref}) dz, \quad (1)$$

где Q — теплосодержание; ρ_{ref} — плотность воды (рассчитывается по температуре и солёности в слое с использованием функции gsw (*in-situ density*) по TEOS-10 и изменяется в диапазоне $\approx 1022\text{--}1028 \text{ кг/м}^3$); C_p — удельная теплоемкость воды (при-

нимается как удельная теплоемкость морской воды при постоянном давлении $3989 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C})$ [26]; T — температура воды, T_{ref} — температура замерзания, принимаемая для слоя 0–200 м равной $-1,88^\circ\text{C}$ (температура замерзания), а для более глубоких слоев $-0,9^\circ\text{C}$ (средняя для СЕБ). Все значения теплосодержания проинтегрированы по слоям 0–200 м, 200–300 м, 300–400 м, 400–500 м, 500–600 м. Слой 0–200 м выделен как основной резервуар сезонного теплообмена, подверженный сильной изменчивости и прямому взаимодействию с атмосферой [21]. Слои до 600 м охватывают промежуточные воды, где теплосодержание преимущественно контролируется адвекцией АВ и мезомасштабной вихревой активностью [15]. Области повышенных горизонтальных градиентов, формируемые взаимодействием атлантических и арктических вод, смещаются с глубиной, но в основном ограничены верхними 600 м [27]. Детализация

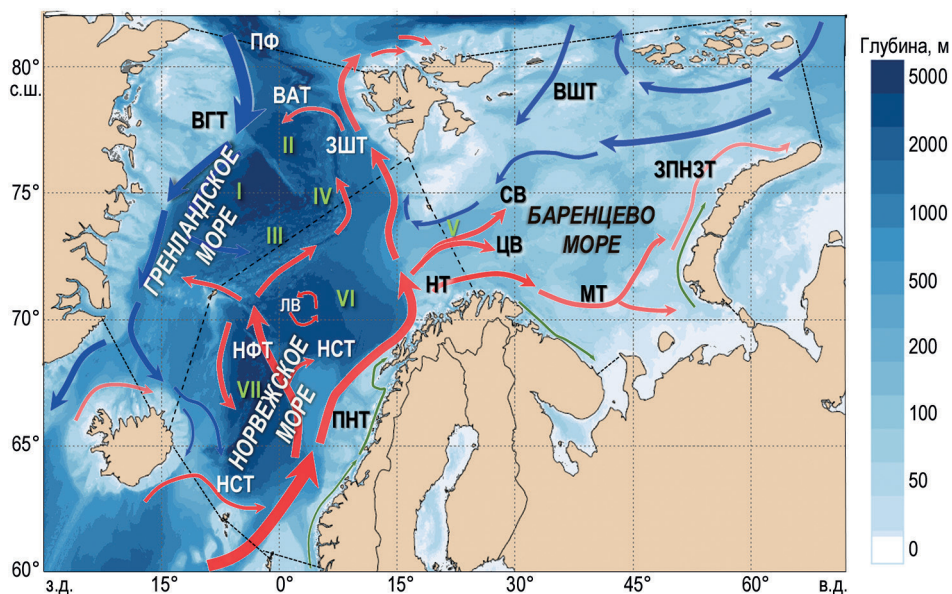


Рис. 1. Схема района исследования с элементами рельефа и основными поверхностными течениями.

Красными стрелками обозначены теплые течения, синими — холодные, зелеными — прибрежные. Глубины обозначены согласно цветовой шкале. Пунктирными линиями обозначены границы морей. БАТ — Возвратное Атлантическое течение; ВГТ — Восточно-Гренландское течение; ВШТ — Восточно-Шпицбергенское течение; ЗПНЗТ — Западно-Приновоземельское течение; ЗШТ — Западно-Шпицбергенское течение; ЛВ — Лофотенский вихрь; МТ — Мурманское течение; НСТ — Норвежское склоновое течение; НТ — Нордкапское течение; НФТ — Норвежское фронтальное течение; ПНТ — Норвежское прибрежное течение; ПФ — пролив Фрама; СВ — Северная ветвь; ЦВ — Центральная ветвь; I — Гренландская котловина; II — котловина Борей; III — хребет Мона; IV — хребет Книповича; V — Медвежинский желоб; VI — Лофотенская котловина; VII — Норвежская котловина

Fig. 1. Schematic of the study area with topographic features and major surface currents.

Red arrows indicate warm currents, blue arrows — cold currents, and green arrows — coastal currents. Depths are shown according to the color scale. Dashed lines denote sea boundaries. BAT — Return Atlantic Current; BGT — East Greenland Current; BSH — East Spitsbergen Current; ZPNZT — West Novaya Zemlya Current; ZST — West Spitsbergen Current; LVB — Lofoten Vortex; MT — Murmansk Current; NCT — Norwegian Slope Current; NT — North Cape Current; NFT — Norwegian Frontal Current; PNT — Norwegian Coastal Current; ПФ — Fram Strait; СВ — Northern Branch; ЦВ — Central Branch; I — Greenland Basin; II — Boreas Basin; III — Mohn Ridge; IV — Knipovich Ridge; V — Bear Island Trough; VI — Lofoten Basin; VII — Norwegian Basin

с шагом 100 м в этих слоях важна для выявления вертикальной структуры прогрева, что служит индикатором «атлантификации», а также для точной оценки глубинной изменчивости трендов теплосодержания в тепловых резервуарах [7]. Дополнительно данные сгруппированы по сезонам: зимний (декабрь – апрель), весенний (май – июнь), летний (июль – сентябрь) и осенний (октябрь – ноябрь). Границы морей СЕБ и основные поверхностные течения представлены на рис. 1.

Для анализа долгопериодных изменений временных рядов использовался линейный тренд как основной показатель. Определение статистической достоверности результатов выполнялось стандартным методом проверки гипотез, использующим t -критерий Стьюдента при уровне значимости 0,05. Расчеты были выполнены для каждого узла сетки в рассматриваемых слоях. При анализе пространственного распределения тренда для оценки межгодовых изменений теплосодержания использовался коэффициент детерминации линейного тренда (R^2), а не абсолютная величина трендов. Такой выбор обусловлен необходимостью сравнения интенсивности изменений не только между сезонами, но и между слоями. Поскольку коэффициент R^2 является безразмерной величиной, это позволяет нивелировать влияние различий в абсолютных значениях теплосодержания, связанных с глубиной слоя. Это особенно важно для анализа многолетних трендов в условиях неоднородного распределения тепла по глубине и времени. R^2 отражает долю дисперсии, обусловленную линейным трендом, что делает его универсальным инструментом для оценки значимости изменений в разнородных условиях.

Результаты

Поверхностный слой 0–200 м

В пространственном распределении теплосодержания морей СЕБ в верхнем 200-метровом слое наблюдается значительная сезонная изменчивость (рис. 2).

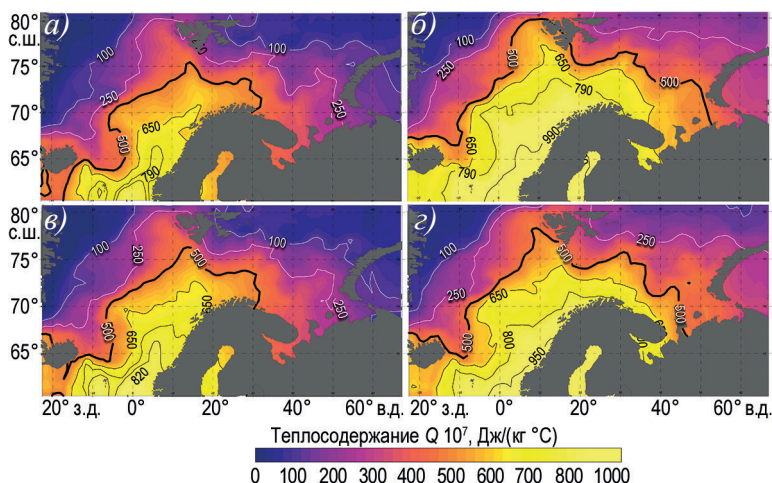


Рис. 2. Сезонная изменчивость теплосодержания $Q \times 10^7$ Дж/(кг·°C) в слое 0–200 м: а) зимний; б) летний; в) весенний; з) осенний сезоны

Fig. 2. Seasonal variability of heat content in the 0–200 m layer: (a) winter, (б) summer, (в) spring, (з) autumn

Максимальные значения Q ($950\text{--}1000 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C)) устойчиво фиксируются во все сезоны в Фареро-Шетландском проливе и вдоль побережья Скандинавии. Это обусловлено адвекцией теплых вод Северо-Атлантического течения, трансформирующегося в ветви Норвежского. Напротив, в Гренландском море отмечены минимальные значения Q ($250\text{--}400 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C)), что объясняется преобладающим влиянием холодных арктических водных масс и интенсивными процессами ледообмена с Арктическим бассейном.

В зимний сезон (см. рис. 2а) в Баренцевом море максимум Q ($> 500 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C)) смещается к юго-западным районам под влиянием Нордкапского течения, тогда как северные участки ($< 100 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C)) остаются под воздействием арктических вод. При этом изолиния $500 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C) достигает 75° с. ш. на границе Гренландского и Норвежского морей, что отражает ограниченное проникновение теплых вод в высокоширотные районы. В летний сезон (см. рис. 2б) отмечается значительное расширение зоны высоких значений теплосодержания во всех исследуемых районах. Так, в Норвежском море максимум достигает $> 990 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C), а изолиния $500 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C) продвигается до 78° с. ш. в районе западного Шпицбергена. Весенний сезон (см. рис. 2в) демонстрирует начало прогрева в юго-западной части Баренцева моря ($500\text{--}600 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C)), тогда как северные районы ($< 100 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C)) сохраняют зимние термические характеристики. Осеннее (см. рис. 2г) снижение

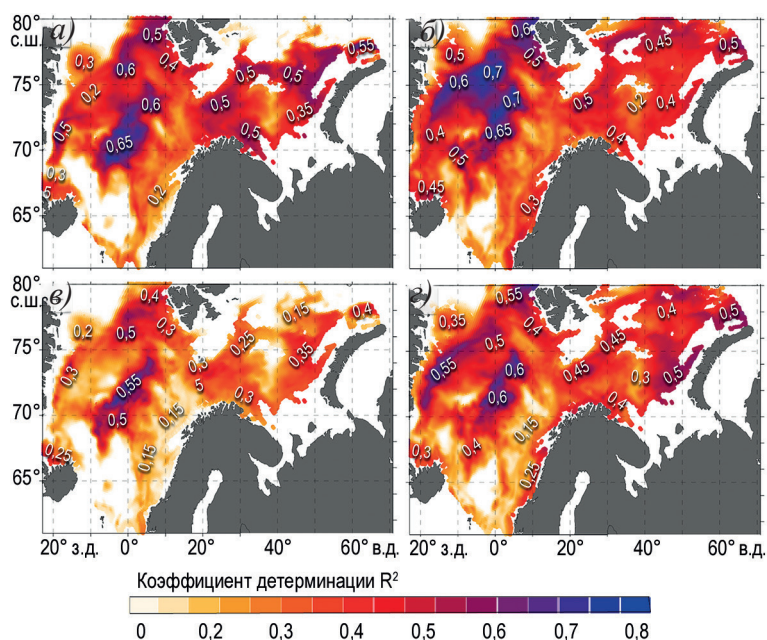


Рис. 3. Пространственное распределение коэффициента детерминации линейного тренда (R^2) теплосодержания в слое 0–200 м СЕБ за период 1982–2024 гг.: а) зимний, б) летний, в) весенний, г) осенний сезоны

Fig. 3. Spatial distribution of the coefficient of determination (R^2) for heat content trends in the 0–200 m layer: (a) winter, (b) summer, (v) spring, (z) autumn

теплосодержания в Баренцевом море (до $400\text{--}500 \cdot 10^7$ Дж/(кг \cdot °C)) контрастирует с сохранением повышенных значений в Норвежском море (до $950 \cdot 10^7$ Дж/(кг \cdot °C)).

Для анализа пространственно-временной изменчивости теплосодержания в СЕБ за период 1982–2024 гг. был применен метод линейной регрессии с последующей оценкой статистической значимости трендов с использованием критерия Стьюдента (уровень значимости $\alpha = 0,05$). Коэффициент детерминации R^2 , отражающий долю дисперсии, обусловленную линейным трендом, использовался для количественной оценки силы трендов. При этом все выявленные статистически значимые линейные тренды ($R^2 > 0,06$) оказались положительными. Результаты для верхнего 200-метрового слоя представлены на рис. 3, демонстрирующем пространственное распределение R^2 для каждого сезона.

В зимний сезон (см. рис. 3а) максимальные значения R^2 наблюдаются в областях адвекции тепла и вертикального перемешивания: на хребте Мона ($R^2 = 0,65$), в Медвежинском желобе ($R^2 = 0,5$) и у северной оконечности Новой Земли ($R^2 = 0,55$). При этом в Лофотенской ($R^2 = 0,35$) и Гренландской ($R^2 = 0,4$) котловинах отмечено снижение R^2 , а для Норвежской котловины характерны крайне низкие значения ($R^2 < 0,2$).

В летний сезон (см. рис. 3б) наблюдается общий рост значений коэффициента детерминации. В частности, в Гренландской котловине R^2 достигает 0,55, а на шельфе Гренландии севернее 75° с. ш. — 0,5. Максимальные значения ($R^2 = 0,7$) фиксируются на хребте Книповича и северо-западнее Шпицбергена ($R^2 = 0,6$). В северной части Норвежской котловины также отмечено повышение R^2 до 0,4, однако в ее центральной части по-прежнему сохраняются крайне низкие значения R^2 (≈ 0).

Весенний сезон (см. рис. 3в) характеризуется общим снижением R^2 (на 20–40 % относительно зимнего сезона). Минимальные значения R^2 наблюдаются в Норвежской ($R^2 < 0,2$) и Гренландской ($R^2 < 0,2$) котловинах, а также в прибрежном Норвежском течении ($R^2 < 0,15$). При этом на хребте Мона ($R^2 = 0,55$) и Книповича ($R^2 = 0,5$) отмечается сохранение умеренных значений.

В осенний сезон (см. рис. 3г) отмечается восстановление величины R^2 в ВГТ ($R^2 = 0,5$), в районе Адмиралтейского вала ($R^2 = 0,5$) и у северо-запада Шпицбергена ($R^2 = 0,55$). Высокие значения сохраняются в районах хребтов Мона ($R^2 = 0,6$) и Книповича ($R^2 = 0,6$), тогда как в Гренландской ($R^2 < 0,2$) и Норвежской котловинах ($R^2 < 0,2$) наблюдается снижение R^2 .

В целом анализ пространственного распределения коэффициента детерминации линейного тренда теплосодержания в слое 0–200 м СЕБ за период 1982–2024 гг. выявил выраженные сезонные различия. Наиболее высокие коэффициенты детерминации характерны для зон интенсивных течений, подводных хребтов и желобов. Тогда как в глубоководных котловинах (за исключением Лофотенской) и на шельфах преобладают низкие значения. Примечательно, что Лофотенская котловина является исключением, демонстрируя более высокие значения R^2 .

Промежуточный слой 200–600 м

Пространственное распределение коэффициентов детерминации линейного тренда теплосодержания в слоях 200–300 м, 300–400 м, 400–500 м и 500–600 м за период 1982–2024 гг. в зимний и летний сезоны представлено на рис. 4.

В зимний сезон в слое 200–300 м (см. рис. 4а) наиболее высокие значения коэффициента детерминации ($R^2 = 0,7\text{--}0,75$) отмечаются в Лофотенской котловине, а также в районе хребта Мона и Медвежинского желоба. Повышенные значения

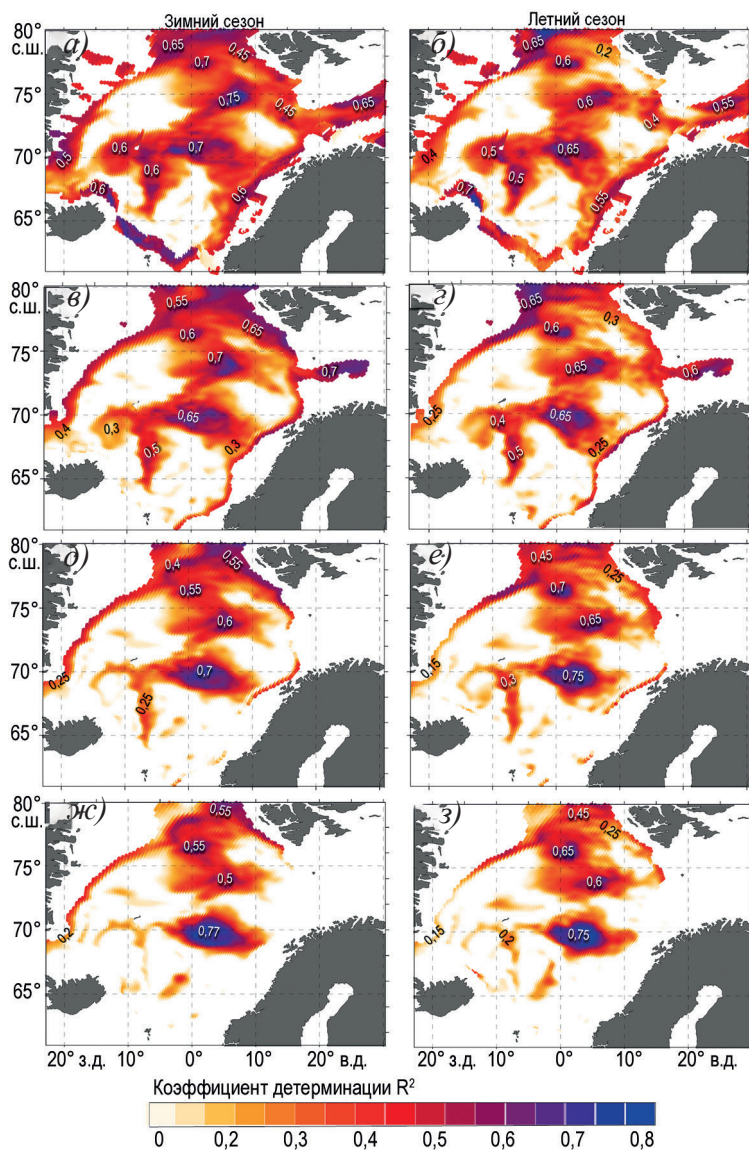


Рис. 4. Пространственное распределение коэффициента детерминации линейного тренда R^2 теплосодержания в Северо-Европейском бассейне за период 1982–2024 гг. в зимний и летний сезоны по слоям: а) и б) 200–300 м; в) и з) 300–400 м; д) и е) 400–500 м; ж) и з) 500–600 м

Fig. 4. Spatial distribution of determination coefficient R^2 for heat content linear trends in intermediate layers during winter and summer: а) & б) 200–300 m; в) & з) 300–400 m; д) & е) 400–500 m; ж) & з) 500–600 m

($R^2 = 0,5–0,65$) фиксируются также вдоль Западно-Шпицбергенского и Норвежского склонового течений. В то же время в центральных частях Норвежской и Гренландской котловин, равно как и на шельфе Гренландии севернее 75° с. ш., значения R^2

не превышают 0,15, что свидетельствует о слабой связи долгосрочных изменений теплосодержания с линейным трендом.

В *летний сезон* (см. рис. 4б) в слое 200–300 м отмечается общее снижение уровня R^2 , особенно выраженное в районах фронтальных зон. Так, в Лофотенской котловине коэффициент уменьшается до 0,65, а вдоль Западно-Шпицбергенского течения — до 0,2. Однако, несмотря на это, в котловине Борей и северо-западнее Шпицбергена значения R^2 по-прежнему сохраняются высокими (0,6–0,65).

При переходе к более глубоким слоям (300–400 м) в *зимний сезон* (см. рис. 4в) высокие значения коэффициента детерминации продолжают наблюдаться в Лофотенской котловине ($R^2 = 0,65$) и вдоль хребта Мона ($R^2 = 0,7$). Вместе с тем в ВГТ коэффициент снижается до 0,4. Обратная тенденция прослеживается в Западно-Шпицбергенском течении и Медвежинском желобе, где вклад тренда увеличивается, достигая 0,65–0,7. В *летний сезон* (см. рис. 4г) на этой глубине фиксируется дальнейшее снижение R^2 во фронтальных зонах (например, вдоль хребта Книповича до 0,3).

В слоях 400–500 м (см. рис. 4д) и 500–600 м (см. рис. 4ж) в *зимний сезон* максимальные значения ($R^2 = 0,6–0,77$) преимущественно сосредоточены в Лофотенской котловине и вдоль Норвежского склонового течения.

В *летний сезон* (см. рис. 4е, з), хотя наблюдается общее снижение R^2 в большинстве регионов, в котловине Борей коэффициент возрастает до 0,7. В центральных котловинах и на шельфе Гренландии тренд практически отсутствует.

Пространственное распределение коэффициентов детерминации линейного тренда теплосодержания в слоях 200–300 м, 300–400 м, 400–500 м и 500–600 м за период 1982–2024 гг. в *весенний* и *осенний сезоны* представлено на рис. 5.

Весенний сезон демонстрирует промежуточное состояние между зимними и летними условиями, что отражается на общем снижении вклада линейного тренда в изменчивость теплосодержания.

В слое 200–300 м (см. рис. 5а) это проявляется по-разному в ключевых районах: в Лофотенской котловине коэффициент детерминации снижается до 0,55, а вдоль ВГТ R^2 падает еще значительно — до 0,3. Однако в котловине Борей и северо-западнее Шпицбергена сохраняются относительно высокие значения ($R^2 = 0,6$). На большей глубине, в слое 300–400 м (см. рис. 5в), весной в Лофотенской котловине вклад тренда, напротив, достигает 0,65, что близко к зимним показателям. При этом в Западно-Шпицбергенском течении коэффициент снижается до 0,4.

В *осенний сезон* (см. рис. 5г, 5е) наблюдается частичное восстановление высоких значений R^2 , особенно выраженное в слоях 300–400 м и 400–500 м. В Лофотенской котловине коэффициент детерминации возрастает до 0,6–0,75, а вдоль ВГТ в верхних слоях R^2 повышается до 0,5. Тем не менее в наиболее глубоких слоях (500–600 м) в осенний сезон отмечено снижение вклада тренда в районах хребтов Книповича и Мона (см. рис. 5з).

В целом пространственно-временное распределение коэффициента детерминации линейного тренда теплосодержания в СЕБ демонстрирует выраженную зависимость от сезонных циклов. Наибольший вклад тренда, как правило, наблюдается в *зимний сезон* в районах интенсивных фронтальных зон (Лофотенская котловина, хребет Мона) и вдоль теплых течений (Норвежское склоновое, Западно-Шпицбергенское). Глубинные слои (400–600 м) характеризуются устойчиво высокими значениями коэффициента детерминации в Лофотенской котловине и котловине Борей,

что указывает на устойчивые положительные тренды теплосодержания в этих слоях, особенно выраженные в Лофотенской котловине в диапазоне 300–600 м. Примечательно, что в *осенний сезон* в глубоководных районах (500–600 м) сохраняются высокие значения R^2 (0,5–0,7), подтверждая устойчивость тренда даже в этот период.

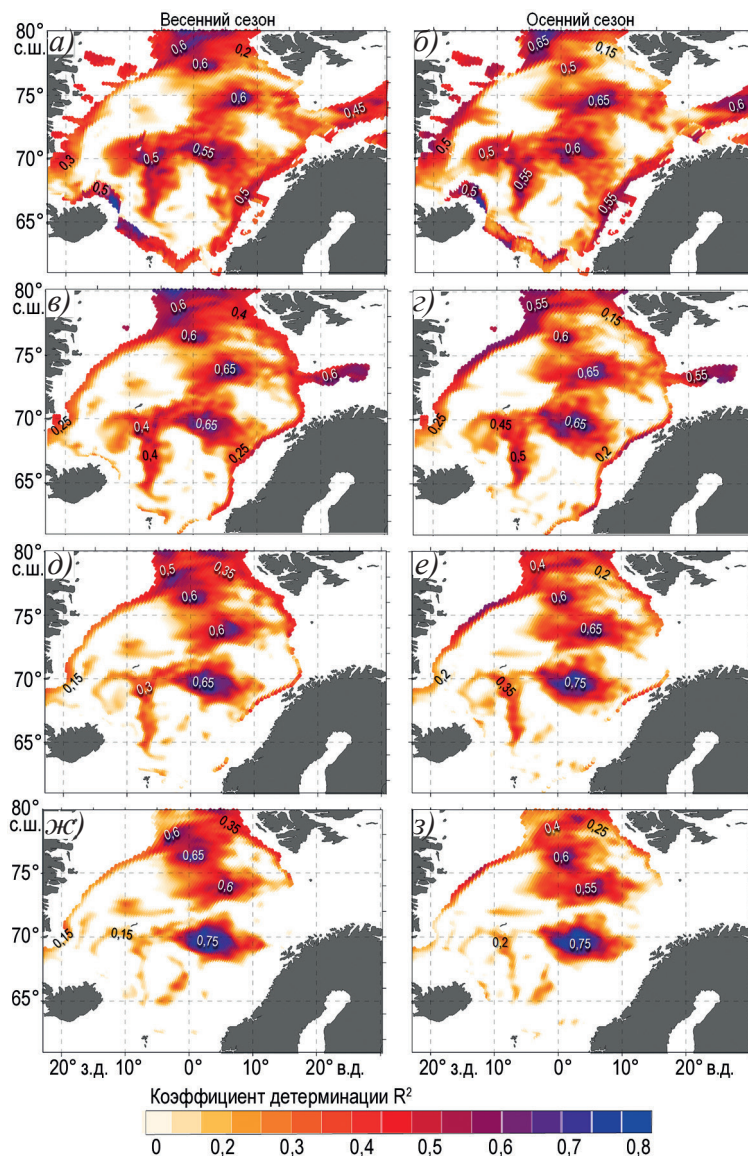


Рис. 5. Пространственное распределение коэффициента детерминации линейного тренда R^2 теплосодержания в Северо-Европейском бассейне за период 1982–2024 гг. в весенний и осенний сезоны по слоям: а) и б) 200–300 м; в) и з) 300–400 м; д) и е) 400–500 м; ж) и з) 500–600 м

Fig. 5. Spatial distribution of determination coefficient R^2 for heat content linear trends in intermediate layers during spring and autumn: а) & б) 200–300 m; в) & з) 300–400 m; д) & е) 400–500 m; ж) & з) 500–600 m

Трансформация вертикальной структуры вод

Для анализа вертикальной структуры вод на разрезах (рис. 6) использовалась температура, а не теплосодержание, поскольку она является локальной характеристикой, не зависящей от толщины слоя. Это позволило выявить существенные изменения термической структуры в районах наиболее высоких коэффициентов детерминации линейного тренда теплосодержания при сравнении периодов 1982–2000 и 2001–2024 гг. (рис. 7). Рубеж 2000–2001 гг. был выбран потому, что до него северная часть Баренцева моря характеризовалась относительно стабильным режимом с сильной стратификацией и отсутствием значимых трендов теплосодержания. После 2000-х импорт морского льда сократился на 60 %, что запустило процесс изменений, сопровождавшийся экспоненциальным ростом температуры [9]. Указанный период отражает переход между двумя различными режимами. Этот переход подтверждается изменениями вертикальной структуры вод (углубление изотерм, исчезновение арктического слоя) и согласуется с «атлантификацией» Арктики [9, 10].

Пролив Фрама (см. рис. 6, разрез I) демонстрирует выраженное увеличение температуры воды в слое до 600 м. Если в период 1982–2000 гг. (см. рис. 7а) изотерма 1,4 °C располагалась в слое 200–400 м в районе разделения Свальбардской ветви Западно-Шпицбергенского течения и ветви плато Ермак, то к 2001–2024 гг. (см. рис. 7б) она распространилась на поверхностные слои (4–8° в. д.) и углубилась до 650 м. Это привело к формированию вытянутого «языка» теплых вод, который пересекает практически всю глубоководную часть пролива. Температура в слое 200–600 м поднялась почти на 1 °C. Нулевая изотерма сместилась к западу (до 3,5° з. д.), а глубина ее залегания уменьшилась со 180 м до 100 м. Максимальные температуры выросли с 1,4 °C до 2 °C.

В *котловине Борея* (см. рис. 6, разрез II) зафиксировано значительное углубление теплых вод. Так, в период 1982–2000 гг. (см. рис. 7в) изотерма 1 °C ограничивалась верхними 50 м. Однако к 2001–2024 гг. (см. рис. 7г) восточная часть разреза прогрелась до 300 м, а нулевая изотерма опустилась с 500 до 650 м. Наблюдается рост температуры с 1,5 °C до 2,5 °C и расширение толщины теплого слоя.

Хребет Мона (см. рис. 6, разрез III) показал увеличение глубины проникновения теплых вод с 150 м до 300 м. В 1982–2000 гг. (см. рис. 7ж) изотерма 2 °C охватывала лишь верхние 100–200 м, тогда как к 2001–2024 гг. (см. рис. 7з) она достигла

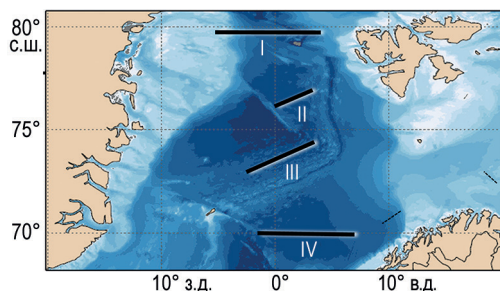


Рис. 6. Схематичное расположение разрезов: I разрез — пролив Фрама; II разрез — котловина Борея; III разрез — хребет Мона; IV разрез — Лофотенская котловина

Fig. 6. Schematic location of the sections: I section — Fram Strait; II section — Borea's basin; III section — Mohn Ridge; IV section — Lofoten Basin

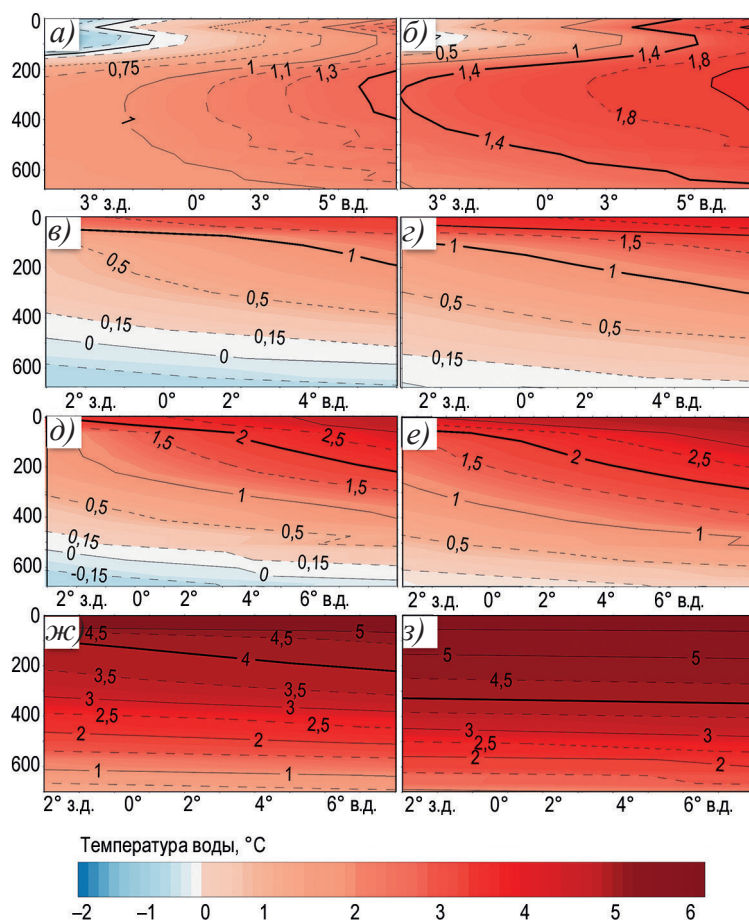


Рис. 7. Среднемноголетняя температура воды в слое 0–600 м на зональных разрезах за периоды: слева 1982–2000 гг.; справа 2001–2024 гг.: I разрез — пролив Фрама — а, б; II разрез — котловина Борей — в, г; III разрез — хребт Мона — д, е; IV разрез — Лофотенская котловина — ж, з
 Fig. 7. Mean vertical temperature profiles 0–600 m across key transects, left panels: 1982–2000; right panels: 2001–2024: (I) Fram Strait (а, б), (II) Boreas Basin (в, г), (III) Mohn Ridge (д, е), (IV) Lofoten Basin (ж, з)

300 м, а нулевая изотерма опустилась с 550 м до 650 м. Отмечен рост максимальных температур с 3 °C до 3,5 °C.

Наиболее выраженные изменения наблюдаются в *Лофотенской котловине* (см. рис. 6, разрез IV). В период 1982–2000 гг. (см. рис. 7ж) изотерма 4 °C располагалась на глубине 150–200 м, а к 2001–2024 гг. (см. рис. 7з) она углубилась до 300 м, при этом изотерма 2 °C достигла 600 м. Максимальные температуры выросли с 5 °C до 7 °C. В слое 400–600 м Лофотенской котловины за последние два десятилетия зафиксирован рост температуры воды ($\Delta T \approx 2$ °C).

Общей чертой всех разрезов является увеличение температуры и смещение изотерм на большие глубины после 2001 г.

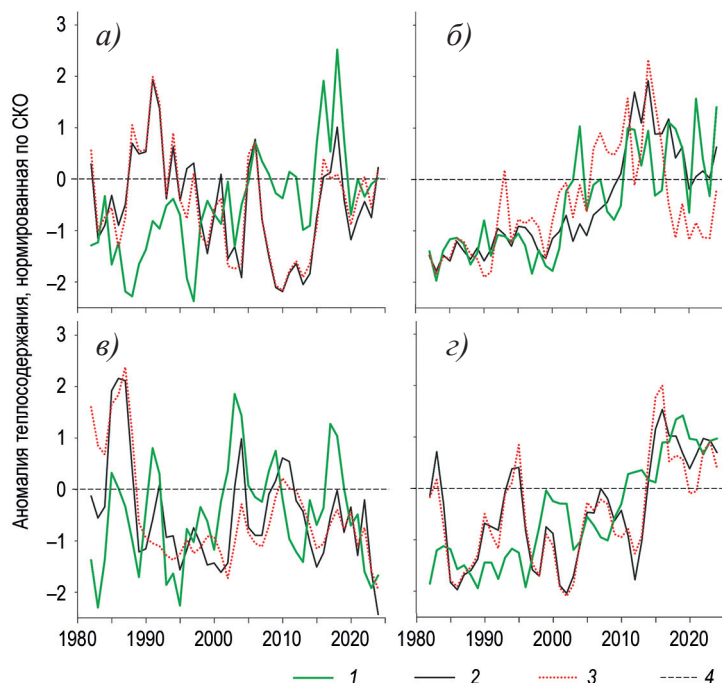


Рис. 8. Межгодовые изменения аномалий теплосодержания по слоям в: а) Гренландская котловина; б) пролив Фрама; в) Норвежская котловина; з) хребет Мона.

1 — слой 0–200 м, 2 — слой 300–400 м, 3 — слой 500–600 м, 4 — уровень нулевых аномалий

Fig. 8. Interannual changes in heat content anomalies by layers in: а) Greenland Basin; б) Fram Strait; в) Norwegian Basin; and з) Mona Ridge.

1 — 0–200 m layer; 2 — 300–400 m layer; 3 — 500–600 m layer; 4 — zero anomaly level

Для углубленного анализа межгодовых изменений теплосодержания океана по вертикальным слоям, а также особенностей формирования трендов и динамики аномалий теплосодержания (ΔQ) был проведен сфокусированный анализ в характерных районах исследования. Эти районы были выбраны на основе выраженности линейных трендов: устойчиво высокие, низкие (или статистически незначимые) и изменчивые в зависимости от глубины (рис. 8). Такой подход позволил выявить ключевые особенности формирования долгопериодных трендов и динамики ΔQ .

В Гренландской и Норвежской котловинах наблюдаются наименьшие долгопериодные изменения (см. рис. 3–5). В Гренландской котловине (см. рис. 8а) наблюдается выраженная пространственно-вертикальная дифференциация динамики ΔQ . Поверхностный слой (0–200 м) с конца 1990-х гг. характеризуется устойчивым ростом аномалий ΔQ . В контрасте с этим в более глубоких слоях (300–400 м и 500–600 м) в период с конца 1990-х до 2010 г. зафиксировано значительное снижение ΔQ , причем величины аномалий в этих двух слоях сопоставимы.

Пролив Фрама (см. рис. 8б) выделяется наиболее значительными различиями в изменениях ΔQ между слоями на фоне выраженного положительного линейного тренда. Интенсивное увеличение ΔQ , особенно заметное после 2000 г., сопровождалось возрастанием амплитуды межгодовых колебаний. Особое внимание привлекает

резкое снижение ΔQ в слое 500–600 м после 2015 г., при котором значения перешли через ноль в отрицательную область. Это снижение было более интенсивным по сравнению с вышележащим слоем 300–400 м. И происходило асинхронно с динамикой верхнего слоя (0–200 м), где в тот же период наблюдался рост ΔQ . Аномалии в верхних слоях при этом сохраняли положительные значения.

В Норвежской котловине (см. рис. 8б) динамика ΔQ характеризуется чередованием периодов уменьшения и увеличения, что исключает возможность выделения статистически значимого линейного тренда на большей части рассматриваемого периода. После 2010 г. значения ΔQ преимущественно отрицательны и демонстрируют тенденцию к снижению, хотя в верхнем слое (0–200 м) наблюдается кратковременный период резкого увеличения ΔQ в 2015–2018 гг.

Район хребта Мона (см. рис. 8г) отличается переходом отрицательных ΔQ в положительные после 2015 г., которые впоследствии стабилизировались, что контрастирует с другими исследуемыми областями. В верхнем слое (0–200 м) до 1996 г. значимый тренд отсутствовал, после чего началось его устойчивое увеличение. В слоях 300–400 м и 500–600 м рост ΔQ начался несколько позже — в начале 2000-х гг. Колебания с резкой сменой знака аномалий (переход через ноль) наблюдались исключительно в более глубоких слоях.

Сравнительный анализ всех районов показывает, что большая часть рассматриваемого периода характеризовалась преобладанием отрицательных значений ΔQ . Однако, начиная примерно с 2010 г., отмечается увеличение частоты возникновения положительных ΔQ и их доминирование над отрицательными во всех районах, за исключением Норвежской котловины.

Обсуждение

Полученные результаты демонстрируют выраженную пространственную неоднородность трендов теплосодержания в СЕБ, обусловленную региональной динамикой и батиметрией.

Устойчивые максимумы теплосодержания в верхнем 200-метровом слое Фареро-Шетландского пролива и вдоль побережья Скандинавии во все сезоны (см. рис. 2) обусловлены адвекцией теплых вод Северо-Атлантического течения, трансформирующегося в ветви Норвежского течения (см. рис. 1). В то же время минимальные значения теплосодержания в Гренландском море объясняются преобладающим влиянием холодных арктических водных масс и процессами ледообмена с Арктическим бассейном.

Пространственное распределение теплосодержания внутри морей также существенно зависит от региональной циркуляции. Например, в *зимний сезон* (см. рис. 2а) смещение максимума к юго-западным районам Баренцева моря обусловлено влиянием Нордкапского течения, тогда как северные участки остаются под воздействием холодных арктических вод. Наблюдаемое положение зимней изолинии $500 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C), достигающей лишь 75° с. ш., свидетельствует об ограниченном проникновении теплых вод в высокоширотные районы в этот сезон, при этом она может служить четким индикатором сезонных колебаний. В *летний сезон* (см. рис. 2б) значительное сезонное расширение зоны высоких значений указывает на усиление меридионального теплообмена [10]. Сезонная динамика теплосодержания характеризуется выраженной инерционностью. Повышенные значения в Норвежском море в *осенний сезон* объясняются аналогичной инерционностью летнего прогрева.

Лофотенская котловина выделяется наиболее устойчивыми положительными трендами теплосодержания вплоть до глубины 600 м (см. рис. 3–5). Это объясняется доминирующей ролью мезомасштабных вихрей, которые эффективно перераспределяют тепло из Норвежского склонового течения в центральные части котловины [7, 28]. Квазипостоянный антициклонический Лофотенский вихрь и интенсивная генерация вихрей вдоль склона способствуют глубокому проникновению АВ, стабилизации температурного режима [7, 27] и кумулятивному накоплению тепла в промежуточных слоях [29]. Углубление изотерм после 2000-х гг. (см. рис. 7) напрямую связано с адвекцией тепла вихрями [10] и усилением циклонической циркуляции, способствующей вертикальному подъему АВ [28]. Топография *хребта Мона* направляет перемещение вихрей, модулируя адвекцию и снижая изменчивость [7]. Ослабление САК также смещает фронтальные зоны к котловине, усиливая адвекцию тепла [27].

В отличие от Лофотенской котловины, *Норвежская котловина* характеризуется низкой объясненной способностью линейных трендов (см. рис. 3–5) из-за доминирования нелинейных процессов. Это обусловлено застоем вод, интенсивной глубокой конвекцией [21], меандрированием Нордкапского течения [28] и усилением мезомасштабной турбулентности летом [27]. Застойные явления в сочетании с меандрированием фронтальных зон создают сложную гидродинамическую среду [27]. Весной дополнительную нелинейность вносит распреснение поверхностного слоя, ослабляющее вертикальный обмен [13]. Летом сезонное ослабление бароклинной неустойчивости из-за усиления стратификации снижает мезомасштабную активность [27]. Анализ ΔQ (рис. 8в) подтверждает сложную динамику: отсутствие значимого линейного тренда на большей части периода, чередование фаз увеличения и уменьшения ΔQ , а также преобладание отрицательных значений после 2010 г. (кроме кратковременного роста в слое 0–200 м в 2015–2018 гг.). Эта тенденция к снижению ΔQ в глубоких слоях, вероятно, связана с интенсификацией глубокой конвекции или изменением путей теплых вод/вихрей, обходящих котловину. Кратковременный поверхностный прогрев (2015–2018 гг.) может отражать аномальное атмосферное воздействие или временное усиление адвекции / вихревой активности, не затронувшее глубины из-за стратификации.

Параллельно наблюдаются контрастные закономерности в Гренландском море. Устойчивое прогревание в *котловине Борей* и над *хребтом Мона* (см. рис. 3–5) объясняется усилением Возвратного Атлантического течения [7, 30], а также интенсификацией мезомасштабных вихрей и циклонической циркуляции, способствующей вертикальному подъему АВ [28]. Ослабление САК усиливает адвекцию в этих районах [27]. Летом (см. рис. 3б) слабая стратификация и глубокая конвекция поддерживают высокий вклад тренда [21]. На *шельфе Гренландии* рост вклада тренда летом (см. рис. 3–5б) связан с активным поглощением тепла из атмосферы и устойчивым притоком теплых АВ [15]. В *Гренландской котловине* (см. рис. 8а) преобладает нелинейная динамика из-за слабой стратификации, благоприятствующей глубокой конвекции и вентиляции [21]. Что отчетливо проявляется в контрастной динамике ΔQ по слоям: устойчивый рост в верхнем слое (0–200 м) с конца 1990-х гг. на фоне значительного снижения ΔQ в слоях 300–400 м и 500–600 м в период примерно до 2010 г. Сопоставимые аномалии в этих двух глубоких слоях указывают на вовлечение в конвекцию значительных по толщине слоев, выносящих более холодные воды с глубины и/или способствующих эффективному выхолаживанию

промежуточных слоев за счет взаимодействия с холодной атмосферой. Изменчивость здесь определяется горизонтальными потоками, а не трендами, с минимальным влиянием мезомасштабных вихрей [7, 31]. Вдоль ВГТ устойчивый вынос холодных арктических вод и сезонная изменчивость ледяного покрова модулируют высокий R^2 зимой (см. рис. 3–5а) [7]. Однако замедление поверхностных скоростей ВГТ и потепление его верхних слоев указывают на усложнение динамики [20, 30].

Баренцево море демонстрирует выраженные тренды в зимний сезон в верхнем 200-метровом слое (см. рис. 3а). Устойчивый перенос тепла ветвями Норвежского и Западно-Приноземельского течений усиливается штормовой активностью и поллярными циклонами [17]. Динамика течений тесно связана с САК: его положительная фаза увеличивает перенос тепла через усиление западных ветров [6]. Адвективные переносы тепла в океане и атмосфере действуют согласованно, создавая положительную обратную связь: сокращение ледяного покрова усиливает теплоотдачу океана и циклоническую завихренность атмосферы [14, 17].

Особый интерес представляет *пролив Фрама*, где зафиксировано значительное углубление изотерм (см. рис. 7а, б). Эти изменения согласуются с сокращением ледяного покрова и усилением адвекции теплых АВ [8]. Ослабление вертикальной стратификации увеличивает вертикальное перемешивание [31], а формирование вытянутого «языка» теплых вод (см. рис. 7б) служит индикатором «атлантификации» региона [9]. Анализ ΔQ (рис. 8б) подтверждает общий положительный тренд и усиление амплитуды межгодовых колебаний после 2000 г., отражая интенсификацию адвекции АВ и связанную с «атлантификацией» изменчивость. Резкое снижение ΔQ в слое 500–600 м после 2015 г. (более интенсивное, чем в 300–400 м, и асинхронное с ростом в 0–200 м) может быть объяснено изменениями в вертикальной структуре адвекции (временное смещение АВ, усиление опускания более плотных вод) или активизацией вертикального перемешивания, выносящего тепло из глубинных слоев вверх на фоне ослабления стратификации.

Район *хребта Мона* (рис. 8г) демонстрирует отчетливый переход от отрицательных к устойчивым положительным ΔQ после 2015 г., что согласуется с усилением Возвратного Атлантического течения и мезомасштабной активности. Фазовый сдвиг (начало роста ΔQ в 0–200 м примерно с 1996 г., а в слоях 300–400 м и 500–600 м — с начала 2000-х) отражает вертикальное распространение тепла сверху вниз. Колебания с резкой сменой знака исключительно в глубоких слоях подчеркивают их большую инерционность и чувствительность к пульсациям адвекции тепла или эпизодам усиления вертикального выхолаживания.

Сезонные и вертикальные закономерности также играют ключевую роль. Зимой максимальная согласованность трендов наблюдается в зонах адвекции (*Западно-Шпицбергенское течение*, *хребет Мона*) из-за усиления ветрового воздействия, конвекции и мезомасштабной активности [11, 17]. Летом стратификация и ослабление бароклинной неустойчивости снижают R^2 , особенно в центральных котловинах [7, 27]. В верхних слоях (0–200 м) доминирует сезонное атмосферное воздействие, тогда как в глубинных слоях (400–600 м) устойчивые тренды в *Лофотенской котловине* и *котловине Борей* отражают долгосрочное накопление тепла мезомасштабными вихрями [29, 32]. Ослабление стратификации, усиление меридионального переноса тепла и сокращение ледяного покрова после 2000-х гг. согласуются с глобальными трендами, включая «атлантификацию» и положительную обратную связь «океан – лед – альбедо» [9, 33].

Заключение

Исследование теплосодержания СЕБ, выполненное на основе данных реанализа ORAS5 за период 1982–2024 гг., позволило проанализировать его пространственно-временную изменчивость. В результате представлены ключевые закономерности, связанные как с климатическими изменениями, так и с региональной динамикой. Впервые в данной работе была выполнена детальная послойная оценка долгопериодных изменений теплосодержания в верхнем 600-метровом слое СЕБ за период с 1982 по 2024 г. Это позволило выявить специфические вертикальные паттерны «атлантификации» и детализировать глубинную зависимость этих долгопериодных изменений теплосодержания.

Подтверждена неоднородность климатического отклика СЕБ, что обусловлено региональными особенностями циркуляции и батиметрией. Выявлено, что положение изолинии $500 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C) во все сезоны может служить индикатором сезонных колебаний.

Высокий вклад линейного тренда в районах с выраженным рельефом (хребты и котловины) ясно демонстрирует ключевую роль топографии в модуляции долгопериодных трендов теплосодержания. Наибольшие положительные тренды теплосодержания ($R^2 > 0,5$) выявлены зимой в зонах адвекции теплых атлантических вод: вдоль Западно-Шпицбергенского течения, над хребтом Мона и в Медвежинском желобе.

Лофотенская котловина демонстрирует устойчивые положительные тренды теплосодержания во всех рассматриваемых слоях ($R^2 > 0,6$) во все сезоны, что указывает на ее ключевую роль как долгосрочного резервуара тепла в СЕБ. После 2000 г. зафиксировано значительное углубление изотерм: в проливе Фрама изотерма $1,4^\circ\text{C}$ опустилась с 400 м до 650 м; в котловине Борей изотерма 0°C сместилась с 500 м до 650 м; над хребтом Мона слой воды теплее 2°C увеличился с 200 м до 300 м.

В зимний сезон пространственная согласованность трендов максимальна в зонах течений и хребтов. В летний сезон в глубоководных котловинах (Норвежская и Гренландская) преобладает слабая связь изменчивости с линейным трендом ($R^2 < 0,2$).

В слоях 400–600 м устойчивые положительные тренды сохраняются в Лофотенской котловине и котловине Борей даже осенью ($R^2 = 0,5\text{--}0,7$), что отражает долгосрочное накопление тепла в промежуточных слоях.

Сравнительный анализ динамики аномалий теплосодержания во всех исследованных районах выявил общую тенденцию: после 2010 г. наблюдается увеличение частоты и доминирование положительных аномалий теплосодержания над отрицательными. Исключение составила Норвежская котловина, где подобная закономерность не прослеживалась.

Полученные данные количественно подтверждают ускорение «атлантификации» СЕБ после 2001 г., проявляющееся в углублении изотерм и восточном распространении теплых вод.

Результаты подчеркивают критическую роль мезомасштабной динамики и сложной батиметрии в перераспределении тепла. Выявленные пространственно-временные паттерны служат основой для прогнозирования изменений термохалинной циркуляции, ледового режима Арктики и регионального климата в условиях продолжающегося изменения климата.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00221, <https://rscf.ru/project/24-27-00221/>

Competing interests. No conflict of interests.

Funding. The study was supported by the Russian Science Foundation, grant No. 24-27-00221, <https://rscf.ru/project/24-27-00221/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. Edited by H.O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press; 2019:755 p.
2. Serreze M.C., Barry R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Glob. Planet. Change*. 2011;77:85–96. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>
3. Алексеев Г. В., Харланенкова Н. Е., Вязилова А. Е. Арктическое усиление: роль междуширотного обмена в атмосфере. *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2023;9(1):13–32. <https://doi.org/10.1134/S0001433823140025>
Alekseev G.V., Kharlanenkova N.E., Vyazilova A.E. Arctic amplification: The role of interlatitudinal exchange in the atmosphere. *Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2023;59:S103–S110. <https://doi.org/10.1134/S0001433823140025>
4. Latonin M.M., Bashmachnikov I.L., Bobylev L.P. The Arctic amplification phenomenon and its driving mechanisms. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2020;13(3):3–19. <https://doi.org/10.7868/S2073667320030016>
5. Østerhus S., Turrell W.R., Jónsson S., Hansen B. Measured volume, heat, and salt fluxes from the Atlantic to the Arctic Mediterranean. *Geophysical Research Letters*. 2005;32(7):L07603. <https://doi.org/10.1029/2004GL022188>
6. Sando A.B., Nilsen J.E.Ø., Gao Y., Lohmann K. Importance of heat transport and local air-sea heat fluxes for Barents Sea climate variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014;119(3):1970–1987. <https://doi.org/10.1002/2013JC009699>
7. Bashmachnikov I.L., Raj R.P., Golubkin P., Kozlov I.E. Heat Transport by Mesoscale Eddies in the Norwegian and Greenland Seas. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2023;128:e2022JC018987. <https://doi.org/10.1029/2022JC018987>
8. Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Charette M., Cho K., Jung J., Kipp L., Muilwijk M., Whitmore L., Yang E.J., Yoo J. Atlantification advances into the Amerasian Basin of the Arctic Ocean. *Science Advances*. 2025;11(8):eadq7580. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adq7580>
9. Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import. *Nature Climate Change*. 2018;8(7):634–639. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0205-y>
10. Volkov D.L., Belonenko T.V., Foux V.R. Puzzling over the dynamics of the Lofoten Basin—a sub-Arctic hot spot of ocean variability. *Geophysical Research Letters*. 2013;40(4):738–743. <https://doi.org/10.1002/grl.50126>
11. Polyakov I.V., Ingvaldsen R.B., Pnyushkov A.V., Bhatt U.S., Francis J.A., Janout M., Kwok R., Skagseth Ø. Fluctuating Atlantic inflows modulate Arctic atlantification. *Science*. 2023;381(6661):972–979. <https://doi.org/10.1126/science.adh5158>
12. van der Swaluw E., Drijfhout S.S., Hazeleger W. Bjerknes compensation at high northern latitudes: The ocean forcing the atmosphere. *Journal of Climate*. 2007;20(24):6023–6032. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1562.1>
13. Latonin M.M., Bashmachnikov I.L., Bobylev L.P. Bjerknes compensation mechanism as a possible trigger of the low-frequency variability of Arctic amplification. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2022; 22(6):1–21. <https://doi.org/10.2205/2022ES000820>

14. Latonin M.M., Bashmachnikov I.L., Semenov V.A. Enhanced wintertime convergence of atmospheric and oceanic heat transports in the Barents Sea region under present climate warming. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2025;25(2):1–11. <https://doi.org/10.2205/2025ES000967>
15. Лебедев К.В., Попов А.П., Филюшкин Б.Н. Использование наблюдений Арго для исследования межгодовой изменчивости теплообмена полярных морей с атмосферой, Атлантическим и Северным Ледовитым океанами и интенсивности ледообразования. *Океанологические исследования*. 2024;52(4):128–146. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(4\).8](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(4).8)
 Lebedev K.V., Popov A.P., Filushkin B.N. Using Argo observations to study interannual variability of heat exchange in polar seas with the atmosphere, Atlantic and Arctic Oceans and ice formation intensity. *Oceanological Research*. 2024;52(4):128–146. (In Russ.). [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(4\).8](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(4).8)
16. Iakovleva D.A., Bashmachnikov I.L., Diansky N.A. Coherence of deep convection in the Irminger Sea with oceanic heat advection. *Oceanology*. 2023;63(Suppl. 1):S1–S10. <https://doi.org/10.1134/S0001437023070214>
17. Смирнова Ю.Е., Заболотских Е.В., Бобылев Л.П., Шапрон Б. Статистические характеристики полярных циклонов в морях Северо-Европейского бассейна по данным спутниковых микроволновых радиометров. *Исследование Земли из космоса*. 2016;(3):27–36. <https://doi.org/10.1134/S0001433816090255>
 Smirnova Yu.E., Zabolotskikh E.V., Bobylev L.P., Chapron B. Statistical characteristics of polar cyclones in the seas of the North European Basin according to satellite microwave radiometers. *Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016;52:1128–31136. <https://doi.org/10.1134/S0001433816090255>
18. Beszczynska-Möller A., Woodgate R.A., Lee C., Melling H., Karcher M. A synthesis of exchanges through the main oceanic gateways to the Arctic Ocean. *Oceanography*. 2012;25(3):82–99. <http://www.jstor.org/stable/24861302>
19. Strehl C., Fer I., Koszalka I.M. Observed changes in the Greenland Sea deep-water convection. *Nature Communications*. 2024;15(1):1–12. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-45670-9>
20. de Steur L., Hansen E., Gerland S., Lind S., Eldevik T. Upper Ocean warming and sea ice reduction in the East Greenland Current from 2003 to 2019. *Communications Earth & Environment*. 2023;4(1):261. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00913-3>
21. Björk G., Gustafsson B.G., Stigebrandt A. Upper layer circulation of the Nordic seas as inferred from the spatial distribution of heat and freshwater content and potential energy. *Polar Research*. 2001;20(2):161–168. <https://doi.org/10.3402/polar.v20i2.6513>
22. Вакуленко Н.В., Сонечкин Д.М. Дирижеры изменений теплосодержания слоев океана Северной Атлантики. *Океанология*. 2020;60(1):5–13. <https://doi.org/10.31857/S0030157420010232>
 Vakulenko N.V., Sonechkin D.M. Conductors of heat content changes in the North Atlantic Ocean layers. *Oceanology*. 2020;60(1):5–13. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0030157420010232>
23. Copernicus Climate Change Service, *Climate Data Store, (2021): ORAS5 global ocean reanalysis monthly data from 1958 to present*. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.67e8eeb7> (accession date 10.04.2025)
24. Zuo H., Balmaseda M. A., Mogensen K., Tietsche S. *OCEAN5: the ECMWF ocean reanalysis system and its real-time analysis component*. Reading, UK: ECMWE; 2018. 44 p. <https://doi.org/10.21957/la2v0442>
25. Zuo H., Balmaseda M.A., Tietsche S., Mogensen K., Mayer M. The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment. *Ocean science*. 2019;15(3):779–808. <https://doi.org/10.5194/os-15-779-2019>

26. Сумкина А.А., Кивва К.К., Иванов В.В., Смирнов А.В. Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла Атлантическими водами. *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022;15(1):82–97. <https://doi.org/10.59887/fpg/1krp-xbuk-6gpz>
Sumkina A.A., Kivva K.K., Ivanov V.V., Smirnov A.V. Seasonal ice removal in the Barents Sea and its dependence on heat advection by Atlantic waters. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022;15(1):82–97. (In Russ.). <https://doi.org/10.59887/fpg/1krp-xbuk-6gpz>
27. Ахтямова А.Ф., Травкин В.С. Исследование фронтальных зон Норвежского моря. *Морской гидрофизический журнал*. 2023;39(1):67–83. <https://doi.org/10.29039/0233-7584-2023-1-67-83>
Akhtyamova A.F., Travkin V.S. Investigation of frontal zones in the Norwegian Sea. *Physical Oceanography*. 2023;30(1):62–77. <https://doi.org/10.29039/1573-160X-2023-1-62-77>
28. Volkov D.L., Kubryakov A.A., Lumpkin R. Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2015;105:142–157. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.001>
29. Belonenko T., Zinchenko V., Gordeeva S., Raj R.P. Evaluation of heat and salt transports by mesoscale eddies in the Lofoten Basin. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2020;20(6):6. <https://doi.org/10.2205/2020ES000720>
30. Abot L., Provost C., Poli L. Recent convection decline in the Greenland Sea: Insights from the Mercator ocean system over 2008–2020. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2023;128(6):e2022JC019320. <https://doi.org/10.1029/2022JC019320>
31. Latarius K., Quadfasel D. Seasonal to inter-annual variability of temperature and salinity in the Greenland Sea Gyre: heat and freshwater budgets. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2010;62(4):497–515. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00453.x>
32. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В., Белоненко Т.В., Колдунов А.В., Духовской Д.С. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 1: локализация областей конвекции. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2018;15(7):184–194. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194>
Bashmachnikov I.L., Fedorov A.M., Vesman A.V., Belonenko T.V., Koldunov A.V., Duhovskoy D.S. Thermohaline convection in the subpolar seas of the North Atlantic from satellite and in situ observations. Part 1: localization of the deep convection sites. *Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space*. 2018;15(7):184–194. (In Russ.). <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194>
33. Иванов В.В. Современные изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане, связанные с сокращением морского ледяного покрова. *Гидрометеорология и экология*. 2021;(64):407–434. <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2021-64-407-434>
Ivanov V.V. Contemporary changes in hydrometeorological conditions in the Arctic Ocean associated with a decrease in sea ice cover. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology*. 2021;64:407–434. (In Russ.). <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2021-64-407-434>

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-277-290>

УДК 551.594



Анализ условий формирования гроз в районе НИС «Ледовая база Мыс Баранова»

Л.А. Старцев[✉], И.А. Ильющенко¹, М.А. Ёжикова²

¹ ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия

² ФГБОУ ВО Российский государственный гидрометеорологический университет,
Санкт-Петербург, Россия.

✉ sla@aari.ru

ЛАС, 0009-0001-2250-3042; ИАИ, 0009-0006-9643-3063; МАЕ, 0009-0005-5729-2977

Аннотация. В статье представлен обзор синоптических условий и анализ данных радиозондирования атмосферы, полученных на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» ФГБУ «ААНИИ». Исследование охватывает четыре случая грозовой активности: в июне 2019 г., два случая в июне 2020 г. и в июле 2022 г., включая первую зарегистрированную грозу на станции, произошедшую 20 июня 2019 г. Основное внимание уделяется данным утреннего радиозондирования, использованным для построения аэрологических диаграмм и расчета индексов неустойчивости, таких как индекс Бойдена, К-индекс, Vertical Totals, Cross Totals, Total Totals. Анализ условий показал, что над районом формируются воздушные потоки юго-западных направлений, с более теплой, прогретой в летнее время континентальной части, на относительно более холодную северо-восточную акваторию Карского моря, акваторию моря Лаптевых, а также район архипелага Северная Земля. Обнаружено наличие температурной инверсии в приземном слое и устойчиво стратифицированной атмосферы во всех рассматриваемых случаях, что обычно препятствует грозовой активности. Тем не менее фактические случаи гроз выявляют необходимость пересмотра пороговых значений для прогнозирования гроз в условиях высокоширотной Арктики.

Ключевые слова: Арктика, гроза, неустойчивость атмосферы, индексы неустойчивости, конвекция

Для цитирования: Старцев Л.А., Ильющенко И.А., Ёжикова М.А. Анализ условий формирования гроз в районе НИС «Ледовая база Мыс Баранова». *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2025;71(3):277–290. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-277-290>

Поступила 06.03.2025

После переработки 26.05.2025

Принята 18.06.2025

© Авторы, 2025

© Authors, 2025

Study of thunderstorm formation conditions at the research station “Ice Base Cape Baranova”

Leonid A. Startsev¹✉, Irina A. Ilyushchenkova¹, Marina A. Yezhikova²

¹ State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

² Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

✉sla@aari.ru

ID LAS, 0009-0001-2250-3042; IAI, 0009-0006-9643-3063; MAY, 0009-0005-5729-2977

Abstract. The paper study presents a review of synoptic conditions and an analysis of atmospheric radiosonde data collected at the “Ice Base Cape Baranova” research station, operated by the Federal State Budgetary Institution “AARI”. The station is located on the coast of the Shokal’sky Strait at the northern tip of Bolshevik Island (Severnaya Zemlya archipelago). The analysis includes four cases of thunderstorm activity: one case in June 2019, two cases in June 2020 and one case in July 2022. Notably, the first recorded thunderstorm at the station occurred on June 20, 2019. The analysis focused on morning radiosonde data (00:00 UTC) and aimed to construct and evaluate aerological diagrams and calculate various instability indices, including the Boyden Index, K-index, Vertical Totals, Cross Totals and Total Totals. The findings reveal diverse synoptic conditions at the surface, while the upper troposphere consistently exhibited the influence of baric trough from the southwest and height ridges from the southeast. In all the cases analyzed, a temperature inversion was observed in the surface layer, typically indicating stable atmospheric stratification. However, the actual occurrence of thunderstorms suggests alternative factors, such as orographic influences and warm air advection, may give rise to these convective processes.

Although the calculated instability indices generally remained below established thresholds, indicating a low probability of thunderstorms, thunderstorm events were nevertheless recorded. This discrepancy highlights the need to adapt existing criteria for predicting thunderstorm activity in the High Arctic. This study underscores the importance of further research to enhance understanding of atmospheric dynamics in Polar Regions and improve predictive models for convective weather phenomena.

Keywords: Arctic, thunder and lightning, atmospheric instability, instability indices, convection

For citation: Startsev L.A., Ilyushchenkova I.A., Yezhikova M.A. Study of thunderstorm formation conditions at the research station “Ice Base Cape Baranova”. *Arctic and Antarctic Research*. 2025;71(3):277–290. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-277-290>

Received 06.03.2025

Revised 26.05.2025

Accepted 18.06.2025

Введение

В условиях меняющегося климата отмечается тенденция к увеличению повторяемости опасных погодных явлений [1]. В высоких широтах потепление климата наблюдается с большей скоростью [2]. При этом отмечается влияние увеличения грозовой активности на изменения ледовых условий летом в Арктике, обусловленное повышением водяного пара в верхней тропосфере, который действует как парниковый газ [3]. В научной литературе все чаще упоминается грозовая деятельность в высоких широтах [4, 5]. В районе научно-исследовательского стационара «Ледовая база Мыс Баранова» ФГБУ «ААНИИ» (далее НИС) на берегу пролива Шокальского у северной оконечности острова Большевик (архипелаг Северная Земля) впервые

зарегистрировали грозу 20 июня 2019 г., а самая продолжительная гроза (55 минут) в высокоширотной Арктике была зарегистрирована в июле 2022 г.¹

Стационар расположен на берегу пролива Шокальского, разделяющего острова Большевик и Октябрьской Революции архипелага Северная Земля, недалеко от мыса Баранова и имеет координаты: 79°16' с. ш., 101°45' в. д. Пролив достигает глубины до 350 м и ширины 40 км. Прилегающая к району расположения стационара территория характеризуется наличием широкого спектра природных льдов: морского дрейфующего и припайного, озерного и речного, мощными (до 800 м) куполообразными ледниками и многочисленными айсбергами.

Окрестность стационара изобилует многочисленными озерами и отличается ярко выраженным ландшафтом полярной пустыни. Район расположения станции характеризуется длительными полярной ночью (с 22 октября по 22 февраля) и полярным днем (с 22 апреля по 22 августа). Средняя температура воздуха летом (июнь – август) составляет от 0 до +4 °С. Зимой (октябрь – апрель) температура воздуха варьирует от –25 до –45 °С. Для района станции характерны устойчивые ветры преимущественно юго-западного направления со средней скоростью 10–15 м/с. В переходные периоды года скорость ветра в порывах может достигать до 45 м/с. Грунт в районе станции большей частью каменистый, сланцевый².

Наблюдаемые случаи гроз в районе НИС не являются единичными, а отражают общую тенденцию в высоких широтах. По данным метеорологических станций ВМО к северу от 60° с. ш. за период 2000–2019 гг., Российская Арктика рассматривается как регион с высокой повторяемостью гроз, и в среднем 85 % случаев зарегистрированных гроз приходится на летний период с июня по август [6]. 90 % случаев гроз к северу от 60° с. ш. приходится на фон температуры воздуха от +5 °С до +25 °С. Отмечено, что случаи гроз при температуре воздуха ниже +5 °С редки, однако зарегистрированы случаи гроз в Арктике при температуре воздуха ниже –20 °С [6]. Летом 2019 г. американская Национальная служба погоды зафиксировала грозу в менее чем 50 км от Северного полюса [7]. Это подтверждает возможность формирования гроз даже в условиях низких температур воздуха при наличии благоприятных термодинамических условий.

Вопрос о вероятной динамике повторяемости гроз в Арктике в будущем остается открытым [8, 9]. В научном сообществе существуют противоположные мнения: одни авторы указывают на возможное увеличение частоты гроз в связи с потеплением климата и отмечают корреляцию между температурой воздуха и количеством гроз [4, 5], другие, напротив, предполагают снижение грозовой активности [10]. Тем не менее мониторинг гроз и прогнозирование условий их возникновения остаются важными задачами для обеспечения безопасной хозяйственной и научной деятельности в высоких широтах [11].

Целью настоящей работы является выявление и анализ синоптических и метеорологических условий, способствующих формированию грозовой активности

¹ Ученые ААНИИ зафиксировали самую продолжительную грозу в высокоширотной Арктике. URL: <https://www.aari.ru/press-center/news/vae/uchenye-aanii-zafiksirovali-samuyu-prodolzhitelnuyu-grozu-v-vysokoshirotnoy-arktike> (дата обращения: 21.04.2025).

² Научно-технический отчет о работе Научно-исследовательского стационара «Ледовая база Мыс Баранова» 2022–2023. ААНИИ; 2023. 530 с.

в районе научно-исследовательского стационара «Ледовая база Мыс Баранова», на основе зарегистрированных случаев гроз в 2019, 2020 и 2022 гг. Работа направлена на установление особенностей атмосферной циркуляции и термодинамических условий.

Материалы и методы

В работе представлен результат анализа метеорологических условий, атмосферной циркуляции на приземном уровне и высоте геопотенциальной поверхности 500 гПа и данных радиозондирований атмосферы (базовая станция системы радиозондирования «Полус-С» и радиозонды МРЗ-Н1), проведенных на НИС. Исследуемые данные наблюдений охватывают четыре случая регистрации грозовой активности — первый зарегистрированный случай грозы на НИС в июне 2019 г., два случая в июне 2020 г. и один случай в июле 2022 г. До этих событий грозы в районе НИС не регистрировались, также не были изучены условия их формирования в рассматриваемом районе. В контексте нашего исследования были проанализированы данные утреннего радиозондирования (00:00 UTC, 08:00 местного времени), для каждого случая были построены и проанализированы аэрологические диаграммы, рассчитаны наиболее часто применяемые на практике индексы неустойчивости, такие как индекс Бойдена (Boyden Index), К-индекс (индекс Вайтинга), Vertical Totals, Cross Totals, Total Totals.

Индекс Бойдена (Boyden Index) [12] рассчитывается для прогноза зимних гроз по формуле:

$$BI = (Z_{700} - Z_{1000}) - T_{700} - 200, \quad (1)$$

где Z_{700} — высота уровня 700 гПа в декаметрах; Z_{1000} — высота уровня 1000 гПа в декаметрах; T_{700} — температура на уровне 700 гПа, °C. Данный индекс является мерой неустойчивости нижней тропосферы до уровня 700 гПа. Пороговое значение $BI > 94$.

К-индекс [13] рассчитывается для оценки потенциала к развитию конвекции и гроз. Пороговые значения индекса: < 20 — вероятность гроз стремится к нулю, $20-30$ — вероятность формирования отдельных грозовых очагов, > 35 — высокая вероятность формирования многочисленных грозовых очагов.

$$K = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700}), \quad (2)$$

где T_{850} — температура на уровне 850 гПа, °C; T_{500} — температура на уровне 500 гПа, °C; Td_{850} — температура точки росы на уровне 850 гПа, °C; T_{700} — температура на уровне 700 гПа, °C; Td_{700} — температура точки росы на уровне 700 гПа, °C.

Vertical Totals³ рассчитывается по формуле:

$$VT = T_{850} - T_{500}, \quad (3)$$

где T_{850} — температура на уровне 850 гПа, °C; T_{500} — температура на уровне 500 гПа, °C.

Если $VT > 28$, следовательно, тропосфера обладает высоким потенциалом конвективной неустойчивости, достаточным для образования гроз.

³ Vertical Totals calculator. Skystef's aviation & weather world. URL: <https://www.skystef.be/calculator-verticaltotalsindex.htm> (accessed 05.02.2025).

Cross Totals⁴ индекс рассчитывается по формуле:

$$CT = Td_{850} - T_{500}, \quad (4)$$

где Td_{850} — температура точки росы на уровне 850 гПа, °C; T_{500} — температура на уровне 500 гПа, °C.

Пороговые значения индекса: < 18 — тропосфера обладает низким потенциалом конвективной неустойчивости, который недостаточен для грозовой деятельности; 18–19 — умеренная неустойчивость, слабая грозовая деятельность; 20–21 — высокая неустойчивость, грозы; 22–23 — энергия неустойчивости, при которой возможны сильные грозы; 24–25 — высокая энергия неустойчивости, сильные грозы; > 25 — очень высокая энергия неустойчивости, очень сильные грозы.

Total Totals [14] индекс рассчитывается по формуле:

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (Td_{850} - T_{500}), \quad (5)$$

где T_{850} — температура на уровне 850 гПа, °C; T_{500} — температура на уровне 500 гПа, °C; Td_{850} — температура точки росы на уровне 850 гПа, °C.

Пороговые значения индекса: < 44 — грозовая деятельность невозможна; 44–45 — отдельная гроза или несколько гроз; 46–47 — рассеянные грозовые очаги; 48–49 — значительное количество гроз, отдельные из которых сильные; 50–51 — рассеянные сильные грозовые очаги, отдельные очаги со смерчем; 52–55 — значительное количество очагов сильных гроз, отдельные очаги со смерчем; > 55 — многочисленные сильные грозы с сильными смерчами.

Индексы Vertical Totals и Cross Totals были рассчитаны с помощью интернет-ресурсов (ссылки 3 и 4). Как видно, К-индекс, Cross Totals и Total Totals учитывают не только температурные, но и влажностные характеристики атмосферы.

Анализ и результаты исследования

Обзор синоптических условий в дни формирования гроз на НИС «Ледовая база Мыс Баранова»

Для изучения синоптических условий использованы фактические данные стандартных метеорологических наблюдений FM 12 SYNOP, FM 35 TEMP, получаемые в Автоматической службе передачи данных (АСПД) ААНИИ и обработанные в Центре ледовой и гидрометеорологической информации (ЦЛГМИ) ААНИИ. Карты высот стандартной изобарической поверхности 500 гПа представлены в геопотенциальных декаметрах (гп. дам).

20 июня 2019 г. район архипелага Северная Земля находился под влиянием юго-западной периферии обширного циклона (рис.1а), смещающегося с приплюсного сектора моря Лаптевых далее на северо-восток. С юго-запада развивался промежуточный барический гребень. Во второй половине суток 20 июня с юго-запада начала влияние барическая ложбина от нового циклона (давление в центре 990 гПа), расположенного над юго-западом Карского моря. Наблюдалась смена направления ветра от юго-западного (230°) к восточным направлениям (80–100°), наблюдались порывы очень сильного ветра, скорость достигала 18–19 м/с, фон температуры воз-

⁴ Cross Totals calculator. Skystef's aviation & weather world. URL: <https://www.skystef.be/calculator-crosstotalindex.htm> (accessed 05.02.2025).

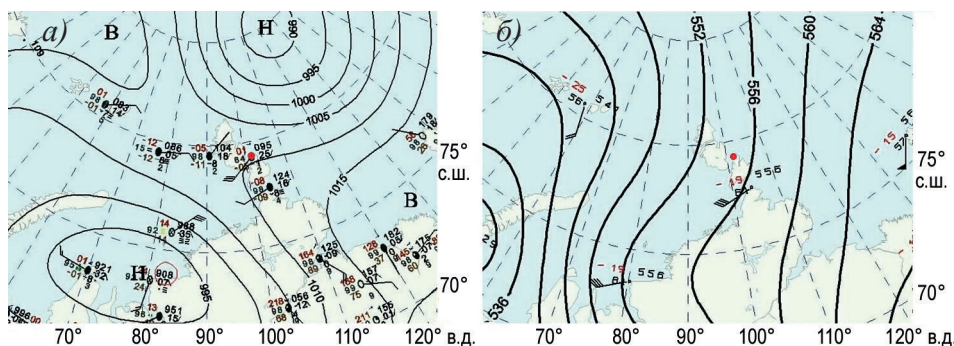


Рис. 1. Приземная карта погоды (а), карта высоты геопотенциальной поверхности 500 гПа, гп. дам (б), 20.06.2019 00:00 UTC

Fig. 1. Surface weather map (a), geopotential surface height map 500 hPa, gpdam (б), June 20, 2019, 00:00 UTC

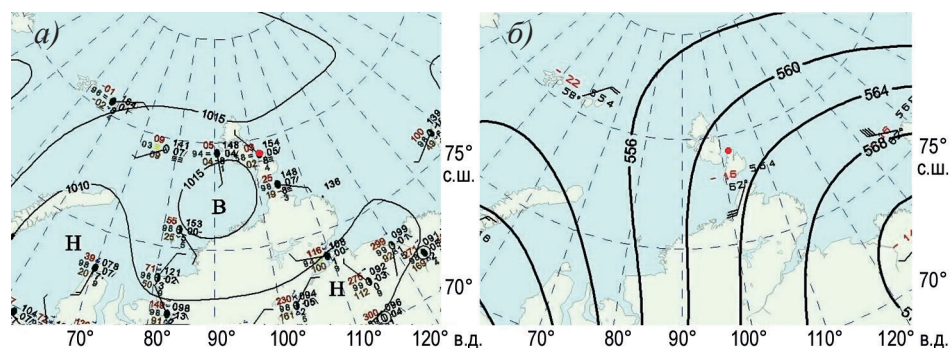


Рис. 2. Приземная карта погоды (а), карта высоты геопотенциальной поверхности 500 гПа, гп. дам (б), 24.06.2020 00:00 UTC

Fig. 2. Surface weather map (a), geopotential surface height map 500 hPa, gpdam (б), June 24, 2020, 00:00 UTC

духа находился в пределах $0... +3^{\circ}\text{C}$, в конце суток отмечались осадки в виде мороси и слабого дождя. Анализируя карты высоты геопотенциальной поверхности 500 гПа 20 июня (рис. 1б), можно отметить положение центра низкого давления в районе южной оконечности арх. Новая Земля, к востоку от арх. Северная Земля отмечается наличие высотного гребня.

24 июня 2020 г. синоптические условия определялись влиянием частного циклона (рис. 2а), расположенного над северо-восточной акваторией Карского моря, в районе мыса Баранова влиял теплый сектор данного циклона. Во второй половине периода усиливалось барическое ядро (давление в центре 1015 гПа) над северо-восточной акваторией Баренцева моря. Направление ветра сменялось от северо-восточного (40°) к северо-западному ($320\text{--}340^{\circ}$), наблюдались слабые ветра $2\text{--}4$ м/с. Фон температуры воздуха в течение суток преобладал $0... +1^{\circ}\text{C}$. С 06:00 UTC до 18:00 UTC отмечалось значительное ухудшение видимости до 400 м в связи с туманом, относительная влажность зафиксирована 99–100 %. Анализ карт высоты

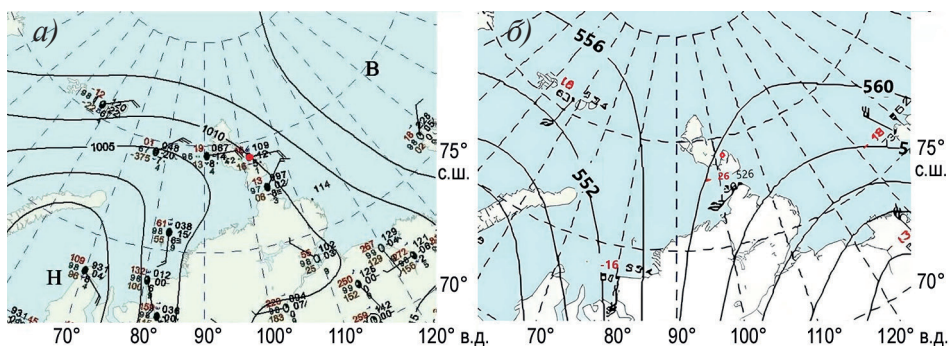


Рис. 3. Приземная карта погоды (а), карта высоты геопотенциальной поверхности 500 гПа, гп. дам (б), 30.06.2020 00:00 UTC

Fig. 3. Surface weather map (a), geopotential surface height map 500 hPa, gpdam (b), June 30, 2020, 00:00 UTC

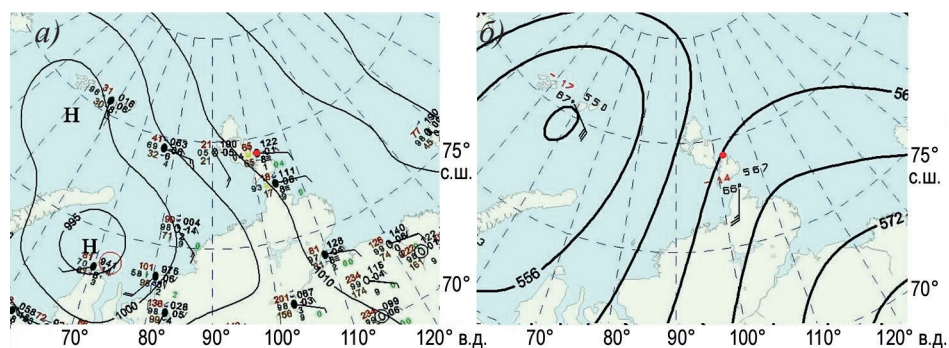


Рис. 4. Приземная карта погоды (а), карта высоты геопотенциальной поверхности 500 гПа, гп. дам (б), 27.07.2022 00:00 UTC

Fig. 4. Surface weather map (a), geopotential surface height map 500 hPa, gpdam (b), July 27, 2022, 00:00 UTC

геопотенциальной поверхности 500 гПа показал, что в верхней тропосфере над районом влиял высотный гребень с юго-востока, с центром повышенного давления над северо-западом Якутии (рис. 2б).

30 июня 2020 г. арх. Северная Земля находился под влиянием барической ложбины с запада от активного циклона (рис. 3а), расположенного над юго-западом Карского моря. С востока влияла периферия обширного антициклона (давление в центре 1020 гПа), расположенного в приполюсном секторе Восточно-Сибирского моря. На арх. Северная Земля отмечалось прохождение фронта окклюзии. В течение суток отмечалось две смены направления ветра: в начале суток от восточного (90°) к северо-западному, северному (320–350°) и в конце суток к северо-восточному (50°); в начале суток порывы ветра достигали 13 м/с, с последующим ослаблением ветра до 2–3 м/с. В начале суток наблюдался дождь и ухудшение видимости до 100 м в связи с туманом, в период с 00:00 до 06:00 UTC относительная влажность повышалась до 100 %. Наблюдалось повышение температуры воздуха от 0... +1 °С до +5... +6 °С. В верхней тропосфере преобладал высотный гребень с юго-востока (рис. 3б).

27 июля 2022 г. район находился под влиянием барической ложбины с юго-запада от циклона (рис. 4а), расположенного над юго-западом Карского моря, с востока отмечалась периферия обширного циклона (давление в центре 1025 гПа), протянувшегося с акватории Восточно-Сибирского моря в приполюсный район. На станции «Ледовая база Мыс Баранова» наблюдалась смена направления ветра от восточного (100°) к западному (280°) и в конце суток к юго-восточному (150°). В период с 06:00 UTC до 12:00 UTC усиливался ветер и отмечались порывы до 10–11 м/с. В начале суток горизонтальная дальность видимости ухудшалась до 400 м в связи с туманом. Относительная влажность повышалась до 100 %. Фон температуры преобладал +3... +6 °С. В верхней тропосфере отмечался высотный гребень с юго-востока, циркумполярный вихрь располагался к северу от арх. Новая Земля (рис. 4б).

Анализ карт высот изобарической поверхности 500 гПа показал, что во всех рассмотренных случаях наблюдались юго-западные потоки.

На следующем этапе исследования был проведен углубленный анализ условий, способствующих формированию гроз. Для этого были использованы данные утреннего радиозондирования атмосферы (00:00 UTC), полученные на НИС. На основе радиозондовых измерений построены аэрологические диаграммы (см. рис. 5), а также выполнены расчеты индексов неустойчивости атмосферы, позволяющих оценить потенциал к развитию конвективной активности.

Анализ аэрологических диаграмм и расчет индексов неустойчивости атмосферы

Анализ данных утреннего радиозондирования показал наличие схожих условий в приземном слое и свободной атмосфере. Они характеризовались наличием приземной температурной инверсии и в целом устойчиво стратифицированной атмосферой. Построенные по данным зондирования аэрологические диаграммы представлены на рис. 5. Приземные температуры, максимальные температуры инверсионного слоя и толщина инверсионного слоя приведены в табл. 1.

Как известно, слой инверсионного распределения температуры препятствует развитию вертикального движения в атмосфере [15] и теоретически не способствует развитию грозовых явлений. Предполагается, что формирование гроз вблизи НИС «Ледовая база Мыс Баранова» возникает при юго-западных потоках, которые приносят теплый и влажный воздух с материка на холодную морскую поверхность, иницилируя конвективные процессы выше уровня инверсии.

С учетом исследований влияния параметров приземного слоя на развитие облачной конвекции [16], можно предположить, что рельеф местности способен сыграть

Таблица 1

Приземные температуры, максимальная температура инверсионного слоя и его толщина

Table 1

Surface temperatures, maximum temperature of the inversion layer and its thickness

Параметр	20.06.2019	24.06.2020	30.06.2020	27.07.2022
Приземная температура, °С	0,1	1,1	1,5	6,5
Максимальная температура слоя инверсии, °С	3,9	9,0	12,6	11,0
Толщина инверсионного слоя, м	240	1305	1116	342

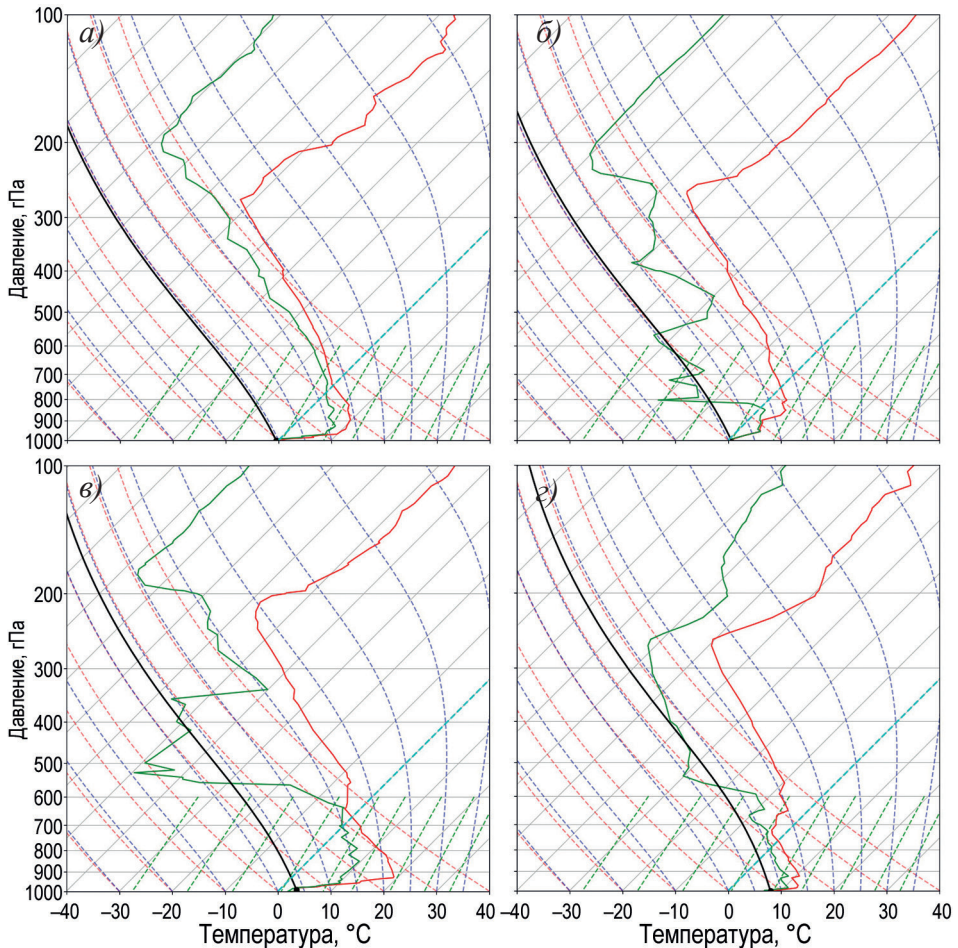


Рис. 5. Аэрологические диаграммы, построенные по данным утреннего радиозондирования 00:00 UTC за дни с грозами 20.06.2019 (а), 24.06.2020 (б), 30.06.2020 (в), 27.07.2022 (г).

Красной сплошной линией обозначена кривая стратификации, черной линией — кривая состояния, зеленой сплошной линией — температуры точки росы

Fig. 5. Aerological diagrams, based on morning radiosonde data at 00:00 UTC for days with thunderstorms: June 20, 2019 (a); June 24, 2020 (b); June 30, 2020 (v); July 27, 2022 (z).

The red solid line demonstrates the stratification curve, the black line shows the state curve, and the green solid line demonstrates the dew point temperature

роль стартового механизма для восходящего потока, позволяющего «пробить» инверсионный слой и запустить процесс конвекции, учитывая значительные изменения высот подстилающей поверхности на архипелаге Северная Земля, достигающих 960 м (ледник Карпинского, о. Октябрьской Революции). В работах, исследующих процессы грозообразования в окрестностях Шпицбергена и Канадского архипелага, местный рельеф также упоминается в качестве возможного спускового механизма, способствующего развитию вертикальных движений [17, 18].

Таблица 2

Значения рассчитанных индексов неустойчивости

Table 2

The values of the calculated instability indices

Число	BI > 94	KI > 20	VT > 28	CT > 18	TT > 44
20.06.2019	90,7	–3,1	23,2	12,2	35,4
24.06.2020	92,3	14,2	27,5	14,2	33,9
30.06.2020	93,6	32,5	24,5	22,8	47,3
27.07.2022	90,6	–1,3	22,8	18,4	41,2

Примечание. Полу жирным шрифтом выделены значения, достигшие пороговых значений
 Note. The values that reached the thresholds are highlighted in bold

Для дальнейшего анализа проводился расчет 5 индексов неустойчивости, включая индекс Бойдена (Boyden Index), К-индекс, Vertical Totals, Cross Totals, Total Totals.

В табл. 2 приводятся результаты расчета индексов неустойчивости.

В целом рассчитанные индексы неустойчивости, при которых наблюдались грозы, в большинстве случаев оказались ниже пороговых значений. Анализируя данные табл. 2, можно отметить, что наиболее приближенными к пороговым значениям для всех четырех случаев являются индексы Бойдена BI (среднее отклонение от порогового значения составляет 2,2 единицы, или 2,3 %) и Cross Totals (среднее отклонение составляет 1,1 °C, или 6,1 %), а наихудшую сопоставимость демонстрирует К-индекс (среднее отклонение составляет 9,4 °C, или 47,1 %). Грозовой эпизод 30 июня 2020 г. отличается от остальных тем, что были достигнуты пороговые значения по трем индексам из пяти (KI, Cross Totals, Total Totals). Индекс Cross Totals достиг пороговых значений в двух случаях: 30 июня 2020 г. и 27 июля 2022 г. В работе, где проводится анализ применения различных индексов неустойчивости над территорией Западной Сибири при прогнозировании грозовой активности, авторы отмечают, что К-индекс и Total Totals являются одними из наиболее успешных [19]. В то же время авторы статьи указывают на необходимость корректировки пороговых значений индексов в зависимости от расположения исследуемых локаций. При расчетах на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» не обнаружено, что индексы KI и Total Totals более успешны по сравнению с остальными, однако в настоящем исследовании число случаев довольно мало, чтобы проводить полноценный анализ.

Обсуждение результатов и выводы

Для четырех случаев формирования гроз в районе архипелага Северная Земля, НИС «Ледовая база Мыс Баранова», проанализированы синоптические условия на основе данных инструментальных метеорологических наблюдений, приземных синоптических карт и карт высоты геопотенциальной поверхности 500 гПа, рассчитаны индексы неустойчивости. Над районом формируются воздушные потоки преимущественно юго-западных направлений, с более теплой, прогретой в летнее время континентальной части на относительно более холодную северо-восточную акваторию Карского моря, акваторию моря Лаптевых, а также района архипелага Северная Земля. Полученные результаты согласуются с данными, представленными в работе [20], где анализируются четыре периода грозовой активности в районе к северу от 75° с. ш. Один из этих периодов охватывает временной интервал с 00:00 UTC 26 июня по 00:00 UTC

2 июля 2020 г. Авторы отмечают значительное потепление на территории Северо-Сибирской низменности в указанный период. Экстремальное потепление над сушей в сочетании с сохраняющимися низкими температурами над акваторией Северного Ледовитого океана формирует выраженный меридиональный градиент температуры воздуха. Это, в свою очередь, способствует усилению бароклинной неустойчивости и развитию конвективных систем над акваторией Северного Ледовитого океана к северу от Сибири [20]. В районе архипелага Шпицберген грозовая активность, напротив, ассоциируется с поступлением холодных воздушных масс. Согласно результатам исследований, большинство зафиксированных случаев гроз в данном регионе связано с воздействием холодного фронта, смещающегося с юга или юго-запада [21]. Таким образом, грозовая активность в районе Шпицбергена обусловлена преимущественно приходом холодных фронтов и вторжением холодного воздуха.

На момент проведения исследования в районе «Ледовой базы Мыс Баранова» официально зарегистрировано всего четыре случая гроз по данным метеорологических сводок. Все эти случаи были включены в анализ, поскольку других зафиксированных эпизодов в районе НИС не имеется. Безусловно, такого количества недостаточно для проведения статистически значимого анализа или выявления устойчивых закономерностей. Однако, учитывая редкость самого явления и его слабую изученность в высоких широтах, представляется целесообразным провести разведочный анализ имеющихся эпизодов. Это позволяет рассмотреть особенности формирования арктических гроз, оценить сопутствующие синоптические условия и параметры неустойчивости тропосферы.

Расположение НИС «Ледовая база Мыс Баранова» обладает рядом рельефных и климатических особенностей, которые могут способствовать формированию локальных грозовых явлений. Резкие переходы от прибрежных низменностей к возвышенностям создают благоприятные условия для формирования локальных восходящих потоков воздуха. Контраст температур воздуха между ледниковой поверхностью и поступающими теплыми воздушными массами с юга может усиливать вертикальные градиенты температуры воздуха, способствуя формированию конвективной неустойчивости. Архипелаг окружен морями, которые в летний период освобождаются ото льда, что способствует увлажнению нижнего слоя атмосферы и увеличивает вероятность развития конвективных процессов.

Во всех рассмотренных случаях гроз на НИС фон температуры воздуха преобладал от 0 до +6 °C. Отмечается, что около 1,5 % случаев зарегистрированных гроз за период 2000–2019 гг. в районе к северу от 60° с. ш. приходится на температуры воздуха +5 °C и ниже, грозы при температурах воздуха ниже 0 °C очень редки [6].

При анализе аэрологических диаграмм выявлены сходные условия для всех четырех случаев. Данные показывают наличие приземной инверсии температуры и устойчиво стратифицированной атмосферы, что может противоречить факту наблюдаемого явления.

В большинстве случаев расчетные значения индексов неустойчивости не достигли пороговых значений, что приводит к выводу о необходимости адаптации пороговых коэффициентов для прогнозирования грозовых явлений в условиях высокоширотной Арктики. Авторы работ [19, 22] в своих исследованиях отмечают, что пороговые значения индексов неустойчивости для разных географических районов сильно отличаются и необходимо их уточнение для каждого конкретного региона. Вероятной

причиной несоответствия рассчитанных индексов пороговым значениям может являться то, что используемые индексы не отражают некоторые физические механизмы, способствующие развитию грозовой активности именно в условиях высокоширотной Арктики. Кроме того, в настоящем исследовании оценка индексов неустойчивости проводилась по данным утреннего радиозондирования (08:00 ч местного времени), а зафиксированные случаи гроз наблюдались в вечернее время (20:00 — 22:00 ч местного времени), т. е. с момента зондирования проходило в среднем 12 ч. Этого времени достаточно для развития локальной конвекции, однако с использованием данных только утреннего зондирования зафиксировать ее не представляется возможным. Тем не менее можно сделать предварительный вывод о том, что на рассматриваемой станции успешнее всего оказались индексы Бойдена VI и Cross Totals, которые в среднем отклоняются от пороговых значений на 2,2 единицы и 1,1 °C соответственно. Возможно, в дальнейшем в оперативной практике прогнозирования будет иметь смысл понизить пороговые значения для данных индексов, однако предварительно необходимо расширить количество исследуемых случаев.

Схожие барические поля описываются в полярный день при формировании гроз в Баренцевом море и в районе архипелага Шпицберген [21]. Авторы исследования выделяют на высоте геопотенциальной поверхности 500 гПа влияние барического гребня с юго-востока (с центром над арх. Новая Земля) и барической ложбины с юго-запада (центр в районе Исландии). Также отмечено, что в полярный день формирование гроз в Арктике наиболее вероятно при перемещении воздушных масс с континентальной части на арктические острова, в полярную ночь ситуация меняется на обратную [21]. Такая взаимосвязь может объясняться тем, что летом суша обычно теплее поверхности океана, а зимой теплее акватория моря. При формировании гроз должны быть условия для адвекции относительно теплого и влажного воздуха, которая создает условия для неустойчивой стратификации атмосферы.

Полученные результаты подчеркивают важность дополнительного анализа атмосферных условий и доработки методов прогнозирования гроз в арктических регионах, учитывая их уникальные климатические и географические особенности. Описанные зафиксированные случаи грозовой активности представляют собой довольно ценную информацию, которая может быть использована для валидации данных реанализов, настройки региональных численных моделей, а также для дальнейшего изучения физических механизмов формирования гроз в высокоширотной Арктике.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Исследование синоптических условий в зоне действия НИС «Ледовая база Мыс Баранова» показало, что грозовая активность на архипелаге Северная Земля поддерживается сочетанием влияния барических ложбин с юго-запада и высотных гребней с юго-востока, формирующих воздушные потоки, переносящие теплые и влажные воздушные массы с материка.

2. Анализ аэрологических диаграмм выявил наличие приземной температурной инверсии, что предполагает устойчивость атмосферы и препятствует развитию вертикальных движений. Тем не менее возникновение грозовой активности в указанных условиях свидетельствует о том, что такие факторы, как рельеф местности и влияние теплых потоков, могут значительно изменять динамику ситуации.

3. Расчеты индексов неустойчивости, таких как индекс Бойдена, К-индекс и другие, в большинстве случаев не достигали пороговых значений, что указывает

на необходимость уточнения пороговых коэффициентов для прогнозирования грозových явлений в условиях высокоширотной Арктики или поиска новых индикаторов грозовой активности в арктическом регионе.

Конфликт интересов. У авторов исследования нет конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках НИТР 5.1 Росгидромета на 2025–2029 гг. «Развитие моделей, методов и технологий мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы, океана, морского ледяного покрова, ледников и вечной мерзлоты, процессов взаимодействия льда с природными объектами и инженерными сооружениями для Арктики»; регистрационный номер НИТР 125040704938-7.

Competing interests. The authors have no conflict of interest to declare.

Funding. The research was carried out within the framework of the scientific research and technology works 5.1 of Roshydromet for 2025–2029. “Development of models, methods and technologies for monitoring and forecasting the state of the atmosphere, ocean, sea ice cover, glaciers and permafrost (cryosphere), processes of interaction of ice with natural objects and engineering structures for the Arctic”; STW registration number 125040704938-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. СПб.: Научные технологии; 2022. 124 с.
2. Латонин М.М., Башмачников И.Л., Бобылёв Л.П. Явление арктического усиления и его движущие механизмы. *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020;13(3):3–19. <https://doi.org/10.7868/S2073667320030016>
Latonin M.M., Bashmachnikov I.L., Bobylev L.P. The Arctic amplification phenomenon and its driving mechanisms. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika = Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2020;13(3):3–19. (In Russ). <https://doi.org/10.7868/S2073667320030016>
3. Saha J., Price C., Plotnik T., Guha A. Are thunderstorms linked to the rapid sea ice loss in the Arctic? *Atmospheric Research*. 2023;294:106988. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106988>
4. Holworth R.H., Brundell J.B., McCarthy M.P., Jacobson A.R., Rodger C.J., Anderson T.S. Lightning in the Arctic. *Geophysical Research Letters*. 2021;48(7):e2020GL091366. <https://doi.org/10.1029/2020GL091366>
5. Chen Y., Roms D.M., Seeley J.T., Veraverbeke S., Riley W.J., Mekonnen Z.A., Randerson J.T. Future increases in Arctic lightning and fire risk for permafrost carbon. *Nature Climate Change*. 2021;11(5):404–410. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01011-y>
6. Kępski D., Kubicki M. Thunderstorm activity at high latitudes observed at manned WMO weather stations. *International Journal of Climatology*. 2022;42(15):1–23. <https://doi.org/10.1002/joc.7678>
7. Xu D., Ren B., Lu G., Huang H., Zheng J., Kou L. A rare elevated thunderstorm crossing over the North Pole associated with an Arctic warming event. *Advances in Atmospheric Sciences*. 2025;42:1179–1194. <https://doi.org/10.1007/s00376-024-4141-7>
8. Williams E.R. Lightning and climate: A review. *Atmospheric Research*. 2005;76(1–4):272–287. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2004.11.014>
9. Price C. Lightning applications in weather and climate research. *Surveys in Geophysics*. 2013;34:755–767. <https://doi.org/10.1007/s10712-012-9218-7>
10. Finney D.L., Doherty R.M., Wild O., Stevenson D.S., MacKenzie I.A., Blyth A.M. A projected decrease in lightning under climate change. *Nature Climate Change*. 2018;8(3):210–213. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0072-6>
11. Mills B., Unrau D., Pentelow L., Spring K. Assessment of lightning-related damage and disruption in Canada. *Natural Hazards*. 2010;52(2):481–499. <https://doi.org/10.1007/s11069-009-9391-2>
12. Boyden C. A simple instability index for use as a synoptic parameter. *Meteorol. Mag.* 1963;92:198–210.

13. George J.J. *Weather Forecasting for Aeronautics*. New York, London: Academic Press; 1960. 684 p.
14. Miller R.C. *Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Technical Report*. AWS, USAF, Scott AFB, IL; 1975.
15. Крюкова С.В., Симакина Т.Е. Анализ температурных инверсий в Санкт-Петербурге. *Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета*. 2015;40:150–159.
Kryukova S.V., Simakina T.E. Analysis of temperature inversions in St. Petersburg. *Uchenye zapiski RGGMU = Scientific notes of RSHU*. 2015;40:150–159. (In Russ.).
16. Данилова Н.Е., Кульгина Л.М., Семенова Ю.А., Закинян Р.Г. Исследование влияния параметров приземного слоя на развитие облачной конвекции. *Наука. Инновации. Технологии*. 2017;2:109–118.
Danilova N.E., Kulygina L.M., Semenova Yu.A., Zakinyan R.G. Study of the parameters atmospheric boundary layer in the development of cloud convection. *Nauka. Innovacii. Tekhnologii = Science. Innovations. Technologies*. 2017;2:109–118. (In Russ.).
17. Czernecki B., Taszarek M., Kolendowicz L., Szyga-Pluta K. Atmospheric conditions of thunderstorms in the European part of the Arctic derived from sounding and reanalysis data. *Atmospheric Research*. 2015;154:60–72. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.11.001>
18. Brown D.M., Kochtubajda B., Said R.K. A severe thunderstorm outbreak north of 70°N over the Canadian Arctic Islands with unusual lightning characteristics. *Atmosphere-Ocean*. 2020;58(4):231–242. <https://doi.org/10.1080/07055900.2020.1792405>
19. Горбатенко В.П., Кречетова С.Ю., Беликова М.Ю., Нечепуренко О.Е. Сравнение индексов неустойчивости атмосферы, восстанавливаемых по данным радиозондирования и спектро-радиометра MODIS в дни с грозами, над территорией Западной Сибири. *Метеорология и гидрология*. 2015;5:10–19.
Gorbatenko V.P., Krechetova S.Yu., Belikova M.Yu., Nechepurenko O.E. The comparison of atmospheric instability indices retrieved from the data of radio sounding and MODIS spectroradiometer on thunderstorm days over West Siberia. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2015;40(5):289–295. <https://doi.org/10.3103/S1068373915050015>
20. Popykina A., Ilin N., Shatalina M., Price C., Sarafanov F., Terentev A., Kurkin A. Thunderstorms near the North Pole. *Atmosphere*. 2024;15(3):310. <https://doi.org/10.3390/atmos15030310>
21. Soroka J., Bania M. Burze w Hornsundzie (SW Spitsbergen). *Problemy Klimatologii Polarnej*. 2013;23:137–146. (In Polish).
22. Нечепуренко О.Е., Горбатенко В.П., Константинова Д.А., Севастьянов В.В. Индексы неустойчивости атмосферы и их пороговые значения, оптимальные для прогноза гроз над Сибирью. *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2018;2(368):44–59.
Nechepurenko O.E., Gorbatenko V.P., Konstantinova D.A., Sevastyanov V.V. Instability indices and their thresholds for the forecast of thunderstorms over Siberia. *Hydrometeorological research and forecasts*. 2018;2(368):44–59. (In Russ.).

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ HYDROLOGY OF LAND AND HYDROCHEMISTRY

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-291-310>

УДК 556 / 556.12



Межгодовая изменчивость характеристик снежного покрова речных водосборов бассейна Грён-фьорд (арх. Шпицберген) в начале XXI века

И.И. Василевич✉, М.В. Третьяков

*ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия*

✉vasilevich@aari.ru

ИД ИИВ, 0000-0002-0918-0576; MBT, 0000-0003-3702-6362

Аннотация. Снежный покров играет одну из ключевых ролей в водном балансе ледников, рек и озер арктических архипелагов. Происходящие в настоящее время климатические изменения в арктическом регионе могут комплексно влиять на снежный покров. ФГБУ «ААНИИ» проводит исследование снежного покрова на архипелаге Шпицберген в районе п. Баренцбург с 2000 г. Цель работы — обобщение и анализ полученных данных с точки зрения межгодовой изменчивости в условиях климатических изменений. В работе приводятся результаты снегомерных съемок, пропуски в наблюдениях восстановлены с использованием статистических методов. Установлено, что в исследуемый период 2000–2024 гг. статистически значимых трендов у основных характеристик снежного покрова (высота, плотность, влагозапас) на момент максимального снегонакопления не обнаружено (–2,6 см/10 лет, –1,0 кг/м³/10 лет и 1,8 мм в. э./10 лет соответственно). Даты схода и образования, а также продолжительность залегания снежного покрова без значительных изменений. Результаты корреляционного анализа демонстрируют чувствительность характеристик снежного покрова высотных водосборов (ледники) к сумме осадков за холодный период, в то время как характеристики более низинных долинных водосборов чувствительны к температуре.

Ключевые слова: снежный покров, Арктика, Шпицберген, высота снежного покрова, водный эквивалент снежного покрова, речные водосборы

Для цитирования: Василевич И.И., Третьяков М.В. Межгодовая изменчивость характеристик снежного покрова речных водосборов бассейна Грөн-фьорд (арх. Шпицберген) в начале XXI века. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2025;71(3):291–310. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-291-310>

Поступила 15.05.2025

После переработки 25.07.2025


Принята 28.07.2025

Interannual variability of snow cover characteristics of the Grønfjord basin (Spitsbergen) at the beginning of the XXI century

Igor I. Vasilevich✉, Mikhail V. Tretiakov

*State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia*

✉vasilevich@aari.ru

 IIV, 0000-0002-0918-0576; MVT, 0000-0003-3702-6362

Abstract. The snow cover plays one of the key roles in the water balance of water objects in Arctic archipelagos. The current climate changes in the Arctic region can have a complex impact on the snow cover of Arctic archipelagos. Since 2000, the Russian Federal State Budgetary Institution “AARI” has been conducting research on the snow cover on the Spitsbergen Archipelago near Barentsburg as part of a hydrological study. The aim of this work is to generalize and analyze the data obtained from the perspective of interannual variability under conditions of climate change. The paper presents results of snow surveys. Gaps in the observations are restored using statistical methods. It was found that during the study period from 2000 to 2024, no statistically significant trends were observed in the main characteristics of the snow cover (height, density, snow water equivalent) — -2.6 cm/10 years, -1.0 kg/m³/10 years and 1.8 mm w. e./10 years respectively. It was shown that the characteristics of the snow cover at similar objects are well correlated with each other and with the maximum height of the snow cover at the Barentsburg weather station, and they can be used to reconstruct the gaps. The climate in the study area during the cold season is becoming slightly warmer, windier, and drier, though the warmest years are also the wettest. The dates of snow disappearance and onset, as well as the duration of snow cover presence, remain largely unchanged. No relationships were found between the meteorological parameters of the cold period and the height or proportion of basal ice in total watershed liquid-water content. Correlation analysis results demonstrate the sensitivity of high-elevation watershed snow cover characteristics (glaciers) to precipitation totals during the cold period, while lowland valley watershed characteristics are sensitive to temperature. Thus, we currently observe an overall stationary period of snow accumulation conditions, where the increase in cold-season temperatures is partially offset by increased precipitation, and the sensitivity of watershed snow cover characteristics depends on their elevation.

Keywords: snow cover, Arctic, Spitsbergen, snow depth, water equivalent of snow, river catchments

For citation: Vasilevich I.I., Tretiakov M.V. Interannual variability of snow cover characteristics of the Grønfjord basin (Spitsbergen) at the beginning of the XXI century. *Arctic and Antarctic Research*. 2025;71(3):291–310. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-291-310>

Received 15.05.2025

Revised 25.07.2025

Accepted 28.07.2025

Введение

Снежный покров играет значимую роль в водном балансе поверхностных водных объектов арктических архипелагов, таких как ледники, реки и озера. Снежный покров формирует зимний баланс массы ледников, определяет продолжительность

и объем половодья на реках^{1,2,3}, влияет на устойчивость многолетних мерзлых пород [1], а также химический состав прибрежных морских вод, попадая в них вместе с талым поверхностным стоком. На архипелаге Шпицберген в зимний период снег покрывает от 60 до 100 % территории [2]. Снежный покров чувствителен к климатическим изменениям [3], в связи с этим оценка изменчивости характеристик снежного покрова Шпицбергена и их чувствительности к происходящим в настоящее время климатическим изменениям, ярко проявляющимся на севере Атлантики [4, 5], является актуальной задачей.

Исследования снежного покрова Шпицбергена были начаты в 1934 г. и касались прежде всего баланса массы ледников архипелага [6]. Отечественные наблюдения аналогичного характера были начаты экспедицией Института географии АН СССР в 1965–1967 гг. Немалый вклад в изучение снега как элемента гидрологического режима внесла Шпицбергенская гляциологическая экспедиция Института географии АН СССР, которая существовала с 1976 по 1990 г. [6]. На основе этих наблюдений была получена достаточно тесная связь максимального снегонакопления в долине р. Грэн с суммой осадков холодного периода на метеостанции Баренцбург. С 2001 г. ФГБУ «ААНИИ» проводит исследования элементов гидрологического режима и водного баланса речных водосборов в районе п. Баренцбург, частью которых являются снегомерные съемки.

Современные исследования снежного покрова архипелага Шпицберген сконцентрированы преимущественно в западной (Ню-Олесунн, Баренцбург), центральной (Лонгйир) и южной (Хорнсун) частях архипелага и посвящены в основном изучению снежного покрова как элемента баланса массы ледников (реже элемента водного баланса речных водосборов), межгодовой изменчивости физических свойств снежного покрова, а также его химического состава с точки зрения экологии [2, 7, 8]. Большое внимание также уделяется применению и развитию дистанционных методов, георадарной съемке и моделированию [8–11].

В настоящей статье приводятся результаты снегомерных съемок, производившихся на речных водосборах залива Грэн-фьорд в период с 2000 по 2024 г., а также анализ их межгодовой изменчивости и связи с метеорологическими условиями.

Объект исследования, материалы и методы

Объекты исследования

Объектами исследования являются речные водосборы бассейна залива Грэн-фьорд, расположенного в западной части архипелага Шпицберген и примыкающего с юга к заливу Ис-фьорд (рис. 1). На восточном берегу залива расположен российский поселок Баренцбург, где находится Российский научный центр на архипелаге Шпицберген (РНЦШ), логистический центр исследований ААНИИ.

Речные водосборы представлены двумя основными морфологическими типами рельефа — горной долиной и внутригорной котловиной с разной степенью оледе-

¹ Методы изучения и расчета водного баланса. Под. ред. В.С. Вуглинского. Л.: Гидрометеоиздат; 1981. 398 с.

² Руководство воднобалансовым станциям. Под. ред. В.И. Кузнецова. Л.: Гидрометеоиздат; 1973. 305 с.

³ Снег. Справочник. Под. ред. Д.М. Грея, Д.Х. Мейла. Л.: Гидрометеоиздат; 1986. 751 с.

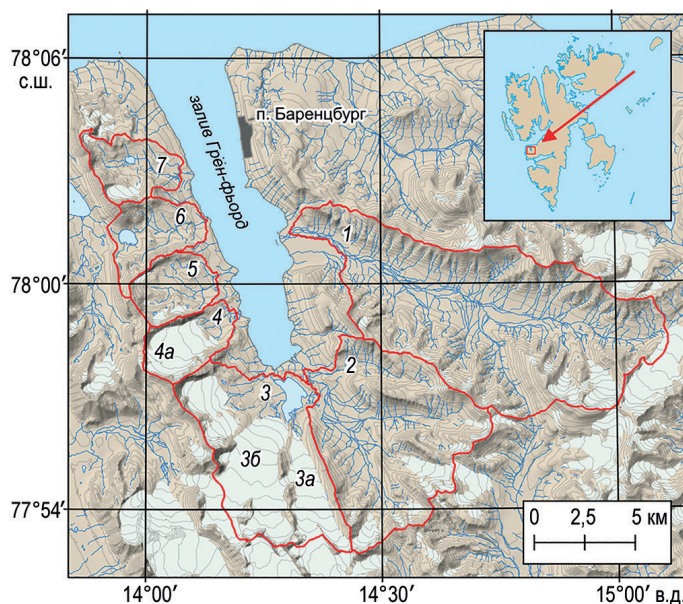


Рис. 1. Карта-схема района исследований.

Красной линией обозначены речные водосборы. Цифрами обозначены водосборы рек: 1 — Грёндален, 2 — Грёнфьорд, 3 — Бретъёрна, 4 — Альдегонда, 5 — Брюде, 6 — Конгресс, 7 — Васстак, и ледники: 3a — Восточный Грёнфьорд, 3b — Западный Грёнфьорд, 4a — Альдегонда

Fig. 1. Scheme of the study area.

The red line indicates the river catchments. The numbers indicate the catchments of the rivers: 1 — Grøndalen, 2 — Grønfjord, 3 — Bretjerna, 4 — Aldegonda, 5 — Bryde, 6 — Kongress, 7 — Vastak, and glaciers: 3a — East Grønfjord, 3b — West Grønfjord, 4a — Aldegonda

ненности и наличием озер. Площадь водосборов от 11 до 103 км², средняя высота водосборов варьируется в пределах от 176 до 266 м, средний уклон — от 11,7 до 16,2°. На практически всех водосборах присутствуют ледники, их доля от общей площади составляет от 5 до 50 %. Морфометрические характеристики получены на основе материалов ArcticDEM⁴ и спутниковых снимков Landsat⁵ и их последующей обработки в программном обеспечении QGIS (табл. 1).

Для удобства анализа и представления информации в данной статье принято разделение водосборов на непосредственно ледники — Альдегонда, Восточный и Западный Грёнфьорд — и долинные водосборы, включающие в себя все оставшиеся водосборы с низкой степенью оледенения, — Грёндален, Брюде, Конгресс, а также безледниковую часть водосбора реки Альдегонда, обозначенную как морена л. Альдегонда.

⁴ 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. 2023. URL: <https://doi.org/10.7910/DVN/3VDC4W> (accessed 24.04.2025)

⁵ Satellite data source (Landsat and etc.). Earth Explorer. U.S. Geological Survey. 2024. URL: <https://earthexplorer.usgs.gov/> (accessed 24.04.2025)

Таблица 1

Морфометрические и морфологические характеристики
речных водосборов бассейна залива Грөн-фьорд

Table 1

Morphometric and morphological characteristics
of river catchments of the Grønfjord Bay basin

Водосбор (объект)	Площадь, км ²	Средняя высота, м	Тип рельефа	Степень оледенения, %
Грёндален	102,9	266	горная долина	10
Грёнфьорд	59,5	258	внутригорная котловина	5
Бретъёрна	48,9	253	внутригорная котловина	60
Ледник Восточный Грёнфьорд	7,05	295	ледник	50
Ледник Западный Грёнфьорд	16,4	345	ледник	
Альдегонда	11,6	259	горная долина	
Ледник Альдегонда	5,58	330	ледник	
Морена ледника Альдегонда	6,02	133	горная долина	10
Брюде	11,4	219	внутригорная котловина	
Конгресс	13,3	176	горная долина	0
Васстак	11,8	209	внутригорная котловина	15

Материалы и методы

Для анализа характеристик снегонакопления использованы материалы экспедиционных снегомерных съемок ФГБУ «ААНИИ», производившихся в период с 2000 по 2024 г. на водосборах залива Грөн-фьорд.

Снегомерные съемки на водосборах выполнялись в период максимального снегонакопления, с середины апреля по середину мая. Методика съемок основывается на принятых в Росгидромете руководящих документах^{6,7}. На ледниках применялась площадная снегомерная съемка, на равнинах, безледниковых участках водосборов (моренах) и некоторых горных долинах — ландшафтная снегомерная съемка. Площадная съемка представляет собой квазирегулярную сеть точек на объекте с размером шага от 250 до 400 м. Параметры площадной снегомерной съемки определяются на основании результатов предварительной маршрутно-ландшафтной снегомерной съемки, что обеспечивает репрезентативность метода. Ландшафтная съемка представляет собой прямолинейный профиль (либо профили), пересекающий типичные формы рельефа водосбора, на котором производится измерение высоты снежного покрова каждые 100–300 м. Измерение плотности снежного покрова при

⁶ Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Метеорологические наблюдения на станциях. Л.: Гидрометеиздат; 1985. 301 с.

⁷ РД 52.25.261-90 Руководство по снегомерным работам в горах. М.: Роскомгидромет СССР. 1991. 127 с.

ландшафтной съемке производится каждые 10 точек, в то же время при площадной съемке на леднике количество шурфов варьируется от 4 до 9 ввиду низкой изменчивости снежного покрова на последних.

На водосборе реки Бретъёрна вследствие высокой степени оледенения снеговой съемка производилась только на ледниках Западный и Восточный Грэнфьорд, съемка на водосборе реки Альдегонда включала в себя отдельные съемки одноименного ледника и внеледниковой части водосбора, включая морену.

Влагозапас водосбора (Q) рассчитывался как сумма влагозапасов снежного покрова, притертой ледяной корки, мокрого снега и воды:

$$Q = Q_{\text{CH}} + Q_{\text{ЛК}} + Q_{\text{МС}} + Q_{\text{В}},$$

где Q — суммарный влагозапас объекта или водосбора, мм в. э.; Q_{CH} — влагозапас снежного покрова, мм в. э.; $Q_{\text{ЛК}}$ — влагозапас притертой ледяной корки, мм в. э.; $Q_{\text{МС}}$ — влагозапас мокрого снега, мм в. э.; $Q_{\text{В}}$ — влагозапас жидкой фазы в снежном покрове, мм в. э.

Влагозапас снежного покрова (Q_{CH}) на водосборе рассчитывался как произведение средних по водосбору высоты и плотности снежного покрова, а также размерного коэффициента 0,01. Влагозапасы притертой ледяной корки ($Q_{\text{ЛК}}$), мокрого снега ($Q_{\text{МС}}$) и жидкой фазы ($Q_{\text{В}}$) рассчитывались как произведение средней по водосбору высоты этих слоев, плотности, принятой равной 800 кг/м^3 для притертой ледяной корки и мокрого снега и 1000 кг/м^3 для жидкой фазы, и размерного коэффициента 0,01.

При расчете характеристик снежного покрова для всего водосбора залива Грэнфьорд, а также при сравнительном анализе групп объектов (долинные водосборы и ледники), с целью учета различий площадей водосборов применялся пересчет на средневзвешенное значение данных характеристик, вычисляемый по формуле:

$$A_{\text{СВ}} = \frac{\sum_i^n A_i S_i}{\sum_i^n S_i},$$

где $A_{\text{СВ}}$ — средневзвешенное значение характеристики; A_i — значение характеристики для i -го водосбора; S_i — площадь i -го водосбора.

Межгодовая изменчивость оценивалась основными методами статистического анализа — регрессионным и корреляционным. Оценка статистической значимости линейных трендов межгодовой изменчивости рассматриваемых в работе рядов метеопараметров и характеристик снежного покрова осуществлялась согласно методическим рекомендациям⁸. Линейный тренд признавался статистически значимым при выполнении условия:

$$r/\sigma_R \geq \beta,$$

где r — коэффициент корреляции линейного тренда; σ_R — случайная средняя квадратическая ошибка; β — статистический критерий, при уровне значимости $\alpha = 0,05$ критерий $\beta = 2$. Случайная средняя квадратическая ошибка σ_R рассчитывается по формуле:

$$\sigma_R = (1 - r^2) / \sqrt{(n - 1)},$$

где r — коэффициент корреляции линейного тренда; n — длина выборки.

⁸ Методические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчетных значений по неоднородным данным. СПб.: Нестор-История; 2010. 162 с.

Восстановление пропусков в наблюдениях осуществлялось с использованием статистических моделей. Высота и плотность снежного покрова рассчитывались через объекты-аналоги. Для реперных объектов с наибольшими рядами наблюдений (Грёндален, Альдегонда) в качестве независимых переменных выступали максимальная высота снежного покрова, зафиксированная за сезон на метеостанции п. Баренцбург, а также сумма температур за холодный период и сумма осадков за январь. Для анализа качества связи между объектами были построены корреляционные матрицы высоты и плотности снежного покрова всех водосборов. Выбор объекта-аналога зависел от типа объектов, длины ряда совместных наблюдений,

Таблица 2

Характеристики применяемых для восстановления данных уравнений

Table 2

Characteristics of equations used to restore data

Объект	Рассчитываемая величина	Независимая переменная (объект-аналог)	Длина ряда	R^2	F	p	Станд. ошибка
Грёндален	H_{CH}	H_{CH} (Бб)	22	0,30	10,13	0,0047	16,8 см
	ρ	T_{CXP}	22	0,24	6,22	0,02	39 кг/м ³
	$H_{\text{ЛК}}$	H_{CH} (Гн)	19	0,31	7,50	0,01	8,55 см
Ледник Восточный	H_{CH}	H_{CH} (ЗГФ)	10	0,84	39,7	0,00001	14,06 см
Грёнфьорд	ρ	ρ (ЗГФ)	10	0,77	27,4	0,001	27 кг/м ³
Ледник Западный	H_{CH}	H_{CH} (Ал)	18	0,71	39,7	0,00001	14,1 см
Грёнфьорд	ρ	ρ (Ал)	18	0,67	32,3	0,00003	23 кг/м ³
Ледник Альдегонда	H_{CH}	H_{CH} (Бб)	22	0,55	24,3	0,0001	20,6 см
	ρ	$T_{\text{CXP}} + P_{\text{янв}}$	22	0,40	6,21	0,008	35 кг/м ³
Морена ледника	H_{CH}	H_{CH} (Гн)	12	0,64	17,4	0,002	17,5 см
Альдегонда	ρ	ρ (Гн)	12	0,53	11,4	0,007	38 кг/м ³
	$H_{\text{ЛК}}$	ДОТ	12	0,50	9,99	0,01	4,21 см
	H_{CH}	H_{CH} (ЗГФ)	8	0,55	7,48	0,034	10,9 см
Брюде	ρ	ρ (ЗГФ)	8	0,55	7,30	0,035	31 кг/м ³
	H_{CH}	H_{CH} (Гн)	9	0,71	17,1	0,0044	6,31 см
Конгресс	ρ	ρ (Гн)	9	0,45	5,73	0,048	58 кг/м ³

Примечание. Жирным выделены значимые коэффициенты (при $\alpha = 0,05$). Сокращения: Бб — Баренцбург, Гн — Грёндален, ВГФ — л. Восточный Грёнфьорд, ЗГФ — л. Западный Грёнфьорд, Ал — л. Альдегонда, м. Ал — морена л. Альдегонда, Бр — Брюде, Кг — Конгресс, T_{CXP} — сумма температур за холодный период, $P_{\text{янв}}$ — сумма осадков за январь, ДОТ — количество дней с положительной среднесуточной температурой за холодный период, R^2 — коэффициент детерминации, F — статистический критерий Фишера, p — значение p -критерия.

Note. Significant coefficients (at $\alpha = 0.05$) are highlighted in bold. Abbreviations: Бб — Barentsburg, Гн — Grøndalen, ВГФ — East Grønford glacier, ЗГФ — West Grønford glacier, Ал — Aldegonda glacier, м. Ал — Aldegonda glacier moraine, Бр — Bryde, Кг — Kongress, T_{CXP} — sum of temperatures for the cold period, $P_{\text{янв}}$ — sum of precipitation for January; ДОТ — number of days with positive average daily temperature for the cold period, R^2 — determination coefficient, F — Fisher's statistical criterion, p — p -criterion value.

статистической значимости (уровень значимости $\alpha = 0,05$) и качества связи. Применяемые статистические модели проверялись на независимом материале (результаты снегомерной съемки 2025 г.) и показали удовлетворительные результаты.

Восстановленное значение влагозапасов рассчитывалось по описанной выше методике. На водосборах с постоянно присутствующей притертой ледяной коркой (Грёндален, морена ледника Альдегонда) влагозапас рассчитывался как сумма влагозапасов снежного покрова и ледяной корки, высота которой также определялась при помощи статистических моделей. Влагозапасы мокрого снега $Q_{\text{мс}}$ и жидкой фазы $Q_{\text{в}}$ обычно невелики и регистрируются только в долине Грёндален, поэтому при восстановлении пропусков не учитывались. Характеристики моделей, применяемых для восстановления пропусков, приведены в табл. 2.

Пропуски в наблюдениях водосборов рек Грёнфьорд и Васстак, отраженных на рис. 1 и в табл. 1, не восстанавливались вследствие низкой продолжительности наблюдений на этих водосборах (6 и 4 лет соответственно), а их характеристики снежного покрова не учитывались в данной работе.

Результаты исследований и обсуждение

Межгодовая изменчивость высоты и влагозапаса снежного покрова

Характер формирования снежного покрова водосбора определяется результатом взаимодействия геоморфологических и метеорологических факторов и условий, таких как макрорельеф, экспозиция, высота местности, форма рельефа (наличие аккумулятивных форм), тип подстилающей поверхности, лавины, режим и количество осадков, оттепели, деятельность ветра. Таким образом, различия в характере распределения снежного покрова встречаются не только между водосборами на

Таблица 3

Сводная таблица характеристик снегонакопления на водосборах залива Грён-фьорд

Table 3

Summary table of snow accumulation characteristics in the Grøn fjord bay catchments

Объект	H, см				ρ , кг/м ³				Q, мм в. э.			
	Ср.	Мин.	Макс.	Тренд, см/10 лет	Ср.	Мин.	Макс.	Тренд, кг/м ³ /10 лет	Ср.	Мин.	Макс.	Тренд, мм в. э./10 лет
Гн	58	22	94	−3,49	341	270	410	−12	296	173	501	7,1
ВГФ	132	75	171	0,07	394	271	494	−4	525	203	755	−0,6
ЗГФ	154	110	196	−1,63	395	323	471	−2	610	365	843	−7,9
Ал	154	101	200	−2,79	380	294	467	−4	590	365	850	−14,3
м. Ал	93	46	139	3,09	347	269	440	−5	380	183	541	2,4
Бр	91	56	114	−1,45	347	294	420	−2	316	171	429	−5,8
Кг	75	51	94	−1,69	346	230	476	−1	261	159	371	−12,9
Средне- взвешен- ное	79	48	113	−2,59	351	281	417	−1	349	203	526	1,83

Примечание. Сокращения: Гн — Грёндален, ВГФ — л. Восточный Грёнфьорд, ЗГФ — л. Западный Грёнфьорд, Ал — л. Альдегонда, м. Ал — морена л. Альдегонда, Бр — Брюде, Кг — Конгресс.

Note. Abbreviations: Гн — Grøndalen, ВГФ — East Grøn fjord glacier, ЗГФ — West Grøn fjord glacier, Ал — Aldegonda glacier, м. Ал — Aldegonda glacier moraine, Бр — Bryde, Кг — Kongress.

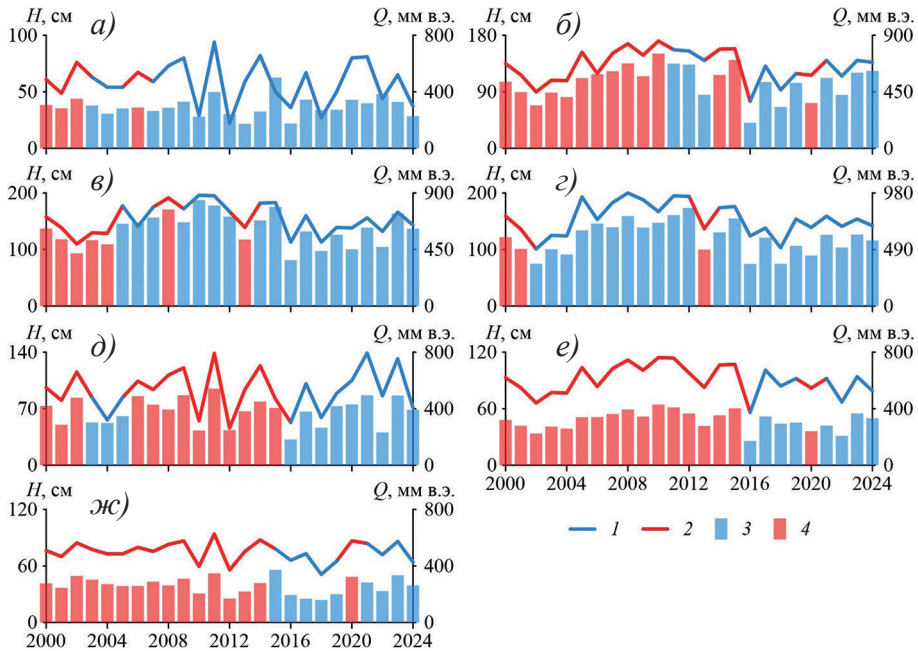


Рис. 2. Межгодовая изменчивость высоты и влагозапаса снежного покрова водосборов залива Грөн-фьорд за 2000–2024 гг. а) — Грэндален, б) — л. Восточный Грөнфьорд, в) — л. Западный Грөнфьорд, г) — л. Альдегонда, д) — морена л. Альдегонда, е) — Брюде, ж) — Конгресс.

1 — измеренная высота снежного покрова, 2 — восстановленная высота снежного покрова, 3 — измеренный влагозапас, 4 — восстановленный влагозапас.

Fig. 2. Interannual variability of snow cover depth and liquid-water content in the Grønfyord bay catchments for 2000–2024. а) — Grøndalen, б) — East Grønfyord glacier, в) — West Grønfyord glacier, г) — Aldegonda glacier, д) — Aldegonda glacier moraine, е) — Bryde, ж) — Kongress.

1 — measured snow depth, 2 — reconstructed snow depth, 3 — measured snow water equivalent, 4 — reconstructed snow water equivalent

всем архипелаге, но и у близких по физико-географическим свойствам водосборов одного района (см. табл. 1).

На рис. 2 приведена межгодовая изменчивость высоты снежного покрова и суммарного влагозапаса водосборов залива Грөн-фьорд; в табл. 3 — сводные данные характеристик снегонакопления.

Характеристикам снежного покрова (высота, плотность, влагозапас) исследуемых объектов за рассматриваемый период с 2000 по 2024 г. свойственна низкая изменчивость и отсутствие статистически значимых трендов. Средневзвешенная многолетняя высота снежного покрова по водосбору залива Грөн-фьорд составляет 79 см. Наибольшие высоты закономерно наблюдаются на ледниках — средняя многолетняя высота снежного покрова ледников Альдегонда и Западный Грөнфьорд 154 см, ледника Восточный Грөнфьорд — 132 см. Средневзвешенная высота снежного покрова в долинных водосборах в среднем составляет 44 % от высоты на ледниках. Средняя многолетняя высота долинных водосборов варьируется в пределах от 58 см (Грэндален) до 93 см (мор. л. Альдегонда). Средний коэффициент вариации высоты снежного

покрова для всех объектов равен 0,21, что говорит о малой изменчивости. Наибольшая изменчивость наблюдается в долине Грёндален (0,32) и морене ледника Альдегонда (0,29). Для других объектов эта величина не превышает 0,19. Среднее значение тренда высоты снежного покрова составляет $-1,13$ см/10 лет (средневзв. $-2,59$ см/10 лет) и варьируется в пределах от $-3,49$ до $3,09$ см/10 лет. Все тренды отрицательны, за исключением трендов ледника Восточный Грёнфьорд ($0,07$ см в декаду) и мор. л. Альдегонда ($3,09$ см в декаду), и статистически не значимы.

Средневзвешенное многолетнее значение плотности снежного покрова водосборов залива Грён-фьорд составляет 351 кг/м³. Как и в случае с высотой, большие значения плотности соответствуют ледникам. Средневзвешенная плотность снежного покрова на ледниках — 392 кг/м³, долинных водосборов — 342 кг/м³. Плотность снежного покрова обладает низкой изменчивостью — средний коэффициент вариации равен 0,09. Для всех объектов характерен статистически не значимый тренд — -1 кг/м³ в 10 лет (средневзв.). Наибольший тренд наблюдается на водосборе Грёндален, равный -12 кг/м³ в 10 лет.

Средневзвешенное многолетнее значение влагозапаса для всех водосборов составляет 349 мм в. э. Влагозапас является функцией высоты и плотности снежного покрова, но, несмотря на меньшую плотность у долинных водосборов, их средневзвешенный влагозапас составляет большую долю от влагозапаса ледников (53 %), чем высота, что обуславливается наличием притертого льда в долинах. Коэффициент вариации для всех водосборов в пределах от 0,18 до 0,26, что говорит о низкой изменчивости. Средневзвешенный тренд по всем объектам составляет $1,8$ мм в. э./10 лет. Тренды преимущественно отрицательны, самые большие значения у л. Альдегонда ($-14,3$ мм в. э./10 лет) и Конгресса ($-12,9$ мм в. э./10 лет). Все тренды статистически не значимы.

Взаимосвязь характеристик снежного покрова исследуемых объектов неоднозначна (рис. 3). Характеристики между сезонами изменяются преимущественно квазисинхронно. Как правило, наиболее сильная связь между межгодовыми значениями высоты, плотности и влагозапаса снежного покрова характерна для близких по морфологическим свойствам объектов.

Приведенные далее величины коэффициентов корреляции получены при анализе невосстановленных рядов наблюдений. Коэффициенты корреляции между высотами снежного покрова ледников Альдегонда, Западный Грёнфьорд и Восточный Грёнфьорд варьируются в пределах от 0,84 до 0,92, у долинных водосборов Грёндален, Конгресс и морены ледника Альдегонда — от 0,80 до 0,95. Тем не менее, несмотря на близость свойств и близкое расположение друг к другу, у некоторых объектов отсутствует статистически значимая связь — коэффициенты корреляции между высотой снежного покрова водосбора Брюде и соседними Конгрессом и мореной ледника Альдегонда составляет 0,33 и 0,66 соответственно. У большинства объектов также присутствует статистически значимая связь между высотой снежного покрова и максимальным зарегистрированным за период снегонакопления значением высоты снежного покрова на метеостанции п. Баренцбург — средний коэффициент корреляции для ледников 0,76, для долинных водосборов — 0,65 (водосборы Грёндален и морена л. Альдегонда).

Характер связи между значениями плотности и влагозапаса снежного покрова среди ледников и долинных водосборов следующий: для ледников характерна хорошая связь, средние коэффициенты корреляции для влагозапаса и плотности 0,93

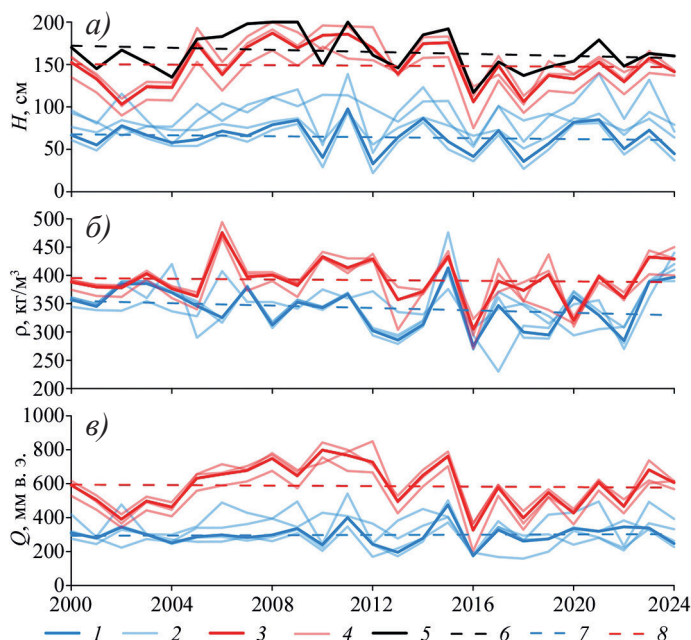


Рис. 3. Межгодовая изменчивость высоты *a)*, плотности *б)* и влагозапаса *в)* снежного покрова водосборов залива Грён-фьорд.

1 — средневзвешенное значение характеристик снежного покрова долинных водосборов; 2 — характеристики снежного покрова долинных водосборов; 3 — средневзвешенное значение характеристик снежного покрова ледников; 4 — характеристики снежного покрова ледников; 5 — максимальная высота снежного покрова в п. Баренцбург; 6 — линейный тренд максимальной высоты снежного покрова в п. Баренцбург; 7 — линейные тренды средневзвешенных характеристик снежного покрова долинных водосборов; 8 — линейные тренды средневзвешенных характеристик снежного покрова ледников

Fig. 3. Interannual variability of snow cover height *a)*, density *б)* and water equivalent *в)* in the Grøn fjord bay catchments.

1 — weighted average value of snow cover characteristics of valley catchments; 2 — snow cover characteristics of valley catchments; 3 — weighted average value of glacier snow cover characteristics; 4 — glacier snow cover characteristics; 5 — maximum snow cover height in Barentsburg; 6 — linear trend of maximum snow cover height in Barentsburg; 7 — linear trends of weighted average snow cover characteristics of valley catchments; 8 — linear trends of weighted average snow cover characteristics of glaciers

и 0,81 соответственно; статистически значимая связь для долинных водосборов обнаруживается только у значений плотности снежного покрова (0,73 в среднем); отсутствие связи для значений влагозапаса долинных водосборов преимущественно является следствием присутствия притертой ледяной корки и ее неоднородности внутри сезона между водосборами.

Продолжительность залегания снежного покрова

Время схода снежного покрова (рис. 4) остается преимущественно неизменным — средняя дата схода снежного покрова 15 июня (вариации в пределах 31 мая — 27 июня), тренд статистически не значим (0,8 сут/10 лет). Средняя дата появления устойчивого снежного покрова — 5 октября с вариацией в пределах от 10 сентября до 1 ноября, тренд 1,2 сут/10 лет. Дата максимальной зарегистрированной высоты снежного покрова на станции испытывает флуктуации на протяжении всего

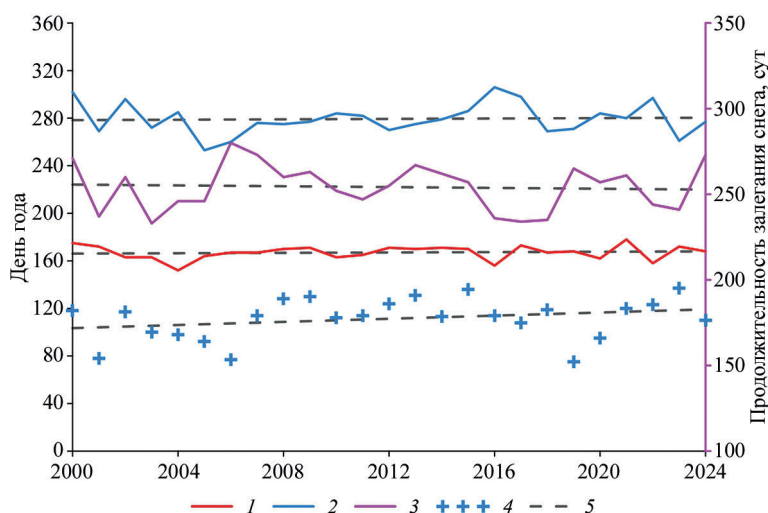


Рис. 4. Даты начала залегания, схода и максимальной высоты снежного покрова, а также продолжительность его залегания по данным метеостанции п. Баренцбург.

1 — дата схода; 2 — дата начала залегания; 3 — продолжительность залегания; 4 — дата максимальной высоты снега на метеостанции п. Баренцбург; 5 — линейные тренды

Fig. 4. Dates of the onset, melting and maximum snow cover depth, as well as the duration of its occurrence according to the Barentsburg meteorological station.

1 — disappearance date; 2 — onset date; 3 — occurrence duration; 4 — date of maximum snow depth at Barentsburg meteorological station; 5 — linear trends

рассматриваемого периода, средняя дата — 21 апреля, имеет сравнительно более выраженный, но статистически не значимый, тренд на увеличение (6,6 сут/10 лет). Среднее количество дней с наличием снежного покрова 254, имеет слабый и незначимый тренд на снижение — 1,2 сут/10 лет. Изменчивость продолжительности залегания снежного покрова обуславливается преимущественно изменчивостью даты появления снежного покрова.

Межгодовая изменчивость метеопараметров и связь с характеристиками снежного покрова

Климат Шпицбергена в значительной степени обуславливается расположением архипелага на основном маршруте переноса атмосферного и океанического тепла в Арктику и претерпевает значительные изменения в последние десятилетия [12]. В свою очередь на западную часть архипелага, где располагается залив Грён-фьорд, влияние оказывает теплое Западно-Шпицбергенское течение.

На рис. 5 приведена межгодовая изменчивость средних суточных значений температуры и скорости ветра, а также суммы осадков за холодные периоды (началом и концом периода являются устойчивые переходы температуры ниже и выше 0 °C соответственно) с 2000 по 2024 г. по данным метеостанции п. Баренцбург. В табл. 4 даны статистические характеристики указанных метеопараметров, дополненные значениями продолжительности холодного периода и длиной оттепелей.

Для рассматриваемых метеопараметров характерна низкая изменчивость ($C_v \leq 0,22$). Скорость ветра имеет статистически значимый тренд на увеличение (0,2 м/с в 10 лет).

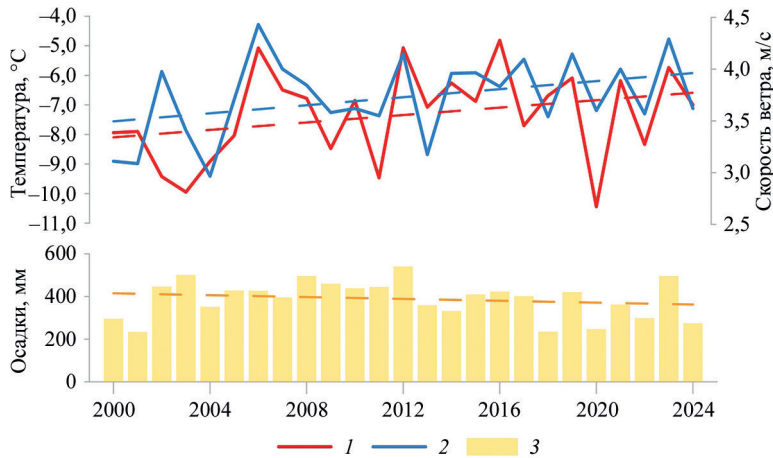


Рис. 5. Межгодовая изменчивость средних значений температуры и скорости ветра, а также суммы осадков за холодные периоды с 2000 по 2024 г.
1 — температура, 2 — скорость ветра, 3 — сумма осадков. Штрихом нанесены линии трендов

Fig. 5. Interannual variability of mean values of temperature and wind speed, as well as precipitation for cold periods from 2000 to 2024.
1 — temperature, 2 — wind speed, 3 — precipitation. The dashed lines indicate trend lines

Таблица 4

Сводная таблица статистических характеристик метеопараметров
в период с 2000 по 2024 г.

Table 4

Summary table of meteorological parameters' statistical characteristics
for the period from 2000 to 2024

	Темпе- ратура, °C	Количество осадков, мм	Скорость ветра, м/с	Продолжительность холодного периода, сут	Оттепели, сут
Холодный период					
Среднее	-7,34	389	3,73	236	9,2
Мин	-10,5	234	2,97	191	2
Макс	-4,82	541	4,43	263	20
Сv	-0,21	0,22	0,10	0,08	0,46
Тренд	0,63 °C/10 лет	-21,9 мм/10 лет	0,19 м/с/10 лет	-10,9 сут/10 лет	-1,0 сут/10 лет
Год					
Среднее	-3,12	569	3,45	—	—
Мин	-5,81	382	2,65	—	—
Макс	-0,37	797	3,93	—	—
Сv	-0,35	0,13	0,07	—	—
Тренд	0,91 °C/10 лет	15,1 мм/10 лет	0,15 м/с/10 лет	—	—

Примечание. Жирным выделены статистически значимые тренды ($\alpha=0,05$).
Note. Statistically significant trends are highlighted in bold ($\alpha = 0.05$).

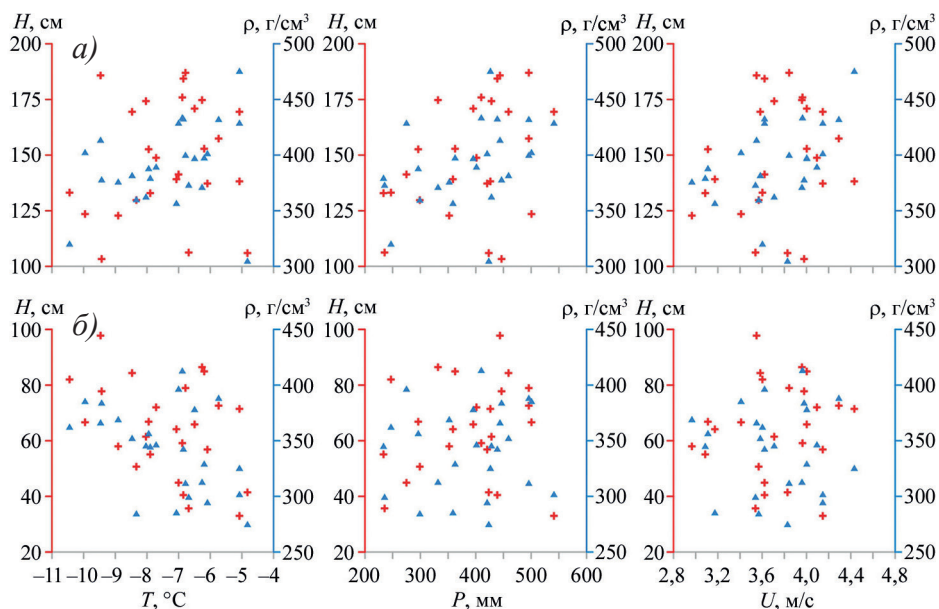


Рис. 6. График зависимости средних значений высоты и плотности снежного покрова на ледниках *а)* и в долинных водосборах *б)* от метеопараметров (среднесуточные температура и скорость ветра и сумма осадков за холодный период)

Fig. 6. Graph of the dependence of average values of snow cover depth and density on glaciers *a)* and in valley catchments *б)* on meteorological parameters (average daily temperature and wind speed, and the amount of precipitation during the cold period)

Значения трендов для суммы осадков и температуры составляют $-21,9$ мм/10 лет и $0,6$ °C/10 лет соответственно. Продолжительность холодного периода имеет низкую изменчивость и статистически значимый тренд на уменьшение, составляющий $-10,9$ дней за десятилетие. Количество дней с оттепелями за холодный период имеет высокую изменчивость ($Cv = 0,46$) и статистически не значимый тренд на снижение ($-1,0$ сут/10 лет).

Статистически значимые тренды обнаружены у среднегодовых значений температуры воздуха ($0,91$ °C/10 лет) и скорости ветра ($0,15$ м/с/10 лет). Среднегодовой температуре также свойственна высокая изменчивость ($Cv = 0,46$). Сумма осадков за год имеет положительный статистически не значимый тренд ($15,1$ мм/10 лет).

При более подробном рассмотрении межгодовой изменчивости метеопараметров (анализировалась межгодовая изменчивость среднемесячных значений метеопараметров для каждого месяца отдельно) значительных отличий от текущего анализа среднесуточных величин за холодный период не обнаружено, что говорит об отсутствии существенных изменений распределения приведенных метеопараметров внутри холодного периода за рассматриваемый диапазон лет.

Таким образом, за рассматриваемый временной диапазон (2000–2024) холодные периоды имеют тенденцию к сокращению продолжительности, повышению температуры и средней скорости ветра и уменьшению количества выпадающих осадков. В то же время с точки зрения годовых значений метеопараметров климат в районе п. Баренцбург за рассматриваемый период становится более теплым, влажным и ветреным. Для анализа взаимосвязи изменчивости метеопараметров за

Таблица 5

Связь средних значений характеристик снежного покрова
на ледниках и в долинных водосборах
и метеопараметров за холодный период

Table 5

Relationship between average values of snow cover characteristics
on glaciers and in valley catchments,
and meteorological parameters during the cold period

Тип объекта	Характеристика	Температура	Сумма осадков	Скорость ветра
Ледники	Высота	0,15	0,38 (0,059)	0,21
	Плотность	0,31	0,40 (0,050)	0,42 (0,04)
	Влагозапас	0,26	0,46 (0,019)	0,33 (0,09)
Долинные водосборы	Высота	-0,39 (0,05)	0,14	0,12
	Плотность	-0,44 (0,03)	0,07	-0,04
	Влагозапас	-0,38 (0,06)	0,09	0,21

Примечание. В скобках приведено p -значение; жирным выделены статистически значимые коэффициенты (при уровне значимости $\alpha = 0,05$).
Note. The p -value is given in brackets; statistically significant coefficients are highlighted in bold (at a significance level of $\alpha = 0.05$).

холодный период и характеристик снежного покрова были построены точечные графики функций (рис. 6) и корреляционная матрица (табл. 5).

Характеристики снежного покрова (высота, плотность и влагозапас) ледников имеют слабую статистическую связь с приведенными метеопараметрами. Наибольшие коэффициенты корреляции обнаруживаются между характеристиками снежного покрова ледников и суммой осадков за соответствующие холодные периоды, однако только одна характеристика имеет статистически значимую связь с суммой осадков при уровне значимости $\alpha = 0,05$ — влагозапас ($r = 0,46, p = 0,02$). Высота и плотность снежного покрова ледников имеют практически идентичные, находящиеся на границе статистической значимости связи с суммой осадков — $r = 0,38, p = 0,059$ для высоты и $r = 0,40, p = 0,05$ для плотности. Также статистически значимая связь обнаруживается между плотностью и средней скоростью ветра за холодный период ($r = 0,42, p = 0,04$), остальные коэффициенты корреляции между характеристиками снега и другими метеопараметрами лежат в пределе от 0,15 до 0,31.

Высота и плотность снежного покрова долинных водосборов имеют статистически значимую связь с среднесуточной температурой холодного периода — соответствующие коэффициенты корреляции для высоты, плотности и влагозапаса составляют $-0,39$ ($p = 0,05$) и $-0,44$ ($p = 0,03$). При этом связь влагозапаса и температуры находится на границе статистической значимости ($r = -0,38, p = 0,06$). Связь между характеристиками снежного покрова долин и остальными метеопараметрами не обнаружена.

Доля притертой ледяной корки в общем влагозапасе долинных водосборов

Значительную часть влагозапаса долинных водосборов составляет притертая ледяная корка, образовавшаяся на поверхности почвы в результате оттепелей, выпадения жидких осадков на снежную толщу низкой толщины и намерзания поверхностного стока различного генезиса.

Средняя толщина притертой ледяной корки (ПЛК) в долине Грёндален варьируется в пределах от 0,63 до 37,0 см (средняя толщина 11,8 см) при коэффициенте вариации 0,79, что говорит о ее высокой изменчивости. Относительно общих влагозапасов долины доля влагозапаса притертой ледяной корки в среднем составляет 32 % и изменяется в пределах от 2 до 73 % (рис. 7). Наблюдаемая средняя толщина притертой ледяной корки для морены л. Альдегонда имеет схожие статистические характеристики, ключевыми из которых являются сильная изменчивость и большая амплитуда. Тем не менее среднее значение толщины притертой корки и доли в общем влагозапасе водосбора существенно ниже — среднее 5,9 см, доля 16 %. Для остальных долинных водосборов (Брюде, Конгресс) характерна незначительная высота притертой ледяной корки.

Высота ПЛК на водосборах Грёндален и морена л. Альдегонда имеет статистически не значимые тренды, равные 3,1 и $-0,6$ см/10 лет соответственно. Это соблюдается и для трендов доли ПЛК в общих влагозапасах водосборов, где соответствующие значения трендов равны 6,9 и $-0,8$ %/10 лет.

Статистически значимая связь между метеопараметрами холодного периода (среднесуточная температура, сумма осадков, средняя скорость ветра) и высотой и долей в общих влагозапасах ПЛК обнаружена только у температуры и долей ПЛК морены л. Альдегонда ($r = 0,46$, $p = 0,02$).

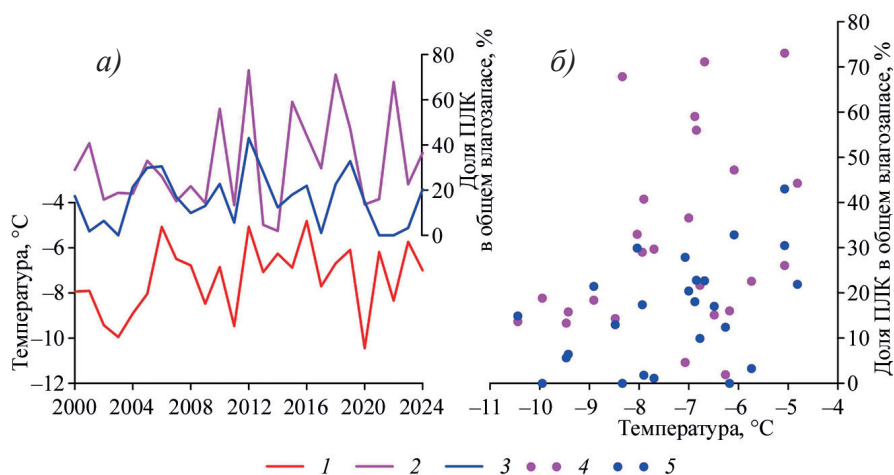


Рис. 7. Характеристики притертой ледяной корки от общего влагозапаса водосборов Грёндален и морены л. Альдегонда. а) — межгодовая изменчивость доли притертой ледяной корки; б) — зависимость доли притертой ледяной корки от среднесуточной температуры холодного периода. 1 — среднесуточная температура холодного периода; 2 — доля притертой ледяной корки в общем влагозапасе в долине Грёндален; 3 — доля притертой ледяной корки в общем влагозапасе на морене л. Альдегонда; 4 — Грёндален; 5 — морена л. Альдегонда

Fig. 7. Characteristics of the basal ice share in the total liquid-water content of catchments Grøndalen Valley and Aldegonda glacier moraine. а) — interannual variability of the basal ice share; б) — dependence of the basal ice share on mean daily temperature during cold period.

1 — mean daily temperature during cold period; 2 — basal ice share in liquid-water content in the Grøndalen Valley; 3 — basal ice share in total liquid-water content of Aldegonda glacier moraine; 4 — Grøndalen; 5 — Aldegonda glacier moraine

Обсуждение

Согласно полученным результатам, высота, плотность и влагозапас снежного покрова водосборов залива Грён-фьорд в начале XXI в. не испытывают статистически значимых изменений, полученные тренды характеристик близки к нулю, что согласуется с результатами других исследований снежного покрова архипелага Шпицберген [8, 9]. В [8] авторы в промежутке с 1961 по 2012 г. находят слабоположительные и статистически не значимые тренды влагозапаса снежного покрова, и, согласно их выводам, долгосрочная тенденция также незначительна.

В то же время исследования [5, 8, 9] находят на большей части архипелага Шпицберген тренд на сокращение продолжительности залегания снежного покрова, положительный временной сдвиг в появлении устойчивого снежного покрова, а также более ранний сход снежного покрова, ссылаясь на быстрое потепление Арктики. Отсутствие значимого тренда даты схода снежного покрова во время потепления для всего архипелага авторы связывают с компенсацией повышения температуры количеством осадков. Данные результаты в целом совпадают с результатами, полученными в нашей работе. Применительно к бассейну залива Грён-фьорд также замечено, что в период с 2006 по 2013/14 г. даты начала устойчивого снегозалегания и схода снежного покрова, а также продолжительность снегозалегания были относительно статичны в сравнении с другими временными периодами, что можно объяснить сменой атмосферной циркуляции [13].

Климат Шпицбергена пространственно неоднороден. Наиболее сильные климатические изменения происходят на севере и северо-востоке архипелага [8], в то время как на западной и южной частях он более статичен, что может быть следствием влияния Западно-Шпицбергенского течения. По данным метеостанции п. Баренцбург в начале XXI в. в холодный период наблюдается слабое потепление (тренд среднесуточной температуры холодного периода $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), усиление ветра ($0,2\text{ м/с}/10\text{ лет}$), а также снижение суммы осадков ($-21,9\text{ мм}/10\text{ лет}$). Среди полученных трендов статистическую значимость имеет только усиление ветра. Результаты анализа климатических изменений годовых значений метеопараметров (среднегодовые температура воздуха и скорость ветра, сумма осадков за год) по данным метеостанции п. Баренцбург также согласуются с аналогичными исследованиями [5, 8]. Тренд на снижение количества осадков в холодный период статистически не значим, а сумма осадков не имеет связи с продолжительностью холодного периода, что в совокупности с положительным трендом годовой суммы осадков свидетельствует о перераспределении режима осадков внутри года.

Отсутствие качественных статистически значимых линейных связей между метеопараметрами и характеристиками снежного покрова в бассейне залива Грён-фьорд является следствием вариативности и динамики метеорологических условий в сочетании с физико-географическими особенностями каждого объекта или водосбора в целом. В то же время полученные результаты корреляционного анализа демонстрируют отличия в условиях снегозалегания, которые проявляются в наличии статистически значимой связи у характеристик снежного покрова ледников с суммой осадков за холодный период, в то время как характеристики долин имеют связи только со средней температурой холодного периода. Таким образом, можно предположить, что вследствие малой средней высоты рельефа характеристики снежного покрова долинных водосборов более чувствительны к изменениям температур, чем

осадков или ветра, в то время как ледники, имеющие большую высоту, демонстрируют чувствительность к осадкам.

Между высотой снега на метеостанции Баренцбург и высотой снега на водосборах существует статистически значимая связь, как было показано в табл. 2 и на рис. 3. Замечено, что характеристики снежного покрова у однотипных объектов, особенно ледников, как правило, имеют статистически значимую связь, которую можно использовать при реконструкции пропусков данных или реанализе (так же как и связь с максимальной высотой снега на метеостанции). С этой точки зрения наиболее репрезентативными объектами являются Грёндален для долинных водосборов и ледник Альдегонда для ледников. Значимую роль в этом выборе играет длина рядов наблюдений на этих объектах.

В статье не рассмотрено влияние горизонтального переноса снежного покрова, что может стать предметом будущих исследований. В то же время, по данным авторов, полученным в ходе работ 2022 г. на востоке архипелага Шпицберген в долине Агард, горизонтальный метелевый перенос снежного покрова может оказывать существенное влияние на характеристики снежного покрова. Согласно полученным результатам, под воздействием горизонтального переноса снега с морского ледяного покрова плотность снежного покрова в долине Агард достигала значений, характерных для ледников залива Грён-фьорд, а высота была в среднем выше, чем у долин залива. Основную роль здесь играет экспозиция долины в сочетании с наличием ледяного покрова на море, что косвенно подтверждается в работе [12].

Значительную долю влагозапаса долинных водосборов составляет притертая ледяная корка. Наиболее сильно это проявляется у больших горных долинных водосборов с преимущественно однородным плоским рельефом (Грёндален), где доля притертой ледяной корки в общем влагозапасе может достигать 79 %. Однако статистической связи между метеопараметрами холодного периода и высотой и долей притертой ледяной корки в общих влагозапасах водосбора не найдено, это может свидетельствовать о том, что генезис притертой ледяной корки неоднозначный, а увеличение числа оттепелей или выпадения жидких осадков на снежный покров, наблюдаемых в начале XXI в. [8, 12, 14], не играют в нем определяющей роли и зависят от обстоятельств, таких как высота снежного покрова на момент выпадения осадков, район выпадения с точки зрения влияния рельефа на снегонакопление, сумма осадков.

Заключение

Результаты исследования показали, что за период 2000–2024 гг. не наблюдается статистически значимых (при уровне значимости $\alpha = 0,05$) трендов изменения высоты, плотности и влагозапаса снежного покрова. Полученные тренды преимущественно слабоотрицательные. Показано, что характеристики снежного покрова у однотипных объектов хорошо коррелируют между собой и значением максимальной высоты снежного покрова на метеостанции п. Баренцбург и могут быть использованы для реконструкции. Продолжительность снегозалегания, а также даты установления и схода снежного покрова не имеют ярко выраженных трендов. Климат района исследования в холодный период становится слегка более теплым, ветреным и сухим. Обнаружены слабые, но статистически значимые линейные связи между метеопараметрами холодного периода и характеристиками снежного покрова. В районе исследования влияние на суммарные влагозапасы и высоту

и долю притертой ледяной корки в общих влагозапасах увеличения количества случаев выпадения жидких осадков на снежный покров, оттепелей и их продолжительности не обнаружено.

Таким образом, в настоящее время мы наблюдаем в целом стационарный период условий снегонакопления, где увеличение температуры холодного периода частично компенсируется увеличением суммы осадков [15–17]. Наличие связей между характеристиками снежного покрова и суммой осадков за холодный период на ледниках, являющихся преимущественно высотными водосборами, а также между характеристиками снежного покрова маловысотных долинных водосборов и средней температурой холодного периода является характерной чертой данного периода, демонстрируя особенности чувствительности характеристик снежного покрова в зависимости от высоты и типа водосбора к основным метеорологическим параметрам.

Конфликт интересов. У авторов исследования нет конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках темы 5.1.4 Плана НИТР Росгидромета на 2020–2024 гг. Регистрационный номер НИТР АААА-А20-120041590009-7.

Благодарности. Коллектив авторов выражает благодарность руководству и сотрудникам Российской научной арктической экспедиции на арх. Шпицберген, ее зимовочным и сезонным составам.

Competing interests. The authors have no conflict of interest to declare.

Financing. The research was funded within project 5.1.4 of Roshydromet STW' Plan 2020–2024. STW registration number АААА-А20-120041590009-7.

Acknowledgments. The team of authors expresses gratitude to the management and staff of the Russian Scientific Arctic Expedition in the archipelago of Spitsbergen, as well as its wintering and seasonal teams.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

- Осокин Н.И., Сосновский А.В. Динамика параметров снежного покрова, влияющих на устойчивость многолетней мерзлоты на архипелаге Шпицберген. *Лед и Снег*. 2016;56(2):189–198. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-189-198>
Osokin N.I., Sosnovskii A.V. Dynamics of snow cover parameters affecting permafrost stability on the Svalbard archipelago. *Led i Sneg = Ice and Snow*. 2016;56(2):189–198. (In Russ.). <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-2-189-198>
- 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 — an annual report*. Longyearbyen: Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System. 2019:82–107. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4778366>
- Bokhorst S., Pedersen S.H., Brucker L., Anisimov A., Bjerke J.W., Brown R.D., Ehrich D., Essery R.L.H., Heilig A., Ingvander S., Johansson C., Johansson M., Jónsdóttir I.S., Inga N., Luoju K., Macelloni G., Mariash H., McLennan D., Rosqvist G.N., Sato A., Savela H., Schneebeli M., Sokolov A., Sokratov S.A., Terzago S., Vikhamar-Schuler D., Williamson S., Qiu Y., Callaghan T.V. Changing Arctic snow cover: A review of recent developments and assessment of future needs for observations, modelling, and impacts. *Ambio*. 2016;45:516–537. <https://doi.org/10.1007/s13280-016-0770-0>
- Isaksen K., Nordli Ø., Ivanov B., Køltzow M.A.Ø., Aaboe S., Gjeltén H.M., Mezghani A., Eastwood S., Førland E., Benestad R.E., Hanssen-Bauer I., Brækkan R., Sviashchennikov P., Demin V., Revina A., Karandasheva T. Exceptional warming over the Barents area. *Scientific Reports*. 2022;12:9371. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-13568-5>

5. Van Pelt W., 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. <https://doi.org/10.5194/tc-13-2259-2019>
6. Гляциология Шпицбергена. Под. ред. В.М. Котлякова. М.: Наука; 1985. 200 с.
7. 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*. 2023;42:8827. <https://doi.org/10.33265/polar.v42.8827>
8. Van Pelt W., Kohler J., Liston G., Hagen J., Luks B., Reijmer C., Pohjola V. Multidecadal climate and seasonal snow conditions in Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2019;121(11):2100–2117. <https://doi.org/10.5194/tc-13-2259-2019>
9. Maniktala D. *Analysing seasonal snow cover trends and patterns on Svalbard*. Uppsala: Department of Earth Sciences, Uppsala University; 2022. 44 p.
10. Kierulf H., van Pelt W., 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>
11. Ignatiuk D., Dunse T., Gallet J.-C., Girod L., Grabiec M., Kepski D., Kohler J., Laska M., Luks B., van Pelt W., Pettersson R., Pohjola V., Schuler T.V. Ground penetrating radar measurement of snow in Svalbard — past, present, future (SnowGPR). *SESS report 2022 — The State of Environmental Science in Svalbard — an annual report*. Longyearbyen: Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System; 2022: 116–141. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7371725>
12. Wickström S., Jonassen M., Cassano J., Vihma T. Present temperature, precipitation, and rain-on-snow climate in Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2020;125(14):e2019JD032155. <https://doi.org/10.1029/2019JD032155>
13. Lang C., Fettweis X., Ericum M. Stable climate and surface mass balance in Svalbard over 1979–2013 despite the Arctic warming. *The Cryosphere*. 2015;9(1):83–101. <https://doi.org/10.5194/tc-9-83-2015>
14. Сосновский А.В., Осокин Н.И. Влияние оттепелей на снежный покров и промерзание грунта при современных изменениях климата. *Лед и Снег*. 2019;59(4):475–482. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433>
 Sosnovskii A.V., Osokin N.I. The influence of thaws on snow cover and soil freezing under modern climate changes. *Led i Sneg = Ice and Snow*. 2019;59(4):475–482. (In Russ.). <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-433>
15. Luce C., Lopez-Burgos V., Holden Z. Sensitivity of snowpack storage to precipitation and temperature using spatial and temporal analog models. *Water Resources Research*. 2014;50(12):9447–9462. <https://doi.org/10.1002/2013WR014844>
16. Hamlet A.F., Mote P.W., Clark M. P., Lettenmaier D.P. Effects of temperature and precipitation variability on snowpack trends in the Western United States. *Journal of Climate*. 2005;18(21):4545–4561. <https://doi.org/10.1175/JCLI3538.1>
17. Bonsoms J., López-Moreno J.I., Alonso-González E. Snow sensitivity to temperature and precipitation change during compound cold-hot and wet-dry seasons in the Pyrenees. *The Cryosphere*. 2023;17(3):1307–1326. <https://doi.org/10.5194/tc-17-1307-2023>

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

Мнение / Opinion

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-311-317>

УДК 551.577



Is the surface mass balance in inland East Antarctica decreasing? (with reference to D. Wang's paper in the "Nature Geoscience" journal)

Alexey A. Ekaykin^{1,2}✉

¹ State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

² Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

✉ekaykin@aari.ru

AAE, 0000-0001-9819-2802

Abstract. This article offers critical comments on the paper "Sustained decrease in inland East Antarctic surface mass balance between 2005 and 2020" by Dr. Danhe Wang and co-authors published on the 11th of June 2025 in the "Nature Geoscience" journal. There is no doubt about the high quality of the data presented in the Wang et al.'s manuscript, but the results of the study are applicable only to a relatively short interval of time and to a small fraction of the East Antarctic Ice Sheet (in particular, to the vicinity of Dome A). In this respect, the paper's title is to a large extent misleading since there is no evidence of sustained decrease in surface mass balance in inland East Antarctica as a whole, even though there is no disputing the fact that the total mass of the Antarctic Ice Sheet is decreasing due to ablation at the edges.

Keywords: Antarctica, mass balance, snow accumulation rate

For citation: Ekaykin A.A. Is the surface mass balance in inland East Antarctica decreasing? (with reference to D. Wang's paper in the "Nature Geoscience" journal). *Arctic and Antarctic Research*. 2025;71(3):311–317. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-311-317>

Received 06.08.2025

Revised 25.08.2025

Accepted 27.08.2025

© Авторы, 2025

© Authors, 2025

The Antarctic Ice Sheet (AIS) is currently losing mass, contributing about 10 % of the mean 3.6 mm yr⁻¹ sea level rise in 2006–2018 [1]. The total AIS mass budget is an interplay between ice ablation on Antarctica's edges (mainly iceberg calving and ice shelf basal melt) and net snow accumulation in the AIS's interior; the latter is often referred to as “surface mass balance” (SMB) and represents a function of precipitation, sublimation and snow transport by wind [2]. The mass loss is dominated by the increased ice ablation, while the contribution of the SMB is less clear [3]. It is argued that in a warmer climate the SMB should increase due to enhanced water vapor capacity of air [4]. Therefore, it is crucial to know the SMB's sensitivity to the current climate change in order to project the future AIS's mass change and its final contribution to the sea level rise. However, such studies suffer from a dramatic paucity of ground-based reliable data on SMB, so the researchers have to rely upon the climate models, despite the fact that they do not necessarily reproduce the instrumental data correctly, especially in the inland parts of the AIS [5, 6].

On the 11th of June 2025 a paper was published in the “Nature Geoscience” journal entitled “Sustained decrease in inland East Antarctic surface mass balance between 2005 and 2020” (<https://doi.org/10.1038/s41561-025-01699-z>), by D. Wang and others [7]. The authors presented a new unique dataset of instrumentally observed snow mass balance values along the transect between the coastal Zhongshan Station and the main East Antarctic ice dome, Dome A (Fig. 1) in order to demonstrate a significant decrease in SMB between 2005 and 2020 in the inland part of the transect, and to reveal a role of atmospheric circulation in this trend. Although the quality of the instrumental SMB data and the robustness of the results are not in doubt, three main concerns arise: (1) the article only discusses the atmospheric circulation drivers of the SMB variability ignoring the thermodynamic factor; (2) the findings of the article are applicable only to a relatively short interval of time and to a small fraction of the East AIS and (3) as such, the article's title is to a large extent misleading. These concerns motivated me to write comments on the Wang et al.'s work, which is the subject of this short article. The comments were sent to Dr. D. Wang and his colleagues, and their reply is attached as supplementary material to this article.

The study of Wang et al. is based on measuring the heights of the accumulation stakes installed along the Zhongshan – Dome A logistic traverse. The authors are aware of a very weak climatic signal in the instrumental SMB data (due to a very high amount of “depositional noise”, which constitutes more than 90 % of the total variance, [8]), so to overcome this problem they use averaging of the SMB values over a number of adjacent stakes. The reliability of the data could be further improved if the authors used the SMB data from the stake farms situated in the vicinity of Dome A [9].

The next issue concerns the choice of the time interval discussed in the paper, from 2005 to 2020. The data shown in their Figure 5a–c demonstrates that it is actually the only 15-yr period between 1979 and 2024 when the SMB (and precipitation rate, as seen in ERA5 reanalysis data) was significantly decreasing. Looking at the same graph for the period up to 2024, one can see no negative SMB trend between 2005 and 2024. There is also no overall negative trend in precipitation between 1979 and 2024. The selection of the 2005–2020 interval is explained by the fact that 2005 was the first year when the SMB data was available along the whole length of the Zhongshan – Dome A profile, although other parts of the accumulation-stake profile are operating since January 1997 [10]. It is just a pure coincidence that the time interval of the study covers the only 15-year period of time when the SMB was decreasing.

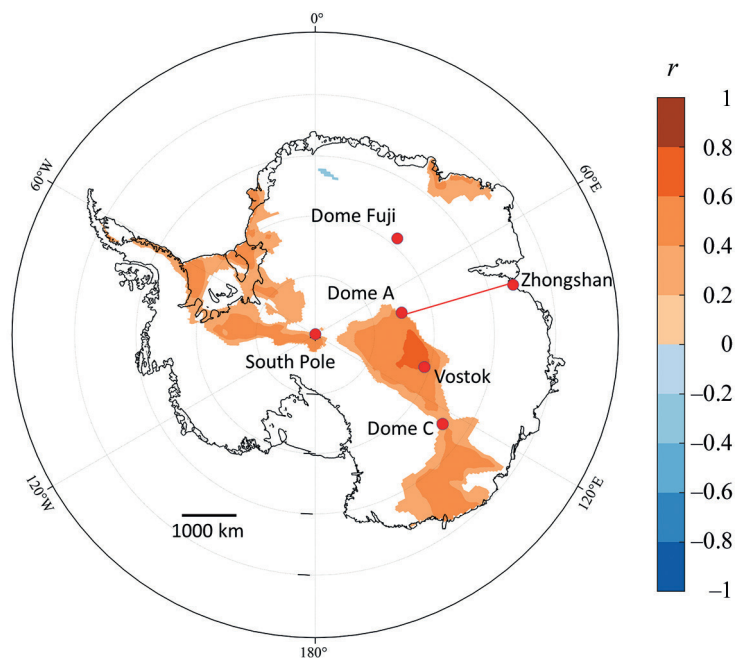


Fig. 1. The location of the sites mentioned in the paper.

The red line is the Zhongshan – Dome A transect (ref. 7). The colors denote the spatial variability of the correlation coefficients between detrended time-series of instrumentally measured SMB at Vostok in 1979–2021 [8] and the SMB time-series produced by ERA-5 reanalysis [15]

Рис. 1. Местоположение пунктов, упомянутых в статье.

Красная линия — профиль Жонгшан – Купол А [7]. Цветом показано пространственное распределение коэффициентов корреляции между временным рядом инструментально измеренной скорости снегонакопления на станции Восток в 1979–2021 гг. [8] и скоростью снегонакопления по данным реанализа ERA-5 (из работы [15])

When discussing the factors responsible for the observed negative SMB trend in 2005–2020, the authors focus on the atmospheric circulation in the Southern Hemisphere, such as the intensity of zonal circulation, the anomalies of 500 hPa geopotential height and the related anomalies of the poleward transport of the water vapor. However, it is known that the variability of SMB is closely related to the local air temperature, which is evident both from the climate models [11], the instrumental observations [8, 12] and the ice core data [13]. Thus, the discussion part of the Wang et al.'s article could be substantially improved if the authors analyzed the relationship between the SMB and the surface air temperature at Dome A, data on which is available for the region of study [14]. Having said that, it is necessary to note that the circulation and the thermodynamic factors are certainly not fully independent as it is atmospheric circulation that brings heat and moisture to central Antarctica.

The most important issue concerns the geographical extent of the validity of the results of the paper. The title refers to the region as “inland East Antarctica”, but it is very unlikely that the results are applicable to the entire plateau of East Antarctica. For example, one of the reasons of the decreasing SMB in the Dome A region in 2005–2020 is the deepening of

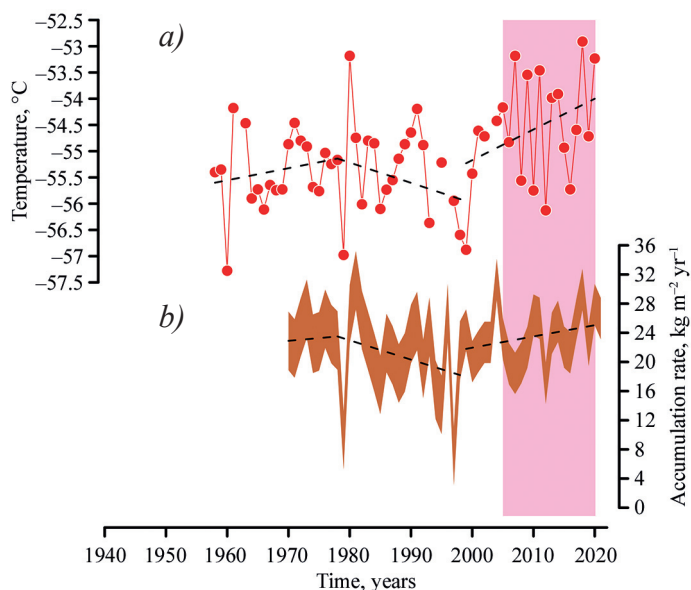


Fig. 2. Vostok snow accumulation rate (*b*) vs local air temperature (*a*).

The shading depicts the error bars (± 2 SEM). The dashed lines in (*a*) and (*b*) are the linear trends of temperature and accumulation rate for the time intervals 1960–1978, 1978–1999 and 1999–2021. Pink color highlights the time interval (2005–2020) studied by D. Wang et al. [7]. The figure is from [8] with modifications

Рис. 2. Скорость снегонакопления на ст. Восток (*b*) и местная приземная температура воздуха (*a*).

Заливка обозначает погрешность измерения (± 2 ошибки среднего). Пунктиром на рис. 2*a* и 2*b* обозначены линейные тренды температуры и снегонакопления в интервалы 1960–1978, 1978–1999 и 1999–2021 гг. Розовым цветом выделен интервал времени (2005–2020 гг.), которому посвящена работа Д. Вонга с соавторами [7]. Рисунок заимствован из работы [8] с изменениями

the low-pressure anomaly in the south-eastern part of the Indian Ocean (South Indian Ocean Low, SIOL), to the eastern side of the study area, thus enhancing offshore tropospheric winds along the SIOL's western flank and reducing the water vapor transport into the interior of Antarctica (see the Wang et al.'s figures 3 and 6). Does it mean that along the eastern flank of SIOL the offshore tropospheric winds are weakened and the poleward water transport is enhanced? Does it mean that the depleted SMB in the region of study is (at least, partly) balanced by the increased snow accumulation somewhere to the east of Dome A, e.g. in the vicinity of Vostok or Dome C? (see Fig. 1). To test this hypothesis and to study the geographical extent of the results obtained at Dome A, it is necessary to involve the SMB data from the other sites where robust instrumental observations of the snow accumulation are available: South Pole [12], Dome C [15] and Vostok [8]. In particular, at Vostok a clear growth of SMB was observed in 2005–2020 (Fig. 2); the accumulation rate has increased by about 28 %, from 20.3 to 26.1 $\text{kg m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ [8]. Moreover, it is very likely that the mean present-day (1970–2020) SMB value at Vostok exceeds that during any 50-year interval in the pre-industrial era [16]. At the South Pole, the SMB increased by as much as 57 % between 2005 and 2020 [12], while no significant trend is detected at Dome C [15]. These results do not contradict the observed decline of snow accumulation rate at Dome A, given a large regional variability of the SMB trends on decadal scale [1, 6].

For example, interannual variability of SMB at Vostok significantly correlates with that at the South Pole and Dome C vicinity, but not with the Wang et al.'s area of study (600 km to the north of Dome A), Fig. 1.

In conclusion, the article by D. Wang et al. is an important contribution to the understanding of the processes lying behind the decadal SMB variability in Antarctica, but its results should not be interpreted as evidence of a sustained recent accumulation rate decline. Because of the large spatial (between different Antarctic sectors) and temporal (on decadal scale) variability of SMB, it is likely that during a short (15 years) time interval the snow accumulation rate may reveal decreased values in a certain region of Antarctica, but there is also evidence that on the continental and multi-decadal scale the SMB in central Antarctica has increased probably as a result of increasing air temperature [6, 16].

Supplementary materials

The reply of Dr. D. Wang and his colleagues on my comments can be found here:
http://cerl-aari.ru/wp-content/uploads/2025/08/Reply_to_matter_arising_v4.docx

Competing interests. The author declares no competing interests.

Acknowledgments. I thank Dr. Andrey F. Glazovsky and Dr. Vladimir Ya. Lipenkov for their reviews of this article.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Благодарности. Автор выражает благодарность А.Ф. Глазовскому и В.Я. Липенкову за полезные замечания и советы при рецензировании статьи.

REFERENCES

1. Fricker H.A., Galton-Fenzi B.K., Walker C.C., Freer B.I.D., Padman L, Deconto R. Antarctica in 2025: Drivers of deep uncertainty in projected ice loss. *Science*. 2025;387(6734):601–609. <https://doi.org/10.1126/science.adt9619>
2. Hanna E., Topál, D., Box, J.E., ... Ultee L. Short-and long-term variability of the Antarctic and Greenland ice sheets. *Nature Reviews Earth & Environment*. 2024;5(3):193–210. <https://doi.org/10.1038/s43017-023-00509-7>
3. Noble T.L., Rohling E.J., Aitken A.R.A., ... Williams T. The sensitivity of the Antarctic ice sheet to a changing climate: Past, present, and future. *Reviews of Geophysics*. 2020;58(4):E2019RG000663. <https://doi.org/10.1029/2019RG000663>
4. Nicola L., Notz D., Winkelmann R. Revisiting temperature sensitivity: how does Antarctic precipitation change with temperature? *The Cryosphere*. 2023;17(7):2563–2583. <https://doi.org/10.5194/tc-17-2563-2023>
5. Richter A., Ekaykin A.A., Willen M.O., Lipenkov V.Y., Groh A., Popov S., Scheinert M., Horwath M., Dietrich R. Surface mass balance models vs. stake observations: a comparison in the Lake Vostok region, central East Antarctica. *Frontiers in Earth Science*. 2021;9:669977. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.669977>
6. Wang Y., Xiao C. An increase in the Antarctic surface mass balance during the past three centuries, dampening global sea level rise. *Journal of Climate*. 2023;36(23):8127–8138. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0747.1>
7. Wang D., Ma H., Li X., ... Shi G. Sustained decrease in inland East Antarctic surface mass balance between 2005 and 2020. *Nature Geoscience*. 2025;18(6):462–470. <https://doi.org/10.1038/s41561-025-01699-z>
8. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Tebenkova N.A. Fifty years of instrumental surface mass balance observations at Vostok Station, central Antarctica. *Journal of Glaciology*. 2023;69(278):1705–1717.

9. Ding M., Xiao C., Yang Y., Wang Y., Li C., Yuan N., Shi C., Sun W., Ming J. Re-assessment of recent (2008–2013) surface mass balance over Dome Argus, Antarctica. *Polar Research*. 2016;35(1):26133. <https://doi.org/10.3402/polar.v35.26133>
10. Minghu D., Cunde X., Yuansheng L., Jiawen R., Shugui H., Bo J., Bo S. Spatial variability of surface mass balance along a traverse route from Zhongshan station to Dome A, Antarctica. *Journal of Glaciology*. 2011;57(204):658–666. <https://doi.org/10.3189/002214311797409820>
11. Dalaiden Q., Goosse H., Klein F., Lenaerts J.T.M., Holloway M., Sime L. How useful is snow accumulation in reconstructing surface air temperature in Antarctica? A study combining ice core records and climate models. *The Cryosphere*. 2020;14(4):1187–1207. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1187-2020>
12. Zhai Z., Wang T.Y., Lazzara M.A., Keller L.M., Wu Q. Snow accumulation variability at the South Pole from 1983 to 2020, associated with Central Tropical Pacific forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2023;128(24):E2023JD039388. <https://doi.org/10.1029/2023JD039388>
13. Robin G.Q. Ice cores and climatic change. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences*. 1977;280(972):143–168.
14. Ding M., Zou X., Sun Q., Yang D., Zhang W., Bian L., Lu C., Allison I., Heil P., Xiao C. The PANDA automatic weather station network between the coast and Dome A, East Antarctica. *Earth System Science Data*. 2022;14(11):5019–5035. <https://doi.org/10.5194/essd-14-5019-2022>
15. Stefanini C., Stenni B., Masiol M., Dreossi G., Favier V., Becherini F., Scarchilli C., Ciardini V., Carugati G., Frezzotti M. Snow accumulation rates at Concordia Station, Antarctica, observed by stake farms. *EGU sphere*. 2025;2025:1–26. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2025-2477>
16. Ekaykin A.A., Veres A.N., Wang Y. Recent increase in the surface mass balance in central East Antarctica is unprecedented for the last 2000 years. *Communications Earth and Environment*. 2024;5(1):200. <https://doi.org/10.1038/s43247-024-01355-1>


**Уменьшается ли скорость снегонакопления
в центральных районах Восточной Антарктиды?
(комментарии к статье D. Wang с соавторами
в журнале “Nature Geoscience”)**

А.А. Екайкин¹²✉

¹ ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия

² Институт географии РАН, Москва, Россия

✉ekaykin@aari.ru

 ААЕ, 0000-0001-9819-2802

Расширенный реферат

Изменение массы Антарктического ледяного щита будет служить основным фактором, определяющим глобальный уровень моря в XXI в. и дальше. В настоящее время Антарктида активно теряет массу, что связано с увеличенной абляцией на краю ледника. При этом изменение приходной части баланса массы — снегонакопления в центральных районах Антарктиды — изучено недостаточно вследствие 1) нехватки инструментальных данных и 2) большой пространственной и временной

изменчивости этого параметра. Предполагается, что при повышении температуры воздуха количество осадков должно расти вслед за ростом влагосодержания атмосферы. Данная заметка посвящена критике недавно опубликованной в престижном журнале “Nature Geoscience” статьи, озаглавленной «Устойчивое снижение баланса массы снежной поверхности во внутренней части Восточной Антарктиды в период с 2005 по 2020 год». Несмотря на то, что к качеству исходного материала, к его обработке и интерпретации претензий нет, тщательный анализ этой статьи приводит к заключению, что она может быть ошибочно истолкована читателем как свидетельство снижающейся скорости снегонакопления в Центральной Антарктиде. Во-первых, упомянутый период — с 2005 по 2020 г. — является единственным 15-летним отрезком времени, когда скорость снегонакопления снижалась в районе исследования (окрестности Купола А). Во-вторых, авторы рассматривают только циркуляционные факторы, влияющие на скорость снегонакопления, игнорируя термодинамический фактор. В-третьих, выводы статьи применимы лишь к ограниченной территории, прилегающей к Куполу А (станция Куьлунь) и не могут быть экстраполированы на всю территорию Центральной Антарктиды.

Ключевые слова: Антарктида, баланс массы, скорость снегонакопления

Для цитирования: Ekaykin A.A. Is the surface mass balance in inland East Antarctica decreasing? (with reference to D. Wang's paper in the “Nature Geoscience” journal). *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2025;71(3):311–317. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-311-317>

Поступила 06.08.2025

После переработки 25.08.2025

Принята 27.08.2025

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-318-333>

УДК 551.326.7 (268.52+268.53)



О распределении основных морфометрических характеристик торосистых образований

В.В. Харитонов✉

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия

✉kharitonov@aari.ru

BVX, 0000-0003-1847-9980

Аннотация. В ряде публикаций, связанных с информацией об основных морфометрических характеристиках торосов (высоте паруса, осадке киля и толщине консолидированного слоя), представлен широкий спектр мнений об их распределениях. При оценке вероятности экстремальных редких событий разные законы распределения могут привести к существенным отличиям. Вид распределения, по-видимому, в первую очередь определяется количеством торосов и стамух, исследованных в той или иной экспедиции, т. е. размерами выборки. В данной статье предпринята попытка систематизировать различные мнения и внести некоторую определенность в этот вопрос. В основу положены результаты измерения толщины ровного арктического льда с борта российских судов и ледоколов с помощью цифрового телевизионного комплекса. Они показывают, что распределение толщины льда является нормальным. На основе известных соотношений между параметрами строения торосов, а также с применением метода Монте-Карло получены статистические распределения высоты паруса и толщины консолидированного слоя торосов. В результате выполненных расчетов выявлены некоторые закономерности их распределения. Толщина торосающегося льда подчиняется экспоненциальному закону распределения. Высота паруса, осадка киля и толщина консолидированного слоя торосов подчиняются распределению Вейбулла–Гнеденко.

Ключевые слова: торос, стамуха, парус, киль, консолидированный слой, распределение Вейбулла–Гнеденко

Для цитирования: Харитонов В.В. О распределении основных морфометрических характеристик торосистых образований. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2025;71(3):318–333. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-318-333>

Поступила 31.07.2025

После переработки 26.08.2025

Принята 15.09.2025

© Авторы, 2025


© Authors, 2025

Distributions of the main morphometric characteristics of ridged features

Victor V. Kharitonov✉

*State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia*

✉kharitonov@aari.ru

 VVK, 0000-0003-1847-9980

Abstract. From the 1970s to the present time, a great deal of field work and analysis has been done on the physical and mechanical properties of sea ice ridges. Sail and keel thicknesses have almost always been measured in the field expeditions. Emphasis is placed on the thickness of the consolidated layer (CL) within the ridge. This paper was motivated by a number of new findings on the distributions of the main morphometric characteristics of ice ridges. The wide range of opinions about the distributions is, apparently, primarily due to the number of ice ridges and stamukhas studied in the different expeditions, i.e., the sample size. This article attempts to systematize the various opinions and add some clarity to the matter. It focuses on the development of approaches to determining the statistical distributions of the main morphometric parameters of first-year ice ridges: sail height, keel depth and consolidated layer thickness. Measurements of ice cover thickness were carried out in 2006–2009 from Russian vessels and icebreakers using a digital television complex. The distribution of first-year ice thickness along the navigation route of vessels shows that Arctic ice is normally distributed with a mathematical expectation of 1.24 m and a standard deviation (RMS) of 0.34 m. The histogram of ridging ice thickness in the Arctic region presented in L. Strub-Klein and D. Sudom' review and based on a large data set is satisfactorily approximated by the exponential distribution law. It is known from literature sources that sail heights scale with the square root of ice thickness. One of the properties of the exponential distribution is as follows: if a random variable (the thickness of ridging ice) adheres to the exponential distribution, then the random variable "sail height" connected with the thickness of ridging ice has the Weibull–Gnedenko distribution. The ice ridge keel draft can be also shown as adhering to the Weibull–Gnedenko distribution. If we compare the formation process of the sail of ice ridges and stamukhas, it can be concluded that the energy of these processes is similar. Therefore, it can be presumed that the distribution of stamukha sails is also the Weibull–Gnedenko distribution. As for the distribution of the stamukha keel, it also adheres to the Weibull–Gnedenko distribution, since the stamukha draft is determined by the keel draft of an ice ridge which ran aground in shallow water and became its embryo. When considering the distribution of the CL thickness, let us use Høyland's formula, which gives a direct correspondence between the rubble porosity and the CL and level ice thickness. We shall generate an array of pairs of random level ice thickness values normally distributed with a mathematical expectation of 1.24 m and RMS of 0.34 m. We shall assume that the porosity is constant and equal to $\eta = 0.23$. For each pair values, we will calculate the CL thickness corresponding to them from Høyland's formula and plot a histogram of the resulting array of values. The best approximation of the histogram is the normal distribution with a mathematical expectation of 1.82 and RMS of 0.88. However, given the gradual reduction of the keel porosity the normal distribution transforms into the Weibull–Gnedenko distribution. Thus, as a result of the simulations performed, a certain pattern of distribution of the sail height, keel draft and the CL thickness of ice ridges has been revealed. The thickness of the ridging ice obeys the exponential distribution law. The height of the sail, the draft of the keel and the thickness of the consolidated layer of ice ridges obey the Weibull–Gnedenko distribution.

Keywords: ice ridge, stamukha, sail, keel, consolidated layer, Weibull–Gnedenko distribution

For citation: Kharitonov V.V. Distributions of the main morphometric characteristics of ridged features. *Arctic and Antarctic Research*. 2025;71(3):147–333. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-318-333>

Received 31.07.2025

Revised 26.08.2025

Accepted 15.09.2025

Введение

С 1970-х гг. XX в. и по настоящее время было проведено большое количество полевых работ по изучению торосов из морского льда. Их результаты были проанализированы с акцентом на физико-механические свойства торосов, которые были обобщены с точки зрения их влияния на судоходство и морские сооружения. Основные морфометрические характеристики торосов, такие как высота паруса и осадка килей, почти всегда измеряются во время полевых экспедиций. Особое внимание также уделяется толщине консолидированного слоя (КС)¹ в торосе, который является одним из ключевых факторов при определении ледовой нагрузки на сооружения. Эта статья была вызвана рядом публикаций, связанных с распределением основных морфометрических характеристик торосов. Еще в прошлом веке Дж. Крейдер и М. Тор изучали статистику высоты паруса торосов в море Бофорта и определили, что она подчиняется экспоненциальному распределению [1]. М. Сайед и Р. Фредеркинг после обработки результатов исследования 37 поперечных сечений трех торосов (9, 10 и 18 сечений) в море Бофорта обнаружили, что максимальная величина паруса для каждого отдельного тороса распределена нормально [1]. Однако если значения высоты торосов на всех сечениях объединить в единый массив, то высота уже подчиняется логнормальному распределению. На экспоненциальное распределение высоты парусов указывают Г.А. Сурков и П.А. Трусков². В частности, они упоминают распределение, предложенное В. Хиблером в 1972 г. [2]. Российские ледоисследователи еще лет десять назад отдавали предпочтение логнормальному распределению и для паруса, и для килей тороса. Это прослеживается в статьях, посвященных результатам инженерных изысканий на шельфе окраинных морей России, выполненных по заказу нефтяных компаний, например [3–5]³. Однако в последнее время в связи с появлением новых данных статистические распределения разнятся. В статье, посвященной морфометрическим характеристикам стамух, рассмотрено распределение высоты их парусов и осадки килей и отмечено, что эти величины подчиняются распределению Вейбулла–Гнеденко [6]. Исключение составляет высота парусов стамух моря Лаптевых — она распределена логарифмически нормально. Этот же коллектив авторов в статье, посвященной морфометрическим особенностям торосов, отмечает, что высота парусов торосов подчиняется также распределению Вейбулла–Гнеденко, а осадка килей — логарифмически нормальному⁴. Мнения, что осадка килей торосов распределена по Вейбуллу–Гнеденко, придерживаются

¹ Консолидированный слой торосистого образования — это слой плотного (твердого) льда с верхней границей в районе ватерлинии, образовавшийся в результате воздействия холода и замерзания воды в промежутках между блоками всторошенного льда и включающий в себя эти блоки, с прочностью, близкой к прочности ровного льда.

² Surkov G.A., Truskov P.A. Morphometric parameters of ice ridges in the Sea of Okhotsk. *Proc. of the 18th Int. Conf. on Offshore Mechanics and Arctic Engineering (OMAE'99). St. John's, Newfoundland, Canada, 1999, July 11–16. OMAE99–1128.*

³ Naumov A.K., Gudoshnikov Yu.P., Skutina E.A. Determination of the design ice ridge based on data of expedition studies in the northeastern Barents Sea. *Proc. of the 16th Int. Offshore and Polar Eng. Conf. (Lisbon, Portugal, July 1–6 2007).*

⁴ Guzenko R.B., Mironov Ye.U., May R.I., et al. Morphometric particularities of ice ridges with the greatest thickness of the consolidated layer and other statistical patterns of morphometry of first-year ice ridges. *Proc. of the 31st Int. Ocean and Polar Engineering Conf. (Rhodes, Greece, June 20–25, 2021).*

А.К. Наумов⁵ и авторы работы о статистике однолетних торосов [7]. Б. Марцеллус и др.⁶ считают, что распределение осадки килей торосов — это гамма-распределение.

Распределение общей толщины торосов иногда считают нормальным [8], иногда — логнормальным [10]. Что касается стамух, то распределение их общей толщины подчиняется логнормальному закону [9]⁷. Однако по данным исследований последних лет распределение общей толщины торосов ближе к гамма-распределению⁸.

Средние по всем точкам бурения значения высоты паруса, осадки киля и общей толщины распределены логарифмически нормально⁸.

С распределением толщины КС еще меньше ясности. Е.У. Миронов и В.С. Порубаев указывают на логнормальный закон распределения КС⁹. В последующей работе этих авторов о торосах Карского моря толщина КС распределена нормально [5]. А.К. Наумов и др.¹⁰ для разных регионов Байдарацкой губы отмечают логнормальное распределение толщины КС и распределение Вейбулла–Гнеденко. В работе о региональных особенностях торосов приведены распределения толщины КС в разных регионах Карского моря и моря Лаптевых¹¹. Среди них распределение Вейбулла–Гнеденко, нормальное и гамма-распределение. В обобщении результатов отмечено, что в Карском море толщина КС подчиняется гамма-распределению, а в море Лаптевых — нормальному распределению. В другой работе объединенные данные по обоим морям подчиняются распределению Вейбулла–Гнеденко [10].

С распределениями толщины КС стамух подобная картина. Толщина КС стамух Карского моря распределена логнормально, а в море Лаптевых — по Вейбуллу–Гнеденко [6, 9]. Логнормально распределена также толщина КС стамух в Каспийском море, а по Вейбуллу–Гнеденко — в Охотском море [9].

В работах, посвященных статистической обработке информации об однолетних торосах, показано, что толщина КС подчиняется гамма-распределению [7, 11].

⁵ Наумов А.К. *Морфометрические характеристики ледяных образований Баренцева моря*. Автореферат дисс. на соискание уч. ст. канд. геогр. наук. СПб.: ААНИИ; 2010. 12 с.

⁶ Marcellus B., McKenna R., McGonigal D., Pilkington R. Old ice floe and ridge statistics from submarine upward looking sonar data for the Beaufort, Chukchi and Arctic seas. *Proc. of the 21st Int. Conf. on POAC'11, 2011*.

⁷ Mironov Ye.U., Porubayev V.S. Structural peculiarities of ice features on the offshore of the Caspian Sea, the Sea of Okhotsk and the Pechora Sea. *Proc. of the 18th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. (POAC) (Potsdam, New York, 26–30 June 2005)*. V. 2. P. 483–492

⁸ Guzenko R.B., Mironov Ye.U., May R.I., et al. Morphometric particularities of ice ridges with the greatest thickness of the consolidated layer and other statistical patterns of morphometry of first-year ice ridges. *Proc. of the 31st Int. Ocean and Polar Engineering Conf. (Rhodes, Greece, June 20–25, 2021)*.

⁹ Mironov Ye.U., Porubayev V.S. Structural peculiarities of ice features on the offshore of the Caspian Sea, the Sea of Okhotsk and the Pechora Sea. *Proc. of the 18th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. (POAC) (Potsdam, New York, 26–30 June 2005)*. V. 2. P. 483–492

¹⁰ Naumov A.K., Skutina E.A., Golovin N.V., Kubyshkin N.V., Buzin I.V., Gudoshnikov Yu.P., Skutin A.A. Peculiarities of morphometric features and inner structures of the ridged formations in the Ob' Bay. *Proc. of the 29th Int. Ocean and Polar Engineering Conference ISOPE'19 (Honolulu, Hawaii, USA, June 16–21)*. P. 684–690.

¹¹ Guzenko R.B., Mironov Ye.U., Kharitonov V.V. et al. Regional differences and general patterns of ice ridges morphometric characteristics distribution in the Kara and Laptev Seas. *Proc. of the 30th (2020) Int. Ocean and Polar Engineering Conf. (Shanghai, China, October 11–16, 2020)*. P. 789–795.

Это утверждение подкреплено не только графиком, но и приведенным численным значением коэффициента детерминации.

Такой широкий спектр распределений, по-видимому, в первую очередь определяется количеством торосов и стамух, исследованных в той или иной экспедиции, т. е. размерами выборки. Необходимо иметь в виду, что все вышеперечисленные параметры торосов к тому же изменяются со временем. Автора, как, наверное, и многих других ледоисследователей, всегда занимали вопросы: почему законы распределения тех или иных морфометрических характеристик разные для разных лет, разных морей, а то и для участков морей? От чего это зависит? Какие механизмы ответственны за это? Применение того или иного распределения может существенно изменить результаты расчетов, например, возможных экстремальных значений основных морфометрических характеристик торосистых образований. В данной статье предпринята попытка систематизировать различные мнения и внести некоторую определенность в этот вопрос. В представленной работе автор в основном использовал сведения из обзорных публикаций, в которых сделано обобщение информации из разных источников.

Статистические модели для ключевых параметров тороса

Ровный лед

Поскольку торосы в основном образуются в результате деформации ровного льда, в первую очередь внимание должно быть сосредоточено на нем. По-видимому, наиболее полные сведения о толщине ровного арктического льда приведены коллективом авторов под руководством С.В. Фролова в статье о результатах наблюдений ледяного покрова [12]. Измерения проводились в 2006–2009 гг. с борта российских судов и ледоколов с помощью разработанного в Арктическом и антарктическом НИИ (ААНИИ) цифрового телевизионного комплекса. Основной маршрут

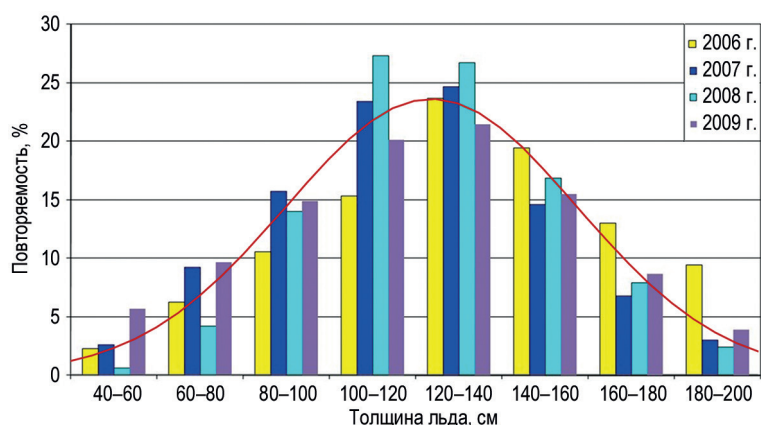


Рис. 1. Распределение толщины однолетних льдов на пути плавания судов в июле 2006–2009 гг. [12]. Гистограмма аппроксимирована нормальным законом распределения с мат. ожиданием 1,24 м и стандартным отклонением 0,34 м

Fig. 1. Distribution of first-year ice thickness on the navigation route of vessels in July 2006–2009 [12]. The histogram is approximated by the normal distribution law with an expected value of 1.24 m and a standard deviation of 0.34 m

«Земля Франца-Иосифа — Северный полюс» пересекал западную часть трансарктического дрейфа льдов — одного из главных элементов циркуляции льдов в Арктическом бассейне. Судовые трассы носили преимущественно меридиональный характер в секторе $40\text{--}60^\circ$ в. д. Общий объем составил более 55 000 измерений толщины ровного льда. Для исключения влияния избирательного характера движения ледокола (судна) при оценке распределения толщины льда использовались специальные процедуры [12]. На рис. 1 приведено распределение толщины однолетних льдов на пути плавания судов.

Эта гистограмма наилучшим образом аппроксимируется гауссовской кривой, т. е. арктический лед распределен нормально с мат. ожиданием 1,24 м и среднеквадратическим отклонением (СКО) 0,34 м. Функция распределения вероятности (PDF), полученная по методу наименьших квадратов, добавлена на рис. 1. Похожие результаты получены во время наблюдения за толщиной припайного льда в Печорском море¹². Это важный вывод, на котором можно строить дальнейшие рассуждения. Несомненно, характеристики распределения изменяются год от года и даже от месяца к месяцу, как это показано в статье С.В. Фролова и др. [12]. Но, судя по гистограмме на рис. 1, закон распределения остается неизменным. С формальной точки зрения это усеченное нормальное распределение с левой границей области возможных значений случайной величины, равной нулю¹³.

Очевидно, что в первую очередь торошению подвергаются молодые и тонкие льды. Начальные виды льда чаще всего подвергаются деформации, но в этом случае происходит многократное наложение [13], и только после смерзания слоев этот лед вновь начинает участвовать в торошении. То есть вероятность, что торосить будет в первую очередь тонкие льды, максимальна. И чем толще лед, тем вероятность для льда подвергнуться торошению будет уменьшаться. Рассмотрим ситуацию, при которой в каком-то месте океана происходит торошение. Возникает вопрос — какова вероятность, что торосится лед именно толщины h ? Чтобы попытаться ответить на него, возьмем за основу толщину блоков льда в парусе торосов, которая является хорошим индикатором толщины торосящегося льда. Изменение толщины блоков в парусе под действием ветровой эрозии и солнечной радиации¹⁴ брать во внимание не будем. В аналитическом обзоре морфологии однолетних торосов Л. Страб-Клейн и Д. Судома приведена гистограмма толщины торосящегося льда в арктическом регионе, построенная на большом массиве данных [11]. На рис. 2 приведено распределение повторяемости толщины блоков на основе данных из этого обзора. Исходя из физического смысла данного явления, самой простой и наилучшей аппроксимацией его, полученной по методу наименьших квадратов, является экспоненциальный закон распределения. Выборка не очень большого объема может быть аппроксимирована распределениями разных типов. И даже, возможно, какое-нибудь экзотическое распределение будет еще лучшей аппроксимацией, но в данном случае — чем проще, тем

¹² Mironov Ye.U., Porubayev V.S. Structural peculiarities of ice features on the offshore of the Caspian Sea, the Sea of Okhotsk and the Pechora Sea. *Proc. of the 18th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. (POAC) (Potsdam, New York, 26–30 June 2005)*. V. 2:483–492.

¹³ Вадзинский Р.Н. *Справочник по вероятностным распределениям*. СПб.: Наука; 2001. 295 с.

¹⁴ Strub-Klein L., Høyland K. One season of a 1st year sea ice ridge investigation — winter 2009. *Proc. of the 21st Int. Conf. on POAC'11 (Montréal, Canada, 2011)*. Paper No. POAC11–043.

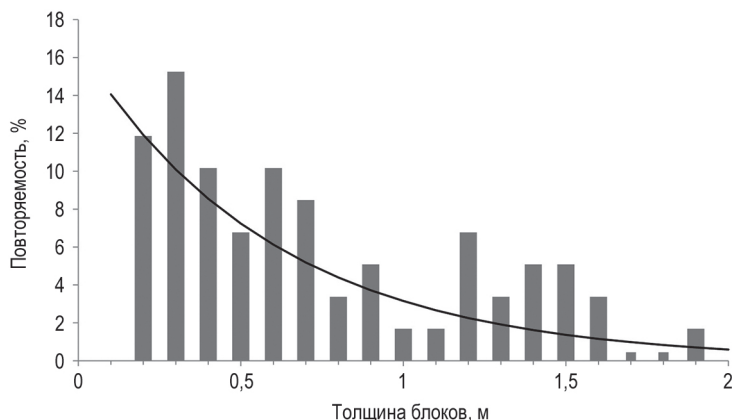


Рис. 2. Гистограмма толщины блоков льда в парусе торосов арктического региона, построенная на основе данных из [11] и аппроксимированная экспоненциальным законом распределения с мат. ожиданием 0,60 м. Для аппроксимации значения частоты преобразованы в доли от общего числа случаев

Fig. 2. Histogram of block thicknesses. The histogram of the Arctic region is obtained by the data of [11] and approximated by the exponential distribution law with an expected value of 0.60 m. For the approximation, the frequency values are converted to fractions of the total number of cases

лучше. К тому же некоторые распределения при определенных параметрах сводятся к экспоненциальному. Отсутствие данных в градации толщины 0–0,1 м не должно влиять на выбор закона распределения, т. к. лед такой толщины, как уже говорилось, при сжатии начинает наплаиваться. К тому же небольшие торосы из тонкого (0,08–0,10 м) льда обычно не привлекают внимания ледоисследователей и выпадают из статистики. Торос из такого льда толщиной 0,08 м наблюдался автором в 2016 г. в припае пролива Шокальского [14]. Согласно аппроксимации, математическое ожидание равняется 0,60 м. Отметим, что математическое ожидание плюс стандартное отклонение полученного экспоненциального распределения составляет величину 1,20, что довольно близко к математическому ожиданию распределения ровного льда 1,24 м.

Парус тороса

У. Хиблер предложил функцию для максимальной высоты паруса тороса в виде квадратного корня из толщины торосащегося льда [15]. У. Такер и Дж. Говони проанализировали толщину блоков льда в парусе торосов и то, как она связана с высотой паруса [16]. Они также сделали вывод, что высота парусов, по-видимому, зависит от квадратного корня из толщины льда. По их мнению, в то время как линейная или экспоненциальная кривая может лучше соответствовать данным в статистическом смысле, закон квадратного корня кажется более подходящим, поскольку он позволяет высоте стремиться к нулю вместе с толщиной. В приложении к статье У. Такера и Дж. Говони приведена геометрическая модель высоты паруса (ridge height geometry model), подтверждающая предложенную зависимость [16]. Л. Страб-Клейн и Д. Судом в своем обзоре приводят несколько аппроксимаций для соотношения максимальной высоты паруса и средней толщины блоков [11]. Они также считают оптимальной зависимость в виде квадратного корня из средней толщины блоков. Эти

аппроксимации практически мало отличаются друг от друга, поэтому здесь можно привести оптимальное, по их мнению, соотношение:

$$H_s = 3,73\sqrt{h_b}, \quad (1)$$

где H_s — высота паруса, h_b — средняя толщина блоков льда в парусе. Будем считать, что h_b соответствует толщине торосящегося льда h . Основанием для этого могут быть следующие допущения. В случае, когда тонкий лед торосится на более толстый, происходит разрушение преимущественно тонкого льда и $h_b = h$. Если толщина торосящихся ледяных полей не сильно отличается, в парусе тороса находится примерно одинаковое количество блоков из разных ледяных полей и $\bar{h}_b \approx \bar{h}$.

Одно из свойств экспоненциального распределения гласит: если случайная величина $h = (H_s/3,7)^2$ (преобразованное соотношение (1) с учетом $h_b = h$) подчиняется экспоненциальному распределению с параметром $\lambda = 1$, то случайная величина H_s имеет распределение Вейбулла–Гнеденко с параметром масштаба, равным 3,7, и параметром формы, равным 2^{15} . Можно показать, что, если h подчиняется экспоненциальному распределению с параметром $\lambda = 1/0,60 \approx 1,67$, параметр масштаба распределения Вейбулла–Гнеденко будет $a = 3,7\lambda^{-0,5} = 2,87$. Математически это означает, что, несмотря на то что наиболее вероятно торошение тонких льдов, формирование маленьких парусов крайне маловероятно.

Консолидированный слой

При рассмотрении распределения толщины КС воспользуемся соотношением Хойланда, которое дает прямое соответствие между толщиной КС, толщиной ровного льда у тороса и пористостью неконсолидированной части кия [17]:

$$H_{CL}^2 = H_{CL0}^2 + \frac{H_{LI}^2 - H_{LI0}^3}{\eta}, \quad (2)$$

где H_{CL} — толщина КС, H_{CL0} — толщина КС в момент времени t_0 (например, толщина КС в момент окончания торошения), H_{LI} — толщина ровного льда, H_{LI0} — толщина ровного льда в момент времени t_0 , η — пористость неконсолидированной части кия. В момент окончания торошения разрушенные блоки находятся на уровне моря, но они разрозненны, не связаны между собой, поэтому никакого консолидированного слоя нет. КС начинает формироваться с момента окончания торошения, т. е. до этого момента блоки могут двигаться друг относительно друга и смирзания как такового не происходит. Как только движение блоков прекращается, за счет притока холода из атмосферы между блоками появляется слой льда бесконечно малой толщины, и он уже скрепляет блоки в один непрерывный слой. Средняя толщина его уже не бесконечно малая, а конечная за счет включения блоков. С этого момента можно считать его зарождающимся консолидированным слоем. С математической точки зрения функция толщины КС в нулевой момент времени t_0 , если это момент, когда закончилось торошение и началась консолидация тороса, делает скачок от нуля до некоторого неизвестного значения, определяемого толщиной и конфигурацией блоков льда на уровне ватерлинии, т. е. терпит разрыв первого рода. Поскольку рассматривается вероятностная модель на основе математических формул, правомерно

¹⁵ Вадзинский Р.Н. *Справочник по вероятностным распределениям*. СПб.: Наука; 2001. 295 с.

взять одно из значений функции толщины КС при $t_0 = 0$. Из двух значений известно только одно, а именно равное нулю, его и принимаем в расчет. Таким образом, соотношение (2) преобразуется к виду

$$H_{CL} = \sqrt{\frac{H_{LI}^2 - H_{LI0}^2}{\eta}}. \quad (3)$$

В дальнейшем можно рассмотреть и результаты расчетов с другими, гипотетическими значениями начальной толщины КС. В 2022 г. К. Хойланд являлся рецензентом одной из статей автора и отметил в рецензии, что к моменту окончания торошения и начала консолидации тороса КС имеет ненулевую толщину, и хотя не дал каких-либо ее количественных оценок, но допустил для оценок толщины КС использование соотношения (3).

Толщина торосящегося льда в момент торошения H_{LI0} , как уже говорилось, подчиняется экспоненциальному закону распределения с параметром 1,67 при условии следующих ограничений, вытекающих из здравого смысла: $0,08 < H_{LI0} < 1,85$ (больше зафиксированной минимальной толщины торосящегося льда и меньше значений, повторяемость которых согласно гистограмме рис. 1 меньше 5 %). Толщина ровного льда вокруг тороса в момент измерения H_{LI} подчиняется нормальному закону распределения с мат. ожиданием 1,24 м и СКО, равным 0,34 м. По какому закону будет

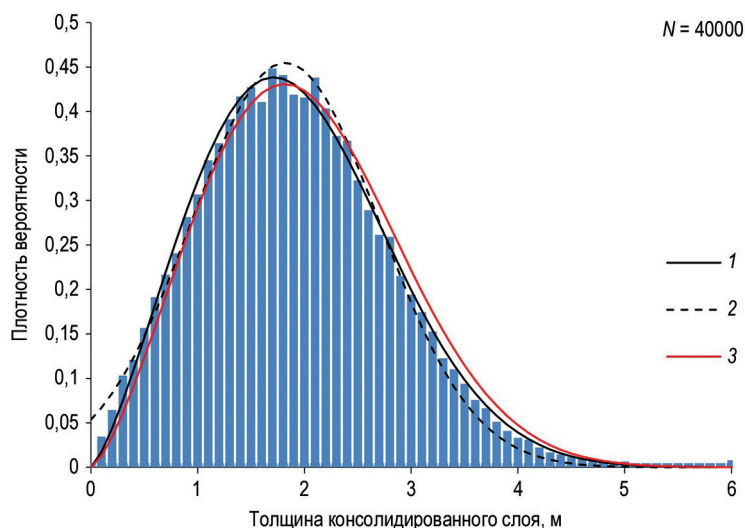


Рис. 3. Гистограмма толщины КС: 1 — аппроксимация распределением Вейбулла–Гнеденко с параметрами $m = 2,33$ и $s = 2,18$; 2 — аппроксимация усеченным нормальным законом распределения с мат. ожиданием $m = 1,82$ и стандартным отклонением $s = 0,88$; 3 — распределение Вейбулла–Гнеденко толщины КС, построенное по 3830 скважинам в 105 торосах, $m = 2,40$ и $s = 2,27$ [10]. N — количество значений

Fig. 3. Histogram of CL thickness: 1 — approximation by the Weibull–Gnedenko distribution law with parameters of scale $m = 2.33$ and shape $s = 2.18$; 2 — approximation by the truncated normal distribution law with an expected value of $m = 1.82$ and a standard deviation of $s = 0.88$; 3 — Weibull–Gnedenko distribution of CL thickness obtained by 3,830 boreholes in 105 ice ridges, $m = 2.40$ and $s = 2.27$ [10]. N — number of values

распределена толщина КС H_{CL} ? Для выяснения этого вопроса проведем следующий численный эксперимент. Сгенерируем массив пар случайных значений $H_{LI} > H_{L0}$. Так как момент измерения КС всегда позже по времени момента торосообразования, эти значения являются коррелированными (коэффициент корреляции около 0,70), но это не влияет на результат эксперимента. Автор в своей работе о пористости торосов пролива Шокальского приводит эмпирическую зависимость средней пористости неконсолидированного кия от глубины: $\eta = 0,007z + 0,225$, где z — глубина, м [18]. Воспользовавшись этой информацией, будем считать для определенности пористость постоянной и равной $\eta = 0,23$. Для каждой пары случайных значений H_{LI} и H_{L0} ($H_{LI} > H_{L0}$) рассчитаем соответствующее им значение H_{CL} согласно формуле (3) и построим гистограмму полученного массива значений (рис. 3). Лучшей аппроксимацией гистограммы является PDF нормального распределения с мат. ожиданием $m = 1,82$ и стандартным отклонением $s = 0,88$. Интересно, что еще более хорошей аппроксимацией будет PDF усеченного нормального распределения с теми же параметрами. Левая граница области возможных значений случайной величины H_{CL} равна нулю. Аппроксимирующая кривая показана на рис. 3 пунктирной линией.

Уменьшение средней пористости неконсолидированного кия до значения $\eta = 0,20$ приводит к смещению гистограммы в область больших толщин КС. Мат. ожидание становится равным 1,95 м, а СКО — 0,94 м.

Норвежские ученые, исследовавшие процесс «дрыхления» однолетних торосов, полагают, что пористость неконсолидированного кия постепенно уменьшается в течение всей жизни тороса и этот процесс ускоряется в период летнего таяния [19]. Однако в статье не дается никаких оценок интенсивности этого уменьшения. Расчетные оценки такого уменьшения пористости приводят А.С. Шестов и А.В. Марченко в работе о термодинамической консолидации кия торосов [20]. Согласно этим расчетам, уменьшение пористости зависит от начальной пористости, и если в начале пористость кия составляет 0,4–0,5, то к началу таяния может уменьшиться почти в два раза. Чтобы оценить влияние уменьшения пористости в течение жизни тороса на распределение толщины КС, введем в соотношение (2) зависимость пористости η от времени жизни тороса. Вид этой зависимости неизвестен, известно только, что пористость уменьшается. Исходя из этого, в первом приближении будем считать, что пористость равномерно уменьшается со временем. Время жизни тороса в нашем численном эксперименте можно оценить только по величине нарастания ровного льда вокруг него. Автор на дрейфующей станции СП-38 в течение года наблюдал изменение среднего значения и СКО толщины льда на ледовом полигоне (рис. 4а) [21]. Взяв обратную функцию и аппроксимировав ее степенной функцией (рис. 4б), получим, что время наблюдения, или время, за которое толщина ровного льда достигнет заданного значения, примерно пропорционально квадрату толщины ровного льда у тороса. Основываясь на этой информации, уменьшение пористости кия будем рассчитывать пропорционально времени наблюдения, или квадрату изменения толщины ровного льда:

$$\eta = -A(H - H_{L0})^2 + 0,23, \quad (4)$$

где H — толщина ровного льда в период между образованием тороса и моментом измерения толщины КС ($H_{L0} \leq H \leq H_{LI}$). То есть начальная пористость будет составлять 0,23, а уменьшаться до 0,10 в зависимости от разности между конечной

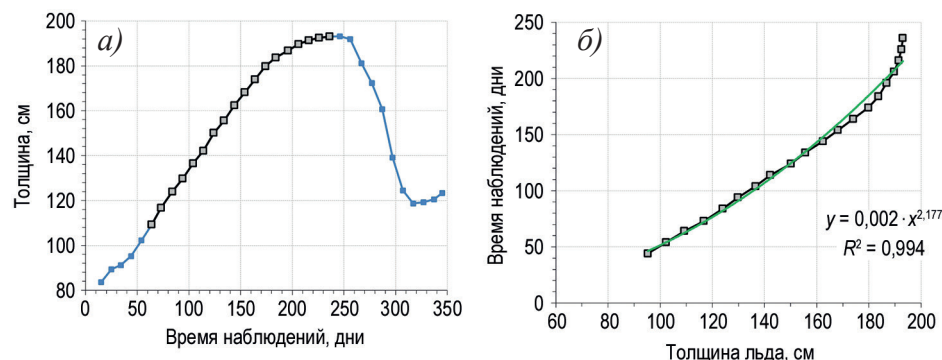


Рис. 4. Толщина льда на ледовом полигоне дрейфующей станции СП-38 [21].

а) Временное изменение среднего значения толщины льда. Выделен промежуток с декабря по май. б) Обратная функция выделенного фрагмента и ее аппроксимация степенной функцией

Fig. 4. Ice thickness at the ice polygon of the drifting station “North Pole-38” [21].

а) Temporal change in the average ice thickness. Period from December to May is highlighted; б) Inverse function of marked fragment and its approximation by power function. Equation of the approximation and coefficient of determination are presented

и начальной толщиной ровного льда. Коэффициент A варьировался в указанных пределах ($0,03 \leq A \leq 0,07$), чтобы выяснить его влияние на вид распределения расчетной толщины КС.

В результате построение распределения толщины КС по описанной выше процедуре показало, что небольшое постепенное уменьшение пористости не влияет на вид распределения и оно остается нормальным усеченным распределением. Однако при увеличении коэффициента A в формуле (4) хвост распределения увеличивается и оно вырождается в распределение Вейбулла–Гнеденко (см. рис 3, кривая 1). Близость полученной таким образом выборки и аналитического выражения для распределения Вейбулла–Гнеденко была также подтверждена с помощью критерия χ^2 Пирсона. $\chi^2 = 0,68$ для этого распределения, что много меньше, чем для других распределений (1,80... 6,20).

Обсуждение результатов

Парус и киль

На конференции ISOPE в 2021 г. была представлена работа с результатами анализа большого количества торосов ($n = 104$), в которой сделан подобный вывод, что высота паруса торосов подчиняется распределению Вейбулла–Гнеденко¹⁶. Однако этот вывод противоречит следующему утверждению в этой же работе, которое гласит, что средние значения высоты паруса торосов (среднее по всем измерениям превышения льда в пределах паруса вдоль профиля поперечного сечения тороса) распределены логнормально. В предыдущей работе этого же коллектива авторов

¹⁶ Guzenko R.B., Mironov Ye.U., May R.I., et al. Morphometric particularities of ice ridges with the greatest thickness of the consolidated layer and other statistical patterns of morphometry of first-year ice ridges. *Proc. of the 31st Int. Ocean and Polar Engineering Conf. (Rhodes, Greece, June 20–25, 2021)*.

приведен профиль бурения торосов, а также отмечено, что согласно методике бурения с обеих сторон от точки максимального паруса бурились две дополнительные скважины на расстоянии 2,5 м (обычный интервал — 5 м) [10]. Включение этих дополнительных скважин в осреднение приводит к методической ошибке, а именно к завышению среднего значения осредняемой величины. Особенно это заметно при больших значениях высоты парусов. По-видимому, эта методическая ошибка и приводит к сомнительному выводу в этой работе, что распределение средней высоты паруса подчиняется логнормальному распределению. Согласно гипотезе о треугольной форме паруса среднее значение высоты паруса равняется половине от максимального значения, следовательно, также подчиняется распределению Вейбулла–Гнеденко.

В работе Ю.П. Гудошникова и др. о морфометрических характеристиках ледяных образований приведена гистограмма распределения высоты парусов 42 торосов Печорского моря, исследованных в 1996–2003 гг. [3]. Авторы утверждают, что гистограмма хорошо аппроксимируется логарифмически нормальным законом распределения (рис. 5). Но набор данных (выборка) не очень большого объема может быть аппроксимирован распределениями разных типов. Например, гистограмма так же хорошо аппроксимируется и распределением Вейбулла–Гнеденко. Коэффициент детерминации (R^2) аппроксимации логарифмически нормальным законом распределения составляет 0,858, а для распределения Вейбулла–Гнеденко — 0,851. Тем не менее по критерию Пирсона в данном случае более подходящим все же оказывается логнормальный закон распределения.

Если сравнить схемы формирования паруса торосов¹⁷ и стамух¹⁸, а также при- нять во внимание процессы развития этих ледяных образований, рассмотренные в монографии С.А. Вершинина и др. о воздействии льда на сооружения Сахалин- ского шельфа [22], то можно заключить, что совершаемая ледяным покровом ме- ханическая работа по формированию нагромождения блоков льда в парусе этих образований подобна. Несмотря на то, что затраты энергии на формирование паруса тороса и паруса стамухи существенно различаются в силу различного характера формирования плавучего нагромождения и нагромождения, опирающегося на дно, в обоих случаях процесс торошения будет остановлен из ограниченной величины прижимной силы [22]. Поэтому можно утверждать, что и распределение парусов стамух также является распределением Вейбулла–Гнеденко. В работе Е.У. Миро- нова и др. о морфометрии и внутренней структуре стамух это подтверждается для стамух Карского моря [9].

Принимая во внимание следующие факторы:

- формирование киля происходит по подобному сценарию, что и паруса [22];
- наилучшей аппроксимацией для зависимости осадки киля от толщины бло- ков льда в парусе является степенная функция (например, квадратный корень);
- по данным исследования 265 торосов с участием автора линейная и степен- ная аппроксимации связи высоты паруса и осадки киля в информативном диапазоне практически совпадают, и для простоты эту связь можно считать линейной, — можно

¹⁷ Kovaks A., Sodhi S.D. Ice pile-up and ride-up on Arctic and subarctic beaches. *Proc. of the POAC'79, 1979, v. 1*. p. 127–146.

¹⁸ Crocker G., Ritch A., Nilsen R. Some observations of ice features in the North Caspian Sea. *Proc. of the 21st Int. Conf. on POAC'11 (July 10–14 2011, Montréal, Canada)*.

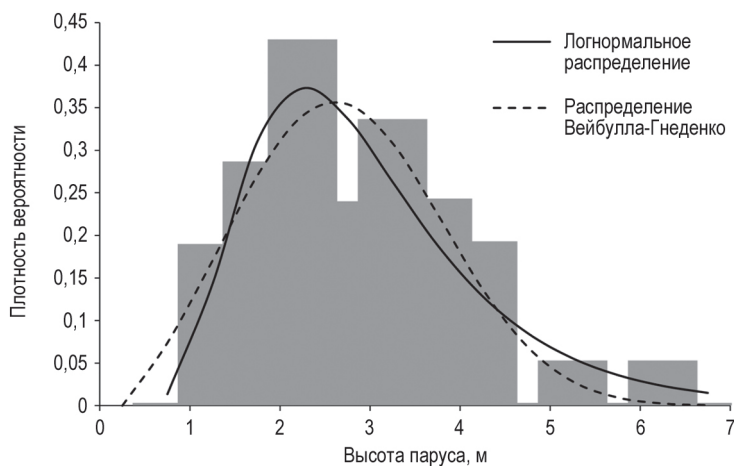


Рис. 5. Гистограмма высоты паруса торосов Печорского моря 1996–2003 гг., построенная по данным работы [3] и аппроксимированная логарифмически нормальным распределением и распределением Вейбулла–Гнеденко

Fig. 5. Histogram of the sail height of the Pechora Sea ice ridges 1996–2003, obtained on the data of [3]. It is approximated by the lognormal and Weibull–Gnedenko distributions

заключить, что глубина осадки киля торосов также подчиняется распределению Вейбулла–Гнеденко, но, соответственно, с другими параметрами [см., например, 7]. Это также относится и к распределению средней осадки киля торосов. Хотя обычно считается, что осадка киля торосов распределена логнормально [см., например, 4].

Что касается распределения киля стамух, то они также подчиняются распределению Вейбулла–Гнеденко, поскольку глубина осадки стамухи определяется глубиной осадки киля тороса, севшего на мель на мелководье и ставшего ее зародышем.

Распределение общей толщины тороса, среднего значения общей толщины, а также отношение киль/парус также подчиняются распределению Вейбулла–Гнеденко.

Влияние фактора времени на вероятностные распределения геометрических параметров ледяных образований требует дополнительного изучения. Исследования торосов обычно проводятся весной в период максимального развития ледяного покрова, поэтому торосы, подвергшиеся интенсивному таянию в летний период, выпадают из рассмотрения.

Консолидированный слой

Гистограмма распределения толщины КС торосов, аппроксимированная гамма-распределением, приведена в работе норвежских ученых, посвященной статистике однолетних торосов [7]. Для сравнения на диаграмму нанесена также и PDF распределения Вейбулла–Гнеденко (рис. 6). Аппроксимация данной выборки наиболее оптимальна гамма-распределением. Из параметров гамма-распределения можно заключить, что мат. ожидание равняется 1,60 м, а мода распределения — 1,03 м. То есть наиболее часто встречались торосы с КС толщиной около метра. Мат. ожидание распределения Вейбулла–Гнеденко равняется 1,67 м. Согласно критерию Пирсона для гамма-распределения $\chi^2 = 0,15$, а для распределения Вейбулла–Гнеденко $\chi^2 = 0,09$, т. е. распределение Вейбулла–Гнеденко адекватнее описывает данную гистограмму.

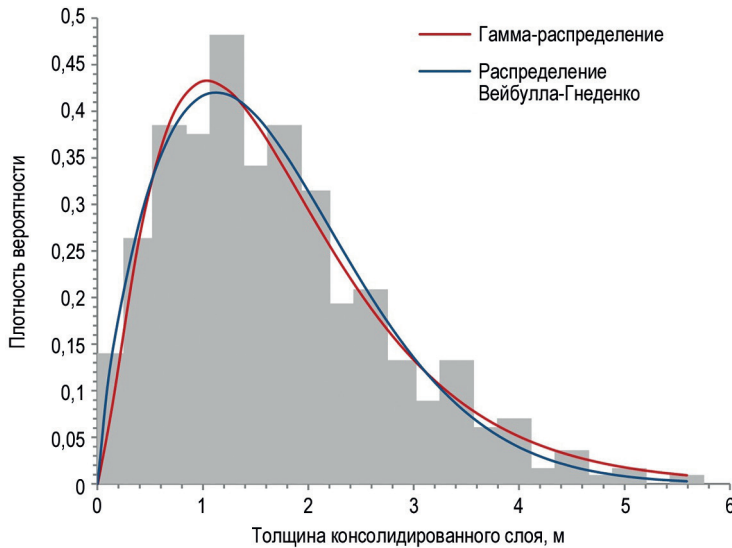


Рис. 6. Гистограмма толщины КС, построенная на основе данных из работы [7] и аппроксимированная гамма-распределением и распределением Вейбулла–Гнеденко

Fig. 6. Histogram of CL thickness. It is obtained based on the data of [7] and approximated by the Gamma distribution and the Weibull–Gnedenko distribution

Соотношение Хойланда (3) предполагает спокойное термическое нарастание толщины КС. Однако в реальности маленькие, недавно образовавшиеся торосы из тонкого льда часто вскоре подвергаются новому процессу уже вторичного торошения. Так они выпадают из зоны внимания ледоисследователей и исключаются из получаемых выборок. Эта ситуация наглядно продемонстрирована на рис. 6, когда гамма-распределение фактически исключает существование торосов с совсем небольшим КС. В то время как распределение Вейбулла–Гнеденко показывает довольно существенную вероятность наличия торосов с такой толщиной КС. Например, вероятность того, что толщина КС окажется менее 0,4 м, согласно гамма-распределению составляет 8,6 %, а по распределению Вейбулла–Гнеденко — 9,7 %. А вероятность, что толщина КС окажется менее 0,14 м, по гамма-распределению составляет 1,1 %, а по распределению Вейбулла–Гнеденко — 1,9 %, то есть почти в два раза больше. Аналогичную картину можно наблюдать и на рис. 5.

По данным работы А.К. Наумова и др.¹⁹ о морфометрии торосистых образований Обской губы, толщина КС торосов в этом регионе распределена по Вейбуллу–Гнеденко. В работе Р.Б. Гузенко и др. о морфометрии и внутренней структуре торосов приведена гистограмма толщины КС, построенная по 3830 скважинам в 105 торосах Карского моря и моря Лаптевых и аппроксимированная распределением Вейбулла–Гнеденко [10]. Аппроксимирующая кривая с этими параметрами приведена

¹⁹ Naumov A.K., Skutina E.A., Golovin N.V., Kubyshkin N.V., Buzin I.V., Gudoshnikov Yu.P., Skutin A.A. Peculiarities of morphometric features and inner structures of the ridged formations in the Ob' Bay. *Proc. of the 29th Int. Ocean and Polar Engineering Conference ISOPE'19 (Honolulu, Hawaii, USA, June 16-21)*. P. 684–690.

для сравнения на рис. 3. Рисунок подтверждает, что оценка распределения толщины КС адекватно отражает реальную ситуацию. В остальных публикациях на эту тему предложены другие законы распределения. По-видимому, в этой ситуации большую роль играет неосознанное следование устоявшимся мнениям, т. к. довольно часто в литературных источниках упоминается логнормальное распределение.

Заключение

Вопрос начальной толщины КС остается открытым. Если в качестве начальной толщины взять значение, равное половине значения начальной толщины ровного льда, то результат моделирования показывает, что распределение остается распределением Вейбулла–Гнеденко. Однако такое ограничение приводит к тому, что вероятность толщины КС меньше 0,4 м практически нулевая, что не соответствует действительности. Что касается выбора верхней границы толщины торосающегося льда, равной 1,85 м, то следует отметить, что значение верхней границы слабо влияет на вид распределения. Повышение верхней границы отразится на незначительном повышении левой части гистограммы толщины КС, соответствующей тонкому КС.

В результате выполненной работы можно сделать следующие выводы:

- Исходя из физической сущности торошения, толщина торосающегося льда подчиняется экспоненциальному закону распределения.

- Есть основания предположить, что высота паруса, осадка киля и толщина КС торосов подчиняются одному закону распределения — распределению Вейбулла–Гнеденко.

Эти знания с опорой на практический опыт позволят адекватно моделировать ледяной покров при расчете процессов теплообмена между океаном и атмосферой, определять возможные экстремальные значения морфометрических характеристик торосистых образований.

Конфликт интересов. Автор статьи не имеет конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 25-27-00389.

Competing interests. The author has no competing interests.

Funding. This study was supported by the Russian Science Foundation, project no. 25-27-00389.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Sayed M., Frederking R.M.W. Measurement of ridge sails in the Beaufort Sea. *Canadian J. of Civil Eng.* 1989;16(1):16–21.
2. Hibler W.D. III, Weeks W.F., Mock S.J. Statistical aspects of sea-ice ridge distributions. *J. Geophys. Res.* 1972;77:5954–5970.
3. Гудошников Ю.П., Зубакин Г.К., Наумов А.К. Морфометрические характеристики ледяных образований Печорского моря по многолетним экспедиционным данным. *Труды РАО–03*. СПб.; 2003. С. 295–299.
4. Гудошников Ю.П., Зубакин Г.К., Наумов А.К. Статистические характеристики элементов торосистых образований. В кн.: *Ледяные образования морей Западной Арктики*. СПб.: ААНИИ; 2006. С. 88–99.
5. Миронов Е.У., Порубаев В.С. Статистическая модель морфометрии гряды тороса в юго-западной части Карского моря. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2011;3(89):49–61.
Mironov Ye.U., Porubayev V.S. Statistical model of ice ridge morphometry in the southwestern part of the Kara Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki = Arctic and Antarctic Research*. 2011;3(89):49–61. (In Russ.).

6. Mironov Ye.U., Guzenko R.B., Porubaev V.S., Kharitonov V.V., Khotchenkov S.V., Nesterov A.V., Kornishin K.A., Efimov Ya.O. Morphometric parameters of stamukhas in the Laptev Sea. *Int. J. of Offshore and Polar Engineering*. 2019;29(4):383–390.
7. Chai W., Leira B.J., Naess A., Høyland K., Ehlers S. Development of environmental contours for first-year ice ridge statistics. *Structural Safety*. 2020;87:101996.
8. Миронов Е.У., Клячкин С.В., Порубаев В.С. Морфометрические характеристики гряд торосов и стамух по данным натурных наблюдений и модельных расчетов в северо-западной части Каспийского моря. *Труды РАО–09*. СПб.; 2009. С. 280–285.
9. Миронов Е.У., Гузенко Р.Б., Порубаев В.С., Харитонов В.В., Корнишин К.А., Ефимов Я.О. Морфометрия и внутренняя структура стамух в замерзающих морях России. *Метеорология и гидрология*. 2020;4:62–73.
Mironov Ye.U., Guzenko R.B., Porubaev V.S., Kharitonov V.V., Kornishin K.A., Efimov Ya.O. Morphometry and internal structure of stamukhas in the ice-covered seas of Russia. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2020;45(4):260–268. <https://doi.org/10.3103/S1068373920040068>
10. Guzenko R.B., Mironov Ye.U., Kharitonov V.V., May R.I., Porubaev V.S., Khotchenkov S.V., Kornishin K.A., Efimov Ya.O., Tarasov P.A. Morphometry and internal structure of ice ridges in the Kara and Laptev Seas. *Int. J. of Offshore and Polar Engineering*. 2020;30(2):194–201. <https://doi.org/10.17736/ijope.2020.jc784>
11. Strub-Klein L., Sudom D. A comprehensive analysis of the morphology of first-year sea ice ridges. *Cold Reg. Sci. Technol*. 2012;82:94–110.
12. Фролов С.В., Третьяков В.Ю., Клейн А.Э., Алексеева Т.А., Пряхин С.С. Результаты наблюдений за толщиной ледяного покрова по данным высокоширотных арктических морских экспедиций. В кн.: *И.Е. Фролов (ред.). Океанография и морской лед*. М.: Paulsen; 2011. С. 374–384.
13. Tuhkuri J., Lensu M. Laboratory tests on ridging and rafting of ice sheets. *J. Geophys. Res*. 2002;107(C9):3125.
14. Kharitonov V.V., Borodkin V.A. On the results of studying ice ridges in the Shokal'skogo Strait, part I: Morphology and physical parameters in-situ. *Cold Reg. Sci. Technol*. 2020;174:103041. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2020.103041>
15. Hibler W.D. III. Modeling a variable thickness of sea ice cover. *Mon. Wea. Rev*. 1980;108(12):1943–1973.
16. Tucker W.B. III, Govoni J.W. Morphological investigations of first-year sea ice pressure ridge sail. *Cold Reg. Sci. Technol*. 1981;5:1–12.
17. Høyland K.V. Consolidation of first-year sea ice ridges. *J. Geophys. Res*. 2002;107(C6):15,1–15,15. <https://doi.org/10.1029/2000JC000526>
18. Kharitonov V.V. On the results of studying ice ridges in the Shokal'skogo Strait, part II: Porosity. *Cold Reg. Sci. Technol*. 2019;166:102842. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2019.102842>
19. Ervik Å., Høyland K.V., Shestov A., Nord T.S. On the decay of first-year ice ridges: Measurements and evolution of rubble macroporosity, ridge drilling resistance and consolidated layer strength. *Cold Reg. Sci. and Technol*. 2018;151:196–207. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.03.024>
20. Shestov A.S., Marchenko A.V. Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points. *Cold Reg. Sci. and Technol*. 2016;121:1–10. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.09.015>
21. Харитонов В.В. Некоторые результаты измерения толщины ровного льда на дрейфующей станции «Северный полюс-38». *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013;2(96):103–110.
Kharitonov V. Some results of measurement of level ice thickness at “North Pole-38” drifting station. *Problemy Arktiki i Antarkiki = Arctic and Antarctic Research*. 2011;2(96):103–110. (In Russ.).
22. Вершинин С.А., Трусков П.А., Кузмичев К.В. *Воздействие льда на сооружения Сахалинского шельфа*. М.: Институт «Гипростроймост»; 2005. 340 с.

ЛЕДОТЕХНИКА ICE TECHNOLOGY

Обзор/ Review

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-334-345>

УДК 551.321; 551.324



Geoengineering interventions in the Antarctic ice sheet: A potential solution to the effects of global warming, or a scientific utopia?

Pavel G. Talalay^{1,2✉}, Mikhail A. Sysoev¹

¹ Polar Research Center, Jilin University, Changchun, China

² China University of Geosciences, Beijing, China

✉ptalalay@yandex.ru

ID PGT, 0000-0002-8230-4600; MAS; 0009-0006-2432-6920

Abstract. One of the main causes of sea-level rise is the melting of ice and, above all, the Antarctic ice sheet. Over the past three decades, the loss of ice sheet mass has more than tripled. Some researchers propose reducing ice melting through large-scale geoengineering interventions that change the processes of heat transfer in coastal oceanic waters and the parameters of the ice sheet, or slow down the flow and change the basal hydrology of ice shelves and ice streams. Methods of solar geoengineering have also been proposed to control the amount of solar radiation reaching the Earth's atmosphere and reduce the surface temperature of the ice sheet. Despite some progress made towards the theoretical and technological validation of these interventions, there are fundamental problems with their technical feasibility, uncertainty and high risks. The potential environmental consequences of geoengineering interventions are extraordinary. At present, our understanding of glacier geoengineering is not sufficiently advanced to support the deployment and implementation of glacial geoengineering technologies.

Keywords: geoengineering interventions, Antarctic ice sheet, sea-level rise, subglacial environment, ice shelves, ice streams, outlet glaciers

For citation: Talalay P.G., Sysoev M.A. Geoengineering interventions in the Antarctic ice sheet: A potential solution to the effects of global warming, or a scientific utopia? *Arctic and Antarctic Research*. 2025;71(3):334–345. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-334-345>

Received 06.08.2025

Revised 25.08.2025

Accepted 28.08.2025

© Авторы, 2025

© Authors, 2025

Introduction

The Antarctic ice sheet is the largest reservoir of fresh water in the world, stored in the form of ice, and one of the major contributors to current sea-level rise [1]. Over the past three decades, the loss of Antarctic ice sheet mass has more than tripled [2]. This loss of ice is mainly due to iceberg calving, surface ablation, and melting at the base of ice shelves and in continental areas with a “warm” bed. The impact of the Antarctic ice sheet on sea-level rise in the 21st century, as predicted by the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, ranges from 0.08 to 0.34 m, within the range of total global sea-level rise estimated at 0.40–1.01 m. After 2100, forecasts for mass loss of the Antarctic ice sheet become even more uncertain, but it is likely that they will continue at an accelerated rate [3, 4].

The main trend in the loss of mass of the Antarctic ice sheet in recent decades has been the sharp and continuing loss of mass by the Pine Island Glacier and Thwaites Glacier in the Amundsen Sea region, West Antarctica (Fig. 1). The bottom of the Thwaites glacier deepens towards the continent more than 2 km below sea level, creating a long narrow cavity to which the Antarctic Circumpolar Current delivers warm water [5, 6]. This glacier alone contributes to about 4 % of the current global sea-level rise. Unfavorable model expectations suggest that the glacier may collapse sometime in the 2040s. This will eventually lead to a sea-level rise of 0.65 m, a prospect that has led some researchers to call the Thwaites Glacier the “Doomsday glacier” [7, 8].

Is it possible to artificially reduce the mass loss of the Antarctic ice sheet? This question is addressed by glacier geoengineering, a new field of geoengineering defined as large-scale interventions in glaciers and ice sheets to counter the effects of anthropogenic climate change [10]. The general principles of geoengineering are well known to the Russian

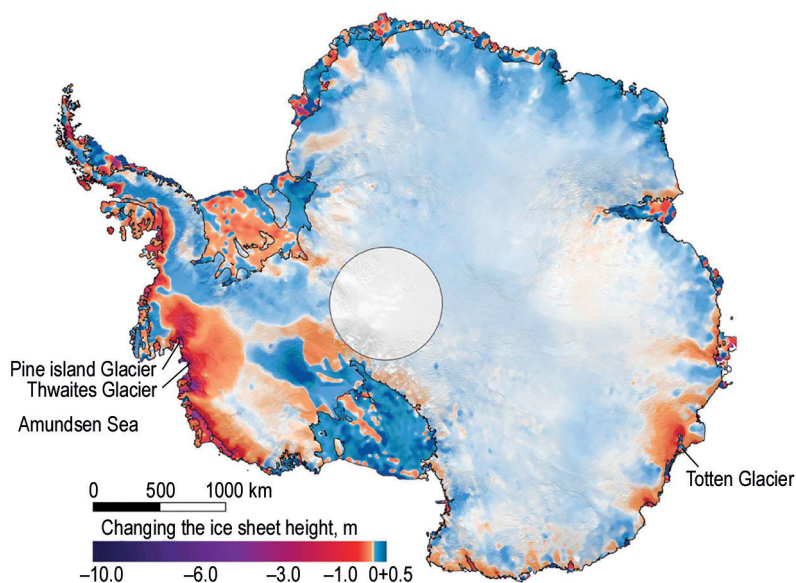


Fig. 1. Mass loss of Antarctic ice sheet from 2003 to 2019 [modified from 9]

Рис. 1. Потеря массы льда в Антарктиде с 2003 по 2019 г. [9 с изменениями]

audience from one of the most ambitious but unfulfilled engineering and construction projects of the 20th century: the transfer of part of the runoff from the northern and Siberian rivers to Kazakhstan and Central Asia. Design and survey work on this project was stopped in 1986, mainly due to opposition from scientists of the USSR Academy of Sciences, who convinced the country's leadership that the project would cause irreparable damage to the environment. Of the modern geoengineering projects, one that deserves mention is the Great Barrier Reef Protection Project, which is funded by the Australian government [12]. As part of this initiative, work has already begun to brighten sea clouds by spraying microscopic droplets of seawater in order to cool and shield the coral reef.

In recent years, there has been an intense debate among scientists and experts about the scientific, technical, environmental, and ethical implications of geoengineering interventions in the Antarctic ice sheet. This debate has split the scientific community, with some advocating for actively counteracting ice melting in order to create safer living conditions and promote economic activity in many parts of the world, while others warn of the unpredictability, inefficacy, and severe environmental consequences of such measures [13].

This paper provides a brief overview of glacier geoengineering methods, highlighting the shortcomings in the technological and theoretical validation studies for these projects and analyzing possible adverse environmental impacts.

Methods of glacier geoengineering

Glacier geoengineering approaches

Glaciologists have been informally discussing methods of geoengineering intervention in glaciers and sea ice since the early 1980s, when the community first began to realize the scale of the potential impact of global climate change on the stability of the ice shelves and the ice cover of the Arctic Ocean. The first peer-reviewed scientific papers on geoengineering concepts and numerical models for potential interventions in glaciers emerged in the early 2010s, with an increasing number published since then.

Very tentatively, the proposed methods of geoengineering interventions in the Antarctic ice sheet can be divided into the following categories: (1) interventions that alter the heat transfer processes in the coastal ocean waters surrounding the ice shelves or outlet glaciers; (2) mechanical braking and strengthening of the ice shelves; (3) changes to the parameters of the ice sheet, such as thickness, ice mass balance, and albedo; (4) alterations to the subglacial hydrology, including decreasing the flow and area of subglacial water; and (5) measures to control solar radiation in the Antarctic atmosphere. To date, more than a dozen methods of geoengineering have been proposed. However, in our opinion, only a few of the concepts discussed below are relatively workable.

Underwater dams or curtains

The melting of ice shelves is caused by relatively warm ocean waters flowing to the grounding line and melting the base of the glacier. In order to reduce the amount of warm water entering the cavity under the ice shelves, it is proposed to construct underwater dams several hundred meters high (Fig. 2a) or curtains made of metal or plastic [10, 14–17]. If this intervention were successful, it is expected that a decrease in the temperature of the ocean water would lead to a reduction in the rate of basal melting beneath the ice shelf and iceberg calving. Model simulations indicate that even a partial covering of the cavity could reduce glacier-induced sea-level rise as much as 10 times [18].

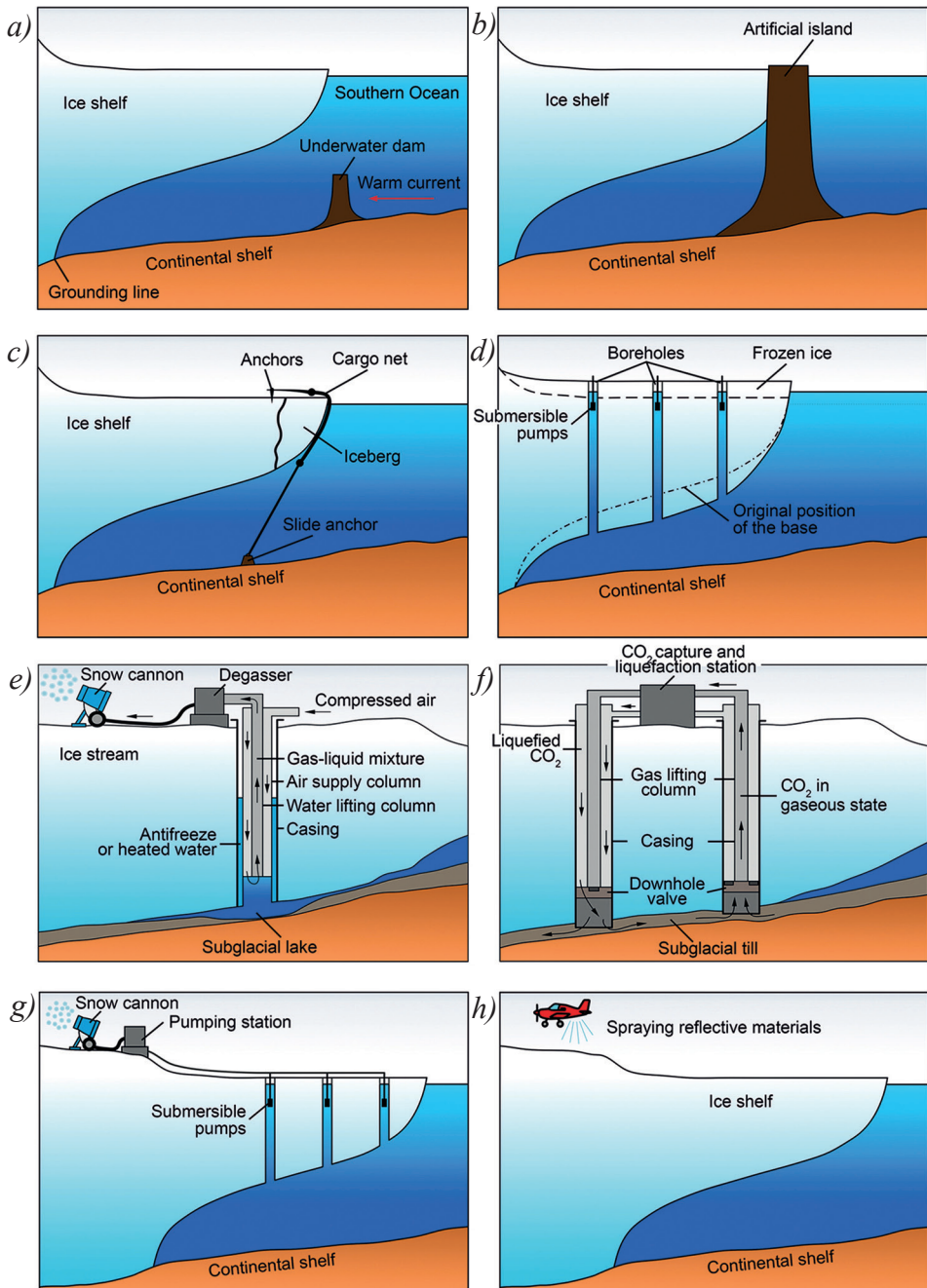


Fig. 2. Illustration of some geoengineering interventions in the Antarctic ice sheet (explanations are given in the text)

Рис. 2. Схематическая визуализация некоторых геоинженерных интервенций в ледяной покров Антарктиды (пояснения даны в тексте)

Artificial islands and underwater uplift structures

The acceleration of the movement of ice shelves and outlet glaciers is one of the main causes of the increased mass loss of the Antarctic ice sheet. Observations of the behavior of ice shelves adjacent to underwater uplifts have shown that even small natural anchor points have a wide-scale effect on the speed of ice movement. Therefore, one of the rational engineering solutions to slow down the flow of ice shelves is to create sufficiently strong artificial islands (Fig. 2b) or underwater uplift structures built on the continental shelf in front of the barrier of the shelf [10]. These attachment points can be created in the form of interconnected arrays of artificial islands composed of a soil core reinforced with concrete or steel structures. In this case, the supporting structure is fixed to the seabed with steel piles driven along the perimeter of the island.

Iceberg anchoring

The process of icebergs calving from ice shelves is a complex phenomenon caused by various factors, including high stresses at specific points of the glacier, the spread of surface water and cracks, wind loading, and the flow of ocean currents. When an iceberg calves, it can be secured to the glacier shelf using cable-stayed nets and tripwires (Fig. 2c) [19]. As the ice moves, the nets are tightened and push the iceberg against the ice shelf body. If an iceberg is firmly attached to the ice shelf, it can usually heal cracks. Such phenomenon often happens naturally when icebergs that have broken off from the glacier and collided with each other refreeze and become part of the ice shelf again. In suitable weather conditions, the water supply at the point of contact can speed up the refreezing process.

Thickening of ice shelves

Some researchers proposed thickening the ice shelf by controlling snow accumulation on its surface or by freezing water pumped through access boreholes from the subglacial cavity (Fig. 2d) [19]. The thickening can be done evenly over a large area of ice shelf or in a more specific way, giving the ice shelf useful reinforcing shapes, such as a compressive arc. This intervention will help the ice shelf increase its structural strength and stability.

Draining subglacial water or promoting basal freezing

Up to 90 % of the ice mass loss from the Antarctic ice sheet occurs through fast-moving ice streams and outlet glaciers [25]. The speed of ice streams can reach up to 1 km/year, which is one or two orders of magnitude higher than the speed of the surrounding ice. The size of ice streams is also significant, ranging from 50 to 100 km in width, up to 2 to 3 km in thickness, and hundreds of kilometers in length. Despite decades of research, the exact mechanism behind their fast movement remains poorly understood. Most scientists believe that the reason for the increase in movement speed is the presence of a layer of water at the bottom of the glacier, which acts as a lubricant between the glacier and its bed, reducing friction and increasing speed (see [26], for example). To slow down ice flow, it has been proposed to remove the water from beneath the base of the ice stream by drilling a series of access boreholes to the bed [10, 19]. Removing of the water can be carried using an airlift technology with a double row lift (Fig. 2e).

An alternative strategy involves freezing subglacial water through access boreholes by direct contact with refrigerants such as liquid air, liquid nitrogen, or liquid carbon dioxide [19]. The method shown in Fig. 2f illustrates how the wet base can be frozen through cyclical injection and extraction processes. Boreholes alternate between injecting antifreeze and extracting gas, using liquid carbon dioxide as the refrigerant.

Growth of snow accumulation

On the global scale, injecting ocean water into the Antarctic ice sheet interior could lead to a significant slowing of sea-level rise [21]. In order to preserve the stratigraphy and rheology of the ice sheet's surface, it is preferable to add additional ice in the form of snow (Fig. 2g) rather than in the form of water. Adding artificial snow produced from ocean water to certain “problematic” areas could help stabilize the balance of ice mass over a significant area of Antarctica. For example, adding 7.4 Tt of snow to the coastal areas around Pine Island Glacier and Thwaites Glacier could reduce the mass balance loss from the entire West Antarctic region by 2 mm/year in the equivalent to the current rate of sea-level rise [22].

Surface albedo modification

The reflectivity of a glacier's surface, or albedo, plays a significant role in the melting process. The albedo of fresh snow is between 0.85 and 0.9, while that of compacted dry snow is around 0.8–0.85. Melting snow cover has an albedo of 0.7, and wet firn has an albedo between 0.35 and 0.45 [23]. Increasing the albedo of ice shelves, ice streams, and outlet glaciers through the application of bright materials, such as hollow glass microspheres or reflective geotextiles, is intended to reflect more solar radiation and reduce surface warming (Fig. 2h) [24]. However, to achieve a significant impact on global sea-level rise, these materials would need to be scattered in the ablation zone over a large area of Antarctica.

Solar geoengineering

This manipulation aims to control solar radiation in the Earth's atmosphere in order to reduce its surface temperature [27]. Within the framework of solar geoengineering, researchers consider two main approaches [28]. The first is the introduction of stratospheric aerosols into the upper atmosphere, known as stratospheric aerosol injection (SAI). The second one, marine cloud brightening (MCB), uses sea salt to create artificial clouds in the sea. Strictly speaking, SAI is a global intervention, as the stratospheric circulation will quickly spread any aerosols introduced into the atmosphere over all latitudes [29]. Therefore, the overall cooling effect of SAI cannot be limited to a specific region, unlike MCB [30]. However, by choosing the location and timing of the injection, some control can be achieved over the resulting cooling profile under SAI intervention [31,32].

Discussion

Despite some progress made in the technological and theoretical validation of these interventions, each one is still faced with significant challenges. Here, we highlight some of the main problems.

Technical feasibility

The concepts presented are developed very approximately, with many initial data based on rough estimates and tentative assumptions. For instance, the idea of pumping water under ice sheet does not consider the fact that subglacial reservoirs are connected to the ocean through a complex hydrogeological system, and that subglacial cavities and access boreholes will quickly fill with water to sea level when they are pumped, according to the law of communicating vessels. Similar limitations and inconsistencies can be found in many other proposed concepts [18].

Uncertainty and high risks

All the concepts are subject to uncertainties and increased risks. Uncontrollable factors can lead to unexpected results or the need for significant changes to intervention. The effects of using certain methods are not fully understood. Alternative climate models suggest that

geoengineering may not be able to prevent the loss of the Antarctic ice sheet in the next two centuries [33]. It is possible that underwater dams could divert warm water towards nearby ice shelves, leading to increased melting in these areas [34]. The developers of the concept of the underwater dams believe the success rate to be only 30 % [14]. Clearly, glacial engineering methods must be designed with confidence as regards their effectiveness and manageability, so that any interventions can be adjusted or stopped if necessary.

Geopolitical and social challenges

The Protocol on Environmental Protection to the Antarctic Treaty, which entered into force in 1998, defines Antarctica as a “*nature reserve dedicated to peace and science*” (Article 2). Before carrying out any activities in Antarctica, it is essential to conduct a preliminary assessment of the potential impact of the proposed activity on the Antarctic environment and its associated ecosystems [35, 36]. For projects that may pose a risk to the environment, a Comprehensive Environmental Assessment (CEE) must be prepared. The CEE is publicly available and reviewed by the Committee on Environmental Protection. The Committee then advises the Antarctic Treaty Consultative Meeting on whether and how this activity should be conducted. Due to the current circumstances, all proposed projects are likely to face the rigorous environmental review of the Committee and may not be approved. Implementing these projects would involve significant changes to the environmental legislation, which is only possible after ratification by all 29 consultative parties to the Antarctic Treaty. However, given the current political climate, it seems unlikely that this will occur.

Environmental consequences

The potential environmental consequences of glacier interventions are vast and irreversible. The construction of underwater dams and artificial islands presents a particular ecological threat. During construction, a substantial amount of marine sediments would be displaced, causing significant harm to a delicate ecosystem such as the Antarctic continental shelf. Bottom sediments serve as the sole and largest habitat for benthic communities. In some areas, more than 155,000 organisms per square meter have been recorded [37]. The movement and migration paths for fish and other marine life are disrupted. Changes in the distribution of warm ocean currents can lead to changes in the habitat conditions, primarily temperature, for fauna living under the ice shelves.

During construction work, there is also a possibility of water pollution due to the operation of watercraft engines, fuel leaks, and loss of building materials during the overloading and filling of structures. This is in addition to the traditional types of negative impacts associated with construction works, such as noise, vibration, light, and electromagnetic radiation.

Material consumption

The construction of geoengineering structures will require a significant amount of materials, which would need to be transported to Antarctica. For instance, the construction of a 120-km-long and 500-m-high underwater dam to reduce the flow of warm ocean water beneath the Thwaites Glacier could require up to 110 km³ of building materials [14]. For comparison, the construction of the Palm Jumeirah artificial island off the coast of Dubai in the United Arab Emirates required approximately 0.1 km³ of construction materials.

Logistical problems and human resources

Antarctica is a remote frontier of the world, and the weight and size of the equipment and materials transported there are crucial factors in implementing resource-intensive projects [38]. A fleet of icebreakers would be needed to transport cargo and supplies to

the Antarctic for the completion of geoengineering projects. In addition to the challenges of transporting materials and equipment, these projects also require a significant amount of labor resources to construct and maintain facilities in the extreme polar conditions. Thousands of people will need to be brought to Antarctica, housed, and supplied with food. Currently, about 5,000 scientists and staff members live on the whole continent during the summer months, but this number drops to about 1,000 in winter.

Energy costs

Many of the proposed projects involve significant energy costs. For example, to reduce sea level by 3 mm/year, pumping ocean water to the Antarctic inland would require the construction of at least 90 large pumping stations. Each of these stations is expected to pump 360 m³/s of water [21]. Under optimistic assumptions, the total power required for the pumps could reach 2,300 GW. The production of such large quantities of electricity would lead to significant greenhouse gas emissions, unless the energy is produced from renewable sources, which seems unlikely.

Budget

The costs of geoengineering interventions are astronomical. The estimated cost of building a dam in front of the Thwaites Glacier is 60±10 billion USD [17], which is approximately 50 times the annual budget of all current Antarctic expeditions. Despite the UNFCCC's (United Nations Framework Convention on Climate Change) suggestion that wealthy countries should finance cryosphere conservation, it remains unclear who will fund such interventions and in what proportions. The implementation of geoengineering interventions may delay funding for other projects aimed at reducing carbon dioxide emissions. If implemented, these large-scale projects would undoubtedly rank as the most expensive ever undertaken by humanity.

Conclusions

In recent years, debates about the scientific, technical, environmental, and ethical implications of geoengineering interventions in the Antarctic ice sheet have intensified, dividing the scientific community into two groups [13]: those who support the idea of actively combating ice melt and create safer living conditions and economic opportunities for people on other continents [18,35], and those who warn of the unpredictability, potential inefficiency, and serious environmental risks associated with such measures [33, 39].

Scientists who advocate glacier geoengineering interventions claim that *“the greatest risk is doing nothing ... The impacts of construction would be dwarfed locally by the effects of the ice sheet's collapse, and globally by rapid sea-level rise [10].”* However, the resolution of the UN Human Rights Council Advisory Committee is clear and unambiguous (October 6, 2023) [40]: *“the deployment of NCTPs [new technologies intended for climate protection] today would be contrary to the human rights and environmental frameworks.”* Nevertheless, the funding of the theoretical validation of glacier geoengineering projects continues. It is also planned to conduct large-scale field experiments in the near future.

The development of practical, relatively safe geoengineering approaches will require long time and extensive discussions with experts in various fields and the public. Unfortunately, at present, there are no reliable and accurate methods for modeling the climate and ecological environment that take into account the long-term effects of various processes. These processes may become inefficient, unstable, or may even lead to a worsening of the environmental situation, despite the positive predictions of the models.

In our view, the level of theoretical and practical knowledge about geoengineering, as well as the political, ethical, and regulatory context, is not at a point where any reasonable person would recommend the implementation of glacial geoengineering technologies. Geoengineering interventions do not reduce global warming caused by greenhouse gas emissions. Currently, it would be wise to use available political and financial resources to address the root causes of the accelerated loss of Antarctic ice mass. This could be done by regulating greenhouse gas emissions, thereby addressing the disease itself rather than just treating the symptoms.

Competing interests. No conflict of interest involved.

Funding. This work is supported by the National Key R&D Program of China 2021YFC2801400.

Author contributions. P.G. Talaly developed the concept and wrote the manuscript. M.A. Sysoev contributed to the visualization of the proposed geoengineering interventions.

Конфликт интересов. У авторов нет конфликта интересов.

Финансирование. Эта работа проведена при поддержке Национальной программы ключевых исследований и разработок Китая 2021YFC2801400.

Вклад авторов. П.Г. Талалай разработал концепцию и написал рукопись статьи. М.А. Сысоев визуализировал предлагаемые геоинженерные интервенции.

REFERENCES

1. Fox-Kemper B., Hewitt H.T., Xiao C., Aðalgeirsdóttir G., Drijfhout S.S., Edwards T.L., Golledge N.R., Hemer M., Kopp R.E., Krinner G., Mix A., Notz D., Nowicki S., Nurhati I.S., Ruiz L., Sallée J.-B., Slangen A.B.A., Yu Y. Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. 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* (Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan 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., Yelekçi O., Yu R., Zhou B. (eds.)). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press; 2021. P. 1211–1362. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.011>
2. Clem K.R., Fogt R.L., Turner J., Lintner B.R., Marshall G.J., Miller J.R., Renwick J.A. Record warming at the South Pole during the past three decades. *Nature Climate Change*. 2020;10:762–770. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0815-z>
3. Bulthuis K., Arnst M., Sun S., Pattyn F. Uncertainty quantification of the multi-centennial response of the Antarctic ice sheet to climate change. *The Cryosphere*. 2019;13(4):1349–1380. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1349-2019>
4. Lowry D.P., Krapp M., Golledge N.R., Alevropoulos-Borriol A. The influence of emissions scenarios on future Antarctic ice loss is unlikely to emerge this century. *Communications Earth and Environment*. 2021;2(1):221. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00289-2>
5. Pritchard H.D., Ligtenberg S.R.M., Fricker H.A., Vaughan D.G., van den Broeke M.R., Padman L. Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*. 2012;484:502–505. <https://doi.org/10.1038/nature10968>
6. Graham A.G.C., Wåhlin A., Hogan K.A., Nitsche F.O., Heywood K.J., Totten R.L., Smith J.A., Hillenbrand C.-D., Simkins L.M., Anderson J.B., Wellner J.S., Larer R.D. Rapid retreat of Thwaites Glacier in the pre-satellite era. *Nature Geosciences*. 2022;15:706–713. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-01019-9>
7. Witze A. Giant cracks push imperilled Antarctic glacier closer to collapse. *Nature*. News: 14 December 2021. <https://doi.org/10.1038/d41586-021-03758-y>

8. Mackintosh A. Thwaites Glacier and the bed beneath. *Nature Geosciences*. 2022;15:687–688. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-01020-2>
9. Smith B., Fricker H.A., Gardner A.S. et al. Pervasive ice sheet mass loss reflects competing ocean and atmosphere processes. *Science*. 2020;368:1239–1242. <https://doi.org/10.1126/science.aaz5845>
10. Moore J.C., Gladstone R., Zwinger T., Wolovick M. Geoengineer polar glaciers to slow sea-level rise. *Nature*. 2018;555:303–305. <https://doi.org/10.1038/d41586-018-03036-4>
11. Mishchenko E.F., Mishchenko A.S., Zelikin M.I. Adequacy of mathematical models in control theory, physics and ecology. *Mathematical education*. 2019;4(92):2–16. (In Russ.).
12. Tollefson J. Can artificially altered clouds save the Great Barrier Reef? *Nature*. 2021;596:476–478. <https://doi.org/10.1038/d41586-021-02290-3>
13. Richter H. Scientists at odds over wild plans to slow melting glaciers. *Science*. 2024;385(6706):244. <https://doi.org/10.1126/science.adr8012>
14. Wolovick M.J., Moore J.C. Stopping the flood: could we use targeted geoengineering to mitigate sea level rise? *The Cryosphere*. 2018;12:2955–2967. <https://doi.org/10.5194/tc-12-2955-2018>
15. Gurses O., Kolatschek V., Wang Q., Rodehacke C.B. Brief communication: a submarine wall protecting the Amundsen Sea intensifies melting of neighboring ice shelves. *The Cryosphere*. 2019;13(9):2317e2324. <https://doi.org/10.5194/tc-13-2317-2019>
16. Wolovick M., Moore J., Keefer B. The potential for stabilizing Amundsen Sea glaciers via underwater curtains. *PNAS Nexus*. 2023;2(4):pgad103. <https://doi.org/10.1093/pnasnexus/pgad103>
17. Keefer B., Wolovick M., Moore J.C. Feasibility of ice sheet conservation using seabed anchored curtains. *PNAS Nexus*. 2023;2(3):pgad053. <https://doi.org/10.1093/pnasnexus/pgad053>
18. MacAyeal D.R., Mankoff K., Minchew B., Moore J., Wolovick M. *Glacial Climate Intervention: A Research Vision*. U.S. Antarctic Program (USAP) Data Center; 2024. <https://doi.org/10.15784/601797>
19. Lockley A., Wolovick M., Keefer B., Gladstone R., Zhao L.-Y., Moore J.C. Glacier geoengineering to address sea-level rise: A geotechnical approach. *Advances in Climate Change Research*. 2020;11:401e414. <https://doi.org/10.1016/j.accre.2020.11.008>
20. Kulesa B., Jansen D., Luckman A.J., King E.C., Sammonds P.R. Marine ice regulates the future stability of a large Antarctic ice shelf. *Nature Communications*. 2014;5(1):3707. <https://doi.org/10.1038/ncomms4707>
21. Frieler K., Mengel M., Levermann A. Delaying future sea-level rise by storing water in Antarctica. *Earth System Dynamics*. 2016;7:203–210. <https://doi.org/10.5194/esd-7-203-2016>
22. Feldmann J., Levermann A., Mengel M. Stabilizing the West Antarctic ice sheet by surface mass deposition. *Science Advances*. 2019;5(7):eaaw4132. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw4132>
23. Kotlyakov V.M. *Glacier albedo*. *Glaciological dictionary*. Leningrad: Hydrometeoizdat; 1984. P. 41–42. (In Russ.).
24. Field L., Ivanova D., Bhattacharyya S., Mlaker V., Sholtz A., Decca R., Manzara A., Johnson D., Christodoulou E., Walter P., Katuri K. Increasing Arctic Sea ice albedo using localized reversible geoengineering. *Earth's Future*. 2018;6:882e901. <https://doi.org/10.1029/2018EF000820>
25. Bamber J.L., Vaughan D.G., Joughin I. Widespread complex flow in the interior of the Antarctic Ice Sheet. *Science*. 2000;287:1248–1250. <https://doi.org/10.1126/science.287.5456.1248>
26. Kyrke-Smith T.M., Katz R.F., Fowler A.C. Subglacial hydrology and the formation of ice streams. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2014;470(2161):20130494. <https://doi.org/10.1098/rspa.2013.0494>
27. Duffey A., Irvine P., Tsamados M., Stroeve J. Solar geoengineering in the polar regions: A review. *Earth's Future*. 2023;11:e2023EF003679. <https://doi.org/10.1029/2023EF003679>

28. Zhilina I.Yu. Geoengineering as a way to combat climate change: benefit or harm? *Social and humanitarian sciences: Domestic and foreign literature. Series 2, Economics: Abstract journal*. 2020;1:106–115. <https://cyberleninka.ru/article/n/geoingzheneriya-kak-sposob-borby-s-klimaticheskimi-izmeneniyami-polza-ili-vred> (accessed 04.09.2025). (In Russian).
29. Robock A., Oman L., Stenchikov G.L. Regional climate responses to geoengineering with tropical and Arctic SO₂ injections. *Journal of Geophysical Research*. 2008;113(D16):D16101. <https://doi.org/10.1029/2008JD010050>
30. Latham J., Gadian A., Fournier J., Parkes B., Wadhams P., Chen J. Marine cloud brightening: Regional applications. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical & Engineering Sciences*. 2014;372(2031):20140053. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0053>
31. Kravitz B., MacMartin D.G., Wang H., Rasch P.J. Geoengineering as a design problem. *Earth System Dynamics*. 2016;7(2):469–497. <https://doi.org/10.5194/esd-7-469-2016>
32. Moore J.C., Yue C., Chen Y., Jevrejeva S., Visioni D., Uotila P., Zhao L. Multi-model simulation of solar geoengineering indicates avoidable destabilization of the West Antarctic ice sheet. *Earth's Future*. 2024;12:e2024EF004424. <https://doi.org/10.1029/2024EF004424>
33. Adhikari M., Martin D.F., Edwards T.L., Payne A.J., O'Neill J., Irvine P.J. Geoengineering's role in reducing future Antarctic mass loss is unclear. *ESS Open Archive*. April 2024. <https://doi.org/10.22541/essoar.171224475.59791746/v1>
34. Moon T.A., Abdalati W., Bamber J.L. et al. Geoengineering is not a quick glacier fix. *Nature*. 2018;556:436. <https://doi.org/10.1038/d41586-018-04897-5>
35. Moore J.C., Mettiäinen I., Wolovick M., Zhao L., Gladstone R., Chen Y., Kirchner S., Koivurova T. Targeted geoengineering: local interventions with global implications. *Global Policy*. 2021;2(Suppl 1):108–118. <https://doi.org/10.1111/1758-5899.12867>
36. Talalay P.G., Zhang N. Antarctic mineral resources: Looking to the future of the Environmental Protocol. *Earth Science-Reviews*. 2022;232:104142. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104142>
37. Australian Antarctic Division: Seabed (benthic) communities (12 August 2010). <https://www.antarctica.gov.au/about-antarctica/animals/seabed-benthic-communities> (accessed 05.08.2025).
38. Talalay P.G. *Geotechnical and exploration drilling in the polar regions*. Springer Cham; 2022. 387 p.
39. Siegert M., Sevetre Y., Bentley M.J., ... Truffer M. Safeguarding the polar regions from dangerous geoengineering: A critical assessment of proposed concepts and future prospects. *Frontiers of Science*. 2025;3:1527393. <https://doi.org/10.3389/fsci.2025.1527393>
40. UN General Assembly. Human Rights Council. Fifty-fourth session, 11 September–6 October 2023. Impact of new technologies intended for climate protection on the enjoyment of human rights. Report of the Human Rights Council Advisory Committee A/HRC/54/47. <https://docs.un.org/en/A/HRC/54/47> (accessed 05.08.2025).

Геоинженерные интервенции в антарктический ледяной покров: потенциальное решение проблемы глобального потепления или научная утопия?

П.Г. Талалай^{1,2✉}, М.А. Сысоев¹

¹ Институт полярных наук и технологий, Цзилинский университет, Чанчунь, Китай

² Китайский университет наук о Земле, Пекин, Китай

✉ptalalay@yandex.ru

 ПГТ, 0000-0002-8230-4600; МАС; 0009-0006-2432-6920

Расширенный реферат

Одной из основных причин повышения уровня моря является таяние льдов, и прежде всего антарктического ледяного покрова. За последние три десятилетия потеря массы ледяного покрова увеличилась более чем в три раза. Некоторые исследователи предлагают снизить скорость таяния льдов с помощью крупномасштабных геоинженерных интервенций, которые изменяют процессы тепло- и массопередачи в прибрежных океанических водах, окружающих шельфовые ледники, способствуют механическому торможению движения и укреплению шельфовых ледников, изменяют параметры ледяного покрова, такие как толщина, баланс массы льда и альbedo, или преобразовывают состояние подледниковой гидрологии, приводящее к уменьшению стока льда и площади подледниковых вод. Также предложены методы солнечной геоинженерии для контроля количества солнечной радиации, достигающей атмосферы Земли, и снижения температуры поверхности ледяного покрова. Несмотря на некоторый прогресс, достигнутый в научном и инженерном обосновании этих интервенций, существуют фундаментальные проблемы, связанные с их технической осуществимостью, неопределенностью и высокими рисками. Потенциальные экологические последствия геоинженерных мероприятий являются очень высокими. Все геоинженерные интервенции не оказывают влияния на уровень выброса парниковых газов. По мнению авторов статьи, в настоящее время было бы разумно использовать имеющиеся политические и финансовые ресурсы для устранения коренных причин ускоренного таяния антарктических льдов. Этого можно было бы добиться, регулируя выбросы парниковых газов, тем самым борясь с самим «заболеванием», а не просто устраняя «симптомы».

Ключевые слова: геоинженерные интервенции, антарктический ледяной покров, повышение уровня моря, подледниковая среда, шельфовые ледники, ледяные потоки

Для цитирования: Talalay P.G., Sysoev M.A. Geoengineering interventions in the Antarctic ice sheet: A potential solution to the effects of global warming, or a scientific utopia? *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2025;71(3):334–345. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-334-345>

Поступила 06.08.2025

После переработки 25.08.2025

Принята 28.08.2025

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-346-358>

УДК 549.905.1



Аутигенный барит в отложениях палеотермоцирка полуострова Ямал

А.А. Новоселов[✉], Е.А. Слагода¹, В.И. Бутаков¹, Л.В. Леонова²

¹ Институт криосферы Земли, Тюменский научный центр Сибирского отделения
Российской академии наук, Тюмень, Россия

² Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения
Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

✉ an.a.novoselov@utmn.ru

ААН, 0000-0001-8589-2316; ЕАС, 0000-0001-7674-1081; ВИБ, 0000-0002-1165-3758

Аннотация. Изучение аутигенного минералообразования в криолитозоне представляет значительный научный интерес, однако до сих пор этим процессам уделяется недостаточное внимание. В данной работе впервые подробно описан и изучен аутигенный барит, обнаруженный в мерзлых синкриогенных отложениях, вскрывающихся в термоцирке полуострова Ямал, с целью оценки его потенциала как индикатора экзогенных криогенных процессов. Исследование выполнено с применением комплекса современных методов, включая сканирующую электронную микроскопию, рентгеноспектральный микроанализ и геохимические исследования. Особое внимание уделено применению оригинальной методики изготовления полимерных реплик, позволившей сохранить первичные текстурно-структурные особенности мерзлых грунтов. Результаты исследования подтверждают ключевую роль криогенных процессов в образовании барита, формирующего характерные розеточные агрегаты в микропустотах ледогрунта. Установлено, что его образование связано с процессами перераспределения и концентрирования солей при промерзании, при этом ключевую роль играют специфические геохимические условия, благоприятствующие связыванию сульфатов именно с барием. Эти условия обеспечили процессы термоденудации, в том числе таяние подземных льдов и переотложение прибрежно-морских и субэвальных пород. Полученные данные позволяют рассматривать аутигенный барит как перспективный индикатор криогенных процессов в многолетнемерзлых породах и важны для понимания реакции криолитозоны на внешние воздействия, что особенно актуально в контексте современных климатических изменений, ведущих к активизации термокарста и термоденудации.

Ключевые слова: аутигенные минералы, барит, криолитозона, термоденудация, пластовые льды

© Авторы, 2025

© Authors, 2025

Для цитирования: Новоселов А.А., Слагода Е.А., Бутаков В.И., Леонова Л.В. Аутигенный барит в отложениях палеотермоцирка полуострова Ямал. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2025;71(3):346–358. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-346-358>

Поступила 21.05.2025

После переработки 04.07.2025

Принята 07.09.2025

Authigenic barite in paleothermo cirque deposits of the Yamal Peninsula

Andrey A. Novoselov¹✉, Elena A. Slagoda¹,
Vladislav I. Butakov¹, Lyubov V. Leonova²

¹ Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

² The Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch (UB) of the RAS, Ekaterinburg, Russia

✉an.a.novoselov@utmn.ru

 AAN, 0000-0001-8589-2316; EAS, 0000-0001-7674-1081; VIB, 0000-0002-1165-3758

Abstract. Authigenic mineral formation in permafrost environments represents a scientifically significant yet little understood field of cryolithology. This study provides the first comprehensive documentation and analysis of authigenic barite discovered in frozen sediments of thermocirques on the Yamal Peninsula, with a particular focus on its potential as a novel indicator of cryogenic processes. The research methodology combines advanced analytical techniques including high-resolution scanning electron microscopy (SEM), energy-dispersive X-ray spectroscopy (EDX), and comprehensive geochemical characterization of ice-ground systems. A key methodological innovation is the development and application of specialized polymer replica techniques that enable precise preservation of primary cryogenic textures and microstructures in frozen samples, overcoming the limitations of conventional sample preparation methods. The results obtained demonstrate that authigenic barite forms distinctive rosette-shaped micro-aggregates within ice-ground micro-pores, with the crystal morphology indicating in situ growth under cryogenic conditions. Detailed geochemical analysis reveals that barite formation is fundamentally controlled by freeze-induced solute redistribution processes, where specific ionic ratios (particularly elevated $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}$) and neutral pH conditions preferentially promote barium sulfate precipitation over calcium sulfates. These findings show authigenic barite as a sensitive paleoindicator of cryogenic processes including thermodenudation, segregation ice formation, and freeze-thaw solute concentration. The study provides crucial new insights into low-temperature geochemical processes operating in permafrost environments, with important implications for understanding cryosphere evolution under contemporary climate change scenarios.

Keywords: authigenic minerals, barite, active layer, cryolithozone, thermokarst, segregation ice

For citation: Novoselov A.A., Slagoda E.A., Butakov V.I., Leonova L.V. Authigenic barite in paleothermo cirque deposits of the Yamal Peninsula. *Arctic and Antarctic Research*. 2025;71(3):346–358. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-346-358>

Received 21.05.2025

Revised 04.07.2025

Accepted 07.09.2025

Введение

Изучение процессов аутигенного минералообразования в многолетнемерзлых толщах представляет собой важную область исследований, особенно связанных с динамикой криолитозоны, в том числе в контексте глобального изменения климата. Геохимические последствия процессов промерзания-протаивания (включая аккумуляцию органического и неорганического вещества) остаются не полностью

изученным аспектом формирования многолетнемерзлых толщ, которое может происходить как при климатических колебаниях, так и при направленном похолодании. В свою очередь процессы криолитогенеза в условиях изменения климата приводят к формированию характерных форм рельефа и изменению гидрологического режима, что отражается в трансформации состава отложений и интенсификации аутигенного минералообразования. Так, исследования криогенных минералов (например, рапид-крикита) в пещерах Восточной Сибири [1] и моделирование криогенных процессов в мерзлых грунтах [2] демонстрируют сложность взаимодействия фазовых переходов и химических реакций. Работы по геокриологии [3] и изучение следов криогенных процессов в отложениях Западной Сибири [4] подчеркивают роль локальных геохимических условий, в то время как данные по криогенному минералообразованию в пещерах [5] расширяют понимание низкотемпературных механизмов.

В настоящее время исследования минеральной составляющей мерзлых грунтов сфокусированы на составе терригенных зерен, формирующих основную долю минерального вещества. Процессы аутигенного минералообразования, протекающие *in situ* в условиях криолитогенеза, остаются в меньшей степени изученными. В субэзальных синкриогенных толщах и эпикриогенных аласных, таберальных комплексах широко распространены новообразованные карбонаты, сульфиды [6–8]. Единичные находки аутигенного звездчатого барита отмечены в мерзлых эпикриогенных прибрежно-морских отложениях с сегрегационными криогенными текстурами на о. Белый, Карское море [9] и в отложениях ледового комплекса в Восточной Арктике [10].

Аутигенные минералы, образующиеся в результате низкотемпературных геохимических процессов и фазовых переходов в мерзлых и оттаивающих породах, представляют особую ценность как индикаторы криогенных процессов. Они фиксируют изменения физико-химических условий среды, но данных об их структуре, составе, морфологии и распространении мало, так как эти минералы сложны для изучения, а иногда недоступны из-за неустойчивости и растворения при оттаивании грунтов.

Целью исследования является изучение аутигенного барита в мерзлых отложениях палеотермоцирка полуострова Ямал для определения его роли как индикатора криогенных экзогенных процессов.

Район исследований

Полуостров Ямал на севере Западной Сибири — один из ключевых регионов для исследования геохимических процессов, происходящих в условиях стабильно низких среднегодовых температур воздуха от $-11,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-5,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Здесь, в зоне распространения многолетней мерзлоты, породы сохраняют свою криогенную структуру ниже слоя сезонного протаивания, что позволяет изучать их в естественном разрезе — стенке термоцирка. Район исследований расположен в центральной части полуострова Ямал, в 25 км к юго-западу от НГКМ «Бованенково» (рис. 1а), в пределах холмисто-увалистых казанцевской и салехардской IV и V равнин [11]. Рельеф территории преимущественно равнинный, с небольшими возвышенностями, холмами, многочисленными заболоченными долинами рек, термокарстовыми котловинами с озерами, борта которых осложнены активными и заросшими и древними термоцирками [12]. Климат региона — арктический с длительной зимой и коротким летом. Почвы района представлены тундрово-глеевыми и торфяно-глеевыми типами,

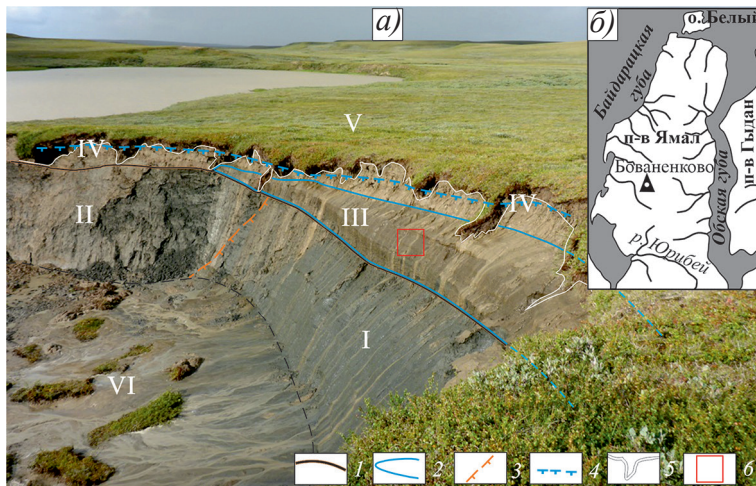


Рис. 1. Карта-схема отбора проб: а — фото изученного термоцирка с обозначением места отбора проб; б — район расположения участка исследования на п-ове Ямал.

1 — граница протаивания и размыва залежи пластового льда (ПЛ), таберального комплекса; 2 — контур линзовидной залежи ледогрунта; 3 — реликтовая граница талика, штрих направлен в сторону ПЛ; 4 — верхняя граница мерзлоты; 5 — граница просадок, промоин покровного горизонта; 6 — место отбора монолитов, в которых обнаружен барит. I — пластовая залежь льда в прибрежно-морских суглинистых отложениях; II — таберальный комплекс по ПЛ; III — козырек — линзовидная залежь ледогрунта и IV — поверхностный слой днища древнего термоцирка; V — поверхность перекрывающих отложений; VI — днище современного активного термоцирка с тальми осадками

Fig. 1. Sampling map: location of the study area on the Yamal Peninsula (a); photograph of the studied thermocirque with the sampling location indicated (b).

1 — Boundary of thawing and erosion of tabular ground ice (TGI) and taberal complex; 2 — Boundary of lens-shaped ice-ground deposit; 3 — Relict boundary of talik (dashed line points toward TGI); 4 — Upper permafrost boundary; 5 — Boundary of subsidence and gullies in the surface layer; 6 — Sampling location of monoliths where barite was detected. Roman numerals denote: I — Tabular ground ice in coastal-marine silty deposits; II — Taberal complex over TGI; III — Overhang (lens-shaped ice-ground deposit); IV — Cover horizon of the ancient thermocirque floor; V — overburden surface; VI — the bottom of a modern active thermocircus with melted sediments

в растительности тундры преобладают мхи, лишайники, кустарнички и кустарники, в понижениях рельефа и вокруг водоемов — осоки. Район относится к зоне распространения сплошной многолетней мерзлоты, залегание кровли многолетнемерзлых пород по глубине сезонного протаивания варьирует от 0,4 до 2 м [13].

Материалы и методы

В 2021 г. был изучен разрез термоцирка ТЦ5 [12], который включает: прибрежно-морские суглинистые отложения с пластовым льдом; субаэральные песчаные и алевроитовые отложения с линзовидным пластовым льдом; покровный торф, заторфованные супеси и пески с размывом, перекрывающие всю толщу. В основании разреза пластовый лед, видимой мощностью более 3 м, слоистый, серого цвета за счет подчиненных прослоев суглинков, глин, алевроитов и тонких песков. В пластовую залежь внедряются повторно-жильные льды и грунтовые жилы, верхние части которых залегают в субаэральной толще. В сниженной стенке термоцирка залежь

льда по простиранию контактирует с плотными малольдистыми тонкослоистыми суглинистыми отложениями — вероятно, оттаявшей и вторично промерзшей в под-озерном талике частью залежи. Залежь льда и таберальный комплекс перекрыты озерными, склоновыми отложениями днища древнего термоцирка и линзовидным пластом ледогрунта в виде козырька мощностью до 1,5 м. Лед козырька слоистый параллельно поверхности, имеет желтоватый цвет за счет линз песков, супесей с линзовидно-слоистой криогенной текстурой (рис. 1а).

Для изучения аутигенных процессов в ледогрунтах проведен отбор проб из стенки термоцирка в 2021 г. Монолиты льда отобраны из пластовой залежи на глубине 2,65–2,8 м (в разрезе ТЦ5Н от абс. высоты бровки уступа 17 м), из ПЖЛ на глубине 1,9–2,0 м (в разрезе ТЦ5Н/1 от абс. высоты бровки уступа 15 м) и линзовидного пласта ледогрунта на глубине 1,1–1,25 м (в разрезе ТЦ5Н/2 от абс. высоты бровки уступа 10 м), всего было отобрано 7 монолитов. Минеральные прослои залегают в виде линз, тонких слоев из частиц и агрегатов между цепочками, поясками и слоями более крупных кристаллов льда и рассеяны между мелкими кристаллами, что, по мнению авторов, характерно для сегрегационных льдов.

Анализ ионов во льдах и водных вытяжках выполнен в Тюменском промышленном университете методами атомной абсорбции (Ca^{+2}), турбидиметрии (SO_4^{2-}) и ионометрии (рН). Монолиты льда были расплавлены непосредственно перед проведением анализа и профильтрованы через мембранный фильтр 0,45 мкм, что исключило присутствие твердой фазы в расплаве льда. Для элементного анализа этой воды после фильтрации пробы обрабатывали азотной кислотой для озоления органических веществ, извлечения сорбированных элементов из органической матрицы. Элементный анализ выполнен на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce в Лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН [12]. Элементный состав микроагрегатов определялся при помощи энерго-дисперсионных спектров (ЭДС). Этот состав получен с помощью спектрометра INCA Energy 450 X-MaxEDS и программного обеспечения AZtecOne (ИГиГ им. А.Н. Заварицкого) и рентгеноспектрального анализатора SwiftED3000 (ИКЗ ТюмНЦ СО РАН).

Для сохранения текстурно-структурных особенностей мерзлых грунтов и льдов была применена методика изготовления оттисков поверхности с использованием полиметилметакрилата (оргстекла), реплика фиксирует естественные соотношения и расположение терригенного материала, границы кристаллов льда-цемента, а также позволяет сохранить часть аутигенных минералов, которые могут раствориться в талой воде при традиционной пробоподготовке [8].

Методика включает в себя следующие этапы:

1. Приготовление расплава полиметилметакрилата в дихлорэтано. Для этого оргстекло растворяют в дихлорэтано ($\text{C}_2\text{H}_4\text{Cl}_2$) до получения однородного расплава, важным является сохранение температуры полученной массы, при которой производится работа с образцом.

2. Нанесение расплава на поверхность свежего скола мерзлого образца (рис. 2а). Расплав равномерно распределяется по исследуемой поверхности, обеспечивая полный контакт с минеральными включениями.

3. После полного испарения растворителя при (от -5 до -10 °C) образец оттаивает, а получившаяся пластиковая пленка (реплика) механически отделяется и промывается дистиллированной водой [15].

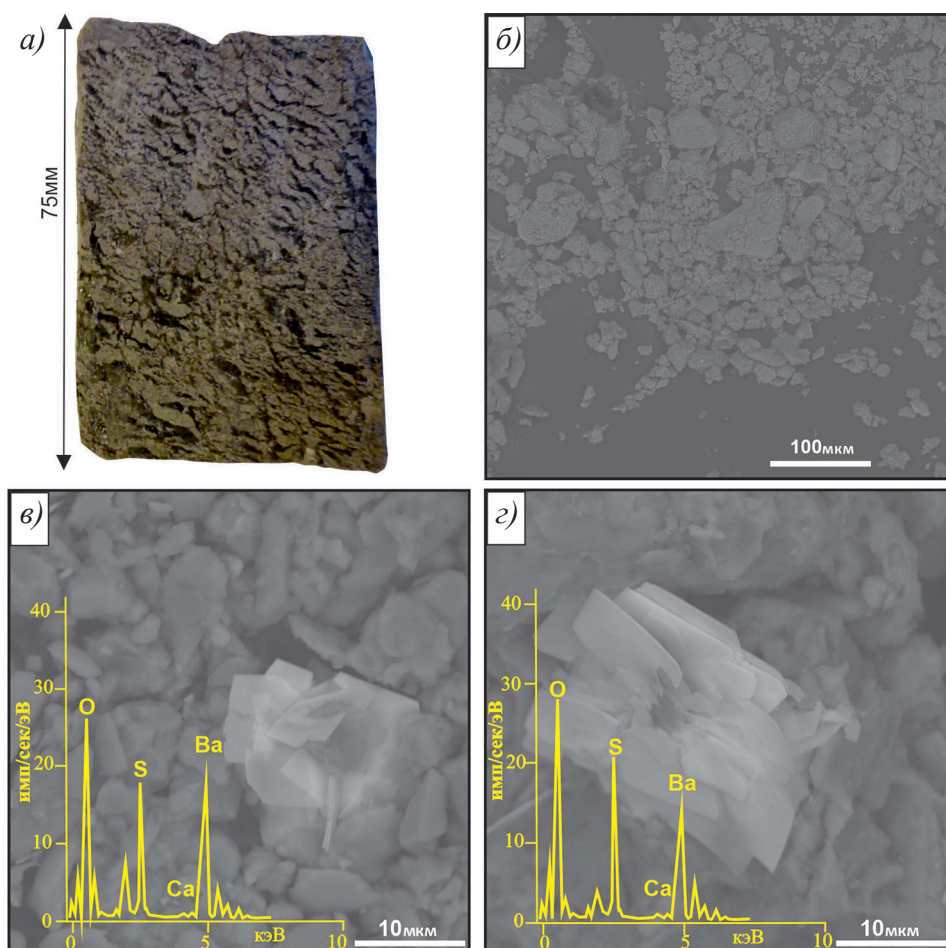


Рис. 2. Аутигенный барит в репликах монолитов отложений палеотермодирка: *a* — монолит ледогрунта из линзовидной залежи под днищем древнего термоцирка: супесь с линзовидной криотекстурой, глубина 1,1–1,25 м (темные участки — лед); *б* — СЭМ-фото реплики с поверхности сколов ледогрунта; *в*, *г* — СЭМ-фото микроагрегатов аутигенного барита в репликах с распределением микроэлементов (EDX-спектры)

Fig. 2. Autigenic barite in replicas of paleothermocirque monoliths: *a* — ice-ground monolith from a lens-shaped deposit beneath the floor of an ancient thermocirque: loam with lens-shaped cryotexture, depth 1.1–1.25 m (dark areas — ice); *б* — SEM image of a replica from the ice-ground fracture surface; *в*, *г* — SEM images of authigenic barite microaggregates in replicas with microelement distribution (EDX spectra)

Полученная реплика представляет собой тонкий слой полимера с оставшимся на нем в неизменном состоянии тонким слоем осадка, сохранившим текстуру, целостность минеральных агрегатов и морфологию зерен. Этот метод позволяет проводить детальный анализ микростроения мерзлых грунтов без риска потери информации, связанной с оттаиванием образца. На части реплик размером 2 см² наносилось напыление золотом (на установке для магнетронного распыления Q150R Plus фирмы

Quorum), после чего они исследовались при помощи электронной микроскопии с элементным анализом. Поисковые съемки производились с использованием микроскопа TM3000 (Hitachi) с анализатором SwiftED3000 (Oxford)), детальный анализ и снимки с высоким разрешением получены с использованием микроскопа (TESCAN MIRA LMS, S6123), энерго-дисперсионные спектры получены с помощью спектрометра INCA Energy 450 X-MaxEDS и программного обеспечения AZtecOne (рис. 2б–г).

Результаты исследований

Лабораторными исследованиями мерзлых пород, льдов и ледогрунта, собранных в термоцирке в 2021 г., были определены геохимические параметры, имеющие значение для формирования аутигенного барита (табл. 1). В изученных пробах (табл. 2) преобладали нейтральные значения pH (6,1–6,77), что создает благоприятные условия для сохранения аутигенных минералов, включая сульфаты, даже при повышении температуры грунтов почти до 0 °C и увеличении незамерзшей влаги. В редких случаях наблюдались слабокислые значения pH (4,76), связанные, вероятно, с повышенным содержанием органического вещества и активностью сульфатредуцирующих бактерий. Наиболее засоленные образцы озерных песков, с глубины 2,4 м, характеризовались высокими значениями общей минерализации (2358 мг/кг) (табл. 2), что свидетельствует о высокой концентрации растворенных солей и криогенном концентрировании, играющем важную роль в формировании аутигенных минералов [2, 3]. По типу засоления в большинстве образцов преобладает гидрокарбонатно-сульфатный тип, для наиболее засоленных образцов — сульфатный. Концентрация сульфат-ионов в образцах варьировала в широких пределах: от следовых количеств (<7 мг/кг) до высоких значений. Наибольшие концентрации SO_4^{2-} зафиксированы в озерных песках, с глубины 2,4 м (1474,6 мг/кг) и озерных супесях с глубины 2,3 м (478,3 мг/кг) (табл. 2). Отсутствие прямой корреляции между глубиной залегания проб и содержанием сульфат-ионов, вероятно, связано с различной активностью сульфатредуцирующих бактерий, неодинаковой степенью криогенного концентрирования и вымывания солей [16, 17].

Соотношение $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}$ в большинстве образцов превышало единицу, что указывает на преобладание сульфат-ионов над кальцием и создает условия для преимущественного связывания сульфатов с барием (табл. 2). Кристаллизация барита (BaSO_4) стала возможной благодаря сочетанию трех ключевых факторов: (1) наличию значимых концентраций Ba^{2+} в ледогрунтовых жилах (9,9–55,7 мкг/л по данным элементного анализа); (2) нейтральным значениям pH (6,1–6,77 в большинстве проб), обеспечивающим стабильность сульфат-ионов и препятствующим их восстановлению до сульфидов; (3) криогенному концентрированию растворов в микропустотах, что приводит к локальному пересыщению относительно барита. Как показывают данные табл. 2, в образцах с максимальным соотношением $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}$ (до 31,58) и высокой минерализацией (до 2358 мг/кг) создавались оптимальные условия для образования BaSO_4 , тогда как гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) не формировался, несмотря на общее преобладание Ca^{2+} . Преимущественное образование барита, а не гипса обусловлено: более низкой растворимостью BaSO_4 , связыванием Ca^{2+} с HCO_3^- в карбонатные ассоциации и натриево-сульфатным типом засоления основной массы породы, доминирование Na^+ и SO_4^{2-} (табл. 1–2) создает геохимический фон, где Ca^{2+} связывается в карбонаты или остается в рассеянной форме, а доступные сульфаты расходуются на образование BaSO_4 и растворимого Na_2SO_4 .

Таблица 1

Состав ионов подземных льдов в обнажении термоцирка

Table 1

Ion composition of ground ice in the thermocirque exposure

Глубина, м	pH	Состав ионов, мг/л								
		HCO ³⁻	Cl ⁻	NO ³⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Ba ²⁺
2,9 пластовый лед суглинистый	7,65	94,85	20,55	0,00	0,65	56,6	3,00	0,55	1,38	0,0119
2,65–2,8 пластовый лед песчаный	7,39	47,44	1,70	0,33	0,60	25,7	1,97	0,26	0,21	0,0011
1,9–2,0 повторно-жильный лед вертикально- полосчатый	6,42	28,19	1,67	0,03	0,31	4,35	0,79	11,1	0,58	0,00164
1,1–1,25 ледогрунт песчаный из «козырька» с линзовидной криотекстурой	7,92	99,94	33,54	0,00	61,88	56,0	9,87	6,44	8,74	0,00778

Таблица 2

Литология и геохимические параметры отложений термоцирка

Table 2

Lithology and geochemical parameters of the thermocirque deposits

Глубина, м	Литологический характер отложений	pH	SO ₄ ²⁻ , мг/кг	Ca ²⁺ , мг/кг	Соотношение SO ₄ ²⁻ /Ca ²⁺	Сумма легкорастворимых солей, мг/кг	Тип засоления
0,7	Супесь озерная	6,35	<7	23,6	<0,3	133	хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый
1,5	Глина озерная	6,36	151,4	31,0	4,88	342	гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый
2,2	Супесь озерная	6,58	388,4	12,3	31,58	687	сульфатный натриевый
2,3	Супесь озерная	5,93	478,3	17,8	26,87	963	сульфатный натриевый
2,4	Песок озерный с малакофауной	4,76	1474,6	523,0	2,82	2358	сульфатный кальциевый
4	Песок озерно-аллювиальный Таберальный комплекс	6,77	166,7	52,0	3,21	389	гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый
6,3	Песок озерно-аллювиальный Таберальный комплекс	6,10	68,1	7,7	8,84	181	хлоридно-сульфатный кальциево-натриевый

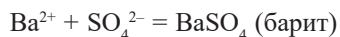
В репликах из ледогрунта и льда при помощи сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) были выявлены признаки промерзания, выраженные в микротекстуре, в том числе следы перераспределения, нарушения ориентировки минеральных частиц терригенного материала и пузырьков газа в результате роста кристаллов льда. Основная часть минерального вещества образцов имеет песчано-алевритовую структуру.

Основная часть песчано-алевритового материала (рис. 2б) имеет полевошпато-кварцевый состав. Зерна полевых шпатов имеют признаки частичного разрушения на поверхности, практически без признаков регенерации. Кварцевые обломки также с признаками растворения и инициальными тончайшими регенерационными каемками. Наблюдаются плохо кристаллизованные тонкие прерывистые пленки глинистых минералов, предположительно иллитового состава.

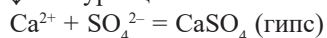
Аутигенный барит был обнаружен в виде микроагрегатов розеточной формы, образованных перекрывающимися пластинчатыми кристаллами (рис. 2в, г). Размеры агрегатов варьируются от 10 до 15 мкм. Кристаллы обладают четкой огранкой и выраженной пластинчатой формой с минимальными дефектами поверхности, что характерно для аутигенного роста в ограниченном пространстве микропустот. Грани кристаллов прямые, ребра острые. Часть агрегатов барита не имеет признаков растворения, однако на некоторых кристаллах наблюдаются незначительные неровности. Все агрегаты демонстрируют морфологию, типичную для роста в стесненных условиях: кристаллы имеют идиоморфные очертания, но их форма явно ограничена пространством микропустот. Это свидетельствует о длительном природном минералообразовании *in situ* и не соответствует морфологии вторичных фаз, которые могли бы возникнуть в ходе лабораторной пробоподготовки. Розеточная форма агрегатов указывает на медленный процесс кристаллизации в условиях пересыщенного раствора. Элементный анализ методом энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии (EDX) подтвердил состав агрегатов как BaSO_4 (рис. 2в, г).

Обнаруженные микроагрегаты аутигенного барита приурочены к участкам с признаками постседиментационного преобразования криогенными процессами: агрегатными микротекстурами и следами роста кристаллов льда.

На основании полученных данных можно предположить следующий механизм образования аутигенного барита в изученных отложениях: в многолетнемерзлой породе происходит криогенное концентрирование ионов Ba^{2+} и SO_4^{2-} в пленках незамерзшей воды. Нейтральные значения pH (6,1–6,77) в большинстве образцов создают благоприятную среду для стабильности сульфат-ионов и предотвращают их восстановление до сульфидов. Высокие концентрации сульфат-ионов (до 1474,64 мг/кг в озерных песках) в сочетании с присутствием ионов бария, подтвержденным анализом ледогрунтовых жил (9,9–55,7 мг/л) [14], создают условия пересыщения относительно BaSO_4 . При соотношении $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+} > 1$ наблюдается преимущественное связывание сульфат-ионов с барием, что препятствует значительному образованию гипса или ангидрита:



↓ конкуренция



Кристаллизация барита происходит постепенно в ограниченном пространстве микропустот, что подтверждается характерной розеткообразной морфологией агрегатов с четкой пластинчатой огранкой отдельных микрокристаллов. Сегрегационное

льдовыделение и криогенная концентрация в незамерзшей воде при промерзании осадков играют ключевую роль в создании условий для формирования барита [18]. Наличие биогенного метана и углекислого газа в газовых пузырьках [14] косвенно указывает на активные микробные процессы, включая сульфатредукцию, которые могут служить дополнительным источником сульфат-ионов. Размыв прибрежно-морских засоленных отложений и аккумуляция в мелководных озерах и пологих склонах обеспечивают поступление растворимых форм бария.

Несмотря на то, что общее содержание Ca^{2+} в изученных отложениях значительно превышает содержание Ba^{2+} (табл. 1), гипса в исследуемых образцах обнаружено не было. Это указывает на то, что минералообразование в криогенных отложениях контролируется не только общей концентрацией элементов, но и активностью ионов в растворе, а также локальными геохимическими условиями. Вероятно, образование барита происходит в микрозонах (микропустотах, порах, капиллярах и пленках воды), где активность Ba^{2+} выше активности Ca^{2+} из-за комплексных соединений Ca^{2+} с другими ионами или локального обогащения Ba^{2+} . Кроме того, кинетические факторы и влияние органического вещества (о чем свидетельствуют слабокислые значения pH в некоторых образцах) могли способствовать преимущественному образованию барита. Таким образом, сочетание локальных геохимических условий, кинетических факторов и влияния органического вещества могло привести к образованию барита, несмотря на высокое общее содержание Ca. Такой механизм образования барита демонстрирует тесную связь с криогенными процессами и подчеркивает его значение как индикатора условий минералообразования при формировании мерзлых пород. Полученные данные о вариациях соотношения $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}$ и неоднородном распределении Ba^{2+} : максимальное количество содержится в ледогрунтовой залежи днища палеотермоцирка, по сравнению с низким содержанием в ледяной жиле и пластовых льдах (табл. 1). В днище термоцирка в ходе термоденудации накапливались талые продукты разрушения жильных и пластовых льдов, а также вмещающих пород. Накоплению бария в этой зоне могла способствовать его умеренная и низкая миграционная способность, что привело к его относительному обогащению в этих отложениях. Синкриогенное промерзание нелитифицированного осадка, вероятно, привело к криогенному концентрированию бария в незамерзшей воде. Таким образом, аутигенный барит можно считать индикатором комплекса и сложной динамики криогенных процессов (таких как криогенное концентрирование солей, сегрегационное льдовыделение, миграция влаги и растворенных веществ в промерзающей толще, а также сопутствующих геохимических процессов). Изотопный анализ ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$) мог бы позволить: дифференцировать источники серы [19], реконструировать температурные условия минералообразования, верифицировать выявленную связь между составом пластовых льдов и аутигенными минералами.

Выводы

Обнаружение аутигенного барита в многолетнемерзлых породах палеотермоцирка полуострова Ямал расширяет представления о его распространении в криолитозоне, ранее ограниченные единичной находкой в мерзлых морских отложениях о. Белый [9]. Выявление данного минерала в новом генетическом типе отложений свидетельствует об активных и разнообразных процессах минералообразования, происходящих в современных криогенных условиях. Обнаружение аутигенного барита в ледогрунтах озерного и склонового происхождения доказывает возможность его образования при отрицательных температурах в континентальных обстановках,

в отличие от ранее известных случаев, связанных преимущественно с высокотемпературными условиями океанических гидротерм или диагенеза. Морфологические особенности кристаллов барита (розетковидные агрегаты микрокристаллов пластинчатой формы), в сочетании с их расположением в микропустотах ледогрунта, указывают на формирование *in situ* в условиях ограниченного пространства и медленной кристаллизации, обусловленной криогенным концентрированием растворов, сегрегационным льдовыделением и бактериальной сульфатредукцией, о чем свидетельствуют присутствие газовых пузырьков биогенного метана [13], локальные слабокислые значения pH (4,76) в отдельных пробах и следовые количества сульфидов в EDX-спектрах. Высокое соотношение $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}$ в исследуемых образцах подтверждает преобладание сульфатов над кальцием, что благоприятствует преимущественному образованию барита (BaSO_4) по сравнению с гипсом ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) или ангидритом (CaSO_4), с учетом наличия ионов Ba^{2+} в ледогрунтовых жилах.

Полученные данные позволяют предположить, что аутигенный барит может являться перспективным индикатором криогенных процессов в многолетнемерзлых породах, таких как цикличное промерзание-протаивание, криогенная концентрация солей и сульфатредукция. Если дальнейшие исследования подтвердят эту связь, благодаря своей чувствительности к изменениям концентрации растворенных веществ и температуры, барит мог бы служить инструментом для мониторинга развития термокарста и термоденудации в условиях меняющегося климата.

Конфликт интересов. У авторов исследования нет конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена Институтом криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № FWRZ-FWRZ-2021-0012.

Competing interests. The authors have no conflict of interest to declare.

Financing. This work was conducted at the Institute of Earth's Cryosphere, Tyumen Scientific Centre of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, and supported by the state assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Project No. FWRZ-2021-0012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Базарова Е.П., Кадебская О.И., Рубцова М.Н., Коротченкова О.В., Кононов А.М. Криогенный рапидкрикит из малой нижнеудинской пещеры (Восточная Сибирь). *Криосфера Земли*. 2023;27(3):3–14. <https://doi.org/10.15372/KZ20230301>
Bazarova E.P., Kadebskaya O.I., Rubtsova M.N., Korotchenkova O.V., Kononov A.M. Cryogenic rapidcreekite from the Malaya Nizhneudinskaya Cave (Eastern Siberia). *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2023;27(3):3–14. (In Russ.). <https://doi.org/10.15372/KZ20230301>
2. Thomas H.R., Cleall P., Li Y.-C., Harris C., Kern-Luetsch M. Modelling of cryogenic processes in permafrost and seasonally frozen soils. *Geotechnique*. 2009;59(3):173–184. <https://doi.org/10.1680/geot.2009.59.3.173>
3. Фотиев С.М. Дискуссионные проблемы геокриологии: обзор достижений. *Криосфера Земли*. 2020;24(3):3–17. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-3\(3-17\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-3(3-17))
Fotiev S.M. Controversial problems of geocryology: a review of achievements. *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2020;24(3):3–17. (In Russ.). [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-3\(3-17\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-3(3-17))
4. Слагода Е.А., Новоселов А.А., Королева Е.С., Кузнецова А.О., Бутаков В.И., Тихонравова Я.В., Зазовская Э.П. Следы криогенных процессов в позднеолейстоценовых отложениях Пур-Тазовского междуречья Западной Сибири. *Криосфера Земли*. 2022;26(1):21–35. <https://doi.org/10.15372/KZ20220103>

- Slagoda E.A., Novoselov A.A., Koroleva E.S., Kuznetsova A.O., Butakov V.I., Tikhonravova Ya.V., Zazovskaya E.P. Traces of cryogenic processes in the Late Neopleistocene deposits of the Pur-Taz interfluvium, Western Siberia. *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2022;26(1):21–35. (In Russ.). <https://doi.org/10.15372/KZ20220103>
5. Zak K., Onac B.P., Kadebskaya O.I., Filippi M., Dublyansky Y., Luetscher M. Cryogenic mineral formation in caves. In: A. Persoiu, S.-E. Lauritzen (eds.). *Ice Caves. Pt 6*. Cambridge: Elsevier Inc.; 2018. P. 123–162. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811739-2.00035-8>
 6. Зигерт Х.Г. Минералообразование в условиях вечной мерзлоты. В кн.: *Строение и тепловой режим мерзлых пород*. Новосибирск: Наука; 1981. С. 14–21.
 7. Слагода Е.А. Криолитогенные отложения Приморской равнины моря Лаптевых: литология и микроморфология. Тюмень: Экспресс; 2002. 120 с.
 8. Рогов В.В. *Основы криогенеза*. Новосибирск: ГЕО; 2009. 208 с.
 9. Слагода Е.А., Крылов А.В., Попов К.А., Опокина О.Л., Дроздов Д.С., Рогов В.В., Курчатова А.Н., Орехов П.Т., Ермак А.А., Ходжер Т.В., Томберг И.В., Суслова М.Ю., Жученко Н.А., Абрамов А.А. Криолитолическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: микростроение и признаки криолитогенеза (Часть 2). *Криосфера Земли*. 2014;18(1):12–22. Slagoda E.A., Krylov A.V., Popov K.A., Opokina O.L., Drozdov D.S., Rogov V.V., Kurchatova A.N., Orekhov P.T., Ermak A.A., Khodzher T.V., Tomberg I.V., Suslova M.Yu., Zhuchenko N.A., Abramov A.A. Cryolithological structure of the first terrace of Bely Island in the Kara Sea: microstructure and signs of cryolithogenesis (Part 2). *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2014;18(1):12–22. (In Russ.).
 10. Курчатова А.Н., Рогов В.В. Аутигенные карбонаты в отложениях ледового комплекса приморских равнин Восточной Арктики. *Криосфера Земли*. 2013;18(3):60–69. Kurchatova A.N., Rogov V.V. Authigenic carbonates in the Ice Complex deposits of the coastal lowlands of the Eastern Arctic. *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2013;18(3):60–69. (In Russ.).
 11. Письменюк А.А., Семенов П.Б., Тарасевич И.И., Лейбман М.О., Бабкин Е.М., Нестерова Н.Б., Мальшев С.А., Стрелецкая И.Д., Шатрова Е.В., Хомутов А.В. Исследования четвертичных отложений и подземных льдов Центрального Ямала. *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. 2021;(8):173–176. <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2021-8-173-176> Pismeniuk A.A., Semenov P.B., Tarasevich I.I., Leibman M.O., Babkin E.M., Nesterova N.B., Malyshev S.A., Streletskaia I.D., Shatrova E.V., Khomutov A.V. Research of quaternary sediments and ground ice in Central Yamal. *Relief i chetvertichnye obrazovaniya Arktiki, Subarktiki i Severo-Zapada Rossii = Relief and Quaternary Deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia*. 2021;(8):173–176. (In Russ.). <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2021-8-173-176>
 12. Лейбман М.О., Хомутов А.В. Стационар «Васькины дачи» на центральном Ямале: 30 лет исследований. *Криосфера Земли*. 2019;23(1):91–95. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-1\(91-95\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-1(91-95)) Leibman M.O., Khomutov A.V. Vaskiny Dachi research station in Central Yamal: 30 years of studies. *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2019;23(1):91–95. (In Russ.). [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-1\(91-95\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-1(91-95))
 13. Бабкина Е.А., Хомутов А.В., Бабкин Е.М., Лейбман М.О. Мониторинг глубины протаивания и температуры многолетнемерзлых пород на севере Ямало-Ненецкого АО. *Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России*. 2022;(9):20–28. <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2022-9-20-28> Babkina E.A., Khomutov A.V., Babkin E.M., Leibman M.O. Monitoring of thaw depth and permafrost temperature in the north of Yamal-Nenets Autonomous Okrug. *Relief and Quaternary Formations of the Arctic, Subarctic and Northwest Russia*. 2022;(9):20–28. (In Russ.). <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2022-9-20-28>

14. Бутаков В.И., Слагода Е.А., Заватский М.Д., Иванов В.И. Газовый состав и микроорганизмы в подземных льдах российской Арктики. Известия Томского политехнического университета. *Инжиниринг георесурсов*. 2023;334(9):63–75. <https://doi.org/10.18799/24131830/2023/9/4084>
Butakov V.I., Slagoda E.A., Zavatsky M.D., Ivanov V.I. Gas composition and microorganisms in ground ice of the Russian Arctic. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. *Geo Assets Engineering*. 2023;334(9):63–75. (In Russ.). <https://doi.org/10.18799/24131830/2023/9/4084>
15. Курчатова А.Н., Рогов В.В. *Методы электронной микроскопии в геокриологии*. Москва; Тюмень: МГУ им. М.В. Ломоносова, ТИУ; 2020. 134 с.
16. Брушков А.В. *Засоленные многолетнемерзлые породы арктического побережья, их происхождение и свойства*. Москва: Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова; 1998. 324 с.
17. Трофимов В.Т., Красилова Н.С. Засоленные мерзлые грунтовые толщи арктического побережья России и их инженерно-геологические особенности. *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический*. 2017;92(4):49–57.
Trofimov V.T., Krasilova N.S. Saline frozen soils of Russian Arctic coast and their engineering-geological specific. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists*. Geological Series. 2017;92(4):49–57. (In Russ.).
18. Killawee J.A., Fairchild I.J., Tison J.-L., Janssens L., Lorrain R. Segregation of solutes and gases in experimental freezing of dilute solutions: Implications for natural glacial systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998;62(23–24):3637–3655. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00268-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00268-3)
19. Леин А.Ю., Лейбман М.О., Саввичев А.С., Миллер Ю.М., Пименов Н.В. Изотопно-биогеохимические особенности подземного пластового льда полуостровов Югорского и Ямала. *Геохимия*. 2003;10:1084–1104.
Lein A.Yu., Leibman M.O., Savvichev A.S., Miller Yu.M., Pimenov N.V. Isotopic-biogeochemical features of underground tabular ice of the Yugorsky and Yamal peninsulas. *Geokhimiya*. 2003;(10):1084–1104. (In Russ.).

ЭКОЛОГИЯ, БИОЦЕНОЛОГИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ ECOLOGY, BIOCENOLOGY AND BIOGEOGRAPHY

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-359-367>

УДК 574.32



Птицы новых приледниковых территорий залива Грён-фьорд (Шпицберген)

Е.Г. Лаппо, Р.А. Чернов✉

Институт географии РАН, Москва, Россия

✉ chernov@igras.ru

РАЧ, 0000-0003-4186-2769

Аннотация. Потепление климата в Атлантическом секторе Арктики привело к значительному сокращению оледенения Шпицбергена. На освободившихся ото льда территориях «новой суши» среди морен формируются многочисленные приледниковые озера, берега которых оказываются удобными местобитаниями для птиц. Современный этап дегляциации Западного Шпицбергена начался около 100 лет назад, и в первую очередь ото льда освободились те участки суши, которые лежат на низких гипсометрических уровнях. За последние 100 лет (с 1920-х гг.) крупные ледники Грөнфьорда (Земля Норденшельда) отступили на 2,1–2,8 км от берега, освободив значительные пространства общей площадью около 14 км². На моренах сформировались многочисленные озера разного размера (52 озера) суммарной площадью 1,9 км². Обследование берегов залива Грён-фьорд проводилось в течение августа 2022–2024 гг., и было выявлено 26 видов птиц. Среди них 9 видов птиц обнаружены в пределах «новой суши» — на территориях морен ледников. Нами отмечено, что на моренах встречаются или гнездятся следующие виды птиц: краснозобые гагары, глупыши, гуменники, белошекие казарки, тундряные куропатки, морские песочники, бургомистры, полярные крачки и пуночки. Данные по видовому составу, статусу и числу особей птиц получены во время маршрутов, проложенных по разным типам местообитаний, визуально и при обработке фотографий, сделанных фотоаппаратом с телеобъективом. Регистрировались все встреченные виды птиц в пределах видимости, без фиксированной полосы учета. В результате выявлены различия в видовом составе и численности птиц на моренах ледников Восточный, Западный Грөнфьорд и Альдегонда. Наиболее предпочитаемыми местообитаниями для птиц оказались не имеющие больших перепадов высот хорошо задернованные участки морен с многочисленными озерами, которые освободились от ледников на раннем этапе дегляциации, более 50–60 лет назад. Процесс вселения птиц на территории морен ледников происходит сравнительно медленно.

Ключевые слова: Шпицберген, дегляциация, морены, приледниковые озера, птицы, статус, местообитание

© Авторы, 2025

© Authors, 2025

Для цитирования: Лаппо Е.Г., Чернов Р.А. Птицы новых приледниковых территорий залива Грён-фьорд (Шпицберген). *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2025;71(3):359–367. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-359-367>

Поступила 15.05.2025

После переработки 20.08.2025

Принята 25.08.2025

Birds of the new periglacial territories of Grønfjord Bay (Spitsbergen)

Elena G. Lappo, Robert A. Chernov^{1✉}*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*✉chernov@igras.ru

ID RAC, 0000-0003-4186-2769

Abstract. The warming of the Arctic climate in the Atlantic has led to a significant reduction in the glaciation of Spitsbergen. The numerous periglacial lakes formed on the ice-free areas among the moraines, their banks and adjacent areas have become the suitable habitat for the birds. The current stage of deglaciation of Western Spitsbergen began about 100 years ago, and the first to be freed from ice were those land areas that lie at low hypsometric levels. Over the past 100 years (since the 1920s), the large glaciers of Grønfjord Bay (Nordenschöld Land) have retreated 2.1–2.8 km from the coast, freeing up significant land with a total area of about 14 km². Numerous lakes of various sizes (52 lakes) with a total size of 1.9 km² have formed on these moraines. The shores of Grønfjord Bay were surveyed during August 2022–2024 and 26 bird species were identified. Among them, 9 bird species were found within the “new land” — in the areas of glacial moraines. We noted that the following bird species were often observed or found nesting on the moraines: the red-throated loon, fulmar, bean goose, barnacle goose, rock ptarmigan, purple sandpiper, glaucous gull, Arctic tern and snow buntings. The bird species, their status and numbers were registered at a visible distance during a field survey in various habitats, by counting or photographing the birds by camera or “digiscoping”. All the bird species encountered were recorded within the visibility range, without a fixed counting strip. As a result, differences in the bird composition and numbers were found for moraines of the Austre, Vestre Grønfjordbreen and Aldegondabreen glaciers: the most preferred habitats for birds were the gentle or flat areas of young moraines covered by pioneer vegetation near the periglacial lakes. These are the areas, which became free of glaciers at an early stage of deglaciation more than 50–60 years ago. Despite the diversity of bird species in the bay, they occupy the new periglacial areas relatively slowly.

Keywords: Spitzbergen, deglaciation, moraines, periglacial lakes, birds, status, habitats

For citation: Lappo E.G., Chernov R.A. Birds of the new periglacial territories of Grønfjord Bay (Spitsbergen). *Arctic and Antarctic Research*. 2025;71(3):359–367. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-359-367>

Received 15.05.2025

Revised 20.08.2025

Accepted 25.08.2025

Введение

Шпицберген — уникальное место гнездования водоплавающих, околотовных, морских птиц Баренцевоморского региона [1, 2]. На всем Шпицбергене отмечено 254 вида птиц, из них регулярно и спорадически гнездятся 45 видов [3]. Для акватории и побережий Грён-фьорда с 2000 г. зарегистрировано 33 вида птиц [4–7].

Одним из важнейших современных факторов, влияющих на природу Шпицбергена, является потепление климата, как следствие — сокращение площади морского льда, «атлантификация» и «бореализация» орнитофауны, сдвиги в фенологии их жизненного цикла, изменение видового состава и численности колоний морских птиц, успеха их гнездования [8].

В результате потепления климата происходит сокращение оледенения арктических островов и появление обширных пространств, свободных ото льда. Эти пространства являются приледниковыми моренами и фактически становятся ареной сукцессий растительности и резервных местообитаний для птиц [9].

Современный этап дегляциации Западного Шпицбергена начался около 100 лет назад, и в первую очередь ото льда освободились те участки суши, которые лежат на низких гипсометрических уровнях [10, 11]. За последние 100 лет (с 1920-х гг.) в западной части Земли Норденшельда оледенение сократилось на 51 % [10]. Крупные ледники залива Грён-фьорд (Восточный и Западный Грёнфьорд, Альдегонда) отступили от берега на 2,1–2,8 км, освободив значительные пространства общей площадью около 14 км² [10]. В связи с этим в южной и юго-западной частях залива простираются обширные морены. Их границы резко выделяются в сравнении с окружающим пространством тундры, как по морфологическим признакам, так и по характеру растительного покрова [12]. На моренах сформировались многочисленные озера разного размера (52 озера) суммарной площадью 1,9 км² [13]. Их возраст, контакт с мертвыми льдами, высотное положение определяют степень задернованности берегов, что является одним из факторов, определяющих степень привлекательности этих новых территорий для птиц.

Авторов данной работы заинтересовал процесс вселения разных видов птиц на освобожденные в результате таяния ледников приледниковые морены, где сформировался спектр новых местообитаний с пионерной растительностью. Этот процесс начался недавно и продолжается в настоящее время. Состав и численность видов птиц в моренах разных ледников отличается и требует дальнейшего изучения, сравнения и мониторинга.

Целью настоящего исследования явилось изучение видового состава птиц на побережьях залива Грён-фьорд и выявление видов, вселяющихся в настоящее время на участки «новой суши» — приледниковые морены, а также выявление причин различий в составе фауны птиц на моренах разных ледников.

Материалы и методы

Данные по видовому составу, статусу и числу особей птиц получены во время маршрутов, которые были проложены по разным типам местообитаний. Маршруты протяженностью 20–25 км были проложены так, чтобы охватить береговую линию залива, морены ледников, участки тундры за пределами морен, берега многочисленных приледниковых озер. Границы области моренных комплексов показаны пунктиром на рис. 1, цифрами I, II, III обозначены морены ледников Альдегонда, Западный и Восточный Грёнфьорд соответственно. В местах гнездования или встреч птиц и их скоплений были сделаны остановки для определения видового и возрастного состава, численности стай или групп птиц или описания гнезд. Данные по птицам собраны визуально или при обработке фотографий, сделанных фотокамерой SONY DSC-RX10M4, с фокусным расстоянием 220–600 мм. Регистрировались все встреченные виды птиц в пределах видимости, без фиксированной полосы учета. Выявлены различия в видовом составе и численности птиц на модельных участках приледниковых морен ледников Восточный Грёнфьорд и Альдегонда, и проведено сравнение их орнитофаун между собой и в окружающих ландшафтах, не ледникового происхождения. Границы моренных комплексов получены также на основе полевых наблюдений и по данным электронного сервиса toposvalbard.npolar.no.

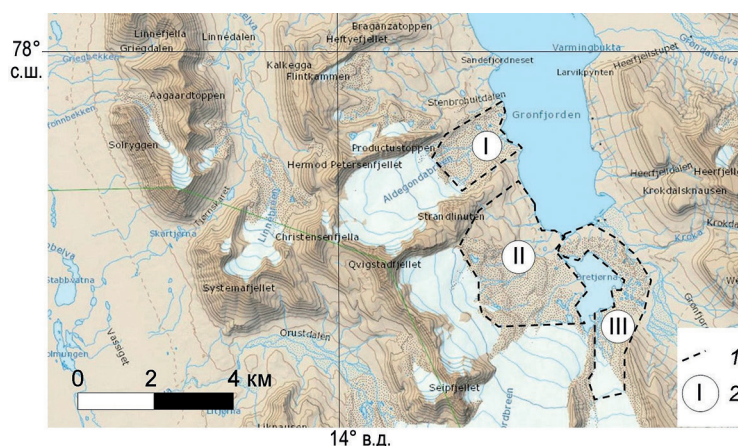


Рис. 1. Район исследования. Границы области моренных комплексов (I), римскими цифрами I, II, III обозначены морены ледников Альдегонда, Западный и Восточный Грөнфьорд соответственно (2). Подложка карты — картографический сервис Норвежского полярного института (<http://toposvalbard.npolar.no>)

Fig. 1. Study area. The boundaries of the moraine complex area (I), I, II, III are marked by the moraines of the Aldegondabreen, Vestre and Austre Grønfjordbreen glaciers, respectively (2). The map base is the cartographic service of the Norwegian Polar Institute (<http://toposvalbard.npolar.no>)

Результаты и их обсуждение

Изучение состава фауны птиц и их численности включает подробное обследование различных местообитаний побережья залива Грён-фьорд и маршруты на морены ледников Восточный и Западный Грөнфьорд, Альдегонда. Морены этих ледников прилегают к побережью фьорда, напорный моренный вал ледников Восточный и Западный Грөнфьорд ограничивает обширную область пологих морен со

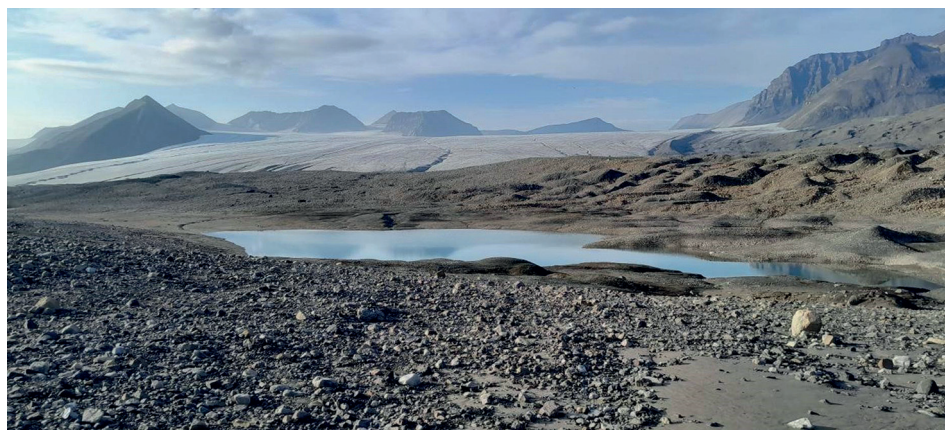


Рис. 2. Безымянное приледниковое озеро и морены ледников залива Грён-фьорд — «новые» территории для гнездования птиц

Fig. 2. An unnamed glacial lake and moraines near the glaciers of Grønfjord Bay — “new” territories for nesting birds

Таблица

**Видовой состав и характер пребывания птиц в Грён-фьорде
в целом и на приледниковых территориях в 2022–2024 гг.**

Table

**Species composition and nature of bird presence in Grønfjord
as a whole and in glacial areas in 2022–2024**

Список фауны птиц	Характер пребывания	Биотопическая связь
Краснозобая гагара (<i>Gavia stellata</i>)	Г	Г _о , Р _м
Глупыш (<i>Fulmarus glacialis</i>)	Г	Г _с
Короткоклювый гуменник (<i>Anser brachyrhynchus</i>)	Г	Л _о , Р _м
Белошекая казарка (<i>Branta leucopsis</i>)	Г	Л _о , Р _м
Черная казарка (<i>Branta bernicla</i>)	Р	—
Хохлатая чернеть (<i>Aythya fuligula</i>)	Р	—
Морянка (<i>Clangula hyemalis</i>)	Р	—
Обыкновенная гага (<i>Somateria mollissima</i>)	Г	—
Гага-гребенушка (<i>Somateria spectabilis</i>)	Р	—
Турпан (<i>Melanitta fusca</i>)	Р	—
Тундрная куропатка (<i>Lagopus mutus hyperboreus</i>)	Г	Г _м
Галстучник (<i>Charadrius hiaticula</i>)	Г	—
Камнешарка (<i>Arenaria interpres</i>)	Р	—
Плосконосый плавунчик (<i>Phalaropus fulicarius</i>)	Р	—
Морской песочник (<i>Calidris maritima</i>)	Г	Р _м
Большой веретенник (<i>Limosa limosa</i>)	Р	—
Короткохвостый поморник (<i>Stercorarius parasiticus</i>)	Г	—
Бургомистр (<i>Larus hyperboreus</i>)	Г	Р _с , Р _о , Р _м
Морская чайка (<i>Larus marinus</i>)	Р	—
Моевка (<i>Rissa tridactyla</i>)	Г	—
Полярная крачка (<i>Sterna paradisaea</i>)	Г	Г _м
Люрик (<i>Alle alle</i>)	Г	—
Толстоклювая кайра (<i>Uria lomvia</i>)	Р	—
Чистик (<i>Cephus grille</i>)	Г	—
Тупик (<i>Fratercula arctica</i>)	Г	—
Пуночка (<i>Plectophenax nivalis</i>)	Г	Г _с , Р _м

Примечание. Г — гнездится, Л — линяет, Р — регулярно встречается; индексы указывают локацию птиц на приледниковой территории: биотопическая связь птиц со скалами близ ледников (с), с ледниковыми озерами (о), с приледниковыми моренами (м).

Note. Г — nests, Л — moults, Р — regularly encountered; the indices indicate the location of the birds in the glacier-affected area: the birds' biotopic association with rocks near glaciers (с), with glacial lakes (о), and with glacier-affected moraines (м).

множеством озер (рис. 2). У ледника Альдегонда выражены лишь боковые моренные валы, центральная часть морены сложена крупнообломочным материалом, и на пространство морен имеется лишь 4 озера. В 2022–2024 гг. нами встречено 26 видов птиц, из них гнездящиеся — 15 (см. табл.). В августе подавляющее большинство птиц уже покинули свои гнездовые территории и собирались на линьку или готовились к миграции, лишь для некоторых видов были отмечены поздние кладки или выводки.

На моренах ледников нами зафиксировано пребывание 9 видов птиц с разным статусом (см. табл.).

Более детальная информация по видам птиц, которые были встречены на приледниковых территориях в августе 2022–2024 гг., приведена ниже.

Краснозобая гагара *Gavia stellata* (Pontopp., 1763). Обычный вид, регулярно встречается над акваторией залива и на озерах. На приледниковом озере ледника Восточный Грёнфьорд (длина примерно 100 м), в сырой слабо задернованной осоково-моховой каменистой тундре [12], держалась птица с птенцом размером со взрослую особь (наблюдение — 20.08.2022). На том же озере видели пару гагар без птенца (19.08.2023). На сравнительно крупном озере морен Альдегонды длиной около 200 м была отмечена гагара (15.08.2022 и 23.08.2024).

Глупыш *Fulmarus glacialis* (L., 1761). Обычный вид, гнездовые колонии располагаются на высоких скалах около ледников и акватории залива. В колонии на крутых скальных склонах гор, окружавших ледник Альдегонда, 23.08.2024 мы видели около 10 парящих и сидевших на гнездах глупышей, и, по опросным сведениям, под скалами находили погибших птенцов. Колония расположена выше пятен яркой зеленой растительности — маркера повышенной нитрификации от помета птиц [15].

Короткоклювый гуменник *Anser brachyrhynchus* (Lath., 1787). Регулярно встречаются в окрестностях пос. Баренцбург. На оз. Бретгёрна была отмечена стая линных гуменников около 50 особей (11.08.2022). Стая из 16 линных взрослых птиц держалась на небольшом озере в моренном ландшафте ледника Восточный Грёнфьорд (8.08.2023). Пара гуменников слетела с небольшого озера в моренном ландшафте ледника Альдегонда (23.08.2024).

Белошекая казарка *Branta leucopsis* (Bech., 1803). Регулярно встречаются в небольших количествах в долинах и низовьях рек, на берегах залива, на отмелях и мысах. 08.08.2023 на небольшом озере на периферии молодого моренного ландшафта ледника Восточный Грёнфьорд было замечено 35 взрослых линных птиц в 2 стаях, а на оз. Бретгёрна мы видели еще 35–40 особей.

Тундряная куропатка *Lagopus mutus hyperboreus* (Montin, 1776) — эндемичный подвид Шпицбергена. Гнездится в верхних частях склонов, в горной тундре на плато и в приледниковом моренном ландшафте. В слабоздернованных каменистых моренах ледника Восточный Грёнфьорд с редкими куртинами дриады *Dryas* и трехщетиinnика *Trisetum* 20.08.2022 была встречена пара куропаток с подростом выводком из 7 птенцов размером с 2/3 взрослой особи (рис. 3).

Морской песочник *Calidris maritima* (Brunnich, 1764). Повсеместно встречается в разных типах ландшафтов. Встречены одиночные птицы и небольшие группы в задернованных моренах ледника Восточный Грёнфьорд, найдены многочисленные отпечатки следов куликов (предположительно того же вида) на влажном аллювии водотока близ ледника (1, 5, 11 и 20 августа 2023 г.).

Бургомистр *Larus hyperboreus* (Gunn., 1767). Многочисленный вид, встречается повсеместно, гнездится как на скалах, так и на постройках. Неоднократно встречен в устьевых участках рек, стекающих с ледников, и на берегу оз. Бретгёрна.

Полярная крачка *Sterna paradisaea* (Pontopp., 1763). Гнездится в Грён-фьорде как одиночно, так и колониально, в антропогенных и в природных местообитаниях. Мы наблюдали скопление крачек вдали на отмели оз. Бретгёрна (11 и 20 августа 2022 г.). На периферии морен ледника Восточный Грёнфьорд на щебнистой поверх-



Рис. 3. Тундряная куропатка на приледниковой морене Восточного Грөнфьорда
Fig. 3. Rock ptarmigan on the periglacial moraine of Austre Grønfjordreen

ности с незначительным количеством лишайников близ небольшого озера было найдено 1 гнездо с 2 насиженными яйцами (19.08.2023). В низовьях р. Бретъёрна, в кутовой части залива, крачки летели от залива через моренный вал в сторону оз. Бретъёрна с мелкими рыбками в клюве, видимо, неся корм птенцам (в течение 40 мин пролетело 23 крачки с кормом) (30.08.2024).

Пуночка *Plectrophenax nivalis* (Linnaeus, 1758). Встречается повсеместно, обычна в природных и в антропогенных местообитаниях: стайки взрослых и молодых летных птиц были обычны в каменистых развалах и моренах ледника Восточный Грөнфьорд.

Наибольшее количество птиц отмечено на моренах ледника Восточный Грөнфьорд. Площадь морен ледника составляет около 5 км², и их значительная часть лежит ниже отметки 25 м. При таянии мертвых льдов, оставшихся при отступании ледника, среди моренных холмов образовалось более 30 озер [13]. В связи с различным высотным положением и возрастом озер лишь немногие из них заселяются водоплавающими и околотовными птицами. На этой территории были встречены: гнездящиеся краснозобая гагара, тундряная куропатка и полярная крачка; линные стаи белошеких казарок и короткоклювых гуменников; кормящиеся стайки пуночек и морских песочников, бургомистры.

Морены ледников Альдегонда и Западный Грөнфьорд в отличие от морен ледника Восточный Грөнфьорд имеют более резкий перепад высот и слабую задернованность. Ледниковых озер мало, и их берега зачастую сложены мертвыми льдами. Так как значительная площадь этих морен лежит выше 100 м н. у. м., они позднее освободились ото льда (менее 30–40 лет назад) [10]. Вблизи ледника Альдегонда в 2022–2024 гг. не было отмечено гнездящихся птиц, кроме колонии глупышей на скалах, окружающих ложе ледника. На приледниковых озерах Альдегонды были встречены краснозобая гагара, полярные крачки, бургомистры, небольшие стаи гуменников и белошеких казарок.

Заключение

Наиболее предпочитаемыми для птиц оказались лишь те участки морен, которые освободились от ледников на раннем этапе дегляциации более 50 лет назад. Однако вселение птиц на новые приледниковые территории, как дополнительные или альтернативные местам, ставшим менее пригодными для них по тем или иным причинам [8], происходит лишь на ограниченных участках и сравнительно медленно: пока, за прошедшие менее 100 лет, их освоили лишь около трети видов птиц, встречающихся на окружающих территориях. Среди пионеров из птиц в непосредственной близости от ледников держатся тундряные куропатки, полярные крачки и пуночки, которых привлекают молодые каменистые поверхности с первыми этапами сукцессий растительности; морские песчаники, находящие корм в тонких отложениях ледниковых ручьях и реках; гагар, водоплавающих и куликов можно скорее встретить на приледниковых территориях с пологим рельефом, с большим количеством озер, со сравнительной задернованностью берегов, к тому же удаленных от побережья и менее доступных для хищников. Колонии глупышей на приледниковых скалах приводят к усиленной нитрификации, ускоряющей естественный сукцессионный процесс зарастания приледниковых морен [12, 14, 15]. Таким образом, эти быстро формирующиеся «новые» территории с целым спектром сукцессионных стадий сравнительно медленно и асинхронно занимаются разными видами птиц, в зависимости от биотопических предпочтений разных видов и состояния их популяций. Дальнейшее изучение видового состава, численности и скорости заселения птицами «новой суши» важны для понимания процесса динамики экосистем и их компонентов в Арктике ввиду современных климатических и прочих изменений [9].

Конфликт интересов. Авторы не имеют конфликта интересов.

Финансирование. Полевые работы проводились в рамках комплексной Шпицбергенской экспедиции Института географии РАН при поддержке треста «Арктикуголь» (грант FM WS-2024-0001). Анализ данных и работа с картографическим материалом выполнены при поддержке Государственного задания Института географии РАН FMWS-2024-0007 («Биотические географо-гидрологические и ландшафтные оценки окружающей среды для создания основ рационального природопользования»).

Competing interests. The authors have no conflict of interest.

Funding. The field work was carried out within the framework of the complex Spitsbergen expedition of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences with the support of the Trust Arktikugol (grant FM WS-2024-0001). Data analysis and work with cartographic material were carried out with the support of the State assignment of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences FMWS-2024-0007 (“Biotic geographic-hydrological and landscape assessments of the environment for creating a basis for rational nature management”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Lovenskiold L.H. *Avifauna Svalbardensis*. Oslo: Norsk Polarinsittut Skrifter; 1964. 460 p.
2. Kovacs K.M., Lydersen C. *Birds and mammals of Svalbard*. Oslo: Norsk Polar Institute; 2006. 205 p.
3. Aviabase — Bird checklists of the World. Svalbard. Available at: <https://avibase.bsc-eoc.org/checklist.jsp?region=NOsvsv> (accessed 01/02/2025).
4. Марасаев С.Ф. Орнитологические исследования в прибрежной зоне Ис-фьорда (Западный Шпицберген) летом 2003 г. В кн.: *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Апатиты: КНЦ РАН; 2004. С. 270–277.

5. Гаврило М.В. Наблюдения за птицами и млекопитающими в районе архипелага Шпицберген летом 2003 года. *Русский орнитологический журнал*. 2007;16(385):1459–1476.
Gavrilov M.V. Observations of birds and mammals in the area of the Spitsbergen archipelago in the summer of 2003. *Russkiy ornitologicheskii zhurnal = Russian Ornithological Journal*. 2007;16(385):1459–1476. (In Russ.).
6. Иваненко Н.Ю. Гнездовая орнитофауна Грён-фьорда (Западный Шпицберген). Проблемы морской палеоэкологии и биогеографии в эпоху глобальных изменений. В кн.: *Комплексные исследования природы архипелага Шпицберген: материалы IX международной научной конференции «Комплексные исследования природы архипелага Шпицберген»*. Мурманск: ГЕОС; 2009. С. 272–283.
7. Лебедева Н.В. Птицы в антропогенном ландшафте на Шпицбергене. В кн.: Макаревич П.Р. (ред.). *Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тезисы докладов XV Всероссийской научной конференции с международным участием, Мурманск, 28–30 сентября 2020 г.* Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН; 2020. С. 58–60.
8. Descamps S., Aars J., Fuglei E., Kovacs K.M., Lydersen C., Pavlova O., Pedersen Å.Ø., Ravolainen V., Strøm H. Climate change impacts on wildlife in a High Arctic archipelago — Svalbard, Norway. *Global change biology*. 2017;23(2):490–502. <https://doi.org/10.1111/gcb.13381>
9. Тишков А.А., Добрянский А.С., Кренке А.Н., Гнеденко А.Е.. Изменение площади суши Российской Арктики для освоения биотой. *Арктика: экология и экономика*. 2023;13(2):188–200. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2023-2-188-200>
Tishkov A.A., A.S. Dobryansky, A.N. Krenke, A.E. Gnedenko. Changes in the land area of the Russian Arctic for biota development. *Arktika: ekologiya i ekonomika = Arctic: ecology and economy*. 2023;13(2):188–200. (In Russ.). <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2023-2-188-200>
10. Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшюльда (архипелаг Шпицберген). *Лед и Снег*. 2018;58(4):462–472. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472>
Chernov R.A., Muravyov A.Ya. Modern changes in the area of glaciers in the western part of Nordenskjöld Land (Spitsbergen archipelago). *Led i sneg = Ice and Snow*. 2018;58(4):462–472. (In Russ.). <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-4-462-472>
11. Hagen J., Kohler J., Melvold K. Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff, and freshwater flux. *Polar Res*. 2003;22:145–159.
12. Тишков А.А. Первичные сукцессии экосистем арктических тундр западного побережья Шпицбергена. *Изв. АН СССР. Сер. геогр.* 1985;3:99–105.
Tishkov A.A. Primary successions of Arctic tundra ecosystems of the western coast of Spitsbergen. *Izvestiya RAN (Akad. Nauk SSSR). Seriya Geograficheskaya*. 1985;3:99–105. (In Russ.).
13. Ромашова К.В., Чернов Р.А. О формировании новых приледниковых озер в бассейне залива Грён-фьорд (Шпицберген) в 1938–2010 гг. *Лед и Снег*. 2022;62(2):193–202. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020125>
Romashova K.V., Chernov R.A. On the formation of new periglacial lakes in the Grenfjord Bay basin (Spitsbergen) in 1938–2010. *Led i sneg = Ice and Snow*. 2022;62(2):193–202. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2076673422020125>
14. Turner-Meservy C., Vilmundardóttir R.L., Gísladóttir G. Soil chemical properties in glacial moraines across a chronosequence influenced by avifauna and volcanic materials: Breiðamerkurjökull, Iceland. *Catena*. 2022;209(2):105836. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021>
15. Moreau M., Laffly D., Joly D., Brossard T. Analysis of plant colonization on an arctic moraine since the end of the Little Ica Age using remotely sensed data and a Bayesian approach. *Remote Sensing of Environment*. 2005;99:244–253. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.03.017>

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

В журнале публикуются оригинальные статьи по тематике исследований полярных областей, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры (по заказу редакции). Тексты статей должны быть на русском или английском языке. Журнал рассматривает только те статьи, которые ранее не были опубликованы и не находятся на рассмотрении в других изданиях.

Все материалы направляются в редакцию в электронном виде онлайн через личный электронный кабинет автора на сайте журнала <https://www.aaresearch.science>. Авторы должны представить текст статьи со вставленными рисунками, а также отдельно оригинальные файлы рисунков (см. требования к рисункам), Акт экспертизы о возможности публикации статьи в открытой печати и файл с полными сведениями об авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), место работы (полный адрес), ученая степень, должность, адрес электронной почты и телефон одного из авторов для связи. Рекомендуемый объем статей — от 8 до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков не более 6, таблиц не более 6. Текст набирается в формате Microsoft Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5. Страницы в статье нумеруются.

Все поступающие материалы проходят проверку на отсутствие заимствований в соответствии с этическими правилами публикаций с помощью системы «Антиплагиат».

Все статьи проходят двойное рецензирование.

Публикация в нашем журнале полностью бесплатна.

Структура статьи

Статьи оформляются следующим образом. Сначала дается УДК; затем на русском языке — название статьи, инициалы и фамилии всех авторов (при указании авторов статьи сначала идут инициалы, затем фамилия. Инициалы и фамилия разделяются пробелом), полное название организации(ций), где выполнена работа и ее (их) адрес; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Далее продолжается информация на русском языке: краткая аннотация (7–10 строк) (без перевода на английский) и ключевые слова в алфавитном порядке (не более 10).

Затем те же сведения приводятся на английском языке: заглавие, авторы, учреждения, второй раз e-mail главного автора. При этом имена авторов даются полностью, отчество сокращенно. После этого на английском языке авторский Abstract статьи на 20–25 строк (здесь же для контроля обязательно прилагается перевод Abstract на русский язык) и ключевые слова в соответствии с английским алфавитом (не более 10 слов и не более двух слов в сочетаниях).

Abstract должно быть понятно без обращения к самой публикации как независимый от статьи источник информации. Оно должно отвечать следующим критериям: информативности (не содержать общих слов); содержательности (отражать основное содержание статьи: задачи работы, методы, главные результаты исследований); последовательности изложения. Перевод Abstract на английский язык должен быть выполнен качественно, с использованием англоязычной специальной терминологии, не быть дословным переводом русскоязычной версии (при необходимости следует также включать пояснения для иностранного читателя, связанные со спецификой исследований).

Аннотация на русском языке и Abstract должны быть структурированными, т. е. отражать кратко проблему исследования и ее состояние, цель работы, методы, результаты и заключение.

Для статьи, представляемой на английском языке, требуются: УДК; перевод на русский язык всей информации, которая дается перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо привести расширенный русский реферат (1–1,5 стр.), а в подписях к рисункам дать их перевод на русский язык.

Основной текст разбивается на разделы. Обычно это введение с описанием научной проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи нужно поместить следующую информацию на двух языках: Конфликт интересов/Competing interests; Финансирование/Funding; Благодарности/Acknowledgments. Желательно также указать вклад авторов в работы — Вклад авторов/Authors contribution. В разделе Финансирование необходимо указать источник финансовой поддержки, способствовавший выполнению этой работы (гранты фондов, программы и т.д.), в Благодарностях можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи.

Подписи под рисунками даются к каждому рисунку в соответствии с его расположением в тексте: сначала на русском (Рис. 1. Далее подпись), а потом на английском языке (Fig. 1. Figure caption). В подписях необходимо отделять собственно название рисунка от объяснений к нему (экспликация), которые надо давать с новой строки.

Рисунки и фотографии помещают в отдельных файлах: для растровых изображений в растровых форматах JPEG/TIFF/PNG/PSD, в векторных — CDR, AI, EPS и в формате XLS (не допускаются рисунки в формате Word). Разрешение растровых изображений в оттенках серого и RGB-цвет должно быть 300 dpi. Все текстовые надписи на рисунках даются только на русском языке, для статей на английском — соответственно — на английском. Для статей на русском языке все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с обязательной расшифровкой в подрисуночных подписях, где они также обозначаются курсивом. Цифры можно ставить и на линиях графиков. На графиках все шкалы обязательно подписываются и указывается размерность величин.

Таблицы. Для больших таблиц следует использовать альбомную разметку страницы. Номер и наименование таблицы (два отдельных абзаца) приводятся на русском и английском языках. Заголовок таблицы не должен превышать ДВУХ строк.

Таблицы и графы должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы набираются, как и текст, в формате Word шрифтом 9 пт. Если у таблицы есть примечание, оно тоже приводится на двух языках. Примечания внутри таблицы не даются. Используются сноски ко всей таблице или отдельным ее показателям.

В тексте следует давать ссылки на все рисунки и таблицы. При первой ссылке — рис. 1, табл. 1; при повторных — см. рис.1, см. табл. 1. Если в тексте дается одна таблица или один рисунок, то ссылки в тексте приводятся следующим образом: при первой ссылке — (таблица), (рисунок); при повторной ссылке — (см. таблицу), (см. рисунок).

Математические обозначения, символы и простые формулы рекомендуется набирать основным шрифтом статьи, сложные формулы — в программе MathType (или в версиях Word до 2007 года включительно). Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки в тексте. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы — курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

При подаче статьи в журнал автор должен проверить точность и правильность оформления *списка литературы*.

Редакция может отказать автору в приеме рукописи к дальнейшему рассмотрению при плохом качестве списка литературы, в частности:

- при преобладании ссылок на малоизвестные источники, отсутствующие в МНБД, на недоступные источники, на собственные работы (больше 30 %);
- при наличии ошибок в описании: пропуск автора или неверное написание его ФИО, неточное название статьи/книги, неполные или неверные выходные сведения (том, номер, страницы, год издания, не указанный DOI).

Все приведенные в статье цитаты должны быть выверены по первоисточникам с указанием страницы (например, [17, с. 37]). Также должны быть тщательно выверены все библиографические данные (ФИО автора/ов, название статьи/книги, том, номер журнала, страницы, издательство, год издания, DOI, полный интернет-адрес, по которому доступен текст статьи/книги (URL), дата обращения к сайту). Полные интернет-адреса (URL) должны быть приведены для всех ссылок, где это возможно.

Для оригинальных научных статей необходимо упоминание не менее 10 и, желательно, не более 25–30 источников, для научного обзора — не менее 50 источников. Желательно использование не менее 30 % англоязычных источников за последние 10–15 лет.

В соответствии с этикой научных публикаций рекомендуется, чтобы в списке литературы ссылки на собственные работы не превышали 30 % от общего количества источников.

В списки литературы включаются только рецензируемые источники (статьи из научных журналов и монографии), использованные при подготовке статьи.

В связи с новыми практиками расчета рейтингов научных журналов в Список литературы не рекомендуется включать:

- кандидатские и докторские диссертации, их авторефераты (нужно цитировать статьи, опубликованные в процессе подготовки диссертации и включающие материал из нее);
- материалы конференций;
- статьи из нерецензируемых журналов, а также журналов, исключенных из ВАК, баз РИНЦ;
- ссылки на труднодоступные, неопубликованные, малотиражные, а также локальные, популярные и образовательные источники:
 - неоцифрованные, отсутствующие в сети старые учебные пособия, сборники трудов, монографии;
 - методические пособия, техническую документацию, ГОСТЫ;
 - недолговечные WEB-страницы.
- ссылки на статью в печатном СМИ, тексты на сайте или в блогах.

При необходимости для вышеперечисленных категорий можно использовать внутритекстовые полные библиографические ссылки (оформляются в круглых скобках в стиле списка литературы) в количестве не более трех на публикацию. Впоследствии при наличии технической возможности в макете они могут быть заменены на сноски.

В журнале принят Ванкуверский стиль цитирования (отсылка в тексте в квадратных скобках, полное библиографическое описание источника в списке литературы в порядке упоминания в тексте статьи).

В соответствии с требованиями мировых научных баз данных реферативной и аналитической информации наряду со списком литературы на русском языке необходимо представить библиографический список статей и доступных монографий также на английском языке.

С января 2024 г. мы используем стиль оформления ссылок, в котором под единым номером списка объединены ранее приводившиеся в Списке литературы и в References описания библиографических ссылок одного и того же источника.

Примеры оформления

Статья на русском языке

Нестерова Н.Б., Хомутов А.В., Лейбман М.О., Сафонов Т.А., Белова Н.Г. Инвентаризация термоцирков на Севере Западной Сибири по данным мозаики спутниковых снимков 2016–2018 годов. *Криосфера Земли*. 2021;25(6):41–50. <https://doi.org/10.15372/KZ20210604>

Nesterova N.B., Khomutov A.V., Leibman M.O., Safonov T.A., Belova N.G. The inventory of retrogressive thaw slumps (thermocirques) in the north of West Siberia based on 2016–2018 satellite imagery mosaic. *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2021;25(6):41–50. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/KZ20210604>

Статья на английском языке

Nitze I., Heidler K., Barth S., Grosse G. Developing and testing a deep learning approach for mapping retrogressive thaw slumps. *Remote Sensing*. 2021;13(21):4294. <https://doi.org/10.3390/rs13214294>

Монография на русском языке

Лейбман М.О., Кизяков А.И. *Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова*. М.: Институт криосферы земли СО РАН; 2007. 206 с.

Монография на иностранном языке

Kelley M. C. *The Earth's ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics*. San Diego, CA, USA: Academic Press; 1989. 556 p.

Глава из монографии

Leibman M., Khomutov A., Kizyakov A. Cryogenic landslides in the West-Siberian plain of Russia: classification, mechanisms, and landforms. In: W. Shan et al. (eds.). *Landslides in cold regions in the context of climate change. Environmental Science and Engineering*. Springer International Publishing, Switzerland; 2014. P. 143–162.

Монография, переведенная на английский язык

Аэрозоль и климат. Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат; 1991. 541 с.

Kondratyev K.Ya., Ivlev L.S., Krapivin V.F., Varotsos C.A. *Atmospheric aerosol properties, formation processes, and impacts: from nano- to global scales*. Chichester: Springer/PRAXIS; 2006. 572 p.

Монографии без авторов

Kokhanovsky A., Tomasi C., editors. *Physics and Chemistry of the Arctic Atmosphere. Springer Polar Sciences series*. Cham: Springer; 2020. 717 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-33566-3>

Ссылки на интернет-ресурсы

Global Modeling and Assimilation Office (GMAO). MERRA-2 `tavg1_2d_aer_Nx: 2d, 1-Hourly, Time-averaged, Single-Level, Assimilation, Aerosol Diagnostics V5.12.4`, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). 2015. URL: <https://10.5067/KLICLTZ8EM9D> (accessed 15.04 2023)

Тезисы конференции (при острой необходимости).

Макаров Е.И., Саперштейн Е.Б., Фролов С.В., Федяков В.Е. Разработка сценариев для тактического планирования транзитных рейсов газозовозов в ледовых условиях в акватории СМП. В кн.: *Труды 15-й Международной конференции и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2021), 21–24 октября 2021*. СПб.; 2021. С. 181–187.

Если статья опубликована в журнале, имеющем русскую и английскую версии, то библиографические данные в References следует приводить из английской версии журнала:

Виноградова А.А., Васильев А.В., Иванова Ю.А. Загрязнение воздуха черным углеродом в районе о-ва Врангеля: сравнение источников и вкладов территорий Евразии и Северной Америки. *Оптика атмосферы и океана*. 2020; 33(12):907–912. [https:// doi.org/10.15372/AOO20201201](https://doi.org/10.15372/AOO20201201)

Vinogradova A.A., Vasileva A.V., Ivanova Yu.A. Air pollution by black carbon in the region of Wrangel Island: comparison of Eurasian and American sources and their contributions. *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2021;34(2): 97–103. [https:// doi.org/10.1134/S1024856021020111](https://doi.org/10.1134/S1024856021020111)

Для статей из нашего журнала отметим, что с 2018 г. название журнала на английском языке — *Arctic and Antarctic Research*. До 2018 г. название на английском было *Problemy Arktiki i Antarktiki*

Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция по согласованию с автором вправе ее сократить. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым передает авторские права на издание этой статьи журналу «Проблемы Арктики и Антарктики / Arctic and Antarctic Research».

Редакционная коллегия не вступает в дискуссии с авторами по поводу принимаемых ею решений.

Более полные сведения по оформлению статьи приведены в документе «Требования к оформлению статей, присылаемых в журнал Проблемы Арктики и Антарктики», который обязателен для ознакомления при подготовке материалов статьи.

Об Аннотациях. Редакция рекомендует всем авторам ознакомиться с Рекомендациями по оформлению аннотаций на английском языке, которые являются для иностранных ученых и специалистов основным и, как правило, единственным источником информации о содержании статьи и изложенных в ней результатах исследований.

Подписано в печать 23.09.2025
Формат 70×100 1/16
Тираж 85

Печать цифровая
Печ. л. 7,625
Заказ №

ООО «Тверская фабрика печати»,
170006, Россия, г. Тверь, Беляковский переулок, д. 46, пом. 25.

Signed to print 23.09.2025
Format 70×100 1/16
Edition 85

Digital Printing
P. s. 7,625
Order No

LLC “Tver Printing Factory”,
170006, Russia, Tver, Belyakovsky lane, 46, office 25.